Вестник

Томского государственного университета

ПРИЛОЖЕНИЕ

№ 3 (IV) АПРЕЛЬ 2003

Материалы научных конференций, симпозиумов, школ, проводимых в ТГУ

ISSN 1561-7793

Вестник

Томского государственного университета

Серия «Науки о Земле»
(геология, география, метеорология, геодезия)

ПРИЛОЖЕНИЕ

№ 3 (IV) **АПРЕЛЬ 2003**

Материалы научных конференций, симпозиумов, школ, проводимых в ТГУ

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

Материалы научной конференции, посвященной 125-летию основания Томского государственного университета и 70-летию образования геолого-географического факультета 2–4 апреля 2003 г.

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

№ 3 (IV)

Физическая география, геоморфология и эволюционная география
Гидрология и водные ресурсы
Метеорология, климатология и мониторинг атмосферы
Почвоведение и география почв

В Приложении № 3 Вестника Томского государственного университета представлены материалы конференции «Проблемы геологии и географии Сибири», проводимой в Томском госуниверситете 2–4 апреля 2003 г. Конференция посвящена 125-летию основания Томского государственного университета и 70-летию образования геолого-географического факультета.

Статьи посвящены различным проблемам современной структуры и эволюции ландшафтов, геоморфологических процессов и методов их изучения, палеогеографии равнинных и горных территорий Сибири. Рассматриваются вопросы формирования водного режима рек, крупномасштабных и региональных климато-экологических изменений в различных средах и формирования метеорологических полей, почв и ландшафтов.

Научная редакция Приложения № 3 (IV)

Задде Г.О. (научный редактор), Земцов В.А. (заместитель научного редактора), Кулижский С.П. (заместитель научного редактора), Окишев П.А. (заместитель научного редактора), Сатаев Ф.Р. (ответственный секретарь), Татьянин Г.М. (заместитель научного редактора)

PROBLEMS OF GEOLOGY AND GEOGRAPHY OF SIBERIA

№ 3 (IV)

Physical Geography, Geomorphology and Evolution Geography
Hydrology and water resources
Meteorology, Climatology and Atmosphere Monitoring
Soil Sciences and Geography of soils

Proceedings of the conference «Problems of geology and geography of Siberia» are represented in the Volume № 3 to Appendix «Vestnik of Tomsk State University». The conference takes place 2–4 April 2003 in Tomsk State University. The conference is devoted to 125 anniversary of Tomsk State University and to 70 anniversary of the geological and geographical faculty's formation.

The materials devoted to different problems of recent structure and evolution of landscapes, geomorpologic processes and the methods of their studying, apleogeography of the plain and mountain areas of Siberia are considered in Volume № 3 (IV). The questions of formation of the water regime of rivers, the large-scale and regional climatic-ecologic changes in various conditions, formation of meteorological fields, soils and landscapes are given in this volume.

Scientific editorial staff of Appendix № 3 (IV)

Zadde G.O. (the scientific editor), Zemtzov B.A. (the assistant of the scientific editor), Kulizhskiy S.P. (the assistant of the scientific editor), Okishev P.A. (the assistant of the scientific editor), Sataev F.R. (the executive secretary), Tatyanin G.M. (the assistant of the scientific editor)

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ВЕСТНИК
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ ОБЩЕНАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Свидетельства о регистрации: бумажный вариант № 018694, электронный вариант № 018693
выданы Госкомпечати РФ 14 апреля 1999 г.
ISSN: печатный вариант – 1561-7793; электронный вариант – 1561-803X
от 20 апреля 1999 г. Международного Центра ISSN (Париж)

№ 3 (IV) ПРИЛОЖЕНИЕ Апрель 2003

МАТЕРИАЛЫ
научной конференции
«ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ СИБИРИ»
(2–4 апреля 2003 г.)

СОДЕРЖАНИЕ

К 125-ЛЕТИЮ ОСНОВАНИЯ ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА 11
Татьянин Г.М. ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ. К 125-ЛЕТИЮ ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА 13
Задде Г.О., Окишев П.А., Севостьянов В.В. ПОДГОТОВКА СПЕЦИАЛИСТОВ И ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ТОМСКОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ 15

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ, ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЭВОЛЮЦИОННАЯ ГЕОГРАФИЯ

Акиянова Ф.Ж., Лый Ю.Ф. ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА КАК ОСНОВА ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИКАСПИЯ 18
Акиянова Ф.Ж., Самарханов К.Б., Ахметов А.Т. ГЕОМОРФОСИСТЕМА Г. АЛМАТЫ, СОСТОЯНИЕ И РАЗВИТИЕ 21
Алпатов Е.В. ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ НА МИГРАЦИЮ НАСЕЛЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ 25
Анисимова С.П. ИСТОРИЯ ВОПРОСА О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛЕСОСТЕПНОГО ЛАНДШАФТА 26
Баженова О.И., Мартьянова Г.Н. ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В БАССЕЙНЕ АНГАРЫ ПО СТОКУ ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ 27
Барышникова О.Н., Михаревич М.В. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ 30
Бородавко П.С., Ахматов С.В. К ГЕОГРАФИИ ОЗЕР ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ 32
Галахов В.П., Назаров А.Н. К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ И МЕСТОПОЛОЖЕНИИ МОРЕНЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ СТАДИИ БАССЕЙНА АКТРУ 35
Гуслова Н.В. СОСТАВЛЕНИЕ КАРТ ДИНАМИКИ ГЕОСИСТЕМ 38
Демин А.Н. О ПОДКУКОЙСКОМ СТОКЕ БАЙКАЛА И ДЕЛЬТЕ РЕКИ ПРАИРКУТ В ЮЖНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ 40
Дитц Л.Ю., Смоленцев Б.А. ОСОБЕННОСТИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ СИБИРСКИХ УВАЛОВ 41
Дмитриев П.С. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ МОМСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ 43
Епифанов В.А. ДЕГАЗАЦИЯ НЕДР И РАЗВИТИЕ ОЛЕДЕНЕНИЙ В СВЯЗИ С ВРАЩЕНИЕМ ЗЕМЛИ 44
Журавлёва О.В., Машошина И.А. ПРОЯВЛЕНИЕ МАЛОЙ ЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХИ В ГОРАХ АЛТАЯ 48
Загорская М.В. КРУПНОМАСШТАБНОЕ ЛАНДШАФТНОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ПРИОЛЬХОНЬЯ: МЕТОДИЧЕСКИЙ АСПЕКТ 50
Игенбаева Н.О., Бушель А.Л. УРОВЕНЬ ДЕМОГРАФИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИНТЕНСИВНОСТИ АНТРОПОГЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЛАНДШАФТОВ ОМСКОЙ ОБЛАСТИ 53

Квасникова З.Н., Евсеева Н.С., Осинцева Н.В. О РОЛИ АТМОСФЕРНЫХ ВЫПАДЕНИЙ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ ЛАНДШАФТОВ ТОМЬ-ЯЙСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ 55
Кнауб Р.В., Евсеева Н.С., Петров А.И., Краснощеков С.Ю. РЕЛЬЕФ КАК ФАКТОР РАЗВИТИЯ ВОДНОЙ ЭРОЗИИ ПОЧВ 58
Кожуховский А.В. ЭРОЗИОННО-ОПАСНЫЕ ТЕРРИТОРИИ СЫДО-ЕРБИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ ПОСЕЛКА КРАСНОТУРАНСКИЙ) 61
Косова Л.С. ЛАНДШАФТЫ ГОРОДА ТОМСКА 64
Кульжанова С.М. ЛАНДШАФТЫ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО НАЗНАЧЕНИЯ АКМОЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ 67
Ликутов Е.Ю. ХАРАКТЕР И ВИДЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ДОЛИНАХ РЕК ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ 70
Мазаева О.А. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ ЮГА ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА 72
Мельниченко Т.Н. ДЕГРАДАЦИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД В УСЛОВИЯХ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ ЕНИСЕЙСКОГО СЕВЕРА 75
Молчанов В.И., Параев В.В. ЭВОЛЮЦИОННАЯ ГЕОГРАФИЯ НА ПРИМЕРЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ФАНЕРОЗОЕ 77
Ненашева Г.И., Михайлов Н.Н. ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ НА ПРИМЕРЕ ОЗЕРА РУБЛЕВО 80
Овчинников Д.В ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ НА АЛТАЕ 82
Огребо Е.А., Храмых В.С. ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДЫ ПОЙМЫ СРЕДНЕЙ ОБИ НА УЧАСТКЕ ЛОКОСОВО–МЕГИОН 85
Платонова С.Г., Скрипко В.В. СЕЙСМОГЕННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА В ДОЛИНЕ РЕКИ БАШКАУС (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) 88
Ромашова Т.В., Филандышева Л.Б., Соколович Г.Е., Пеккер Я.С., Коломиец В.И. МОНИТОРИНГ ЕСТЕСТВЕННЫХ СЕЗОНОВ ГОДА КАК СОСТАВНАЯ ЧАСТЬ КЛИМАТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА 90
Русанов Г.Г., Тетерина И.И. НОВАЯ НАХОДКА НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В КУРАЙСКОЙ КОТЛОВИНЕ АЛТАЯ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ 91
Сажин А.Н. ВЕТЕР КАК УСЛОВИЕ ЭОЛОВОЙ МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА В СЕМИАРИДНОМ ПОЯСЕ ЕВРАЗИИ 93
Сазыкин А.М. ГЕОГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС ВОДОПАДОВ БУРЕИНСКОГО НАГОРЬЯ (ЮГ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА) 95
Самойлова Г.С. СТРУКТУРНАЯ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ЛАНДШАФТОВ СЕВЕРА ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ 98
Токмагамбетов Т.Г. ОСОБЕННОСТИ РЕГРЕССИВНОЙ ФАЗЫ РАЗВИТИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ ЗАЙЛИЙСКОГО АЛАТАУ 100
Храмых В.С. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПРИРОДНЫХ КОМПОНЕНТОВ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОЙМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ 103
Храмых В.В. КАК ИСПОЛЬЗОВАТЬ ДДЗ ПРИ СОЗДАНИИ ЦИФРОВЫХ ЛАНДШАФТНЫХ КАРТ (НА ПРИМЕРЕ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ) 107
Храмых О.В. ОПЫТ СОЗДАНИЯ ГИС ДОЛИНЫ ТОМИ И АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ РУСЛА ТОМИ В РАЙОНЕ ТОМСКА С 1896 Г. 110
Чеха В.П. МАМОНТОВАЯ ФАУНА ТАЙМЫРА – ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ И ПАЛЕОЭКОЛОГИИ 114
Шишлов В.И. МЕТОДОЛОГИЯ АНАЛИЗА ЭВОЛЮЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СРЕДЫ 116

ГИДРОЛОГИЯ И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

Авдеева Ю.В., Бураков Д.А. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВОДНОГО РЕЖИМА Р ОЛЕНЬЕЙ РЕЧКИ И ИХ УЧЕТ ПРИ РАЗРАБОТКЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СТОКА 120
Бураков Д.А., Адамович А.А. УЧЕТ ВЕСЕННИХ ЗАМОРОЗКОВ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ГИДРОЛОГО-МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ПРОГНОЗА 123
Вершинин Д.А. ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРАВЛИКИ И РЕЖИМА ДЕФОРМАЦИЙ РУСЛА РЕКИ ТОМИ ПОД ВЛИЯНИЕМ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ 126
Вожов В.И. ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРДОВИКСКОГО КОМПЛЕКСА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 129
Дубровская Л.И., Ермашова Н.А. ОБ ОЦЕНКЕ ПОДЗЕМНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СТОКА МАЛЫХ РЕК ОБЬ-ТОМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ 131
Ермашова Н.А. ВЕРТИКАЛЬНАЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КРАЕВОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА В ПРЕДЕЛАХ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕК ТОМЬ И ЧУЛЫМ 134
Земцов В.А. О МНОГОЛЕТНЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ РЕЧНОГО СТОКА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 137
Льготин В.А., Макушин Ю.В., Савичев О.Г. ПРОБЛЕМЫ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЯ И ОХРАНЫ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ 140
Назарова М.Н. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВЕНДСКОГО И ВЕРХНЕВЕНДСКО-НИЖНЕКЕМБРИЙСКОГО КОМПЛЕКСОВ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ НГО 143
Паромов В.В., Шантыкова Л.Н. ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ ОБИ В УСЛОВИЯХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ 145

Прудникова Н.Г. РЕКРЕАЦИОННАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ И НАГРУЗКА ОЗ. АЯ ... 148
Савичев О.Г., Колоколова О.В., Краснощеков С.Ю., Шварцева О.С. ВОДНЫЙ РЕЖИМ РЕКИ ПОРОС КАК ИНДИКАТОР ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОБЬ-ТОМСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ ... 151
Сидорина Н.Г., Клопотова Н.Г. ХАРАКТЕРИСТИКА МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ВОДЫ И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР ХАКАСИИ ... 153

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ И МОНИТОРИНГ АТМОСФЕРЫ

Аблова И.М. РЕСУРСЫ ФОТОСИНТЕТИЧЕСКИ АКТИВНОЙ РАДИАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ... 158
Барышникова О.Н., Михаревич М.В. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ ... 160
Ветров А.Л. ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ГЕНЕРАЦИИ ДОСТУПНОЙ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ ВСЛЕДСТВИЕ КРУПНОМАСШТАБНОЙ КОНДЕНСАЦИИ В ГЛОБАЛЬНОЙ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ГИДРОМЕТЦЕНТРА РОССИИ ... 162
Волкова М.А., Кужевская И.В. ОЦЕНКА ДОЛГОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ТЕРРИТОРИИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ ... 163
Горев Г.В., Ильин С.Н. ДИНАМИКО-СТОХАСТИЧЕСКАЯ ЭКСТРАПОЛЯЦИЯ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ОЦЕНКЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПОЖАРООПАСНОЙ СИТУАЦИИ НА ЗАДАННОМ МЕЗОМАСШТАБНОМ ПОЛИГОНЕ ... 166
Дмитриев А.Н., Шитов А.В., Кочеева Н.А., Щетинин Д.И. ВЛИЯНИЕ ПОДЗЕМНЫХ, НАЗЕМНЫХ И ВОЗДУШНЫХ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ НА СЕМИПАЛАТИНСКОМ ИСПЫТАТЕЛЬНОМ ПОЛИГОНЕ НА ГРОЗОВОЙ РЕЖИМ ГОРНОГО АЛТАЯ ... 168
Журавлев Г.Г., Иванова Э.В., Мананков А.В. ОЦЕНКА ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ И СПЕЦИФИЧЕСКИХ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ ГОРОДА ТОМСКА ... 171
Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Задде Г.О. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В СИБИРИ ... 174
Калинин Н.А. РОЛЬ АГЕОСТРОФИЧНОСТИ ПОТОКА И ИНЕРЦИОННОСТИ ДВИЖЕНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТИ В ЦИКЛОНАХ ... 179
Калинин Н.А., Булгакова О.Ю. СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА КАК ИНФОРМАЦИОННОЙ БАЗЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗА ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА СРЕДНИЕ СРОКИ ... 182
Кижнер Л.И. ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ ИНДЕКСА ПРЕЛОМЛЕНИЯ В НИЖНЕМ 20-МЕТРОВОМ СЛОЕ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ ... 185
Кожевников А.С. ХАРАКТЕРИСТИКА ИНВЕРСИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В Г. ПЕРМИ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПРОГНОЗА НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ... 188
Кочеева Н.А., Эгисман А.И. ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. ГОРНО-АЛТАЙСКА ... 190
Лапина С.Н., Пужлякова Г.А., Фетисова Л.М. ОСОБЕННОСТИ ВЕТРОВОГО РЕЖИМА САРАТОВА ... 192
Модина Т.Д., Сухова М.Г. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ АГРОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ КОТЛОВИН АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ ... 195
Морозова С.В., Полянская Е.А., Пужлякова Г.А. ЭТАЛОННЫЕ ПОЛЯ ДАВЛЕНИЯ КОНТРАСТНЫХ ПО ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТИ ДЕКАД ВЕГЕТАЦИОННОГО ПЕРИОДА ... 198
Нарожная О.В., Кусков А.И. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЛЕЙ СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ГОРНОМ АЛТАЕ ... 201
Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Наумов Э.П., Шанталинский К.М., Тудрий В.Д. СОВРЕМЕННОЕ ГЛОБАЛЬНОЕ ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА И ЕГО РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ... 205
Пряхина С.И., Зачетнова Г.С., Фридман Ю.Н. ВЛИЯНИЕ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА НА СРОКИ СЕВА ЯРОВОЙ ПШЕНИЦЫ В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ ... 208
Рыбакова Ж.В. ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДКОВ В ГОРНОМ АЛТАЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ РАЗЛИЧНЫХ СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ... 210
Свиязов Е.М., Рубцова Е.Г. ТРАНСФОРМАЦИЯ И ПРИТОК КИНЕТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ПРОЦЕССОВ ВИХРЕОБРАЗОВАНИЯ В ЦИКЛОНАХ ... 211
Севастьянов В.В. ЭКОЛОГО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ ГОР ЮЖНОЙ СИБИРИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ... 214
Севастьянова Л.М. РАДИАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КЛИМАТА ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ... 217
Слуцкий В.И. ИНСТИТУТ ИССЛЕДОВАНИЯ СИБИРИ В ТОМСКЕ (1919–1920 ГГ.) ... 220
Смирнова А.А. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЧИСЛЕННЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ПОЛЕЙ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЛАЧНОСТИ ... 224
Сухова М.Г. БИОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЛАНДШАФТОВ КОТЛОВИН АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ ... 226
Толмачева Н.И. ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОН АКТИВНОЙ КОНВЕКЦИИ ПО ДАННЫМ МРЛ И ИСЗ ... 229
Толмачева Н.И., Ермакова Л.Н. ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ОБЛАЧНЫХ ПОЛЕЙ С ОСАДКАМИ ПО РАДИОЛОКАЦИОННЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ ... 232

Устинова А.С., Хрущева Е.П. ОЦЕНКА КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ И СРЕДНИХ ГОДОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В Г. ПЕРМИ ... 234
Шкляев В.А., Шкляева Л.С. АППРОКСИМАЦИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ВЕТРА В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ПЕРЕНОСА ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ. 236
Шкляева Л.С., Кожевников А.С. РАСЧЕТ ВОЗМОЖНЫХ СЦЕНАРИЕВ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МАСШТАБОВ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ОПАСНЫМ ВЕЩЕСТВОМ ПРИ АВАРИЯХ НА ПРОМЫШЛЕННЫХ ОБЪЕКТАХ ... 238
Яковенко Э.С. БИОКЛИМАТИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ КУРОРТОВ И ЛЕЧЕБНО-ОЗДОРОВИТЕЛЬНЫХ МЕСТНОСТЕЙ ТУВЫ ... 240

ПОЧВОВЕДЕНИЕ И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Герасько Л.И. ГЕНЕТИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУЧНОЙ РАБОТЕ КАФЕДРЫ ПОЧВОВЕДЕНИЯ ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА ... 244
Герасько Л.И., Кряк О.Н. РОЛЬ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ПОЧВ ТРАНСАККУМУЛЯТИВНЫХ И АККУМУЛЯТИВНЫХ ЛАНДШАФТОВ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ ТОМИ ... 247
Дюкарев А.Г., Пологова Н.Н. ПЕДОГЕНЕЗ В КОНЦЕПЦИИ ЛАНДШАФТНО-ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ... 250
Елизарова Т.Н. ЗАСОЛЕННЫЕ ПОЧВЫ: СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ЭВОЛЮЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ... 253
Елизаров А.В., Елизарова Т.Н. О МЕЖДИСЦИПЛИНАРНОМ КОМПЛЕКСНОМ ПОДХОДЕ К ПРОБЛЕМЕ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ ... 256
Исковских А.П., Кочкарь М.М., Балычев Р.Д., Кулик А.К. ДЕГРАДАЦИЯ ПРИГОРОДНЫХ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ УГОДИЙ ЮГО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ... 259
Каллас Е.В. ГУМУС ГОРНЫХ ПОЧВ ЮГА СИБИРИ ... 262
Каллас Е.В., Соловьева Т.П. ГУМУСОВЫЕ И МАГНИТНЫЕ ПРОФИЛИ ПОЧВ ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ ... 265
Кленов Б.М. ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОТЕРЬ ГУМУСА ПОЧВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ... 268
Кононова Н.Н., Дербенцева А.М., Степанова А.И. УЧАСТИЕ ПОЧВ ВОДОСБОРНОГО БАССЕЙНА РЕКИ УССУРИ В ФОРМИРОВАНИИ СТОКА НАНОСОВ ... 270
Кулижский С.П. ВЛИЯНИЕ ЭРОЗИИ НА ПОЧВЫ ЕНИСЕЙ-АБАКАНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (В ПРЕДЕЛАХ РЕСПУБЛИКИ ХАКАСИИ) ... 272
Магаева Л.А., Казанцев В.А. ОСОБЕННОСТИ ГАЛОГЕНЕЗА ПРИЧАНОВСКОЙ РАВНИНЫ ... 275
Огородников А.В., Хромых В.С., Мерзляков О.Э. ГРУППИРОВКА ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ СРЕДНЕЙ ОБИ НА ОСНОВАНИИ ГРУППОВОГО СОСТАВА ГУМУСА ... 278
Ондар Е.Э., Афанасьева Н.Н. СОСТАВ ГУМУСА СТЕПНЫХ ПОЧВ ТУВЫ ... 280
Путилин А.Ф. ДЕНУДАЦИЯ И ДЕГРАДАЦИЯ ПОЧВ РАСЧЛЕНЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ... 282
Росновский И.Н., Копысов С.Г. МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ИЗУЧЕНИЮ УСТОЙЧИВОСТИ ПОЧВ К ТЕПЛОВЫМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ ... 285
Савичева О.Г. БИОЛОГИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ТОРФЯНЫХ ПОЧВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ... 288
Середина В.П. ВКЛАД РАЗЛИЧНЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ В ФОРМИРОВАНИЕ КАЛИЙНОГО СТАТУСА ПОЧВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ... 291
Скрыбыкина В.П., Чевычелов А.П. ТРЕНДЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ДОЛИННО-КОТЛОВИННОЙ ПОЧВЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ЯКУТИИ ... 294
Смоленцева Н.В. НЕОБХОДИМОСТЬ МОНИТОРИНГА ПОЧВ И ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА СТЕПНОЙ ЗОНЫ ХАКАСИИ В СВЯЗИ С ЗАСОЛЕНИЕМ ... 297
Соловьева Т.П. МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ГОРНЫХ ПОЧВ ... 299
Спирина В.З., Фролова Е.В. ОБЫКНОВЕННЫЕ ЧЕРНОЗЕМЫ ЕНИСЕЙСКО-ИЮССКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ ... 301
Танасиенко А.А., Путилин А.Ф. СОВРЕМЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ АГРОЛАНДШАФТОВ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ... 304
Устинов М.Т., Казанцев В.А. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ ОБСЫХАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ ЮДИНСКОГО ПЛЕСА ОЗ. ЧАНЫ) ... 307
Феденева И.Н., Дергачева М.Н., Вашукевич Н.В. СОВРЕМЕННЫЕ ПОЧВЫ И ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ПАЛЕОПОЧВЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ... 309
Чевычелов А.П., Собакин П.И., Ушницкий В.Е. ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ПОЧВЕННО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МИГРАЦИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ В ЛАНДШАФТАХ ЗОНЫ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛДАНА (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ) ... 312
Шамшаева В.Ф., Родикова А.В., Смоленцева Н.В. О ПРОИСХОЖДЕНИИ И СВОЙСТВАХ СОЛОНЧАКОВ ХАКАСИИ ... 315
Шеметова Н.В. ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕНЕЗА НА ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА БАРАБЫ ... 318
Шкаруба А.М. ВЛИЯНИЕ ОРОШЕНИЯ НА ФИЗИЧЕСКИЕ И ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ БАРАБЫ ... 320
Якутин М.В., Магаева Л.А. БИОМАССА МИКРООРГАНИЗМОВ В ПОЧВАХ ОСТРОВНЫХ СТЕПЕЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ ... 322

CONTENTS

TO THE 125-ANNIVERSARY OF THE TOMSK STATE UNIVERSITY' FOUNDATION 11
Tatyanin G.M. THE GEOLOGICAL-GEOGRAPHICAL FACULTY TO THE 125 ANNIVERSARY OF TOMSK STATE UNIVERSITY' FOUNDATION 13
Zadde G.O., Okishev P.A., Sevostianov V.V. TRAINING OF SPECIALISTS AND GEOGRAPHICAL INVESTIGATIONS IN TOMSK STATE UNIVERSITY 15

THE PHYSICAL GEOGRAPHY, GEOMORPHOLOGY AND THE EVOLUTIONAL GEOGRAPHY

Akiyanova F.Zh., Lyi Yu.F. THE FIGURES MODELS AS A BASE FOR THE ECOLOGIC-GEOMORPHOLOGIC RESEARCHES EXEMPLIFIED BY THE NORTHEASTERN PART OF THE PERI-CASPIAN REGION 18
Akiyanova F.Zh., Samarkhanov K.B., Akhmetov A.T. THE GEOMORPHOSYSTEM OF ALMATY TOWN, ITS STATE AND DEVELOPMENT 21
Alpatov E.V. INFLUENCE OF CLIMATIC CYCLES ON THE POPULATION'S MIGRATION OF THE CENTRAL ASIA 25
Anisimova S.P. THE HISTORY OF THE QUESTION ON ORIGIN OF THE FOREST-STEPPE LANDSCAPE 26
Bazhenova O.I., Martianova G.N. ESTIMATING OF INTENSITY EROSIVE PROCESSES IN THE ANGARA RIVER BASIN ON THE RUNOFF OF SUSPENDED ALLUVIATIONS 27
Baryshnikova O.N., Mikharevich M.V. REGIONAL FACTORS OF FORMATION OF THE FOREST-STEPPE ZONE OF THE WEST SIBERIAN PLAIN 30
Borodavko P.S., Ahkhmatov S.V. TO THE GEOGRAPHY OF LAKES OF THE SOUTHEASTERN PART OF ALTAI 32
Galakhov V.P., Nazarov A.N. TO THE QUESTION ON THE AGE AND LOCATION OF THE MORAINE OF THE HISTORICAL STAGE OF THE AKTRU BASIN 35
Guslova N.V. THE DRAWING UP OF MAPS OF THE GEOSYSTEMS' DYNAMICS 38
Deomin A.N. ABOUT THE PODKUKOISKIAN FLOW OF THE LAKE BAIKAL AND THE PRAIRKUT RIVER DELTA IN THE SOUTHERN BAIKAL REGION 40
Dits L.Yu., Smolentsev B.A. PECULIARITIES OF THE GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE OF THE SIBERIAN OUVALS AREA 41
Dmitriev P.S. THE TECTONIC RELIEF OF THE MOMSKIAN RIFT ZONE 43
Epiphanov V.A. OUTGASSING OF THE SUBSURFACE AND DEVELOPMENT OF GLACIATIONS IN CONNECTION WITH THE EARTH'S ROTATION 44
Zhuravleova O.V., Mashoshina I.A. THE SMALL GLACIATION EPOCH'S MANIFESTATION IN ALTAI MOUNTAINS 48
Zagorskaya M.V. THE LANDSCAPE STRUCTURE OF THE STANDARD PART OF STEPPES IN THE OL'KHON REGION 50
Igenbaeva N.O., Bushel' A.L. THE LEVEL OF THE DEMOGRAPHIC PRESSURE AS A MARKER OF INTENSITY OF THE ANTHROPOGENOUS TRANSFORMATION OF LANDSCAPES IN THE OMSK'S IRTISH RIVER REGION 53
Kvasnikova Z.V., Evseeva N.S., Osintseva N.V. ON A SIGNIFICANCE OF ATMOSPHERIC PRECIPITATION IN GEOCHEMICAL PROCESSES IN THE INTERSTREAM AREA OF TOM' AND YAYA RIVERS 55
Knaub R.V., Evseeva N.S., Petrov A.I., Krasnosheokov S.Yu. THE RELIEF AS A FACTOR OF DEVELOPMENT OF THE WATER EROSION 58
Kozhukhovskiy A.V. EROSION-DANGEROUS TERRITORIES OF THE SYDO-ERBINSKIAN DEPRESSION 61
Kosova L.S. LANDSCAPES OF TOMSK 64
Kul'zhanova S.M. Landscapes for the agricultural purposes in the Akmola oblast 67
Likutov E.Yu. CHARACTERISTICS AND TYPES OF INTERACTION OF THE SLOPE PROCESSES IN VALLEYS OF RIVERS OF THE FAR EAST AND THE EASTERN TRANSBAIKALIA 70
Mazaeva O.A. THE GEOMORPHOLOGICAL CONDITIONS OF DEVELOPMENT OF THE GULLY EROSIN IN THE SOUTH PART OF THE IRKUTSK AMPHITHEATER 72
Mel'nichenko T.N. DEGRADATION OF MANY-YEARS FROZEN ROCKS IN THE CONDITIONS OF THE ECONOMIC DEVELOPMENT OF THE CRYOLITHOZONE OF THE NORTHERN REGION OF YENISEI RIVER 75
Molchanov V.V., Paraev V.V. THE EVOLUTION GEOGRAPHY EXEMPLIFIED BY THE PHANEROZOIC GLOBAL CHANGES OF ENVIRONMENT 77
Nenasheva G.L, Mikhailov N.N. PALYNOLOGICAL RESEARCHES OF HOLOCENE DEPOSITS SOUTH OF THE WESTERN SIBERIA ON THE EXAMPLE OF THE RUBLEOVO LAKE 80
Ovchinnikov D.V. DENDROCHRONOLOGICAL METHODS IN THE GLACIOLOGIC RESEARCHES IN ALTAI 82
Ogrebo E.A., Khromykh V.S. PECULIARITIES OF THE NATURE WITHIN THE MIDDLE-STREAM OB' RIVER'S FLOOD PLAIN AT THE LOKOSOVO–MEGION PART 85
Platonov S.G., Skripko V.V. THE SEISMOGENIC FORMS OF A RELIEF IN THE BASHKAUS RIVER'S VALLEY (MOUNTAIN ALTAI) 88

Romashova T.V., Filandysheva L.B., Sokolovich G.E., Pekker Ya.S., Kolomiets V.I. THE MONITORING OF THE NATURAL SEASONS AS A COMPONENT OF THE CLIMATIC MONITORING 90
Rusanov G.G., Teterina I.I. A NEW FIND OF NEOGENE DEPOSITS IN THE KURAI DEPRESSION AND THEIR PALEOGEOGRAPHIC SIGNIFICANCE 91
Sazhin A.I. THE WIND AS A FACTOR OF THE EOLIAN MIGRATION OF SUBSTANCES IN THE SEMIARID BELT OF EURASIA 93
Sazykin A.M. GEOGRAPHY AND GENESIS OF WATERFALLS OF THE BUREINSKIAN HIGHLAND (SOUTH OF THE FAR EAST) 95
Samilova G.S. THE STRUCTURAL AND SPATIAL ARRANGEMENT OF LANDSCAPES OF THE NORTHERN REGION OF THE INNER ASIA 98
Tokmagambetov T.G. PECULIARITIES OF THE REGRESSIVE PHASE OF DEVELOPMENT OF GLACIATION AT THE NORTHERN SLOPE OF THE TRANSILIAN ALATAU 100
Khromykh V.S. INTERACTION OF NATURAL COMPONENTS AND FORMATION OF FLOOD PLAIN LANDSCAPES .. 103
Khromykh V.V. USING OF THE DISTANCE SOUNDING OF EARTH (DSE) IN DRAWING UP OF FIGURES LANDSCAPE MAPS (EXEMPLIFYING BY OIL FIELDS) 107
Khromykh O.V. AN EXPERIENCE OF MAKING OF GEOGRAPHICAL INFORMATION SYSTEMS (GIS) OF THE TOM' RIVER VALLEY AND ANALYSIS OF A CHANGE THE COURSE OF THE TOM' RIVER WITHIN THE TOMSK'S ENVIRONS FROM 1896 110
Chekha V.P. THE MAMMOTH FAUNA OF TAIMIR, QUESTIONS OF ITS EVOLUTION AND PALEOECOLOGY 114
Shishlov V.I. THE METHODOLOGY OF THE ANALYSIS OF EVOLUTION TRANSFORMATION OF THE GEOGRAPHIC ENVIRONMENT 116

HYDROLOGY AND WATER RESOURCES

Avdeeva Yu.V., Burakov D.A. Peculiarities of formation of the water regime of the Oleniya Rechka river and their taking into account in the making up of the mathematical model of the flow 120
Burakov D.A., Adamovich A.A. TAKING INTO ACCOUNT LATE FROSTS IN MAKING OF HYDROLOGIC-MATHEMATIC FORECAST MODELS 123
Vershinin D.A. CHANGES OF HYDRAULICS AND THE WATERCOURSE DEFORMATION REGIME UNDER INFLUENCE OF ANTHROPOGENE PRESSURE 126
Vozhov V.I. THE FORMATION OF HYDROGEOCHEMICAL ZONATION OF THE ORDOVICIAN COMPLEX OF THE SIBERIAN PLATFORM 129
Dubrovskaya L.I., Ermashova N.A. TO ESTIMATION OF THE UNDERGROUND COMPONENT OF THE DRAINAGE OF SMALL RIVERS OF THE INTERSTREAM AREA OF OB' AND TOM' RIVERS 131
Ermashova N.A. THE VERTICAL HYDROGEOCHEMICAL ZONING OF THE MARGIN PART OF THE WEST SIBERIAN ARTESIAN BASIN WITHIN THE LOWER TOM' AND LOWER CHULIM RIVERS 134
Zemtsov V.A. ABOUT MANY-YEARS CHANGES OF THE RIVER DRAINAGE IN WESTERN SIBERIA 137
L'gotin V.A., Makushkin Yu.V., Savichev O.G. PROBLEMS OF RATIONAL USING, RENEWAL AND WATER OBJECTS PRESERVATION IN THE TOMSK OBLAST 140
Nazarova M.N. THE HYDROCHEMICAL ZONATION OF THE VENDIAN AND UPPER VENDIAN TO LOWER CAMBRIAN COMPLEXES OF THE NEPSKO-BOTUOBINSKIAN OIL-AND-GAS REGION 143
Paromov V.V., Shantykova L.N. THE GLACIAL REGIME OF THE UPPER OB' RIVER BASIN UNDER CLIMATIC CHANGES 145
Prudnikova N.G. THE RECREATION STABILITY AND PRESSURE OF THE AYA LAKE 148
Savichev O.G., Kolokolova O.V., Krasnoshcheokov S.Yu., Shvartseva O.S. THE WATER REGIME OF POROS RIVER AS AN INDICATOR OF NATURAL PROCESSES IN THE INTERSTREAM AREA BETWEEN OB' AND TOM' 151
Sidorina N.G., Klopotova N.G. DESCRIPTION OF THE MICROELEMENTS COMPOSITION OF WATER AND BOTTOM DEPOSITS OF LAKES OF KHAKASSIAN REPUBLIC 153

METEOROLOGY, CLIMATOLOGY AND MONITORING OF ATMOSPHERE

Ablova I.M. THE RESOURCES OF PHOTOSYNTHETIC ACTIVE RADIATION WITHIN THE WEST SIBERIAN AREA ... 158
Barashkova N.K., Mirzoev Z.M. CHARACTERISTIC OF CIRCULATION SEASONS AND THEIR AVERAGE TEMPERATURES IN TOMSK 160
Vetrov A.L. REPRODUCTION OF PECULIARITIES OF THE ACCESSIBLE POTENTIAL ENERGY GENERATION AS A RESULT OF THE LARGE-SCALE CONDENSATION IN THE GLOBAL PROGNOSTIC MODEL OF THE HYDROMETEOCENTER OF RUSSIA 162

Volkova M.A., Kuzhevskaya I.V. ESTIMATION OF LONG-TERM CHANGES OF THE OVER-GROUND AIR TEMPERATURE WITHIN THE TOMSK OBLAST AREA 163
Gorev G.V., Iliyn S.N. THE DYNAMIC-STOCHASTIC EXTRAPOLATION OF FIELDS OF TEMPERATURE AND RELATIVE HUMIDITY AS APPLIED TO ORIGIN OF THE FIRE-DANGEROUS SITUATION AT THE GIVEN MESO-SCALE EXPERIMENTAL GROUND 166
Dmitriev A.N., Shitov A.V., Kocheeva N.A., Shchetinin D.I. THE INFLUENCE OF UNDERGROUND, GROUND AND AIR NUCLEAR WEAPON TESTS AT THE SEMIPALATINSK EXPERIMENTAL GROUND TO THE THUNDERSTORM REGIME OF THE GORNYI ALTAI 168
Zhuravleov G.G., Ivanova E.V., Manankov A.V. THE ESTIMATION OF THE SPATIAL-TEMPORAL DISTRIBUTION OF MAIN AND SPECIFIC ADMIXTURES IN THE ATMOSPHERE OF TOMSK 171
Ippolitov I.I., Zadde G.O., Kabanov M.V. THE REGIONAL PECULIARITIES OF RECENT CLIMATIC-ECOLOGIC CHANGES IN SIBERIA 174
Kalinin N.A. THE SIGNIFICANCE OF AGEOSTROPHICITY OF A STREAM AND INERTIA OF MOVEMENT IN FORMATION OF THE VERTICAL CYCLONIC VELOCITY 179
Kalinin N.A., Bulgakova O.Yu. THE STATISTIC ANALYSIS OF THE TEMPERATURAL REGIME AS THE INFORMATION BASE FOR A REGIONAL PROGNOSIS OF THE GROUND AIR TEMPERATURE IN THE MIDDLE VOLGA REGION 182
Kizhner L.I. THE VERTICAL PROFILE OF THE INDEX OF REFRACTION IN THE LOWER 20-METERS LAYER OF THE COASTAL ZONE OF THE BLACK SEA 185
Kozhevnikov A.S. CHARACTERISTIC OF THE TEMPERATURE INVERSION FOR THE UNFAVOURABLE WEATHER FORECAST 188
Kocheeva N.A., Egisman A.I. THE TEMPERATURAL REGIME CHANGE IN THE GORNO-ALTAISK AREA 190
Lapina S.N., Puzhlyakova G.A., Fetisova L.M. PECULIARITIES OF THE WIND REGIME OF SARATOV TOWN 192
Modina T.D., Sukhova M.G. SOME FEATURES OF AGRI-CLIMATIC RESOURCES OF THE ALTAI-SAYAN MOUNTAIN AREA' VALLEYS 195
Morozova S.V., Polyanskaya E.A., Puzhlyakova G.A. STANDARD FIELDS OF CONTRAST IN MOISTENING DECADES OF THE VEGETATION SEASON 198
Narozhnaya O.V., Kuskov A.I. THE RENEWAL OF FIELDS AVERAGE MONTHLY TEMPERATURE VALUES IN THE GORNYI ALTAI 201
Perevedentsev Yu.P., Vereshchagin M.A., Naumov E.P., Shantalinskiy K.M., Tudriy V.D. THE PRESENT-DAY GLOBAL CLIMATIC WARMING AND ITS REGIONAL MANIFESTATIONS 205
Pryakhina S.I., Zacheotnova G.S., Fridman Yu.N. INFLUENCE OF THE CLIMATE WARMING TO A DATE FOR SOWING OF THE SPRING WHEAT IN THE LOWER VOLGA AREA 208
Rybakova Zh.V. THE PRECIPITATION FORMATION IN THE GORNYI ALTAI BY INFLUENCE OF VARIOUS WEATHER PROCESSES 210
Sviyazov E.M., Rubtsova Ye.G. THE TRANSFORMATION AND CONFLUENT OF THE KINETIC ENERGY IN DEPENDECE UPON THE VORTEX FORMATION PROCESSES 211
Sevostianov V.V. THE ECOLOGIC-CLIMATIC RESOURCES OF MOUNTAINS OF SOUTHERN SIBERIA AND PROSPECTING OF THEIR USING 214
Sevostianova L.M. THE RADIOACTIVE FEATURES OF CLIMATE OF SOUTH AREA OF WESTERN SIBERIA 217
Slutskiy V.I. THE INSTITUTE OF RESEARCHES OF SIBERIA IN TOMSK (FOR 1919 TO1920 YEARS) 220
Smirnova A.A. USING OF THE NUMERICAL METHODS FOR DRAWING UP OF THE FIELDS OF DISTRIBUTION OF CLOUDYNESS 224
Sukhova M.G. THE BIOCLIMATIC ESTIMATION OF LANDSCAPES OF THE ALTAI-SAYAN MOUNTAIN AREA'S VALLEYS 226
Tolmacheova N.I. THE DESCRIPTION OF ACTIVE CONVECTION ZONES BY MEANS OF MRL AND ARTIFICIAL EARTH SATELLITES (AES) 229
Tolmacheova N.I., Ermakova L.N. THE SPATIAL STRUCTURE OF CLOUD FIELDS WITH PRECIPITATION ON RADIOLOCATION CHANGES 232
Ustinova A.S., Khrushcheova Ye.P THE ESTIMATION OF CLIMATOLOGIC CHARACTERISTICS OF THE AVERAGE MONTHLY AND AVERAGE ANNUAL VALUES OF THE AIR TEMPERATURE 234
Shklyaev V.A., Shklyaeva L.S. APPROXIMATION OF VERTICAL WIND PROFILES IN THE MARGIN ATMOSPHERE LAYER AND THEIR USING IN THE MODELING OF POLLUTING SUBSTANCES TRANSPORT 236
Shklyaeva L.S., Kozhevnikov A.S. ESTIMATING OF POSSIBLE VERSIONS IN THE FORECAST OF DIMENSIONS OF THE DANGEROUS SUBSTANCE'S CONTAMINATION IN ACCIDENTS IN THE INDUSTRIAL OBJECTS 238
Yakovenko E.S. THE BIOCLIMATIC POTENTIAL OF HEALTH RESORTS AND MEDICINAL-SANITARY COUNTRIES OF TUVA 240

SOIL SCIENCE AND GEOGRAPHY OF SOIL

Geras'ko L.I. GENETIC-GEOGRAPHICAL RESEARCHES IN THE SCIENTIFIC WORK OF SOIL SCIENCIES CHAIR IN TOMSK STATE UNIVERSITY 244
Geras'ko L.I., Krjak O.N. SIGNIFICANCE OF THE SLOPE PROCESSES IN THE SOIL FORMATION IN TRANSACCUMULATIVE AND ACCUMULATIVE LANDSCAPES ON THE RIGHT BANK OF TOM' RIVER 247
Dyukarev A.G., Pologova N.N. THE PEDOGENESIS IN THE CONCEPT OF LANDSCAPE-DYNAMIC PROCESSES 250
Elisarova T.N. SALINE SOILS: MODERN GEOGRAPHICAL AND GENETIC-EVOLUTIONARY PROBLEMS 253
Elizarov A.V., Elizarova T.N. THE INTERDISCIPLINARY COMPLEX APPROACH TO THE PROBLEM OF ECOLOGICAL LAND USAGE 256
Iskovskih A.P., Kochkar' M.M., Balychev R.D., Kulik A.K. DEGRADATION OF SUBURBAN AGRICULTURAL LANDS ON THE SOUTHEAST EUROPEAN TERRITORIES OF RUSSIA 259
Kallas E.V. THE HUMUS OF THE MOUNTAIN SOILS OF SOUTHERN SIBERIA 262
Kallas E.V., Solov'eva T.P. HUMUS AND MAGNETIC PROFILES OF THE SOILS IN THE CHULYM-YENISEY HOLLOW 265
Klenov B.M. GEOGRAPHICAL LOWS OF SOIL HUMUS LOSSES IN WESTERN SIBERIA 268
Kononova N.N., Derbentseva A.M., Stepanova A.I. PARTICIPATION OF RIVER USSURI CATCHMENT BASIN SOILS IN FORMATION OF DRAIN DEPOSITS 270
Kulizhskiy S.P. IMPACT OF EROSION ON THE SOILS WITHIN YENISEY-ABAKAN RIVERS BOUNDARY (WITHIN THE LIMITS OF REPUBLIC KHAKASIA) 272
Magaeva L.A., Kazantsev V.A. FEATURES OF GALOGENESIS ON THE PRICHANOV PLAIN 275
Ogorodnikov A.V., Hromyh V.S., Merzljakov O.E. GROUPING OF THE INUNDATED SOILS OF MIDDLE OB' ON THE BASIS OF THE GROUP COMPOSITION OF HUMUS 278
Ondar E.E., Afanas'eva N.N. THE HUMUS COMPOSITION OF TUVA STEPPE SOILS 280
Putilin A.F. DENUDATION AND DEGRADATION OF SOILS ON THE DISMEMBERED LANDSCAPES OF WESTERN SIBERIA 282
Rosnovskiy I.N., Kopysov S.G. THE METHODOLOGICAL APPROACH TO STUDYING OF THE SOILS STABILITY TO THE THERMAL INFLUENCES 285
Savicheva O.G. THE BIOLOGICAL ACTIVITY OF THE PEAT SOILS IN WESTERN SIBERIA 288
Seredina V.P. THE CONTRIBUTION OF DIFFERENT TEXTURE FRACTIONS TO THE FORMATION OF THE POTASSIUM STATUS OF SOILS IN WESTERN SIBERIA 291
Skrybykina V.P., Chevychelov A.P. TRENDS OF THE CLIMATIC PARAMETERS OF THE VALLEY-HOLLOW SOIL ZONE STRUCTURE IN THE CENTRAL AND SOUTHERN YAKUTIA 294
Smolentseva N.V. A NECESSITY OF THE SOIL AND SOIL COVER MONITORING IN THE STEPPE ZONE OF KHAKASIA IN THE CONNECTION WITH SALINITY 297
Solov'eva T.P. THE MAGNETIC PROPERTIES OF THE MOUNTAIN SOILS 299
Spirina V.Z., Frolova K.V. USUAL CHERNOZEMS WITHIN YENISEY-IYUSS RIVERS BOUNDARY 301
Tanasienko A.A., Putilin A.F. THE MODERN TRANSFORMATION OF AGROLANDSCAPES IN SOUTHEAST OF WESTERN SIBERIA 304
Ustinov M.T., Kazantsev V.A. REGIONAL FEATURES OF SOIL FORMATION ON THE DRYING TERRITORIES OF LAKE HOLLOWS ON SOUTH OF WESTERN SIBERIA (AN EXAMPLE OF JUDINSKIY REACH OF CHANY LAKE) 307
Fedeneva I.N., Dergacheva M.I., Vashukevich N.V. MODERN SOILS AND LATE PLEISTOCENE PALEOSOILS IN THE CENTRAL PART OF THE WESTERN TRANSBAIKAL AREA 309
Chevychelov A.P., Sobakin P.I., Ushnitskiy V.E. LANDSCAPE-CLIMATIC AND SOIL-GEOCHEMICAL CONDITIONS OF NATURAL RADIONUCLIDES MIGRATION IN LANDSCAPES OF THE URANIUM DEPOSITS IN THE CENTRAL ALDAN (SOUTHERN YAKUTIA) 312
Shamshaeva V.F., Rodikova A.V., Smolentseva N.V. THE ORIGIN AND PROPERTIES OF SALINE SOILS IN KHAKASIA 315
Shemetova N.V. IMPACT OF ANTHROPOGENES ON THE ECOLOGICAL CONDITIONS OF THE SOIL-VEGETATIVE COVER OF BARABA 318
Shcaruba A.M. IMPACT OF THE IRRIGATION ON THE PHYSICAL AND WATER-PHYSICAL PROPERTIES OF SOILS IN BARABA 320
Jakutin M.V., Magaeva L.A. BIOMASS OF MICROORGANISMS IN THE SOILS OF ISLAND STEPPES OF SOUTHEASTERN ALTAI 322

К 125-ЛЕТИЮ ОСНОВАНИЯ ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

Томский государственный университет, учрежденный в 1878 г. Высочайшим повелением Александра II как Императорский Сибирский университет, является первым высшим учебным заведением в азиатской части России, положившим начало развитию образования, науки и культуры на огромной территории, простирающейся от Урала до Тихого океана. Университет был создан и развивался как центр образования, науки, просвещения и культуры национального значения, именно на него была возложена высокая миссия подготовки научно-педагогической и культурной элиты Сибири и Дальнего Востока.

История Томского университета – это живая летопись имен и человеческих судеб. В открытии университета значительную роль сыграли великий ученый Д.И. Менделеев, попечитель Западно-Сибирского учебного округа профессор В.М. Флоринский, крупнейший исследователь Азии и политик Г.Н. Потанин, ученый и публицист Н.М. Ядринцев, известные меценаты того времени А.М. Сибиряков, П.Г. Демидов, З.М. Цибульский, граф А.Г. Строганов, Президент Академии наук Ф.П. Литке и др.

Среди почетных членов Томского университета Д.И. Менделеев, основатель общества «Красный крест», Нобелевский лауреат Ж.-А. Дюнан, известный путешественник П.П. Семенов-Тян-Шанский, Нобелевский лауреат И.П. Павлов, российский император Николай II, Король бельгийцев Альберт I и другие выдающиеся деятели.

Из этих стен вышли более 100 тыс. специалистов, здесь учились или работали около 100 членов РАН, РАМН (в т.ч. два первых Президента АМН СССР) и академий наук государств СНГ, свыше 150 лауреатов Государственной и Ленинской премии, 2 лауреата Нобелевской премии (Н.Н. Семенов и И.П. Павлов).

На основе научных школ и подразделений ТГУ организовано 5 университетов Сибири, более 10 академических и отраслевых научно-исследовательских институтов. Практически в каждом вузе и НИИ г. Томска, Сибири и Дальнего Востока работают питомцы ТГУ. Университет как истинная alma mater взрастил целую плеяду сибирских вузов: Алтайский, Кемеровский, Красноярский, Тюменский университеты, десятки других вузов и НИИ Зауралья. Выпускники ТГУ возглавляют университеты Казани, Твери, Хабаровска, Новосибирска, Калининграда, академические институты в Томске, Новосибирске, Москве. Практически все они опирались и опираются на кадровую и методологическую помощь Томского университета.

Сотрудники университета внесли огромный вклад в освоение природных богатств и индустриальное развитие Сибири, обеспечив минерально-сырьевую базу Кузнецкого металлургического комбината, Красноярского алюминиевого завода, Норильского горно-металлургического комбината, золотодобывающих предприятий Западной и Восточной Сибири.

История Томского университета органична и перспективна. Сегодня Томский университет является крупнейшим классическим университетом на Востоке страны, осуществляющим подготовку студентов по 83, аспирантов – по 82, и докторантов – по 34 научным специальностям и направлениям. В структуре университета 22 факультета, 132 кафедры, 3 научно-исследовательских института, 7 филиалов в городах Западной и Восточной Сибири и Казахстана, 11 музеев, Сибирский Ботанический сад, Научная библиотека с фондом в 4 млн экз., мощный Интернет-центр, Центр высокопроизводительных технологий, функционирует 21 диссертационный совет (в т.ч. 15 докторских).

В ТГУ работают около 300 докторов и 800 кандидатов наук, в т.ч. 7 членов РАН, обучается более 23 тыс. студентов, более 800 аспирантов и докторантов, несколько тысяч школьников занимается на довузовских формах подготовки.

Томский университет – один из лидеров российской высшей школы в области фундаментальных научных исследований. Только за последние пять лет 31 ученый ТГУ удостоен звания лауреата Государственной премии, премии Президента РФ в области образования и премии Правительства РФ в области науки и техники, 11 научных школ вошли в Президентский перечень ведущих научных школ России, 6 молодых ученых получили медали Российской академии наук, выполнено свыше 500 грантов ведущих национальных научных фондов, ежегодно защищаются около 20 докторских и 80 кандидатских диссертаций.

На базе ТГУ действуют Головной совет и Конкурсный центр грантов Минобразования по проблемам охраны окружающей среды и экологии, региональный совет межведомственной программы «Создание национальной сети компьютерных телекоммуникаций для науки и высшей школы», Экспертный совет регионального конкурса грантов РГНФ «Российское могущество прирастать будет Сибирью и Ледовитым океаном», Ассоциация «Сибирский открытый университет», объединяющая 30 университетов Сибири, Дальнего Востока и Казахстана, Казахстанско-Российский университет дистанционного образования, Межрегиональный институт общественных наук (Корпорация Карнеги, ИНО-центр и Фонд Макартуров), Научно-образовательный центр «Физика и химия высокоэнергетических систем» (Фонд CDRF).

Университет активно участвует в международных научных и образовательных программах – выполнено 10 грантов программы Евросоюза «ТЕМПУС» с уни-

верситетами Оксфорда, Шеффилда, Утрехта, Брюсселя, выполняется крупный проект Национального Фонда подготовки кадров и Мирового банка «Поддержка инноваций в высшем образовании», проект Президентской программы по подготовке управленческих кадров, осуществляется долгосрочное сотрудничество с ведущими научными центрами и университетами США, Великобритании, Германии, Франции, Китая, Монголии и других стран, фондами Сороса, Карнеги, Макартуров, Форда и другими.

Университет выполняет важную роль в установлении сотрудничества с зарубежными странами, за последние годы ТГУ посетили послы США (дважды), Германии (дважды), Южной Кореи (дважды), Франции, Польши, Японии, Евросоюза.

ТГУ – это не только ведущий центр образования и науки, но и центр культурной жизни России и Сибири. Хоровая капелла Томского университета и Ансамбль скрипачей ТГУ хорошо известны в России и за рубежом, спортивный клуб ТГУ, в составе которого около 30 чемпионов и рекордсменов мира и Европы по плаванию в ластах, четыре последних года подряд становится лучшим клубом Европы.

Несмотря на сложнейшие проблемы и финансовые трудности, ТГУ продолжает активно развиваться и, являясь одним из ведущих классических университетов страны, занимает 4-ю позицию в официальном рейтинге Министерства образования РФ.

За выдающиеся заслуги в развитии образования и науки Томский университет в 1967 г. награжден орденом Трудового Красного Знамени, в 1980 г. – орденом Октябрьской революции; в 1978 г. орденом Трудового Красного Знамени награжден Сибирский физико-технический институт Томского университета.

Указом Президента Российской Федерации № 30 от 15 января 1998 г. Томский университет внесен в Государственный свод особо ценных объектов культурного наследия народов Российской Федерации.

ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ К 125-ЛЕТИЮ ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

70 лет назад, в 1933 г. в Томском государственном университете за счет слияния геологического, географического и почвенного отделений физико-математического факультета был организован геолого-почвенно-географический факультет. Впоследствии в 1939 г. из него выделился самостоятельный географический факультет, а в 1948 г. подготовка почвоведов была передана на биологический факультет. С первого сентября 1952 г. геологический и географический факультеты были объединены в единый геолого-географический – ГГФ.

Сегодня в составе факультета девять выпускающих кафедр, Сибирский палеонтологический научный центр, семь научно-исследовательских лабораторий, учебный центр «Геоинформ», четыре учебных лаборатории, три учебных компьютерных класса, три музея (минералогический им. проф. И.К. Баженова, палеонтологический им. проф. В.А. Хахлова и геологический на базе учебных практик), база учебных практик «Шира» в Республике Хакасия и географическая станция «Актру» в Горном Алтае.

Кафедры факультета организовывались в разные годы. В 1888 г. в составе медицинского факультета образована кафедра минералогии и геологии (первый заведующий – проф. А.М. Зайцев) и открыт Минералогический музей. В это же время образована кафедра физики, физической географии и метеорологии (заведующий – первый ректор университета, проф. Н.А. Гезехус). Начиная с 1917 г. на физико-математическом факультете образованы кафедры географии (1922 г., заведующий С.И. Руденко), петрографии (1927 г., заведующий доцент Н.Н. Горностаев), исторической геологии (1929 г., заведующий проф. В.А. Хахлов). В 1931 г. на геологическом отделении организована кафедра палеонтологии (заведующий – проф. В.А. Хахлов). Остальные кафедры организовывались в составе геолого-почвенно-географического, географического и геолого-географического факультетов: 1937 г. – динамической геологии (заведующий – доцент А.А. Ларищев), 1939 г. – метеорологии (заведующий – доцент М.В. Тронов), 1939 г. – гидрологии (заведующий – доцент Н.И. Масленников), 1957 г. – гидрологии (открыта повторно, заведующий – доцент А.И. Марусенко), 1974 г. – охраны природы (охраны окружающей среды и рационального использования природных ресурсов); природопользования, 2000 г. (заведующий – проф. И.П. Лаптев), 1997 г. – краеведения и туризма (заведующий – проф. П.А. Окишев). На кафедрах успешно развивается ряд известных не только в России, но и за рубежом научных школ, большинство из которых сформировались еще в годы становления факультета под руководством известных ученых, профессоров И.К. Баженова, А.Я. Булынникова, А.А. Земцова, И.П. Лаптева, М.В. Тронова, В.А. Хахлова.

Начиная с 1933 г деканами факультета были доцент А.М. Кузьмин (и. о. декана в 1933–1934 гг.), профессор В.А. Хахлов, профессор И.К. Баженов, профессор Г.Г. Григор, доцент Н.А. Нагинский, доцент З.П. Коженкова, доцент Д.А. Васильев, доцент Л.Н. Ивановский, доцент М.П. Кортусов, профессор А.Р. Ананьев, доцент В.В. Хахлов, профессор А.И. Родыгин, профессор И.А. Вылцан, доцент Ю.В. Индукаев, профессор А.И. Гончаренко. С 1990 г факультет возглавляет доцент Г.М. Татьянин.

В настоящее время на ГГФ работают 164 сотрудника, в том числе 16 профессоров (И.А. Вылцан, Б.Д. Белан, Д.А. Бураков, Г.О. Задде, Н.А. Кривова, А.И. Летувнинкас, А.М. Малолетко, А.В. Мананков, П.А. Окишев, В.П. Парначев, Г.Ф. Плеханов, В.М. Подобина, А.В. Поздняков, А.И. Родыгин, В.И. Русанов, А.И. Чернышов) и 48 доцентов. Многие профессора факультета являются действительными членами общественных Российских Академий (РАЕН, МАН ВШ, Академии туризма, МАМР и др.).

Научные достижения ученых, аспирантов и студентов ГГФ получили широкое признание, отмечены премиями, победами в конкурсах разного уровня, дипломами выставок. Участие в научных исследованиях природных ресурсов Томской области отмечено присуждением двум научным коллективам (кафедра минералогии и геохимии, Сибирский палеонтологический научный центр) звания «Лауреат премии Томской области в сфере науки и образования». Только за 2002 г. сотрудниками факультета опубликовано 9 монографий, 7 учебных пособий и 5 сборников научных трудов, около 200 статей, в том числе более 20 публикаций в зарубежных изданиях, организовано 6 научных форумов, проведено 3 Всероссийских олимпиады среди студентов дневных отделений, получен ряд грантов РФФИ и других учредителей.

Факультет активно сотрудничает с зарубежными коллегами. Совместно с учеными Ховдского университета (Монголия) проведены научные экспедиции в Монгольский Алтай; с учеными Англии, Франции, Германии состоялись экспедиции в Горный Алтай; ведутся работы с учеными Рамонского научного центра и университета Бен-Гурион (Израиль), а также Китая, США, Италии, Испании, Югославии и других стран.

Подготовка специалистов на ГГФ осуществляется по четырем направлениям: геология, гидрометеорология, география, экология и природопользование, включающим 7 специальностей – «геология» (011100), «геохимия» (011300), «география» (012500), «метеорология» (012600), «гидрология» (012700), «природопользование» (322000), на заочном отделении – «геоэкология» (320300), «геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых» (080100).

По направлению «Геология» с 1997 г. открыта магистратура по 8 научно-образовательным программам. Все кафедры ведут послевузовскую подготовку специалистов через аспирантуру по десяти научным специальностям. На 01.03.2003 г. на дневном и заочном отделениях факультета обучается 1020 студентов, 12 магистрантов, 42 аспиранта и 2 докторанта. Работают два диссертационных совета с правом приема к защите кандидатских диссертаций по 5 научным специальностям.

Среди выпускников факультета немало известных ученых, организаторов науки и производства, известных в России и за рубежом.

Это действительный член АН СССР, лауреат Государственной премии СССР Ю.А. Кузнецов (выпускник 1924 г., 100-летие со дня рождения которого геологическая общественность отмечает в текущем году), Герой Советского Союза А.И. Шишкин (1941 г.), действительный член РАН В.А. Коротеев (1959 г.), действительный член РАН, лауреат Ленинской премии В.В. Ревердатто (1957 г.), министр геологии Казахстана А.Г. Ситько (1944 г.), член Совета Федерации, лауреат Государственной премии РФ, Почетный доктор Томского университета В.П. Орлов (1968 г.), генеральный директор ПГО «Красноярскгеология», Заслуженный геолог РФ, лауреат Государственной премии СССР В.А. Неволин (1956 г.), лауреат Государственной премии СССР Л.К. Зятькова, начальник геологического управления Улан-Удэ, лауреат Государственной премии СССР Д.В. Ветров (1952 г.), проректор ТГУ, профессор М.П. Кортусов (1944 г). Заслуженный деятель науки РСФСР, лауреат Государственной премии СССР профессор М.В. Тронов (1926 г.) и многие другие.

Наша главная задача сегодня и на ближайшие годы – сохранить и умножить традиции Томского университета; быть пытливыми и настойчивыми в трудном, но необычайно увлекательном деле – решении сложнейших проблем наук о Земле и их взаимодействии с науками о человеке и обществе.

Г.М. Татьянин,
декан геолого-географического факультета ТГУ

ПОДГОТОВКА СПЕЦИАЛИСТОВ И ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ТОМСКОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ

Г.О. Задде, П.А. Окишев, В.В. Севостьянов
Томский государственный университет

В настоящее время на геолого-географическом факультете географическими исследованиями и подготовкой специалистов занимаются кафедры: географии (зав. кафедрой к.г.н., доцент В.С. Хромых), краеведения и туризма (зав. кафедрой д.г.н., профессор П.А. Окишев), метеорологии и климатологии (зав. кафедрой д.ф.-м.н., профессор Г.О. Задде), гидрологии (зав. кафедрой к.г.н., доцент В.А. Земцов), природопользования (зав. кафедрой к.г.н., доцент Т.В. Королева). На указанных кафедрах работают 9 докторов наук и 25 кандидатов наук. Подготовка специалистов ведётся по следующим специальностям:

Специальность 012500 География
Специализация 012501 Физическая география
012509 Геоморфология и эволюционная география
0125523 Страноведение и международный туризм
012524 Туризм и экскурсионное дело
012530 Эколого-географическое образование и краеведение
Квалификация Географ

Специальность 012600 Метеорология
Специализация 012601 Синоптика
012602 Климатология
012603 Агрометеорология
012604 Авиационная метеорология
012605 Актинометрия
012606 Геоэкология атмосферы
012607 Аэрология
012608 Прикладная климатология
Квалификация Метеоролог

Специальность 012700 Гидрология
Специализация 012701 Информационные системы в гидрологии
012702 Гидрологические прогнозы
012703 Гидрохимия
012704 Гидрология водохранилищ
012705 Русловые и устьевые процессы
012706 Гидроэкология
012707 Горная гидрология
Квалификация Гидролог

Специальность 013400 Природопользование
Специализация 013405 Охрана природы
Квалификация Эколог-природопользователь

Научные исследования выполняются по следующим научным направлениям:

– изучение природных условий и ресурсов гор Южной Сибири;
– комплексное исследование природных ресурсов Западно-Сибирской равнины.

Научным руководителем направления «Изучение природных условий и ресурсов гор Южной Сибири» в Томском университете является доктор геогр. наук, профессор П.А. Окишев.

В состав географической школы по данному направлению входят: канд. геогр. наук, доцент – Ю.К. Нарожный, канд. геогр. наук, доцент – В.В. Паромов, канд. геогр. наук, доцент – Л.Н. Шантыкова, ассистент – П.С. Бородавко, доктор геогр. наук – В.В. Севастьянов, канд. ф.-м. наук – С.А. Никитин, канд. геогр. наук – М.В. Петкевич, канд. геогр. наук – Т.В. Королева, канд. геогр. наук Л.М. Севастьянова, доктор геогр. наук – Л.Н. Ивановский, доктор геогр. наук – А.В. Поздняков, доктор геогр. наук – Г.Я. Барышников, доктор геогр. наук – В.В. Рудский и др.

Основные разделы исследований: Гляциогидроклиматология гор Южной Сибири, палеогляциологические реконструкции, геоморфология, геоэкология, рациональное природопользование.

История становления научного направления связана с гляциологическими исследованиями В.В. Сапожникова, Б.В. Тронова и М.В. Тронова.

В 1973 г. по инициативе М.В. Тронова по решению Правительства в Томском университете была создана Проблемная научно-исследовательская лаборатория гляциоклиматологии (ПНИЛ ГК). Это было крупное достижение и признание заслуг томской гляциологической научной школы. Большую роль сыграло эффективное участие ТГУ в выполнении международных научных программ.

Под руководством М.В. Тронова подготовлено 16 кандидатов наук. Среди его учеников – д-ра наук Я.К. Башлаков, А.П. Сляднев, В.И. Русанов, В.С. Ревякин, П.А. Окишев, В.В. Севастьянов.

Научными руководителями географических исследований по направлению «Комплексное исследование природных ресурсов Западно-Сибирской равнины» в ТГУ являются канд. геогр. наук, доценты В.С. Хромых и Н.С. Евсеева. Это – ученики одного из основателей данной колы доктора геогр. наук, профессора А.А. Земцова. Ими проводятся исследования в области геоморфологии, палеогеографии, изучения ландшафтов равнинной части Западной Сибири.

В состав школы входят: доктор геогр. наук, профессор А.М. Малолетко, доктор геогр. наук,профессор В.И. Булатов, доктор геогр. наук, профессор Л.К. Зятькова, доктор биол. наук, профессор В.А. Казанцев, канд. геогр. наук В.В. Хромых, канд. геогр. наук В.И. Слуцкий, З.И. Квасникова, канд. геогр. наук Н.В. Осинцева, канд. геогр. наук В.А. Земцов, канд. геогр. наук А.В. Мезенцев, канд. геогр. наук Н.В. Рутковская, канд. геогр. наук Л.Б. Филандышева, канд. геогр. наук Л.Н. Окишева, канд. геогр. наук Г.К. Парфенова, канд. геол.-мин. наук В.А. Ананьев, канд. геогр. наук В.В. Хахалкин, канд. геогр. наук З. Камалетдинова и др.

В рамках указанной школы обособилось несколько новых научных направлений. Доктор геогр. наук, профессор В.И. Русанов разработал теорию и методы медико-географической оценки климата Сибири. Доктор геогр. наук, профессор А.М. Малолетко является родоначальником палеотопонимии как отрасли знания. Доктор геогр. наук, профессор Д.А. Бураков разрабатывает новые методы гидрологических прогнозов с использованием комбинированного моделирования наземных и космических данных. Доктор ф.-м. наук, профессор Г.О. Задде возглавляет исследования по комплексному мониторингу климата Западной Сибири. Доктор биол. наук, профессор Г.Ф. Плеханов занимается вопросами экологической безопасности территории Западной Сибири.

Многолетние географические исследования Томского государственного университета получили высокую оценку

Лауреатами Государственной премии стали М.В. Тронов и Л.К. Зятькова. Звание «Заслуженный деятель науки» присвоено М.В. Тронову и В.И. Русанову.

М.В. Тронов был награждён Большой Золотой медалью Русского географического общества, Л.Н. Ивановский – Золотой медалью им. Н.М. Пржевальского.

Звание «Заслуженный работник высшей школы» было присвоено А.А. Земцову и П.А. Окишеву.

А.М. Малолетко является лауреатом Демидовской премии.

П.А. Окишев за выдающийся вклад в выполнение международных геофизических проектов награждён памятной медалью АН СССР «100-летие международной геофизики».

На всех этапах исследований в работе принимали активное участие студенты географических специальностей.

Из общего числа выпускников географических кафедр, насчитывающих около 4,5 тыс. человек, более 30 стали докторами и более 120 – кандидатами наук.

Результаты исследований географической школы Томского университета широко отражены в научной литературе. Список некоторых из работ приводится ниже: *Тронов М.В.* Современное оледенение Алтая. Томск, 1948; *Тронов М.В.* Очерки оледенения Алтая. М., 1949; *Тронов М.В.* Ледники и климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1966; *Тронов М.В., Лупина Н.Х.* Основы учения о снеговой границе и хионосфере. Л.: 1977; *Окишев П.А.* Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск, 1982; *Окишев П.А. с соавт.* Рельеф Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука СО РАН, 1988; Ледники Актру. Л.: Гидрометеоиздат, 1987; *Ревякин В.С., Кравцова В.И.* Снежный покров и лавины Алтая. Томск, 1977; *Ревякин В.С., Душкин М.А.* Каталог ледников СССР. М., 1977–1978. Т. 15: Алтай и Верхний Иртыш. Ч. 4, 5, 8; *Ревякин В.С., Голещихин В.П., Галахов В.П.* Горно-ледниковые бассейны Алтая. Томск, 1979; *Ревякин В.С.* Природные льды Алтае-Саянской горной области. Л., 1981; Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. М., 1997; *Ивановский Л.Н.* Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., 1967; *Ивановский Л.Н.* Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск: Наука, 1981; *Ивановский Л.Н.* Парагенез и парагенезис горного рельефа юга Сибири. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2001; *Севастьянов В.В.* Климат высокогорных районов Алтая и Саян; *Земцов А.А.* Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск. 1976; *Земцов А.А.* Основные этапы развития речных долин Западно-Сибирской равнины // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, 1979; *Евсеева Н.С., Земцов А.А.* Рельефообразование в лесоболотной зоне Западно-Сибирской равнины. Томск, 1990; Снежно-водно-ледниковые ресурсы бассейна верхней Оби и прогнозы стока весеннего половодья / Под ред. Д.А. Буракова. Томск, 1986; *Бураков Д.А.* Кривые добегания и расчёт гидрографа весеннего половодья. Томск, 1986; *Бураков Д.А.* Гидрологические прогнозы. Томск, 1986; *Никитин С.П., Земцов В.А.* Изменчивость полей гидрологических характеристик Западной Сибири. Новосибирск, 1986; *Русанов В.И.* Методы исследования климата для медицинских целей. Томск, 1973; *Филандышева Л.Б., Окишева Л.Н.* Сезонные ритмы природы Западно-Сибирской равнины. Томск, 2002.

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ, ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЭВОЛЮЦИОННАЯ ГЕОГРАФИЯ

ЦИФРОВАЯ МОДЕЛЬ РЕЛЬЕФА КАК ОСНОВА ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИКАСПИЯ

Ф.Ж. Акиянова, Ю.Ф. Лый
Институт географии Министерства образования и науки РК, г. Алматы

Одним из многофункциональных современных средств построения и цифрового представления трехмерных пространственных объектов, применяемых и в тематическом картографировании, являются цифровые модели рельефа (ЦМР или DEM – Digital Elevation Model). Широчайшие возможности визуализации и пространственного морфометрического и морфологического анализа позволяют применение их в геоморфологических и эколого-геоморфологических исследованиях.

Объектом исследования является северо-восточная часть казахстанского шельфа и побережья Каспийского моря, на которых сконцентрированы крупнейшие разрабатываемые (Тенгизское) и вновь открытые (В. Кашаган) месторождения углеводородного сырья в регионе.

В связи с активизацией техногенного пресса на высокочувствительные пустынные ландшафты побережья и дно мелководного шельфа северо-восточного Каспия была поставлена задача изучения современного состояния и степени устойчивости геоморфосистем региона с применением ГИС-технологий. Для решения данной проблемы в программах ArcView 3.2a, WinChips 4.0 и некоторых модулях ArcGIS 8.1 были проведены работы по привязке и векторизации слоев топографических карт в масштабах 1:100 000 и 1:200 000. Основой исследований послужили как материалы аэровизуальных и наземных экспедиций, так и разновременные цифровые космические снимки по региону. Это, прежде всего Landsat 7, Ресурс и «Aster». Географическая привязка космических снимков была сделана в ArcView 3.2a, WinChips. Далее методом обучаемой классификации было проведено автоматизированное дешифрирование разновременных цифровых многоканальных космических снимков: «Landsat 7» (1982 г. апрель, май 2000 г., август 2000 г.), «Ресурс» (июль 1998 г., август 1999 г.), «Aster» (26 снимков 2000 и 2001 гг.).

Автоматизированное дешифрирование дополнялось и корректировалось методом визуального дешифрирования на фоне растровых и векторных слоев топографической основы, геоморфологических, геологических и гидрогеологических карт. Далее проводился анализ полученных разновременных данных, которые при совмещении позволяли определить динамику развития тех или иных процессов экзогенного ряда.

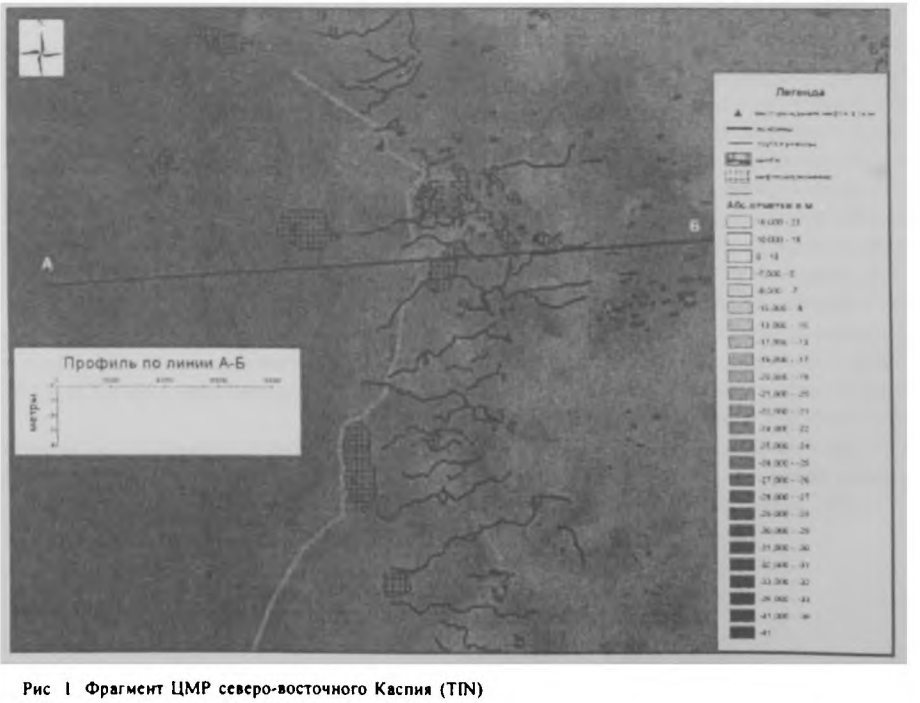


Рис 1 Фрагмент ЦМР северо-восточного Каспия (TIN)

В результате проведенных исследований уточнены топографические карты береговой полосы, попадающей под воздействие современной трансгрессии Каспия, составлены геоморфологическая карта побережья и шельфа, карта современных процессов рельефообразования региона, которые опубликованы ранее [1]. В данной статье излагаются некоторые материалы по составлению и анализу цифровой модели рельефа, основанной на топографических и тематических картах, цифровых космических снимках и нескольких снимках DEM (Aster). Для уточнения привязки и абс. отметок последних в поле определялись координаты пунктов треангуляционной сети или наиболее выразительных объектов с применением GPS.

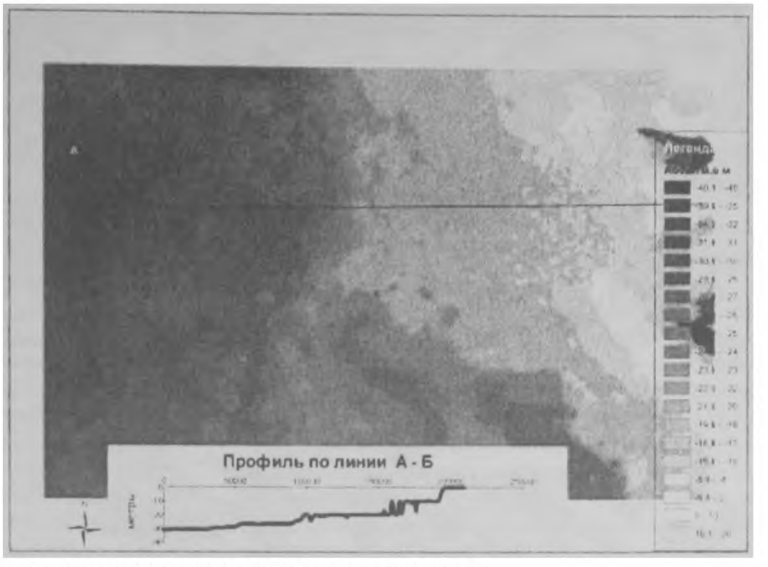


Рис 2. Фрагмент ЦМР северо-восточного Каспия (GRID)

Цифровая модель рельефа района исследований включает часть мелководного шельфа и низменного побережья (рис. 1, 2), которые в тектоническом и геоморфологическом отношениях тесно взаимосвязаны, а особенности их развития в позднем плейстоцене и голоцене в субаквальных или субаэральных условиях зависели в целом от регрессивно-трансгрессивных циклов Каспийского моря.

Т.е. шельф Северного Каспия является продолжением равнин Прикаспийской впадины и характеризуется таким же пологим наклоном и слабой расчлененностью. Плоская поверхность морской равнины со следами сгонно-нагонной деятельности расположена от современной береговой линии до уровня в –25 м и в сторону моря до глубин 3 м, имеет уклоны 0,0002–0,0009. На участках бывших островов и банок наблюдаются незначительные повышения высотой до 1 м. В прибрежной полосе сохранились пологие береговые валы и абразионные уступы высотой до 0,5 м.

В пределах морской равнины, созданной течениями и волнениями, развиты крупные аккумулятивные формы: отмели, валы, бары, банки, особенно в восточной части. Часть этих форм до современной трансгрессии была островами. При аэровизуальных наблюдениях в северо-восточной части картографировано множество мелких островов, сильно меняющих плановые очертания во время штормов.

В целом рельеф шельфа Северного Каспия отражает определенные закономерности в строении. Здесь от береговой линии происходит последовательная смена морских

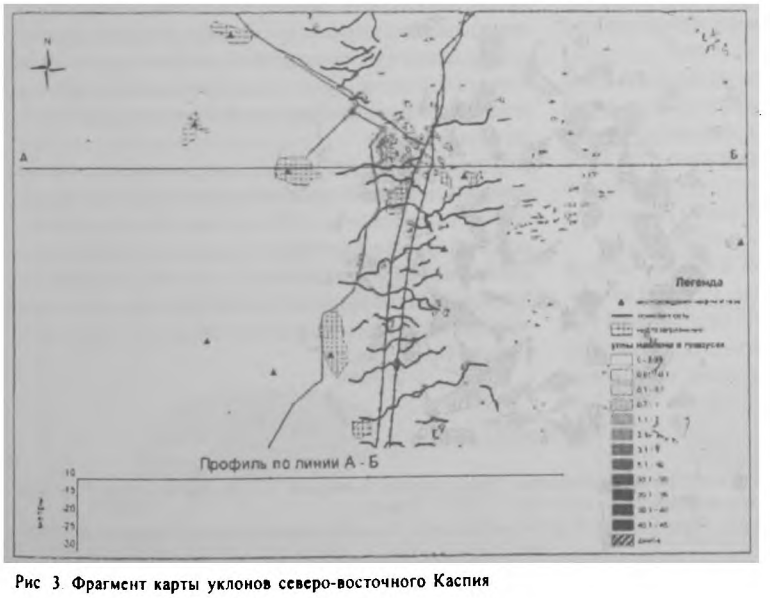


Рис 3. Фрагмент карты уклонов северо-восточного Каспия

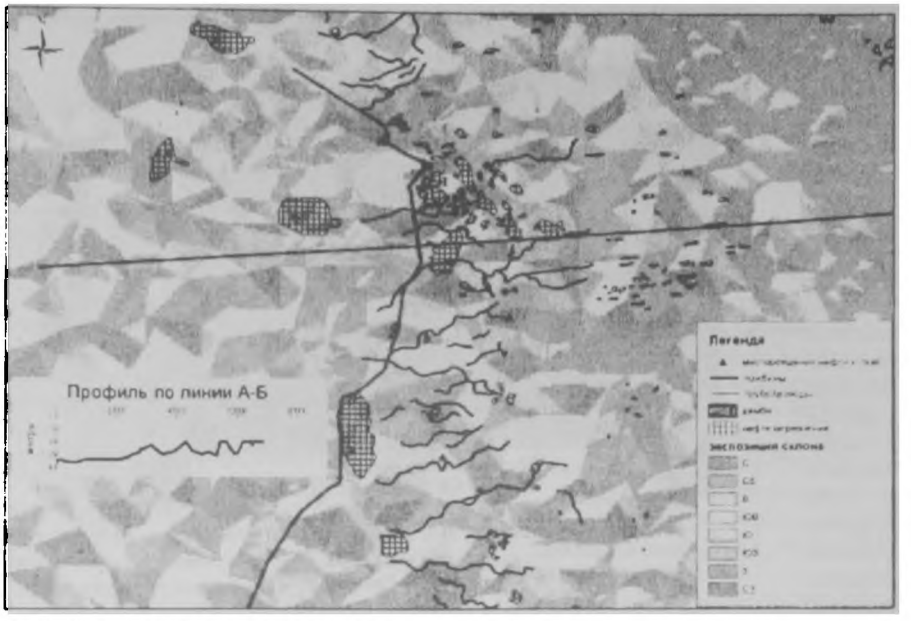


Рис 4 Карта экспозиции склонов северо-восточного Прикаспия

равнин, созданных сгонно-нагонными явлениями; равнинами, образованными течениями и волновыми процессами.

Модель выполнена в наиболее распространенном представлении пространственных данных, основанных на сети TIN (Triangulated Irregular Network) [2]. Здесь прилагается фрагмент карты с нанесенными месторождениями, объектами инфраструктуры и очагами нефтезагрязнения. Анализ модели в формате TIN и GRID четко выделяет и дифференцирует по уровням наиболее широко развитые здесь поверхности аккумулятивных морских равнин, показывает участки их расчленения.

Уровни рельефа хорошо читаются на профиле. Карта показывает, к каким возрастным и генетическим типам рельефа приурочены те или иные очаги загрязнения, а литологическая карта рельефообразующего слоя вкупе с анализом климато-гидрологических условий показывает, какие рельефообразующие процессы участвуют в транзите и аккумуляции тех или иных поллютантов.

Следующим шагом в обработке и анализе модели было построение карты уклонов (рис. 3). Карта конкретизирует ареалы сноса и аккумуляции загрязнителей территории исследований. Анализ карты показал ряд закономерностей в строении морских равнин, не отмеченных нами ранее. Материалы дешифрирования цифровых космических снимков позволили выделение линейных и площадных объектов нарушенных и загрязненных земель, которые были отражены на указанных картах. Полученные данные были дополнены картой экспозиции склонов (рис. 4). Наложение всех полученных материалов позволяет оценить и картографировать эколого-геоморфологические условия района исследований.

Начавшаяся разведка и возможная широкомасштабная разработка месторождений углеводородного сырья предполагает создание искусственных островов, каналов и проведение трубопроводов на мелководном шельфе Северного Каспия, что повлияет на характер и скорость течений, особенности осадконакопления и экологического состояния.

Разработанная эколого-геоморфологическая оценка регионов нефтегазового освоения, опирающаяся на возможности современных ГИС-технологий, позволяет определить ареалы современного распространения и закономерности перераспределения техногенных загрязнителей, влияющих на высокочувствительные экосистемы аридных регионов, каковым является регион северо-восточного Прикаспия.

Литература

1. Акиянова Ф Ж Закономерности современного рельефообразования Казахстанского Прикаспия и проблемы экологии // Тр 1-го Центрально-Азиатского геотехнического симпозиума: В 2 т Астана, 2000. С. 864–867.
2. Баранов Ю.Б., Берлянт А.М., Капралов Е.Г., Кошкарев А.В и др Геоинформатика. Толковый словарь основных терминов М.: ГИС-Ассоциация, 1999 204 с.

ГЕОМОРФОСИСТЕМА Г. АЛМАТЫ, СОСТОЯНИЕ И РАЗВИТИЕ

Ф.Ж. Акиянова, К.Б. Самарханов, А.Т. Ахметов
Институт географии Министерства образования и науки РК, г. Алматы

Городская территория – это своеобразная природно-техногенная геосистема, в которой частично или полностью изменены все природные компоненты, причем ее формирование и развитие в целом подчинены социально-экономическим запросам общества. Городские геосистемы Казахстана, как и во всем мире, характеризуются высокой плотностью населения, занимая незначительные площади (рис. 1). Высокая концентрация населения, промышленных и энергетических комплексов создают многочисленные экологические проблемы, решение которых возможно лишь с применением геосистемного подхода.

Исходя из этого, была поставлена задача изучения геоморфосистемы крупнейшего из городов Казахстана – г. Алматы, насчитывающего на декабрь 2000 г. 1139,9 тыс. человек [3] и занимающего площадь в пределах городской черты в 29,4 км². При этом рассматривалось как воздействие окружающей среды на формирование и функционирование города, так и обратное – влияние города на компоненты естественной среды. В связи с этим исследовались и город, и пригородная зона, включающая территорию особого регулирования градостроительной деятельности [1].

Исследуемая территория расположена в зоне сочленения Заилийского Алатау с Илийской межгорной впадиной и занимает часть низкогорной зоны, конусы выноса Большой и Малой Алматинок и часть аккумулятивной предгорной равнины, что наглядно отражено на цифровой модели рельефа и профилях (рис. 2). Наклонная предгорная равнина расчленена разветвленной эрозионной сетью и полого приподнятыми участками междуречий. На юге она граничит с четко выраженным в рельефе предгорным шлейфом, образовавшимся в результате слияния конусов выноса горных рек. Выше предгорного шлейфа находится область ступенчатых, местами сильно расчлененных предгорий, сложенных лессовидными суглинками, перекрывающими валунно-галечниковые и песчано-гравийные отложения. В пределах города описанный рельеф значительно снивелирован, но в целом особенности рельефа использованы в решении архитектурно-строительного облика города.

По археологическим данным история освоения территории современного города оседлым человеком насчитывает 4–5 тысячелетий, но истоки постоянного поселения известны здесь со времени усуней [2]. Древнее поселение Алматы (есть свидетельства, что в XIII–XIV вв. оно носило название Алмалык) пережило периоды многочисленных войн и позднее развивалось в связи с расположением его на трассе караванного пути. В 1854 г., на базе старого города Алматы было заложено укрепление Верный, с которого и начинается история современного города. Одним из не исследованных ранее вопросов является формирование и рост города в динамике, как во времени изменялся он сам и изменял облик и состояние окружающих территорий. Такой анализ может выявить основные закономерности развития города и понять причины возникновения тех или иных его экологических проблем.

Для осуществления поставленной задачи был собран имеющийся в архивах и музеях г. Алматы материал со схемами и картами города по 7 временным срезам, начиная с 1854 г. В программе ArcView 3.2a картографический материал был привязан и векторизован, в дальнейшем он будет дополняться и уточняться (рис. 3).

Анализ карты свидетельствует о том, что город со времени основания крепости Верный (1854 г.) до 1912 г. постепенно рос в основном в западном и южном направлениях, с восточной стороны город окаймлен полосой прилавков, являющихся естественным рубежом. В этот период город пережил два сильных землетрясения – 28 мая 1887 г. и 22 декабря 1910 г., когда большая часть г. Верного была разрушена, уцелели дома старой деревян-

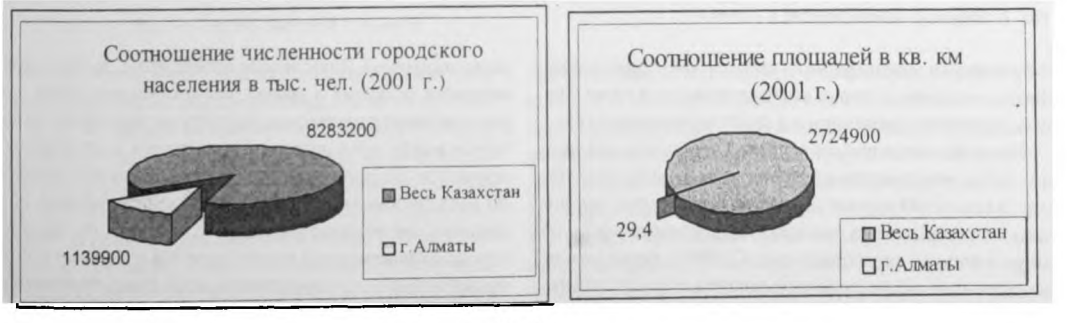


Рис. 1

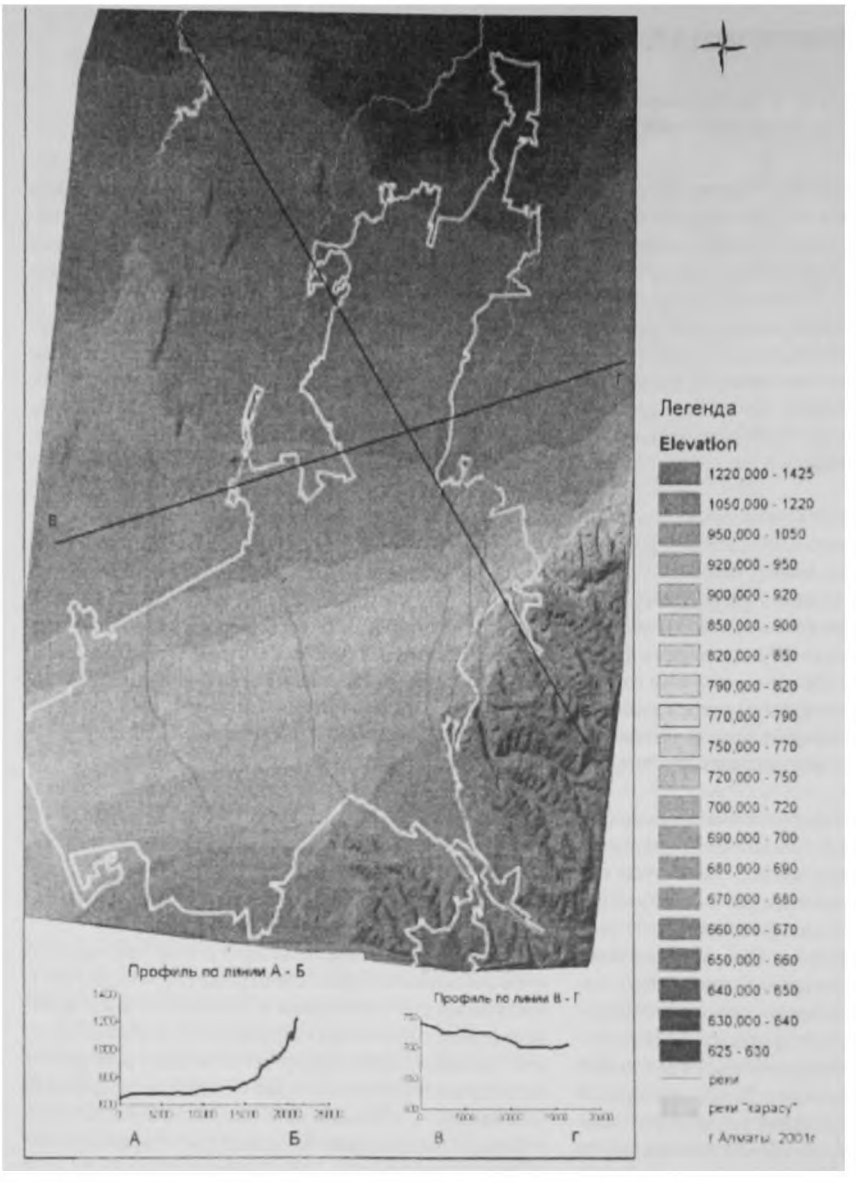


Рис 2 Цифровая модель рельефа г Алматы

ной застройки. Землетрясения вызвали многочисленные обвалы, оползни, которые активизировали, в свою очередь, процессы эрозионного и гравитационного ряда.

Город восстанавливался в течение нескольких лет, причем застраивался исключительно деревянными строениями. В советский период город планомерно рос, выдвигаясь на север и запад, занимая плодородные земли на конусах выноса предгорных рек. С 1984 г. город уже не наращивается в северном направлении, так как ограничивается зоной выклинивания подземных вод конусов выноса (карасу). В последнее десятилетие, за годы независимого развития и смены экономического строя, город осваивает живописные территории прилавков, на которых высок риск развития оползневых и эрозионных процессов. В целом, одним из предварительных выводов по анализу динамики роста территории г. Алматы, возникшего как военное укрепление, является то, что рост города ограничивался естественными рубежами и подчинялся природно-техногенным, социально-экономическим и политическим реалиям.

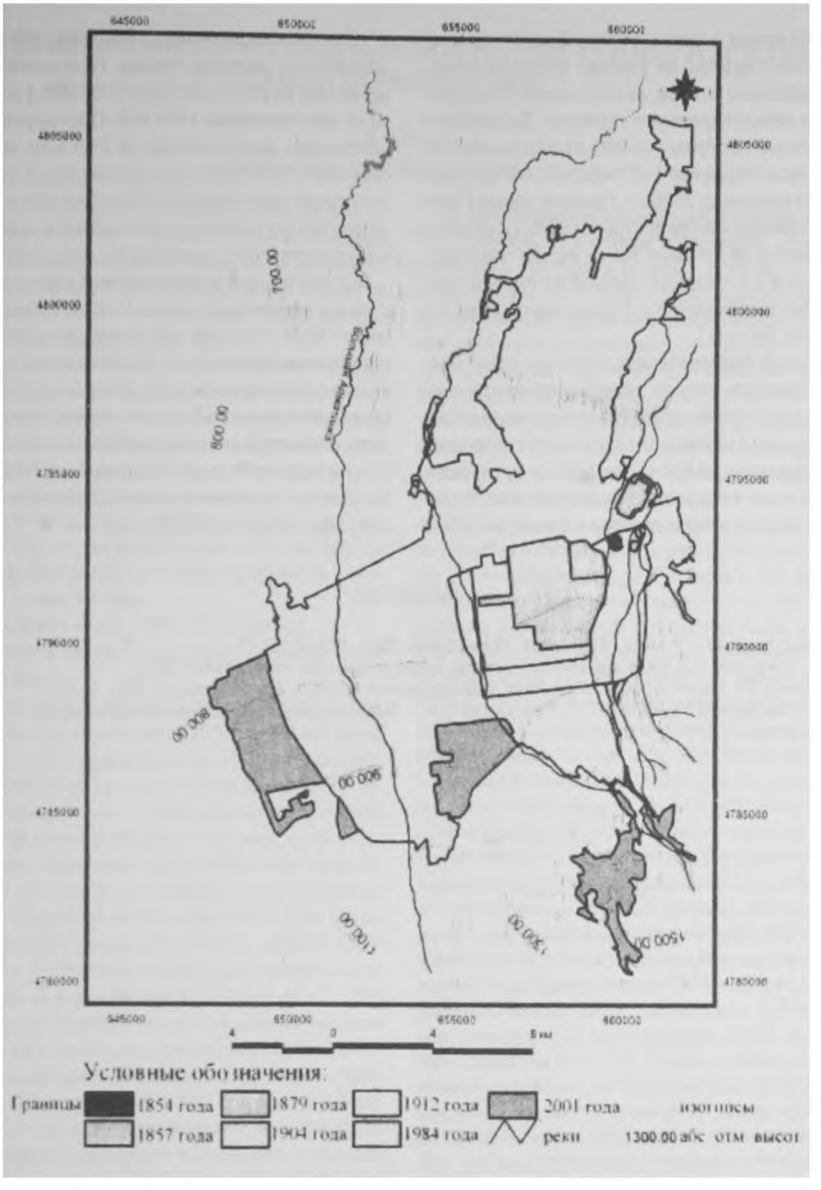


Рис 3 История развития г. Алматы

Эколого-геоморфологический анализ территории г. Алматы предполагает оценку рельефа, его свойств и особенностей, влияющих на комфортность жизни человека, его здоровье и безопасность. Рельеф как один из экологических факторов, наряду с сейсмическими и литогенными условиями, определяет устойчивость территории и влияет на архитектурно-планировочное решение городской застройки [4]. Одной из серьезных проблем для г. Алматы является проблема устойчивости литогенной основы и безопасности проживания людей, которая напрямую связана с опасными рельефообразующими процессами – землетрясениями, селями, оползнями, обвалами, лавинами и др. Эти процессы приводят не только к деградации или уничтожению природных компонентов, разрушению инженерно-технических сооружений, но и угрожают здоровью и жизни людей. Для улучшения экологического состояния города планируются дальнейшее изучение природно-антропогенных процессов и разработка превентивных мероприятий по снижению степени риска развития опасных процессов.

В настоящее время Алматы, утративший статус столицы и областного центра, не утратил функции регионального финансового центра, центра науки, культуры, образования и международного туризма. Дальнейшее развитие городской системы зависит от планирования, которое очень емко отражено в «Генеральном плане развития города на период до 2020 г.». Главной целью Генплана является проведение градостроительных мероприятий, направленных на создание экологически благоприятной, безопасной и социально удобной жизненной среды. Основная идея – сохранить и формировать облик города как «города сада» [1].

Одной из основ формирования перспективной планировочной структуры города является природно-экологический подход, при котором будет максимально использован ресурсный потенциал города и прилегающих территорий. Генпланом на ближайшие 20 лет предусматривается увеличение в пределах городской черты территорий с природными ландшафтами, а также создание культурно-познавательных центров, что пополнит рекреационные ресурсы города. Прогнозная численность населения на 2020 г. составит 1500 000, в том числе постоянно проживающих 1300 000. Планируется увеличение жилищного фонда города до 27,5 млн. м^2. В основном строительство будет осуществляться в черте города за счет свободных территорий и сноса ветхого жилья. Планируются улучшение рекреационных условий, увеличение туристических учреждений, сети гостиниц и т.д.

Геосистемный подход к оценке геоэкологического состояния территории города Алматы и пригородной зоны может быть основой для разработки рекомендаций по устойчивому инженерно-хозяйственному функционированию территории города. В связи с тем, что основой природно-техногенной гео- и экосистемы г. Алматы является геоморфосистема, необходимо изучение ее структуры и экологического состояния с применением ГИС-технологий, причем эти исследовании могут лечь в основу муниципальной ГИС Алматы.

Литература

1 Алматы Генплан будущего // Алматы / Под ред. Б. Жунисбекова. 2001 № 1. С. 22–23.

2 Горбунов А.П., Северский Э.В. Сели окрестностей Алматы взгляд в прошлое Алматы, 2001. 80 с.

3 Здоровье населения РК и деятельность организаций здравоохранения в 2000 г. Астана, Алматы, 2001. С. 206

4 Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А., Локшин Г.П., Просунцова Н.С. / Эколого-геоморфологические критерии оценки городской территории // Геоморфология. 1999.

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ НА МИГРАЦИЮ НАСЕЛЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Е.В. Алпатов
Томский государственный университет

Человечество на всех этапах своего развития непосредственным образом было связано с природной средой. Хотя характер зависимости в ходе истории непрерывно менялся, природная среда существенно влияла на миграцию человека, не исключено, что и на ход некоторых исторических событий в прошлом.

За несколько последних десятилетий собрано достаточно много данных по историческому изменению характеристик глобального климата. Эти данные были получены в результате дендрохронологических исследований, колебаний уровней озер, по кривой изменения содержания ^{14}C и многих других методов исследования. В результате полученная информация позволяет выделить за последние 10000 лет, по крайней мере, четыре кульминационные фазы синхронного изменения климата в обоих полушариях земного шара:

Малая ледниковая эпоха, 560–135 лет назад;

Климатический оптимум в раннем средневековье, 1300–800 лет назад;

Похолодание «железного» века, 2900–2300 лет назад;

Ранний климатический оптимум, 6000–7000 лет назад.

Используя эти временные данные, можно проследить взаимосвязь изменения условий жизни населения с изменением климатических характеристик территории Алтая и Средней Азии. Возьмем, к примеру, существовавшую ранее на Алтае известную афанасьевскую культуру, которая по данным радиоуглеродного анализа имеет возраст 5100±50 лет (Кара-Кабо), 4920±50 лет (Ело-Баши), 4860±60 лет (Нижний Тюмичин-1), 4750±50 лет (Ело-1). По корреляции Н.М. Ермоловой, все эти памятники укладываются во временные рамки 3900–3170 лет до н. э. Это совпадает, с учетом инертности климата и малой подвижности населения в те времена, с границами «климатического оптимума», который по данным дендрохронологических методов наблюдался 4000–5000 лет до н. э. Афанасьевская культура, как известно, включает на Алтае помимо охоты и собирательства еще и земледелие, что свидетельствует о благоприятном в ту пору климате. По данным археологов, историческая судьба афанасьевской культуры на Алтае не ясна, следы ее теряются приблизительно 2 тыс. лет до н. э. Видимо, изменение климатических условий повлекло за собой изменения образа жизни этого народа и миграцию его в более благоприятные районы.

Если рассматривать следующий климатический цикл – похолодание 900–300 лет до н. э., то в рассматриваемый период на территории Горного Алтая появляется яркая и самобытная культура – майэмирская, корни которой прослеживаются к югу – юго-востоку от Центрального Алтая. Считается, что эту подвижку древнего населения можно связывать с конкретным, хорошо датированным историческим событием – концом государства Чжоу в 770 г. до н. э.

С похолоданием климата зачастую связана нарастающая аридизация в центре континента, что, возможно, и привело к миграции кочевых племен из Центральной Азии, так как постепенно степные ландшафты стали превращаться в полупустынные и не могли прокормить диких животных и домашний скот, которые были основой существования населения в те времена. Это также привело к переходу оседлых племен в I тыс. до н. э., живших в степях и предгорьях Западной и Центральной Азии (от Каспия до Монголии), от комплексного хозяйства к полукочевому или кочевому скотоводчеству, отодвинув на второй план земледелие и охоту.

В следующий климатический оптимум (VIII–XIII вв.), который называют «атлантическим», климат был гораздо мягче современного. Именно в это время викинги открыли Гренландию и назвали ее «зеленой страной». В районах Центральной и Средней Азии, степи которой становятся пышно цветущими, появляется первое централизованное государство этого региона – Тюркский Каганат, который имел границы от Манчжурии до Каспия и стал серьезной преградой на пути распространения ираноязычных племен. Еще более значимым событием «атлантического» оптимума было создание и развитие монголо-татарской империи, которая подчинила себе территорию от Китая до Адриатики, что было бы невозможно без благоприятных климатических условий в степях Средней и Центральной Азии, которые кормили многочисленные стада кочевников. Как полагают, одной из причин падения монголо-татарской империи послужило изменение климатических условий и наступление «малой ледниковой эпохи» (XV – XIX вв.). В некоторых районах Евразии она началась уже в XIV в. Среднегодовые температуры того времени были ниже современных в среднем на 1–2 °С. Горные районы Алтая отреагировали на изменение температуры наступанием ледников. В период малой ледниковой эпохи крупные ледники на Алтае продвинулись вниз по долинам на 1000–1500 м. Все это существенным образом отразилось на хозяйственной деятельности населения Алтая. Это время является темной страницей алтайской истории, население его за этот период сильно уменьшилось. В средние века Алтай становился легкой добычей для кочевых племен соседних регионов, которые совершали периодические набеги на его территорию с целью наживы. Это продолжалось до тех пор, пока в 1756 году Алтай не вошел в подданство Российской Империи.

Эти примеры свидетельствуют о том, какое существенное значение имеет изменение климата на ход исторических событий и миграцию населения в отдельных регионах Земли. По нашему мнению, изучение климата прошлых эпох следует продолжать более детально, так как это может привести к еще более интересным выводам.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛЕСОСТЕПНОГО ЛАНДШАФТА

С.П. Анисимова
Томский государственный университет

Лесостепь – уникальная природная зона в условиях умеренного климата северного полушария, для которой характерно чередование лесных и степных участков. До 1980-х гг. лесостепь в качестве самостоятельной природной зоны не выделялась. В 1874 г. А.Н. Бекетов впервые употребляет ее под названием «предстепье», а название «лесостепь» впервые появляется у П.П. Крылова в 1877 г.

История взглядов на природу лесостепного ландшафта начинается с работ В.В. Докучаева «Русский чернозем» (1883) и «Наши степи прежде и теперь» (1892), где впервые автором обоснован взгляд на лесостепь как на древний зональный ландшафт. Определение места лесостепи в зональном делении и границ этого ландшафта остается дискуссионным до настоящего времени.

Вопрос происхождения данного природного образования ассоциируется с проблемой взаимоотношения леса и степи. Но все же на протяжении длительного периода времени основным предметом научного осмысления и исследования были причины так называемого безлесия степей. Объяснение этого безлесия каким-либо одним фактором встречается главным образом в ранних работах конца XIX и начала XX вв. Это труды С.И. Коржинского (1888, 1891), В.В. Докучаева (1889), А.Н. Краснова (1894), Г.И Танфильева (1894, 1901), В.И. Талиева (1902, 1904), Г.И. Высоцкого (1894, 1904), А.Я. Гордягина (1900), Б.А. Келлера (1903, 1923), П.Н. Крылова (1915) и др. Усиленный интерес к данной тематике приходится на 1930-е годы, когда были опубликованы работы Г.Э. Гроссета (1930, 1934), А.А. Измаильского (1937), В.Р. Вильямса (1947) и др.

Все многочисленные точки зрения по данному вопросу можно разделить на три группы (по В.Н. Голубеву (1965)):

1. Гипотеза наступания леса на степь с различными модификациями поддерживалась такими исследователями, как П.А. Костычев (1890), Г.И. Танфильев (1894, 1901), А.Н. Краснов (1893, 1894), Л.С. Берг (1922, 1947), И.И. Спрыгин (1922), Д.Г. Виленский (1924), А.И. Куренцов (1929), С.А. Захаров (1935), В.З. Гулисашвили (1948), М.Г. Попов (1953) и др.

2. Равноправность, зональность степных и лесных сообществ лесостепи принимались И.К. Пачоским (1910), В.В. Алехиным (1915, 1934), П.Н. Крыловым (1915), И.В. Новопокровским (1927, 1937), Н.А. Ивановой, И.М. Крашенинниковым (1934), М.В. Марковым и др. (1935), Н.А. Прозоровским (1949, 1951), Г.И. Дохман (1956, 1960), Д.И. Сакало (1961) и др.

3. Противоположную точку зрения отстаивали А.Я. Гордягин (1901), В.И. Талиев (1901, 1913), Б.А. Келлер (1916, 1923), В.Н. Сукачев (1903), П.А. Баранов (1960), считавшие луговые степи вторичными образованиями, развившимися на месте сведенных лесов.

Со временем по мере развития исследований появляется стремление к комплексному рассмотрению вопроса. Природно и антропогенно обусловленные причины образования лесостепных ландшафтов, выявление тех и других факторов, степень воздействия стали предметом исследования, хотя на эти причины указывается у ряда авторов и в ранних работах.

Так, о вторичном безлесии степей утверждал В.И. Талиев (1902). В любой точке нынешних степей (за исключением, возможно, засоленных почв) когда-то мог быть лес. Исчезновение лесов связывал, с одной стороны, с воздействием человека, а с другой – со способностью степных видов легко расселяться и быстро создавать типично степные растительные группировки, придающие почвообразованию благоприятную для них направленность.

Л.С. Берг (1947, 1950) объяснял процесс наступания леса на степь, который не закончился в настоящее время, изменением климатических условий. Однако почвы и растительность современной лесостепи не соответствуют климату настоящего времени, и причиной тому является деятельность человека. Иначе вся лесостепь превратилась бы в лесную область.

По Ф.Н. Милькову (1950), взаимоотношение леса и степи следует рассматривать в палеогеографическом плане. Наступание леса на степь прекратилось как под воздействием природных факторов, так и особенно антропогенных. Исследования на юге средней Сибири привели М.Г. Попова (1953) к выводу: даже полупустыни до того, как подверглись значительным воздействиям со стороны человека, были покрыты ксерофильными лесами.

Учитывая, что освоению территории сопутствовали (и обычно сопутствуют сейчас) деградация структуры лесных фитоценозов и ослабление их позиций даже в собственно лесных ландшафтах, не приходится сомневаться, отмечают С.В. Какарека и А.А. Крауклис (1991), насколько сильным может быть эффект антропогенного обезлесения на периферии лесного ареала (и в лесостепи), где древесная растительность встречает конкуренцию со стороны мезоксерофитных и ксерофитных травяных сообществ, более «эластичных» по отношению к внешним (возбуждаемым деятельностью человека) деформациям.

Очевидно, что в настоящее время лесостепь в своем первозданном виде не сохранилась. Она вся в той или иной степени освоена человеком. Хозяйственная деятельность на данной территории исчисляется тысячелетиями. Исследуя сегодня лесостепные ландшафты и выясняя их происхождение, необходимо выявлять и природные причины их образования и развития, и антропогенные. Иначе невозможно выработать научные предпосылки для прогноза изменений в окружающей среде в ближайшем и более отдаленном будущем.

ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В БАССЕЙНЕ АНГАРЫ ПО СТОКУ ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ

О.И. Баженова, Г.Н. Мартьянова
Институт географии СО РАН, г. Иркутск

Бассейн Ангары, имеющий площадь 1 037 000 км², отличается значительным природным разнообразием, высокими темпами и масштабами хозяйственного освоения, которое началось более трех веков назад, но имело очаговый характер до начала XX в. Интенсивное природопользование региона связано с проложением Транссибирской железной дороги. С середины XX в. началось усиленное гидротехническое строительство на р. Ангаре, изменившее ее гидрологический режим и окружающие ландшафты. В настоящее время в бассейне отмечается сильное техногенное нарушение ландшафтов, обусловленное горнодобывающей промышленностью, вырубкой лесов и интенсивной сельскохозяйственной деятельностью.

Антропогенное воздействие на природную среду вызвало усиление нарушенности ландшафтов, деградацию почв и повышение скорости эрозионных процессов.

Для изучения интенсивности эрозионных процессов бассейна использовались многолетние данные по твердому стоку наносов (38 пунктов) и заилению прудов, результаты натурных наблюдений за склоновым смывом, расчетные данные потерь от эрозии на пахотных землях. Получены количественные показатели, характеризующие скорость процессов при различных техногенных нарушениях почвенного покрова.

В целом поверхность бассейна за счет механической денудации снижается медленно (на замыкающем створе у д. Татарка), но в пределах него скорость значительно варьирует. С одной стороны, здесь выделяются лесопокрытые территории, сложенные устойчивыми к эрозии породами, с крайне низкой интенсивностью эрозионных процессов – в 5–10 раз ниже фоновой. С другой стороны, отмечаются бассейны малых рек, где скорость эрозии выше фоновой на несколько порядков величин (бассейны Эдучанки, Бирита, Ушаковки и др.).

С учетом антропогенных факторов в бассейне Ангары выделяются 4 района с различной интенсивностью эрозионных процессов (рис. 1).

В *первом* – северном таежном районе скорость бассейновой эрозии, определенной по модулю стока взвешенных наносов, в среднем составляет 2–5 т/год с км², среднегодовая мутность рек менее 25 г/м³. Район отличается относительно слабой антропогенной нагрузкой, связанной в основном с пожарами и вырубками. Его освоение началось в конце 1960-х гг. Площади вырубок ежегодно составляли 1–3 %, но на некоторых притоках рек Ирникеева, Чадобец и Карабула вырубки занимали более 40 % площади водосбора, а площади гарей в отдельные годы составляли 0,5–1 %. В связи с вырубками и пожарами на водосборах малых притоков этих рек лесистость снизилась до 60–70 %. Это повлекло за собой изменение структуры стока воды, выражающееся в увеличении поверхностного склонового стока, и развитие эрозионных процессов. Необходимо отметить, что изменение поверхностного стока носит циклический характер, обусловленный климатическими колебаниями. Рубки сказываются лишь на интенсивности этих изменений, не оказывая влияния на характер циклов. В многоводные циклы вырубки леса приводят к увеличению годового стока от 1 до 30 % в зависимости от площади рубок. В маловодные годы после вырубки наблюдается снижение годового стока от 0,1 до 6 %. Динамика твердого стока в бассейнах рек Северного Приангарья тесно коррелирует со стоком рек. Но в годы значительных вырубок эта связь нарушается. Так, по данным Т.А. Бурениной и А.А. Онучина [1], вырубки в бассейне Чадобца в 1977 г., составившие 1 % площади, увеличили сток наносов в последующие два года в 2,5–3 раза, в бассейне Карабулы при рубках от 2 до 3 % площади водосбора модуль стока наносов увеличился в 5–6 раз. По мере зарастания и восстановления вырубок сток наносов уменьшается. Увеличение суммарной площади вырубок и гарей повышает эрозию на водосборах в 2–3 раза. Влияние вырубок на сток наносов в данном районе значительно сильнее, чем воздействие гарей.

Во *втором* – Среднеангарском районе антропогенная трансформация ландшафтов значительно выше, чем в первом. Сильная нарушенность коренных ландшафтов, преобладание различных стадий их восстановления вызваны здесь также прежде всего пожарами и рубками. Активное освоение лесных ресурсов развернулось после строительства Ленской железной дороги. На базе маломощных леспромхозов 1930–1960 гг. созданы крупные лесопромышленные комплексы. В некоторых бассейнах измененные ландшафты занимают более 2/3 территории, где обширные водораздельные пространства были подвергнуты сплошной рубке. С уничтожением лесов резко изменился водно-тепловой режим почв, активизировались процессы эрозии. Наиболее сильное влияние концентрированных рубок на эрозионные процессы проявляется на вырубках не старше 2–5 лет. При доле вырубок 1–5% площади водосбора модуль стока наносов возрастает на 50–300%, мутность воды – на 100–800% [2]. Такое усиление эрозии характерно для бассейна Эдучанки (см. рис. 1).

Несмотря на значительное снижение заготовок древесины в 1990-е годы, интенсивность бассейновой эро-

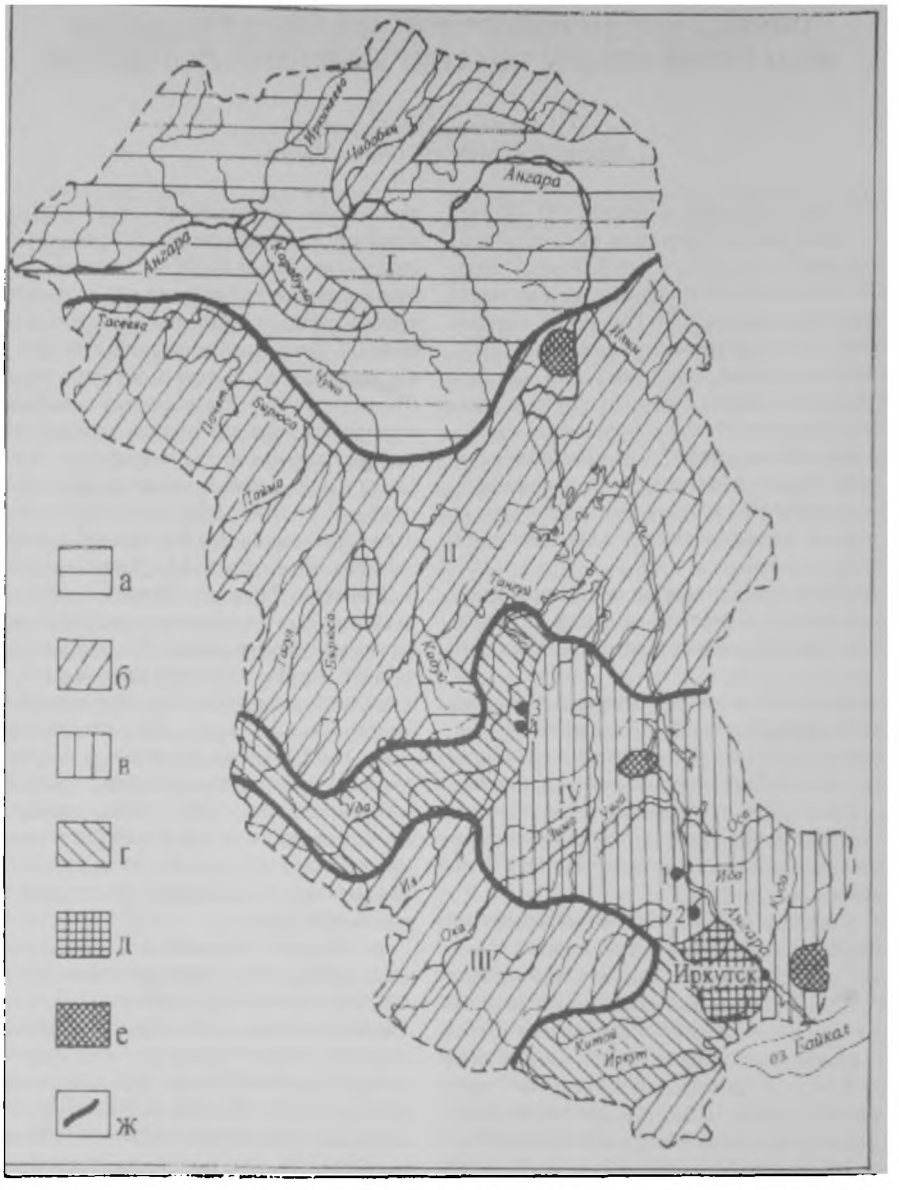


Рис 1 Районирование бассейна Ангары по модулю стока взвешенных наносов Средний многолетний модуль стока наносов, т/км² в год а – 2–5; б– 5,1–10, в – 10,1–15, г – 15,1–20; д – 30,1–40, е – > 100; ж – границы районов 1–4 пруды

зии остается достаточно высокой за счет увеличения пожаров. В настоящее время площадь новых гарей в 2 раза превышает площадь свежих вырубок [3].

В *третьем* районе, расположенном в юго-западной части бассейна Ангары, модуль стока наносов составляет в среднем 5–10 т/км² в год.

Своеобразным природным барьером распространения хозяйственной деятельности в предгорные и низкогорные районы Восточного Саяна выступили огромные заболоченные пространства [4]. Они воспрепятствовали лесо- и сельскохозяйственному освоению. Основная антропогенная нагрузка на ландшафты связана с горнодобывающей промышленностью (Белозиминское месторождение редких металлов, разработка Савинских мателитов).

Интенсивному воздействию лесозаготовительных предприятий подвержен широкий водораздел бассейнов Уды и Ии.

Четвертый – Верхнеангарский район, испытывающий максимальный для данного бассейна антропогенный прессинг, отличается наиболее интенсивной эрозионной деятельностью (см. рис. 1). Средний годовой модуль стока наносов изменяется от 10 до 42 т/км² в год, среднегодовая мутность рек составляет 25–50 г/м³. Максимальные значения бассейновой эрозии в отдельные годы изменяются от 60 до 130 т/км² в год (р. Белая, с. Мальта; р. Иркут, с. Смоленщина; р. Уда, с. Алыгжер; р. Китой, г. Ангарск).

Интенсивность эрозионных процессов увеличивается в верхних звеньях гидрографической сети. На сельскохозяйственных землях особенно высока скорость эрозии в бассейнах малых рек с площадью водосбора не менее 350 км². Мутность малых водотоков, зарегулированных прудами, иногда превышает 400 г/м³, а средняя многолетняя скорость склонового смыва, определенная по объему накопившихся отложений за период эксплуатации прудов, варьирует от 9 (с. Тулюшка) до 50 т/км² в год (пруд Усольский).

Овражная эрозия активна в зоне влияния Братского водохранилища, в бассейнах Унги, Осы, Залари, Оки, Белой и других притоков Ангары. Наибольшая интенсивность эрозии в овражно-балочных системах приходится на конец снеготаяния. Талые воды из лесных массивов, расположенных преимущественно в верхних частях склонов и на водоразделах, концентрируются по ложбинам, оврагам, промоинам и приводят к значительному выносу грунта. Средние скорости роста малых эрозионных форм в лессовидных суглинках составляют 0,2–2,0 м/год.

Поверхностный смыв на пахотных землях имеет 2–3 пика интенсивности. Первый приходится на период снеготаяния. В зависимости от слоя стока количество смытой почвы на склонах 4–6° достигает 1,5–14 м³/га. Второй – при установлении повторного снежного покрова в конце апреля – начале мая и его интенсивном таянии. Величина смыва в этом случае может превышать 20 м³/га. Третий приходится на период ливневых осадков (июль-август). В зависимости от характера обработки почвы при уклонах 4–6° смывается 20–60 м³/га почвы, на склонах круче 8° – 60–190 м³/га.

Поступление большого объема делювиально-пролювиальных отложений с водосборных бассейнов в долины в условиях высокой зарегулированности стока как малых (пруды), так и больших (оз. Байкал, Иркутское, Братское, Усть-Илимское водохранилища) вызывает заиление водоемов, загрязнение поверхностных вод. Эти процессы усугубляют общую тенденцию развития рельефа Иркутско-Черемховской равнины – аккумуляцию вещества в условиях продолжающегося прогибания Предсаянской депрессии и еще сильнее снижают и без того низкую самоочищающую способность геосистем.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 02-05-64117).

Литература

1. Буренина Т.А., Онучин А.А. Динамика стока на водосборах Северного Приангарья в связи с вырубками и пожарами // География и природные ресурсы. 1999. № 2.
2. Лебедев А.В., Спиридонов Б.С., Морева А.С., Шараева О.А. Прогноз изменения гидрологических параметров некоторых водосборов в связи с лесозаготовками // Трансформация лесными экосистемами факторов окружающей среды. Красноярск, 1984.
3. Клевцов Е.В., Пластинин Л.А., Снытко В.А., Котова О.И. Антропогенное влияние на ландшафты Среднего Приангарья // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2000. № 3.
4. Клевцов Е.В. Геосистемы сопряжения Восточного Саяна и Среднесибирского плоскогорья // Вестн. Бурятского университета. Сер. 3. География, геология. Улан-Удэ, 1998. Вып. 2.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

О.Н. Барышникова, М.В. Михаревич
Алтайский государственный университет, г. Барнаул

В формировании зональных типов ландшафтов ведущая роль принадлежит климатическому фактору, реализация которого прослеживается в особенностях растительного покрова территории. На фоне относительно постепенных изменений климатических параметров существуют рубежи, где соотношение тепла и влаги переходит на качественно новый уровень, как, например, на границе бореального и суббореального поясов, вблизи которой существуют широколиственные леса и лесостепи [4]. Севернее этой климатической границы, фитоценозы формируются в условиях недостатка тепла и достаточного или избыточного увлажнения. Рост увлажнения здесь ведет к снижению продуктивности фитоценозов и преобладанию видов, характерных для более северных территорий. Южнее – формирование фитоценозов происходит в условиях достаточной теплообеспеченности, недостаточного увлажнения, а рост увлажнения способствует увеличению продуктивности и формированию термофильной растительности. Фактору увлажнения вблизи данного рубежа принадлежит ведущее значение в формировании растительного покрова. В свою очередь конкретная величина увлажнения обусловлена степенью континентальности территории, характером рельефа, особенностями подстилающих пород.

А.А. Григорьев [3] обратил внимание на то, что циркуляционные факторы в западной части Русской равнины создают климат, искажающий проявление широтной зональности. В восточной части зональность проявляется более четко. Сохраняется ли эта закономерность при движении на восток в пределы Западно-Сибирской равнины? Северные и северо-восточные склоны Предуральской, Ишимской и Барабинско-Пихтовской равнин, Северо-западные и северные склоны Северо-Барабинской равнины заняты северной лесостепью, в растительном покрове которой преобладают леса. Степи приурочены к микросклонам южной экспозиции или к засоленным участкам. Подзона южной лесостепи на западе имеет преимущественно градиентную климатическую границу. В центральной наиболее пониженной части лесостепной зоны Западной Сибири важнейшая роль в формировании растительного покрова принадлежит реликтовой гидроморфности.

В ландшафтной структуре этой части лесостепи широко представлены озерные котловины, лугово-солонцово-солончаковые комплексы, озерные террасы. Часть территории представляет собой область внутреннего стока, где даже локальные понижения играют роль приемников стока. Повышенная гидроморфность в условиях значительного испарения предопределила основные черты растительного покрова, в котором преобладают бореальные виды. Особенность флоры этой части лесостепи состоит в том, что она содержит, прежде всего, мезофитные и гигрофитные виды [2]. В таких условиях в распределении грунтовых вод и атмосферных осадков велика роль микрорельефа, даже небольшой перепад высот вызывает значительные изменения в степени увлажненности и характере растительного покрова.

Восточнее южная граница лесостепи спускается на юг в субмеридиональном направлении и соответствует южным склонам Северо-Барабинской и юго-западным склонам Барабинско-Пихтовской равнин и Приобского плато. Ландшафтная структура образована здесь из видов ландшафтов, сравнительно слабо упорядоченных в пространстве. Ведущая роль в их дифференциации принадлежит микрорельефу и свойствам грунтов. Наиболее типичные комплексы этой части лесостепи: березовые, реже осиновые колки, чередующиеся с распаханными участками типчаково-разнотравных, типчаково-полынных степей, а по южным склонам – ковыльно-разнотравных степей.

Нижние части южных склонов рассмотренных равнин заняты колочной степью. Колки приурочены к микросклонам северных экспозиций, днищам оврагов и котловин. Площадь их незначительна. В растительном покрове преобладают разнотравно-ковыльные, а на склонах полынно-ковыльные и полынно-типчаковые степи (распаханы). Склоны разной экспозиции на одной географической широте находятся в условиях, типичных для разных природных зон (степной и лесостепной).

В восточной части северной лесостепи, которая сформировалась в результате барьерного эффекта уступа Обских террас, склона Бийско-Чумышской возвышенности, Салаира и Алтайских гор, современный растительный покров образуют интразональные сосновые боры, низинные болота, пойменные ассоциации и соответствующие лесостепной зоне луговые степи, остепненные луга, березовые, осиново-березовые и осиновые травянистые леса. Растительный покров района исследования лишь отчасти соответствует широтным климатическим показателям.

Нами проведен статистический анализ флоры Заобской лесостепи. Спектр двадцати крупнейших семейств местной лесостепной флоры (включающий от 0,9 до 13,2 % от общего состава видов) характеризует ее как флору, сочетающую признаки гумидных бореальных и термофильных средиземноморских флор. Индексы соотношения этих флор близки к единице. Эти показатели несколько отличаются от средних показателей, вычисленных И.А. Банниковой [1] для лесостепей Евразии в сторону увеличения термофильных семейств, а первый пока-

затель демонстрирует даже преобладание термофильных семейств над бореальными (таблица).

Индексы соотношения бореальных и термофильных семейств для региональных флор

Флора	Cyperaceae: Rosaceae	Ranunculaceae: Brassicaceae	Caryophyllaceae: Lamiaceae
Донецкая	0,5	1,2	0,6
Курская	0,9	1,2	0,6
Приволжская	0,8	0,9	0,6
Кокчетавская	0,8	0,8	1,0
Омская	1,3	1,0	–
Заобская	0,7	1,4	1,2
Красноярская	1,5	1,2	1,5
Иркутская	1,7	1,3	1,6
Саяно-Байкальская	1,6	1,2	2,3
Бурятская	1,2	1,9	1,8
Аргунская	1,5	2,2	2,4
Ононская	1,4	2,5	2,4
Яблоновая	1,9	1,7	2,5
Хангайская	1,4	2,1	2,4

Континентальность флоры Заобской лесостепи проявляется в высоком представительстве двадцати ведущих семейств (77,6% по числу видов, 71% составу родов), в многочисленности обедненных (содержание менее 1% видов) семейств, в высокой доле монотипных и олиготипных семейств, содержащих 1–5 видов.

Среди преобладающих родов на первом месте род Carex (признак бореальности и континентальности флоры). Но в процентном отношении видов Carex во флоре, исследуемой территории, меньше, чем в других флорах лесостепи. На следующих за ним местах роды, достигающие наибольшего разнообразия в областях с крайними условиями существования: Potentilla, Salix, Ranunculus, Artemisia. Термофильных родов представлено меньше, и они не играют ведущей роли.

В восточных флорах усиливаются черты бореальности и континентальности, что проявляется через высокие значения индекса. Для флоры Заобской лесостепи показатели континентальности сравнительно не велики.

Флору Заобской лесостепи можно охарактеризовать как умеренно континентальную. В ней современным природным условиям в большей степени соответствует бореальная растительность, оттесняющая термофильную средиземноморскую растительность. Эта флора ближе к западным флорам лесостепи и соответствует климату, сформированному орографическими и циркуляционными факторами.

Таким образом, в условиях критических значений зональных климатических характеристик ландшафтная структура лесостепной зоны Западной Сибири в равной степени обусловлена региональными климатическими и региональными, локальными орографическими факторами. Последние создают условия для проявления роли водного фактора. В формировании природных особенностей лесостепной зоны Западно-Сибирской равнины на разных меридиональных ее участках ведущая роль различных факторов изменяется. В западной части в организации растительного покрова и ландшафтной структуры ведущее значение принадлежит климатическим факторам. В центральной части эти факторы существенно преломляются реликтовой гидроморфностью. В восточной части зоны формирование растительности и ландшафтной структуры происходит в условиях воздействия на климат барьерного эффекта, здесь сформировалась наиболее сложная флористическая структура.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобразования РФ (грант УР 08.01.017).

Литература

1. Банникова И.А. Лесостепь Евразии (оценка флористического разнообразия). М.: Наука, 1998. 238 с.
2. Бекишева И.В. Флора Омской области: Автореф. дис. ... канд. географ. наук. 1999. 16 с.
3. Григорьев А.А. Типы географической среды. Избранные теоретические работы. М.: Мысль, 1970. 550 с.
4. Мильков Ф.Н. Физическая география: учение о ландшафте и географическая зональность. Воронеж: Изд-во Ворон. ун-та, 1986. 325 с.

К ГЕОГРАФИИ ОЗЕР ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

П.С. Бородавко, С.В. Ахматов
Томский государственный университет, г. Томск

Характерный элемент ландшафта гор Юго-восточного Алтая – небольшие по площади, но весьма многочисленные озера, расположенные в глубоких карах и цирках, на днищах трогов и в перевальных седловинах. Генетически эти озера теснейшим образом связаны с последним оледенением. Наряду с собственно ледниковыми встречаются также озера термокарстового происхождения. Несмотря на малые площади, многие горные озера Алтая (каровые, плотинные) отличаются значительными глубинами и большими запасами воды. Вследствие этого они являются хорошими естественными регуляторами стока.

Озера Юго-восточного Алтая весьма многочисленны. Между тем до последнего времени они ускользали от внимания исследователей, которые в лучшем случае ограничивались лишь указанием на их наличие в данном районе. О самих же озерах, об их глубинах, морфологии озерных ванн, характере озерных отложений, об их флоре и фауне ничего не было известно. Имеющиеся морфометрические данные по некоторым озерам, основанные на устаревшем картографическом материале, часто не соответствуют действительности. Некоторые из них, обозначенные на картах и упомянутые в литературе, в настоящее время не существуют или ввиду зарастания имеют совершенно иную форму и площадь. Собранный нами материал впервые позволяет дать достаточно полную характеристику морфологических и некоторых других особенностей отдельных озер Юго-восточного Алтая.

ОЗЕРА ДОЛИНЫ БУЙЛЮГЕМА

В период последнего оледенения Алтая долина Буйлюгема была занята мощным ледниковым потоком, разработавшим ее и придавшим ей характерную форму трога. Стадиальный характер регрессивной фазы оледенения запечатлелся в мезорельефе долины в виде комплекса стадиальных и осцилляционных морен. Именно моренным подпруживанием и объясняется происхождение подавляющего большинства озер Буйлюгемской группы.

Озера распределяются по территории исследованного района достаточно равномерно. Всего в пределах долины локализовано около 30 озер с суммарной площадью около 8 км². Озера характеризуются небольшими размерами и прямолинейными очертаниями береговой линии. Вода в озерах пресная, независимо от того, имеют ли они поверхностный сток или нет. Прозрачность колеблется от 5 до 11 м. Донная растительность озер развита слабо, а на глубинах свыше 4–5 м она отсутствует. Наиболее крупным водоемом исследованной территории является оз. Длинное (Узунколь) (рис. 1).

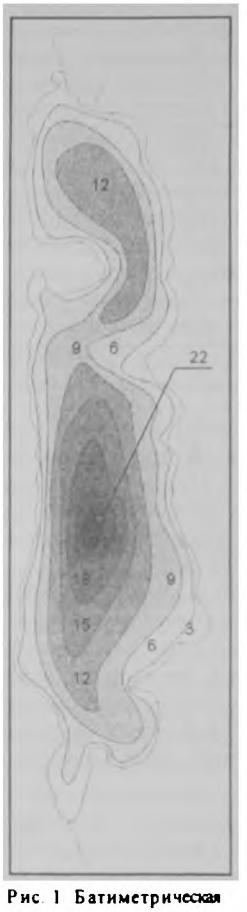


Рис. 1 Батиметрическая схема оз. Узунколь

Озеро находится в верховьях долины р. Буйлюгем на абсолютной высоте 2272,9 м. Водоем имеет удлиненную форму. Длина его равна 2080 м, наибольшая ширина – 458 м, площадь 1075 м². Берега озера изрезаны неравномерно. Восточный берег, в отличие от западного, практически лишен полуостровов и заливов, его прямолинейность нарушается лишь в северной оконечности достаточно крупным (300 м²) полуостровом ромбовидной формы, вдающимся в акваторию водоема на 150 м. Значение коэффициента изрезанности западного берега возрастает в местах впадения временных и постоянных водотоков, образующих конусы выноса из кластогенного материала, вынесенного с бортов долины, покрытых мощным чехлом моренных отложений. В восточной части озера, где берега более крутые и высокие, встречаются участки, поросшие кустарниками *Betula rotundifolia, Juniperus sabina, J. Pseudosabina, Pentaphylloides fruticosa,* на конусах выноса ручьев встречаются *Pentaphylloides fruticosa, Salix glauca.*

В ходе проведения гидрографических работ было установлено, что Узунколь, несмотря на небольшую площадь, является самым глубоким и полноводным водоемом Буйлюгемского озерного района – его максимальная глубина достигает 22 метра. Ванна озера состоит из двух котловин, которые характеризуются уплощенным дном и очень крутыми склонами. Местами уже на расстоянии 15–20 метров от берега глубины достигают 10–15 м. Участки с глубинами свыше 10 м занимают около 50% площади озера. В узкой прибрежной полосе до глубин 5–6 м дно озера представляет собой галечниково-валунную россыпь. В частях озера, где глубины превы-

шают 9–10 м, его дно устлано бурым наилком органогенного происхождения, мощность которого увеличивается к средней, наиболее глубокой части озера, питающегося водами семи ручьев, стекающих с бортов долины, рекой Буйлюгем, а также осадками, выпадающими непосредственно над озером. Температура воды озера в приповерхностном слое не превышает 15°С. На глубине 18 метров – 9–11°. Низкая температура воды в озере объясняется его проточностью. Озеро служит истоком (а вернее продолжением) реки Буйлюгем, прорезающей при выходе из него невысокую моренную гряду.

ОЗЕРА ГОРНОГО УЗЛА БИШ-ИИРДУ

Водоемы данного участка имеют сравнительно небольшие размеры и расположены в большинстве случаев в легко доступных местах. По происхождению и возрасту озера не одинаковы, поскольку их генезис, распространение и развитие тесно связаны с геологическим строением, современными геоморфологическими процессами, оледенением и климатом.

Наиболее древним водоемом данной местности является озеро Джангызколь (Эштухоль, Большой Эштухоль). Озеро находится в горно-таежном поясе на периферии Северо-Чуйского хребта и Курайской межгорной впадины в урочище Ештыколь на абсолютной высоте 1751 м. Время образования озера, установленное при исследовании его донных отложений, превышает 13 тыс. лет и связывается с эпохой последнего оледенения. Донные озерные отложения мощностью более 6 метров свидетельствуют о продолжительной и сложной истории развития водоема. Первоначально образованное за счет ледникового подпруживания (ледником Корумду) озеро занимало большую, нежели сейчас, площадь (рис. 2). В наиболее глубоких частях ледниково-подпрудного озера в больших количествах оседала «ледниковая муть», принесенная ручьями с ледников Передового хребта массива Биш-Иирду. За время, связанное с ледниковьем, на дне озера отложилось около 3 метров ленточных глин. В дальнейшем после отступания ледника-подпруды уровень озера значительно понизился и контролировался в основном отложениями конечной морены ледника Корумду. Впоследствии моренная подпруда была размыта вытекавшей из озера рекой Куркурек и уровень водоема зафиксировался на отметках, близких к современным. Обнажившаяся при этом часть дна с многометровой толщей озерных осадков подверглась активному воздействию криогенных процессов, деятельность которых продолжается и в настоящее время. В результате морозного пучения в юго-восточной части побережья Джангызколя образовался участок с типичными для криолитозоны формами рельефа – туфурами, булгунняхами, полигонами морозной сортировки грунтов. После вытаивания ледяных ядер булгунняхов и последующего оседания их сводовых частей в образовавшихся многочисленных впадинах и провалах появились небольшие термокарстовые озера. Большинство из них сохранилось до настоящего времени. Малакофауна раннего голоцена, исследованная В.В. Бутвиловским, представлена *Valvata (Sibirovalvata) sibirica M., V.(S) confusa W., Anisus (Guraulus) Kruglowiae J., Armiger crista (L),Euglesa sp.* В основании погребенного торфяника в пачке суглинков позднего голоцена встречаются *Valvata pulchella S.,Lymnaea (L) produkta, L.(Peregriana) fontinalis S., L. (P) lagotis S., L. (P) teletzkiana Krugl. et Star., L. (Radix) auricularia (L.) Anisus (Anisus) contortus (L.) (Giraulus) kruglowiae, Armiger crista.* В торфянике обнаружены *Valvata (Sibirovalvata) coufusa West., Lymnaea (peregriana) tumida H., L. (P.) lagotis, Armiger crista,* а в кровле его установлены лишь мелкие раковинки *Limnaea (Radix) psilia.* Фауна раннего голоцена отличается значительным развитием жаберных моллюсков по отношению к легочным (3:1), что говорит о проточности водоема. На уровне залегания торфяника позднего голоцена малакофауна существенно иная – обитатели заросших слабопроточных водоемов, здесь преобладают легочные формы (соотношение вальват к лимнеидам 1:4). Благодаря небольшой глубине (в среднем 2–2,5 м), в летнее время Джангызколь хорошо прогревается, температура воды в нем достигает 16–17°, что создает благоприятные условия для произрастания обильной водной растительности (роголистник, нителла, рдест). В многочисленных протоках, соединяющих наиболее древние термокар-

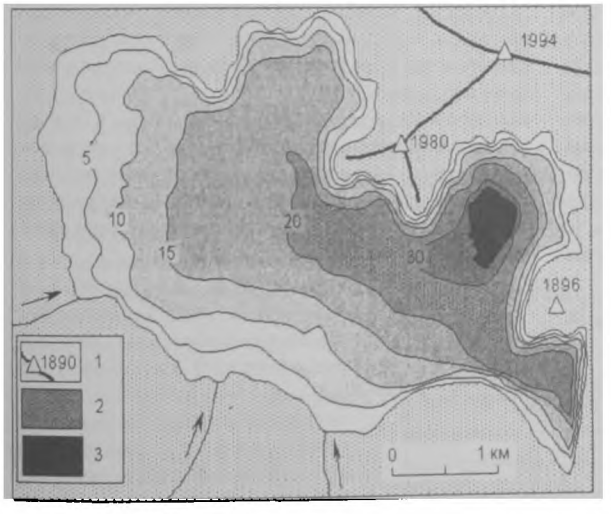


Рис 2. Реконструированная схема палеоакватории оз. Джангызколь:
1 – линии водоразделов с отметками высот; *2* – площадь распространения древних озерно-ледниковых осадков; *3* – современные контуры озера

стовые озерца с рекой Куркурек, водится хариус, осман. В прибрежных зарослях осоки гнездятся более 8 видов водоплавающих, в их числе занесенная в красную книгу Краснозобая казарка.

Маашейское озеро расположено в 8 км от одноименного ледника на высоте 2000 м над уровнем моря. Озеро относится к разряду плотинных и имеет сравнительно небольшой возраст – 180–200 лет. Время образования водоема установлено при изучении его донных отложений, представленных в основном ленточными алевропелитами. Плотина Маашейского озера имеет сложное строение и слагается из отложений, имеющих разный возраст и происхождение: с левого борта долину перегораживает моренный вал высотой 30–40 м, отнесенный В.Е. Поповым к аккемской стадии оледенения, позже наращенный языками каменного глетчера, выдвинувшегося с левого борта. С противоположной стороны долины плотину усиливает конус выноса одного из боковых притоков. Озеро Маашей проточное и в течение года значительно меняет свои морфометрические характеристики. Поздней осенью и зимой, в период минимального таяния ледников, уровень воды в озере понижается настолько, что обнажается до 90% его дна. В весенне-летнее время, в приплотинной части максимальная глубина водоема составляет 8 м. Температура воды на глубине 1 м не превышает 5–6° и повышается в приповерхностном слое лишь на 2–3° во время выпадения дождя.

ОЗЕРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЧУЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Водоемы данной группы располагаются в высотном интервале от 1737 до 1850 м. Суммарная площадь исследованных 74 озер составляет 8,182 км². Большинство из них имеют термокарстовое происхождение, о чем свидетельствуют морфологические особенности территории, асимметричность распределения озерных котловин, их конфигурация, наличие сухих впадин. Озерам свойственны небольшие размеры, тождественные морфологические показатели, эллипсовидная форма. Большинство озер ориентированы в направлении господствующих ветров (преимущественно западных румбов). В прошлом некоторые водоемы имели большие размеры, на что указывают следы их прежних уровней. В геологическом отношении озерный район представлен голоценовыми песчано-глинистыми и галечниковыми аллювиальными отложениями. По сообщениям местных жителей, озера вскрываются ото льда в середине апреля, замерзают в ноябре. В типологическом отношении водоемы относятся к олиготрофной группе.

Наиболее крупными озерами являются Таштухоль, Аульхан, Антинское, Тобужак, Красногорское.

Озеро **Таштухоль** расположено в 2 км северо-восточнее пос. Кош-Агач на высоте 1850 м. Имеет треугольную форму с ориентацией углов в восточном, северном и южном направлениях. Берега озера пологие, заняты караганником, осокой, ковылем. С западной стороны прослеживается пляж шириной до 3 м. В северо-западном направлении на расстоянии 30–50 м расположены два небольших озерка, питающих Таштухоль. С южной стороны вытекает ручей, впадающий в р. Чую. Наибольшие глубины (до 18 м) находятся в западной части озера. Зарастание озера происходит с южной стороны. Вода пресная, прозрачность 3,5 м, цвет зеленоватый. Температура поверхностного слоя 13–14°.

Озеро **Аульхан** находится в 1,5 км севернее п. Кош-Агач на абсолютной высоте 1800 м. Берега озера пологие, с западной стороны обрывистые, в окрестности прослеживается множество валов и небольших бугров. Береговая растительность представлена осокой, ковылем, типчаком, караганой. Дно озерной котловины плоское с пологими подводными уклонами. Максимальные глубины сосредоточены в северной части озера. Питание осуществляется пересыхающим водотоком, стекающим с Курайского хребта. Озеро бессточное. Сезонные колебания уровня воды незначительны. Вода пресная, без запаха. Температура поверхностного слоя воды 14°, цвет синезеленый. В озере водится осман.

Известно, что водные объекты имеют исключительно важное значение для функционирования рекреационных систем. Наряду с рекреацией, исследованные нами озера используются для питьевого и технического водоснабжения, являются приемниками бытовых и сельскохозяйственных сточных вод. Возрастающее в последние годы антропогенное воздействие на озерные экосистемы и их водосборные бассейны вызывают серьезные опасения в связи с их ухудшающимся экологическим состоянием.

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ И МЕСТОПОЛОЖЕНИИ МОРЕНЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ СТАДИИ БАССЕЙНА АКТРУ

В.П. Галахов, А.Н. Назаров
Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул

Впервые моренные комплексы голоцена и конца плейстоцена в бассейне Актру детально описаны Л.Н. Ивановским (1961). Подробную схему местоположения моренных комплексов второй половины голоцена в долине Актру можно найти в статье М.А. Душкина (1965). Местоположение и примерный возраст этих (как, впрочем, и других) моренных комплексов Алтая (схема Л.А. Варданянца) основаны на морфологическом методе. Эта схема довольно прочно укрепилась в сознании палеогеографов. В соответствии с ней морена исторической стадии расположена невдалеке от стадии XVII–XIX вв., а моренный комплекс аккемской стадии, являясь пятой по счету, «...хорошо ограничивает ровную верхнюю часть долины, имеющую вид широкого галечникового поля, от довольно крутого среднего участка, падающего в сторону Курайской степи» (Душкин, 1965, с. 84). От современного языка ледника М. Актру он отстоит, как указывает М.А. Душкин (1965), на 4,5 км.

Однако, как впоследствии указал Л.Н. Ивановский (1981, с. 119): «К настоящему времени все палеогеографические построения, основанные на морфологическом методе, требуют подтверждения путем определения абсолютного возраста отложений. При отсутствии абсолютных датировок возраст одних и тех же конечных морен оценивается различно».

В связи с этим Л.Н. Ивановским, В.А. Панычевым и Л.А. Орловой (1982, с. 57) «...пересмотрены данные о конечных моренах последних стадий долин Ак-Туру и Корымду...». Ими впервые получены радиоуглеродные датировки моренных комплексов «малой ледниковой эпохи» (или, по Л.Н. Ивановскому, стадии «Актру») и по бассейну р. Чикты примерно определено время начала «исторической стадии» и ее длительность.

С этой же целью (определить абсолютный возраст) летом 2002 г. нами был исследован моренный комплекс так называемой «аккемской стадии» в долине Актру.

В нижней части комплекса (левый борт долины, 20 м от уреза реки) нами обнаружен небольшой торфяник размерами 30х10 м. Промеры торфяника показали его максимальную глубину 75 см. В средней части торфяника с глубин 18–19 см и 49–50 см отобраны пробы, которые проанализированы Л.А. Орловой (лаборатория геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии СО РАН). Возраст верхней пробы равен 650+60 лет (СОАН–4865), возраст нижней – 1745+45 лет (СОАН–4866). Возраст рассчитан от 1950 г. Таким образом, скорость торфонакопления составляет 0,283 мм/год. Начало торфонакопления относится к 2650 г. С учетом того, что образование торфяника должно было начаться лишь после того как ледник сформировал моренный комплекс и отступил, и с учетом длительности формирования морен «малого ледникового периода», принятого нами с 1480 по 1880 г. (И.П. Панюшкина, М.Ф. Адаменко, Д.В. Овчинников, 2000), начало формирования этого моренного комплекса можно отнести примерно к 3050 г. Л.Н. Ивановский, В.А. Панычев и Л.А. Орлова на основании разреза в долине р. Чикты потепление перед началом «исторической стадии» датируют возрастом 3200–3400 лет (1982). Полученная нами датировка полностью подтверждает исследования в долине р. Чикты и позволяет утверждать, что моренный комплекс в долине Актру, отнесенный морфологическим методом к «аккемской» стадии, не соответствует истине. Это начало «исторической стадии».

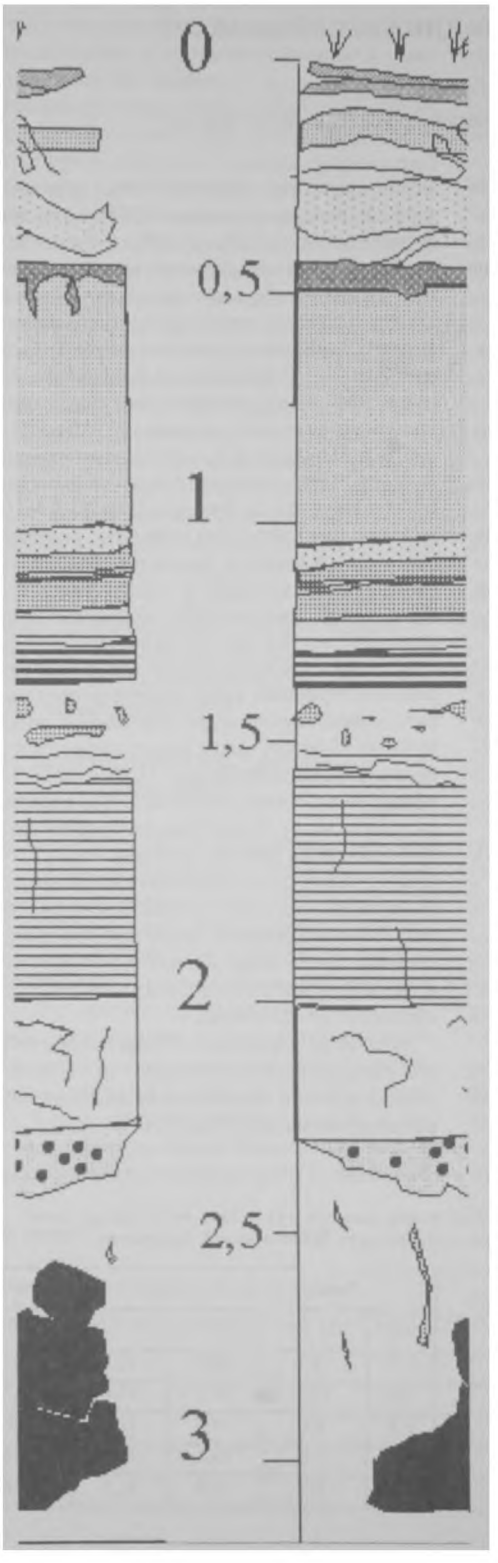
С целью дополнительной проверки полученных датировок по торфянику выше данного моренного комплекса в озерной котловине, расположенной также по левому борту вблизи от тропы, вырыт шурф глубиной 300 см до поверхности морены (рис. 1). На глубине 135–140 см обнаружены остатки древесины (сучок с остатками ствола длиной около 15 см). Радиоуглеродное датирование, проводившееся там же, показало возраст 995+35 лет (СОАН–4867). С учетом собственного возраста древесины (толщина годичного прироста принята равной 1 мм/год) время захоронения можно оценить примерно в 800 лет назад. Визуальная оценка скорости седиментации нижележащих озерных илов (расщепление на отдельности) составляет 0,8–0,9 мм/год.

Анализ механического состава 5 проб отобранных из этого шурфа также подтверждает этот вывод (табл. 1). С учетом возраста скорость седиментации всейверхней пачки оценивается в 1,7 мм/год.

Таблица 1

Результаты анализа мехсостава выделенных слоев (выполнено в лаборатории экологической биогеохимии ИВЭП СО РАН)

Глубина от поверхности, см	Размер частиц, мм (указано % соотношение)					
	1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	ил
7–10	1,0	19,1	29,9	25,3	18,7	6,0
37–43	5,4	25,1	20,8	27,6	15,7	5,4
127–133	0,0	6,1	11,6	22,2	45,8	14,3
197–203	0,2	7,8	16,5	32,4	32,8	10,3
270–275	0,1	4,3	12,0	21,5	48,8	13,3



0 – 40 см. Чередование прослоев глины сизого и светло-коричневого оттенков и прослоев супеси. Слои неравномерной толщины (до нескольких см).

40 – 50 см. Слой песка (макс. диаметр частиц до 2 мм). Верхняя граница ровная, нижняя – в виде просадок и затёков. *Слоистость не выражена.*

50 – 105 см. Супесчаные и супесчано-песчаные отложения без явных признаков слоистости.

105 – 110 см. Слой песка. Верхний и нижний горизонт его не ровный.

110 – 120 см. Супесчаный слой с включением глинистого (2 см толщиной)

120 – 130 см. Глинистый слой с признаками слоистости. Чередование тёмных и светлых прослоев от 0,5 до 1 см толщиной.

130 – 137 см. Глина с признаками сезонной слоистости. Мощность слойков – 1 – 5 мм.

137 – 155 см. Глинистый горизонт без признаков слоистости. Включения более светлой глины округлой и продолговатой формы. В нижней части – прослой супеси.

155 – 202 см. Глинистый слой с признаками слоистости. Вивизуальная мощность слойков – от 0,5 до 20 мм. Встречаются вертикальные потёки коричневого цвета.

202 – 230 см. Слой глины без признаков слоистости. Потёки ржавого цвета неопределённой формы.

230 – 240 см Включения глины сизого цвета. Верхний горизонт её проходит на одном уровне по периметру шурфа, нижний – неопределённой формы. По всей толще слоя – отдельные крапинки древесного угля.

240 – 300 см. Слой глины серого цвета с многочисленными прожилками и вкраплениями ржавого цвета. Рассыпается на отдельности при извлечении. С глубины 260 см встречены валуны до 20 – 30 см в диаметре. Некоторые из них залегают в толще глины во «взвешенном» состоянии

Рис. 1. Разрез озёрных отложений в пойме р. Актру

Но если мы оценим скорость седиментации без верхнего (50 см) слоя, в котором присутствует песчаная фракция, скорость седиментации будет близкой к 1 мм/год. С учетом предположительной скорости седиментации озерных илов (155–202 см) в 1 мм/год начало их накопления относится ко времени около 1500 лет назад. Для образования нижележащих глинистых отложений (202–260 см) требуется несколько столетий. Таким образом, начало накопления озерных отложений можно оценить возрастом не менее 2000 лет, а всю толщу – примерно в 2500 лет. Это еще раз подтверждает то, что данный моренный комплекс относится не к «аккемской стадии», а к «исторической».

Литература

1. Душкин М.А. Многолетние колебания ледников Актру и условия развития молодых морен // Гляциология Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 1965. Вып. IV. С. 83–101.
2. Ивановский Л.Н. Изучение морен ледников Алтая в период Международного геофизического года // Исследование ледников и ледниковых районов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Вып. 1. С. 185–194.
3. Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск: Наука, 1981. 174 с.
4. Ивановский Л.Н., Панычев В.А., Орлова Л.А. Возраст конечных морен стадий «Актру» и «Историческая» ледников Алтая // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 57–64.
5. Панюшкина И.П., Адаменко М.Ф., Овчинников Д.В. Дендроклиматическая сеть Горного Алтая как основа количественной палеогеографической реконструкции климата с высоким временным разрешением // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2000. Вып. 2. С. 413–419.

СОСТАВЛЕНИЕ КАРТ ДИНАМИКИ ГЕОСИСТЕМ

Н.В. Гуслова
Томский государственный университет

Объектами любых географических исследований являются геосистемы или их части. Поэтому географию можно назвать наукой, изучающей геосистемы – целостные в пространстве и динамичные во времени территориальные комплексы, все компоненты которых тесно взаимосвязаны между собой по средствам обмена веществом, энергией, информацией. Одним из основных свойств любой геосистемы является ее динамика. Под динамикой геосистем понимается процесс развития, при котором количественные изменения переходят в качественные, есть перерывы постепенности, гибнет старое и нарождается новое, но и есть моменты возврата к старому. То есть динамика есть совокупность всех процессов развития геосистемы – как вызывающих изменения необратимые, направленные и закономерные, так и случайных, имеющих ритмический и неритмический, обратимый и необратимый характер [2].

Всем процессам и явлениям в природе присуща изменчивость в пространстве и во времени. В последнее время на процессы естественного развития геосистем накладывают отпечаток антропогенные воздействия, сила которых с каждым годом увеличивается. Уже невозможно рассматривать геосистемы без учета антропогенной составляющей. Таким образом, изучение динамики геосистем имеет особую актуальность на современном этапе развития общества.

Одним из этапов изучения геосистем является их картографирование. В процессе картографирования четче выявляются закономерности их строения и развития, хорошо выявляется их иерархичность. Как известно, любое географическое исследование так или иначе связано с составлением, анализом карт или обработкой картографической информации. А так как роль карты в описании прошлых, настоящих и будущих состояний геосистем очень велика, поэтому одним из результатов исследования процессов развития геосистем является составление карт динамики. На них отражается движение, развитие каких-либо явлений и процессов во времени либо их перемещение в пространстве. Во второй половине XX в. вопрос картографического отображения динамики природных и социально-экономических процессов становится глобальным.

Важную роль для картографического отображения динамических процессов сыграло развитие системного подхода в теории картографии, получившее развитие в середине XX века. Но его истоки можно проследить в комплексном картографировании. Результатом воплощения в жизнь идей комплексного картографирования стали мировые, национальные и региональные атласы, в которых были представлены все компоненты природы. На основе системного подхода карты и атласы многими картографами начинают рассматриваться как особые географические системы. Таким образом, на смену комплексному картографированию приходит системное картографирование. Преимущество системного подхода состоит в более широком и глубоком представлении о геосистемах, так как в рамках этого подхода осуществляется всестороннее изучение геосистем и их элементов, их состояния, структуры, динамики, функционирования.

Немаловажное значение для изучения и дальнейшего картографирования динамики природных явлений и процессов играет такой вид картографического произведения, как космические снимки. Их использование началось в середине XX в., и до сих пор они остаются одним из главных источников информации о земной поверхности и происходящих на ней процессах. С помощью снимков можно получить сведения о изучаемой территории через определенный интервал времени (от нескольких минут до нескольких лет). В этом и состоит главная ценность космических снимков для изучения динамики, так как оно главным образом строится на принципах сравнения разновременной информации.

В последнее десятилетие на первое место в создании и использовании карт выходят компьютерные технологии. Разрабатываются специальные геоинформационные системы (ГИС). В результате использования компьютерных технологий в картографии изменяются обычные представления о проекциях, масштабах, разграфке, компоновке, методах составления карт, генерализации, дизайне и др. Получает развитие геоинформационное картографирование. Применение геоинформационных технологий повышает эффективность и надежность картографирования, дает возможность оперировать сразу несколькими картами и космическими снимками, сопоставлять их (путем наложения-оверлея), редактировать, способствует компактному хранению картографических источников и картографической информации. Применение компьютерных технологий открывает большие возможности перед картографией. Происходит постепенный переход от бумажных к электронным картам и атласам. Сфера применения, как и круг пользователей электронными картами существенно расширяется. Электронные карты используются в различных областях науки, образования, практической деятельности, политики.

При картографировании используются различные способы и методы составления карт динамики. В традиционной картографии для отображения динамики процессов и явлений применяются следующие способы:

– показ динамики на одной карте с помощью стрелок или лент движения, «нарастающих» знаков и диаграмм, расширяющихся ареалов, изолиний скоростей изменения явлений и др.;

– показ динамики с помощью серий разновременных карт, снимков, фотокарт, блок-диаграмм и др., фиксирующих состояние объектов в разные моменты (периоды) времени;

– составление карт изменения состояний явления, когда показывается не сама динамика, а лишь результаты происшедших изменений (ареалы изменений) [1].

С внедрением компьютерных технологий число способов значительно увеличивается:

– перемещение всей карты по экрану;

– использование мультипликационных последовательностей карт-кадров или трехмерных изображений;

– изменение скорости демонстрации, покадровый просмотр, возврат к избранному кадру, обратная последовательность;

– перемещение отдельных элементов содержания (объектов, знаков) по карте;

– изменение вида элементов содержания (объектов, знаков), их размеров, ориентации, мигания знаков и др.;

– варьирование окраски (пульсация и дефилирование), изменение интенсивности, создание эффекта вибрации цвета;

– изменение освещенности или фона, «подсвечивание» и «затенение» отдельных участков карты;

– масштабирование изображения или его части, использование эффекта «наплыва» или удаления объекта [1].

При картографировании динамики геосистем разные исследователи используют свои подходы. В конечном итоге составляются карты, на которых в большинстве случаев отображаются лишь качественные характеристики состояния и динамики геосистем. Данный подход делает практически невозможным осуществление количественного прогноза о сроках и величине изменений. Появление и широкое применение методов ГИС-анализа пока не привело к усовершенствованию методов картографирования динамики геосистем, несмотря на большие возможности и перспективы компьютерных технологий. Да и сам метод создания электронных карт существенно не отличается от традиционного картографического метода. В результате геоинформационного картографирования лишь увеличивается скорость создания карт, их оформительские возможности и возможности показа, а сами ГИС-технологии играют лишь роль инструмента для создания карт.

Достаточно разработаны и широко применяются методы составления карт динамики метеорологических и социально-экономических характеристик. В настоящее время наибольшее значение имеет картографирование состояний геосистем для районов нефте- и газодобычи, сельскохозяйственного освоения, развития легкой промышленности и добычи пресной воды из артезианских бассейнов, животноводства в степной зоне, интенсивного промышленного освоения, рекреации и туризма. Для этих районов большое научное и практическое значение имеют карты динамики, несущие на себе информацию не только качественного, но и количественного характера. Для их составления необходимо собрать огромный статистический материал, затрагивающий не только природные, но и антропогенные характеристики всех компонентов геосистемы. При сборе информации для картографирования динамики учитывается ряд параметров геосистем, например, доля площади выделенного типа местности относительно площади всей территории, общий запас биомассы, общая характеристика типов почв, средняя многолетняя урожайность сельскохозяйственных угодий, климатические характеристики, описание гидрологических и гидрогеологических условий, значения глубины вреза долин или глубина расчленения поверхности, густота расчленения поверхности, ширина днища долин, уклоны поверхности, преобладающие типы горных пород, выходящих на поверхность.

Для картографирования необходимо отметить наличие факторов негативного воздействия на окружающую среду, например, выбросов загрязняющих веществ в атмосферу, выбросов сточных вод на рельеф и водные объекты, загрязнения экосистем технологическими жидкостями, механического нарушения почв и напочвенного покрова, изменения гидрологического и гидрогеологического режима территории, изменения геодинамической обстановки в пластах, шумового загрязнения окружающей среды, антропогенных факторов воздействия на фаунистические комплексы.

При количественной оценке внешних воздействий на природные комплексы обращается внимание на ряд показателей, например: концентрации загрязняющих веществ (свинца, ртути, кадмия, серы, азота и их соединений) во все компоненты природы (почву, речную сеть, озера, болота, воздух), возможности появления аварийных ситуаций (возможные выбросы, скорость ликвидации аварий и др.), долю вырубаемой биомассы, площадь подтопляемых земель, площадь карьеров, образуемых при строительстве объекта (площадного, линейного), вероятность возникновения лесных пожаров при эксплуатации объектов и др.

На основе собранного материала, учитывающего все параметры и характеристики качественные и количественные, природные и техногенные, может быть построена полноценная комплексная карта динамики геосистем с учетом антропогенных факторов, которая позволит дать ответ на следующие вопросы:

1) прогноз антропогенного воздействия проектируемых инженерных сооружений на окружающую среду;

2) прогноз устойчивости сооружаемых объектов, становящихся частью единой самоорганизующейся системы;

3) разработка рекомендаций о необходимых мероприятиях по предотвращению разрушений инженерных сооружений;

4) выбор и рекомендации природоохранных мероприятий, использование которых наиболее целесообразно в условиях региона.

Литература

1. Берлянт А.М. Картография. М.: Аспект Пресс, 2002. 336 с.

2. Мамай И.И. Динамика ландшафтов: (Методика изучения). М.: Изд-во МГУ, 1992. 167 с.

О ПОДКУКОЙСКОМ СТОКЕ БАЙКАЛА И ДЕЛЬТЕ Р. ПРАИРКУТ В ЮЖНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

А.Н. Демин
Ассоциация «ГеоИГУ» Иркутского государственного университета

В Южном Прибайкалье р. Иркут пересекает Зыркузунский хребет и образует сложную петлю с врезом ее русла до 600 м. В районе с. Быстрое р. Иркут резко изменяет субширотное направление на северо-западное. В связи с этим одни исследователи высказывали мнение, что р. Иркут сначала впадала в Байкал, а затем в р. Енисей, другие – в р. Манзурка (бассейн р. Лена), а позднее в р. Енисей, а третьи – только в р. Енисей.

В Центральном и Южном Прибайкалье установлено три канала стока вод Байкала – Праманзурский, Ильча-Иркутный и современный Ангарский [2, 6].

На основе геологических исследований и в процессе составления морфотектонической карты автором впервые установлены: дельта р. Прайркут и Подкукойский сток вод Байкала в р. Енисей.

В плейстоцене при формировании Байкальского сводового поднятия [1, 2, 4, 5] происходили деструкция земной коры, перестройка гидросети, погружение фундамента рифтогенных впадин Южного Прибайкалья с повышением в них уровня воды. В связи с этим сформировались террасы высокого уровня:

250 м [2], 300 м [6] и 400 м [4].

При повышении уровня оз. Тункинского его воды в среднем плейстоцене прорвали Верхнетибельтинскую перемычку, и р. Прайркут устремилась в восточном направлении к Байкалу. Уровень Байкала в это время поднялся на 80 – 100 м выше современного и ограничивался Ильчинской перемычкой (между Быстринской и Южно-Байкальской впадинами). Береговая линия Байкала находилась западнее (8–12 км) современной береговой линии, где в Байкал впадала р. Прайркут. В это время на позднеплиоценовых охристых конгломератах и щебнисто-дресвяных отложениях [2] накапливались мощные средне-верхнечетвертичные аллювиально-пролювиальные валунно-галечные отложения (быстринская толща) – конусы выноса р. Бол. Быстрая. В среднем плейстоцене головная часть отложений этих конусов выноса течением р. Прайркут была подвергнута перемыву, дополнительной обработке и переотложению материала в ее дельте в виде аллювиальных валунно-галечных отложений. Ориентировка гальки в последних указывает о течении р. Прайркут в восточном направлении впадающий в Байкал вблизи устья р. Бурутуй. Реликты дельтовых валунно-галечных отложений закартированы в среднем течении р. Ильча и автором выделены в среднеильчинскую толщу.

В конце среднего – начале позднего плейстоцена уровень воды в Байкальской, Быстринской, Торской и Тункинской впадинах был одинаков. В это время Праманзурский сток вод прекратился из-за поднятия западного борта Байкальской впадины [2, 3]. Уровень вод Байкала достиг высоты нового порога стока в самой низкой части водораздела между реками Подкукой и Ирхоицын-Взем в северо-восточной части Торской впадины. На этом водоразделе древняя Подкукой – Ирхоицын-Вземская долина фиксируется реликтами аллювия в виде окатанных валунов и галек гнейсов, гранитогнейсов, гранитоидов и кварца, которые, вероятно, соответствуют средне-позднеплейстоценовым грубообломочным отложениям, исследованных автором на высоте с абсолютной отметкой 769,5 м восточнее (3,5 км) селения Подкукой в Торской впадине. По этому водному каналу и по долине р. Ирхоицын-Взем воды р. Иркут текли в р. Енисей. Благодаря высокому уровню вод Байкала происходил активный эрозионный врез вдоль русла р. Иркут и ее притоков. Последние наиболее активно испытали эрозионный врез вдоль Главного Саянского разлома; р. Зыркузун при активной эрозионной деятельности продвигалась в юго-восточном направлении и перехватила р. Анчук. Это привело к образованию русла (25 км) р. Новый Иркут от современного устья р. Ирхоицын-Взем в направлении оз. Быстринского, где в настоящее время расположен дом отдыха Анчук. Перехват ручья, впадавшего в оз. Быстринское, определил направление и формирование нового порога стока вод Байкала в створе Зыркузунской петли, что впервые было описано [6], а позднее названо Ильча-Иркутным каналом стока [2]. Это привело к прекращению Подкукойского стока вод Байкала. Река Новый Иркут соединялась с р. Иркут в районе современного устья р. Ирхоицын-Взем и продолжала течь в р. Енисей.

Ильча-Иркутный сток вод Байкала существовал, вероятно, недолго. Он прекратил свое существование во второй половине позднего плейстоцена в связи с появлением более низкого порога стока вод в Листвянском заливе и образованием современного Ангарского стока.

Литература

1. Демин А.Н., Андреев В.В. О происхождении и возможном преобразовании озера Байкал // Интеллектуальные и материальные ресурсы Сибири. Иркутск: Изд-во ИГЭА, 2002. Ч. 1. С. 101–107.
2. Кононов Е.Е., Мац В.Д. История формирования стока вод Байкала // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 6. С. 91–98.
3. Обручев В.А. К недавнему прошлому озера Байкал // Геологический вестник. 1915. № 4. С. 243–244.
4. Осадчий С.С. Следы максимальной трансгрессии Байкала // Геологические и природные ресурсы. 1995. № 1. С. 179–180.
5. Хренов П.М., Демин А.Н., Таскин А.П. и др. Влияние скрытых поперечных разломов на формирование Байкальской рифтовой зоны // Проблемы рифтогенеза. Иркутск: Изд-во АН СССР, ИЗК СО АН, 1975. С. 37–39.
6. Черский И.Д. Отчет о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкал, произведенном по поручению Восточно-Сибирского отдела Русского географического общества // Зап. ВСО РГО. 1886. Ч. 1. Т. 12. 405 с.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ СИБИРСКИХ УВАЛОВ

Л.Ю. Дитц, Б.А. Смоленцев
Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск

Особенности геоморфологического строения Сибирских Увалов предопределены неодинаковыми структурно-тектоническими условиями и сложной историей развития рельефа. В результате взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов земная поверхность постоянно преобразуется, что отражается на почвенно-растительном покрове вследствие изменения гидротермических режимов

Исследуемая нами территория расположена на южном склоне крупного водораздела – между Верхне-Тазовской возвышенностью с севера и Кетско-Тымской равниной с юга, в пределах Вахского речного бассейна. По схеме геоморфологического районирования Западно-Сибирской низменности она относится к области ледниковых и водно-ледниковых равнин (приподнятые волнистые равнины). Основные черты ее рельефа своим происхождением связаны с покровным четвертичным оледенением Западно-Сибирской низменности.

По структурно-геоморфологическому районированию Западно-Сибирской равнины [1], основанной на выделении новейших структурных элементов и морфологических особенностей рельефа, описываемая территория относится к Сибирско-Увалистой области развития денудационных поверхностей выравнивания.

Основные черты современного рельефа приподнятой Увалисто-Сибирской области сформировались в четвертичный период в обстановке активизации неотектонических движений на территории Западно-Сибирской равнины [2].

Были выделены следующие геоморфологические районы: холмисто-моренные аккумулятивные равнины, зандровые равнины, приледниковые озерно-аллювиальные равнины и крупные террасовидные речные долины.

Холмисто-моренный рельеф тазовской стадии хорошо сохранился в восточной части Сибирских Увалов на Вах-Тазовском водоразделе, приуроченном к Верхнетазовскому сводообразному неотектоническому поднятию. Отметки здесь колеблются от 120 до 285 м. Рельеф представляет сочетание изолированных и беспорядочно расположенных крупных с пологими склонами холмов, с относительными высотами до 60 м. Местами холмы соединяются в группы и образуют холмисто-моренные гряды, ориентированные в широтном направлении.

Северная часть территории, находящаяся в пределах моренной аккумулятивной равнины Тазовского оледенения, представляет собой наиболее возвышенную часть. Холмисто-моренный рельеф хорошо сохранился в восточной части Сибирских Увалов на Вах-Тазовском водоразделе, приуроченном к Верхнетазовскому сводообразному неотектоническому поднятию [3]. Отметки здесь колеблются от 130 до 240 м. В настоящее время это возвышенность, характеризующаяся литологической неоднородностью слагающих ее пород. Рельеф представляет сочетание крупных холмов с пологими склонами. Местами холмы соединяются в группы и образуют холмисто-моренные гряды, ориентированные в широтном направлении.

По холмисто-моренным грядам Сибирских Увалов проходит граница тазовского оледенения. Здесь четко выделяется конечно-моренный пояс широтного простирания, сложенный песчано-глинистыми породами с включениями валунно-галечникового материала. Возвышенности разделяются глубокими и узкими долинами небольших речек. Некоторые речки в верховьях занимают древние долины стока талых ледниковых вод, прорезывающих моренные гряды.

Были определены морфометрические показатели рельефа. Угол наклона поверхностей составляет 1–6°. Амплитуда высотных колебаний в среднем достигает 30–40 м, что дает возможность по глубине вертикального расчленения отнести этот участок территории к среднерасчлененному рельефу. В отдельных местах превышение высот составляет 60–70 м, что характеризует его как глубокорасчлененный. Количественный показатель расчлененности территории (отношение длины рек на км^2) равен 838 м/км^2.

Степень выраженности холмистого рельефа южного склона Сибирских Увалов постепенно убывает. Переходный участок территории характеризуется пологоволнистым равнинным рельефом. Его можно характеризовать как денудационно-аккумулятивную равнину, постепенно переходящую к обширным зандровым равнинам. Одновременно уменьшаются и абсолютные высоты местности до 130–180 м над уровнем моря. В эпоху максимального оледенения этот район лишь ненадолго покрывался льдом. Легкий чехол ледниковых отложений по ложбине стока способствовал тому, что размыв ледниковых отложений был очень сильным. Поэтому здесь нет или почти нет типичных форм ледниковой аккумуляции и широко распространены плоские зандровые равнины [4].

Крупные водораздельные гряды вытянуты перпендикулярно к границе оледенения. По типу рельефа низкие водоразделы мелких речек и долин стока относятся к плоско-заболоченным. Угол наклона строения поверхности составляет 0,5–1,0°. Амплитуда высот колеблется от 25 до 40 м, что характеризует данный рельеф как мелко- и среднерасчлененный. Отношение длины рек на единицу площади составляет 642 м/км^2, подтверждая тем самым степень расчлененности территории.

К югу расположены обширные зандровые поля, окаймляющие холмисто-моренный рельеф краевых образований тазовской стадии. Стекая на юг, флювиогляциальные потоки нацело размыли ледниковый рельеф и перекрыли их своими отложениями. Зандровая равнина Самаровского оледенения в настоящее время погребена зандровыми отложениями Тазовского оледенения, которые занимают большую часть территории.

Современный облик зандровой равнины – это сравнительно плоская или пологоволнистая поверхность, наклоненная к югу. Вся равнина сложена флювиогляциальными песчаными отложениями большой мощности, лежащими на погребенной ими морене Самаровского оледенения [5]. Для нее характерно равнинность поверхности с абсолютными высотами 100–130 м над уровнем моря. Рельеф по глубине вертикального расчленения характеризуется как мелкорасчлененный: амплитуда колебания высот менее 25 м. Речная сеть врезана неглубоко, долины рек в основном симметричны и слабо выражены в рельефе. В них прослеживается пойма и 1-я надпойменная терраса. Показатель расчлененности территории руслами рек составляет 525 м/км^2.

Кроме того, в южной части территории, характеризующейся обилием озер, широко развиты эоловые формы рельефа в виде крупных эрозионных останцев, расположенные среди заболоченной поверхности. Учитывая низкое гипсометрическое положение полосы с характерными формами рельефа, можно считать ее древней ложбиной, по которой, видимо, осуществлялся сток речных вод в период распада ледников тазовской стадии на севере Западной Сибири.

Отмеченные особенности рельефа равнины отчетливо свидетельствует об их водно-ледниковом происхождении.

Различное строение поверхности отдельных участков исследуемой территории определило и характер проявления основных рельефообразующих процессов, протекающих неодинаково в различной геоморфологической обстановке. Это обусловило, с одной стороны, консервацию рельефа водоразделов, а с другой – омоложение рельефа в пределах речных долин.

В настоящее время основное направление развития рельефа данной области состоит в переработке эрозией ледниковых форм. В преобразовании исходного ледникового рельефа принимают участие следующие рельефообразующие процессы: эрозия и аккумуляция, термокарст, делювиальный смыв и другие склоноформирующие процессы.

В настоящее время, как отмечено многими исследователями, в результате неотектонических движений продолжается выравнивание понижений рельефа вследствие накопления в них тонкодисперсных иловатых осадков. Иловатыми слоистыми суглинками заполнены многие понижения первичного ледникового рельефа. Интенсивное заболачивание с образованием обширных торфяных залежей сопровождается деградацией озер, которые, зарастая, превращаются в болотные массивы различных размеров. В соответствии с направлением стока на исследуемой территории сформировались неглубокие ложбины, довольно хорошо выраженные в пределах торфяных массивов.

При продвижении с севера на юг прослеживается широтная зональность областей максимального оледенения. Лучше всего сохранились краевые ледниковые образования тазовской стадии на Сибирских Увалах в самой северной части территории парка в виде прерывистого пояса холмисто-моренного рельефа. С южной части исследуемая территория окаймляется широким полем зандровых равнин. Кроме того, уменьшается степень расчлененности территории как по показателям глубины вертикального расчленения, так и по амплитуде высот строения поверхности. Усиливается степень заболачивания, и увеличивается площадь болотных массивов.

Таким образом, геоморфологические условия территории ЗПП «Сибирские Увалы» в целом можно охарактеризовать как равнинные, несмотря на значительное пространственное разнообразие деталей строения современного рельефа.

Литература

1 Геоморфология Западно-Сибирской равнины (Объяснительная записка к Геоморфологической карте Западно-Сибирской равнины масштаба 1:1500000) Новосибирск: Западно-Сибирское книжное изд-во, 1972. 112 с.

2 Архипов С.А., Вдовин В.В., Мизеров Б.В., Николаев В.А. Западно-Сибирская равнина. Новосибирск: Наука, 1970. 279 с.

3 Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. 344 с.

4 Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1962. 352 с.

5 Гаджиев И.М., Овчинников С.М. Почвы средней тайги Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 152 с.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ МОМСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

П.С. Дмитриев
Якутский государственный университет

Момская рифтовая зона является молодой рифтогенной структурой на длительно существующих континентальных блоках. В административном отношении Момский рифт находится на северо-востоке Республики Саха (Якутия) и расположен в горной системе Черского. Зону рифта образуют линейно вытянутые на северо-запад хребты Момский, Улахан-Чистайский, Тас-Хаяхтахский и другие хребты, разделенные сквозной, общей Момо-Селенняхской впадиной, с продолжением на юго-восток. Данная впадина, представляющая собой грабен, и является рифтом с шириной до 30–40 и длиной тысячи километров.

Открытие Момской рифтовой зоны связано с поисками продолжения на континенте срединно-океанического рифтового хребта Гаккеля, расположенного в Северном Ледовитом океане. Юго-восточное окончание хр. Гаккеля находится в районе дельты р. Лены.

В 1966 г. А.Ф. Грачев при составлении карты новейшей тектоники Арктики показал, что наиболее вероятным продолжением океанической рифтовой зоны на континенте является Момо-Селенняхская впадина в горной системе Черского. В 1973 г. со статьей А.Ф. Грачева в науку вошло понятие Момский континентальный рифт.

В настоящее время ученые определяют ее как границу между литосферными плитами Азии и Америки. Исследования данной уникальной зоны представляют собой значительный интерес. Область мезозойской складчатости Северо-Востока, где расположена Момская рифтовая зона, свое развитие завершила в конце позднего мела, после чего на обширной территории Северо-Востока наступил этап длительного выравнивания и формировалась поверхность пенепленизированного рельефа. В последующее время, неоген-четвертичное, происходила новейшая активизация региона и современный горный рельеф возник на месте древнего пенеплена.

Автор настоящей работы, используя методику структурно-геоморфологического анализа, составил карту новейшей тектоники Момского рифта, выделил на основе полевых геологических и геоморфологических исследований основные этапы формирования рельефа данного района, определил расположение, амплитуду движений, знак движений новейших блоков.

Первоначальный этап развития характеризуется наличием выровненной поверхности мел-палеогенового возраста с корой выветривания, обнаруженной на цоколе наложенных, кайнозойских впадин. Область находилась в стадии конденудационного развития и имела абсолютные высоты от 300 до 500 м.

В миоценовое время формировались неглубокие депрессии на месте Момо-Селенняхской впадины и в будущих предгорьях, там и установлены данные отложения, местами сохранившиеся, а большей частью погребенные более поздними осадками.

Плиоцен-нижнечетвертичное время характеризуется дифференцированными контрастными тектоническими движениями. Обособляется район Момо-Селенняхской впадины по сбрососдвигам. В образующихся впадинах накапливаются коррелятные новейшему горообразованию плиоцен-нижнечетвертичные грубообломочные молассы, представленные осадками озерного, аллювиального, болотного, склонового генезиса, имеющие мощности до сотен метров.

Поднятия и опускания происходят по разрывным нарушениям как древним, так и частично новообразованным.

Можно отметить, судя по реконструкции тектонического рельефа, что образование его носило характер блокового, по линейно вытянутым в северо-западном направлении основным разломам. В последующем контрастность рельефа, частично разрушена экзогенными процессами.

Нами восстановлен тектонический рельеф данной территории, пространственно определены блоки, амплитуда движений и знак.

ДЕГАЗАЦИЯ НЕДР И РАЗВИТИЕ ОЛЕДЕНЕНИЙ В СВЯЗИ С ВРАЩЕНИЕМ ЗЕМЛИ

В.А. Епифанов
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Во второй половине XX в. исследованиями геологов, гляциологов, климатологов, астрономов, математиков и иных специалистов была доказана предположенная еще в начале XIX в., ритмичная взаимосвязь между движениями планеты Земля и изменениями климата на ней, в частности – оледенениями. На последние полмиллиона лет рассчитаны группы повторяющихся астрономических циклов: а) 100-тысячелетних циклов изменения эксцентриситета околосолнечной орбиты Земли; б) 41-тысячелетних – изменения наклона оси вращения планеты; в) главных – 23-тысячелетних и г) второстепенных – 19-тысячелетних циклов, связанных с периодическими изменениями прецессии (кругового движения оси вращения Земли вокруг вертикали, обусловленного притяжением Солнца и Луны – гравитационным воздействием на экваториальный пояс земного шара). Климатологи выделяют аналогичные циклы по геологическим и биологическим данным (по хронологии ледниковых покровов), и при этом отмечают, что *климатические колебания регулярно запаздывают относительно астрономических*. Так, от колебаний наклона оси вращения Земли величина такого отставания составляет около 8 тыс. лет. Устанавливается систематическое (не определенное пока в цифровом выражении) запаздывание реакции климата и за вариациями прецессии.

Итак, очевидно, что возбудителем древних оледенений являются цикличные модуляции хода вращения Земли, т.е. **астрономическая первопричина**. И, как присуще науке, при решении одной проблемы закономерно возникают другие, например, выраженные фразой: «Правда, *конкретные механизмы* преобразования слабых «космических сигналов» в глубокие изменения климата и оледенения *оставались неизвестными*, как были неизвестны и причины, по которым 100000-летние циклы изменений эксцентриситета орбиты оставили столь сильный отпечаток ...» [2, с. 199]. Под «сигналами» авторы монографии подразумевают колебания инсоляции земной поверхности – масштабов поступления суммарной световой энергии Солнца.

На наш взгляд, наиболее вероятной **земной первопричиной** глобальных изменений климата являются модуляции «гравитационной» постоянной. Как отмечено выше, эта «постоянная» все же *изменяется в связи с колебаниями прецессии* при взаимодействии нашей планеты с Солнцем и Луной. Влияние же последних, совместно с другими планетами солнечной системы, изменяет и форму земной околосолнечной орбиты. Еще в XIX в. Леверье высчитал, что за последние 100000 лет эксцентриситет колебался от близкого к нулю (почти окружность) до 6 %, а Дж. Кролль графически продемонстрировал, что пики максимальных удлинений орбиты имели место около 100, 200 и 300 тыс. лет назад (сейчас эксцентриситет около 1 %). Таким образом, *и с цикличностью в 100000 лет* «гравитационная постоянная» Земли явно *испытывала колебания* в наиболее близких и наиболее удаленных от Солнца точках эллипса траектории орбиты. При этом следует ожидать, что при резонансном наложении нескольких астрономических циклов периодически возникали максимальные градиенты гравитационного поля. А поскольку с уменьшением гравитации прямо связано уменьшение ускорения силы тяжести, то это влечет за собой некие планетарные изменения, в том числе частичное снятие нагрузок в литосфере с тектонической релаксацией имевшихся в ней напряжений.

Высокий эксцентриситет орбиты в сочетании с явлениями прецессии и уменьшением наклона оси вращения сказывается на скорости обращения планеты вокруг своей оси. Уменьшение скорости вращения приводит к сжатию Земли в области экватора и растяжению в средних широтах вследствие перетока вязких глубинных масс, что, как отмечает В.Е. Песков, обеспечивает возникновение ротационных деформаций с разрывами литосферы, благоприятными для продвижения глубинных эманаций [5]. Но поскольку всем этим событиям противостоят инерция вращения, вязкость глубинных масс и сопротивление литосферы, то и *результат закономерно будет сдвинут во времени*.

Таким образом, с определенной периодичностью астрономические циклы через колебания гравитационной постоянной и скорость вращения Земли будут проявляться и в земных недрах, следствием чего должна быть активизация тектонических нарушений и *поступление из глубин к земной поверхности эманаций – напорных газовых и газово-водных флюидов*.

Последний тезис требует специального рассмотрения. В работе [1, с. 86] отмечается взаимосвязь гравитации и глубинных процессов: «...с широко известным фактом, что общая направленность эволюции приповерхностной зоны Земли выражается как разуплотнение мантийного субстрата, говорят в пользу уменьшения ускорения силы тяжести на Земле; последнее, помимо возможного увеличения массы и радиуса Земли, может быть связано с уменьшением гравитационной постоянной». Таким образом, изменение скорости вращения Земли и сил гравитации будет стимулировать не только искажения нормальных движений воздушных масс в ат-

мосфере и вод в гидросфере и литосфере, но отразится и на более глубоких уровнях планеты, дискретно интенсифицировав в определенной степени равновесный направленный ход процессов в мантии и ядре.

Принято считать, что в ходе развития планеты элементный состав земных оболочек (атмосферы и литосферы) был сформирован за счет глубинных ядерных реакций, в результате которых тяжелые элементы преобразуются в более легкие, и тем самым обеспечивается разуплотнение вещества мантии. При этом сверхплотное земное ядро является излучателем протонов водорода. Убедительно выглядит пример протонной бомбардировки изотопа самого легкого из щелочных металлов – лития. Это приводит к образованию атома бериллия и быстрому распаду последнего на два ядра гелия:

$$_3Li^7 + _1H^1 \rightarrow _4Be^8 \rightarrow {}_2He^4 + {}_2He^4.$$

Также и при самораспаде радия на всех стадиях процесса выделяются а-*частицы или ядра гелия*, обладающие громадной энергией. Цепная реакция преобразования первичного радия направлена на последовательное образование целого ряда радиоактивных элементов, обладающих все меньшим и меньшим атомным весом. Полураспад его происходит за 1600 лет, а поскольку процесс преобразования стадиален, то конечный результат достигается спустя некоторое время. У радия распад ядра происходит самопроизвольно, и может не зависеть от внешних причин. Однако в качестве примера этот элемент показателен, так как наглядно *демонстрирует* возможные *масштабы запаздывания времени* образования легких элементов – газов.

Итак, гравитационная интенсификация ядерных реакций по прошествии некоторого времени приведет к увеличению масштабов образования легких элементов и будет способствовать генерации больших объемов глубинных газов. Последние, проникая в литосферу, концентрируются и могут создавать самостоятельные скопления либо растворяться в водной среде.

По современным представлениям [3], в земной коре различают три планетарных гидродинамических уровня. В верхней части среднего из них располагается зона максимально уплотненных горных пород, являющаяся буфером – регулятором дефлюидизации глубоких горизонтов земной коры. Под ней возникают сверхвысокие флюидные давления, поскольку ниже этой зоны наблюдается «...увеличение пористости и трещиноватости пород вследствие их разуплотнения под действием сверхвысоких давлений и выщелачивающей деятельности поступающих снизу агрессивных растворов» [3, с. 16]. Еще ниже, на глубинах до 12–15 км, располагается зона литостатических давлений «...с восходящими потоками термальных газово-жидких флюидов эндогенного и метаморфогенного происхождения ... Газоемкость вод достигает экстремальных значений ... Они обогащены специфическими глубинными веществами – углекислотой, гелием, фтором, мышьяком и др., отличаются изотопным составом ряда элементов» [там же, с. 17]. Таким образом, в верхней части литосферы закономерно располагаются зоны, в пределах которых концентрируются находящиеся под сверхвысокими давлениями газовые смеси.

Очевидно, что находящиеся в условиях предельного равновесия глубинные флюидные системы, даже при относительно незначительных дополнительных нагрузках, способны к стремительному прорыву в вышележащие горизонты земной коры, а при аномально высоких давлениях – и к активному выбросу на дневную поверхность. Аналогично ведут себя и самостоятельные залежи газов.

Итак, в прямой связи с астрономическими циклами происходит уменьшение скорости вращения Земли и ее гравитационной «постоянной», и, как следствие этого, с определенной задержкой во времени подновляются (формируются) разрывные нарушения, выполняющие роль зон глубинного «газового дыхания Земли». При этом в движение приводятся и глубинные газово-жидкие флюидные смеси, и газово-водные гидрогеологические системы чехла.

Вынос глубинных газов при вулканических процессах изучен достаточно хорошо. Отмечается, что в составе газов из базальтовых магм резко преобладают углекислый газ, азот, водород, метан и аммиак, а в зонах рифтов устанавливаются водородные струи, «а также еще более мощные и многочисленные потоки метана» [4, с. 29]. Значительно меньше изучен вынос газов вне связи с проявлениями магматизма. Одной из работ в этом направлении является монография [5], в которой на многочисленных геологических примерах рассматривается действие ювенильной, но «холодной» дегазации системы углерод-кислород-водород и углеводороды. В этой работе также высказано мнение, что процессы массовой холодной дегазации недр могли быть причиной возникновения оледенений.

Дроссельный эффект Джоуля-Томсона известен широко и уже давно используется в холодильных установках. Описан он и применительно к геологическим объектам, и к природным явлениям. Так, В.А. Епифановым и Р.С. Родиным в 1991 г. было допущено, что сохранность алмазов в магматогенных первоисточниках во многом обеспечивается резким спадом температуры при адиабатическом расширении газов, и именно это позволяет алмазам из высокотемпературного поля стабильности перейти в низкотемпературное с минимальной потерей на графит. В 1990 г. В.И. Бгатовым и А.Ф. Ларгиным было отмечено, что при дегазации природных глубинных газов горные породы резко охлаждаются и может образовываться многолетняя мерзлота.

Как указывается в работе [4], последнее становление криолитозоны в Евразии фиксируется в конце плиоцена, и при этом подземное оледенение предшествовало покровному. На наш взгляд, это обстоятельство должно рассматриваться как *явление* закономерное, *связанное с массовой напорной дегазацией недр и проявлением дрос-*

сельного эффекта, которые и играли роль земного триггера, обусловливая начало длительных ледниковых периодов. В пределах последнего периода (не закончившегося и в настоящее время) чередование ледниковых эпох и межледниковий обеспечено колебательным процессом естественного восстановления (при отсутствии мощных проявлений магматизма) инсоляционно оправданного доледникового климата планеты, значительно более теплого, чем в настоящее время. Однако восстановлению «нормального» климата препятствуют и астрономические цикличные причины инсоляционного дефицита, и земные, обусловленные саморазвитием планетарной гляциосистемы. В частности, возникнув впервые, ледниковые покровы увеличивали альбедо Земли и существенно снижали общий радиационный баланс, вызывая понижение средних температур, что, в свою очередь, способствовало росту и проградации этих же покровов. При этом накопление огромных масс снега и льда сопровождалось понижением уровня Мирового океана до 100 м и более, что препятствовало проникновению теплых морских течений в северные широты, и региональный климат в этих областях становился еще более прохладным.

По мнению автора, в начальную стадию ледникового периода и в межледниковые эпохи *основную роль играл углекислый газ*. Общеизвестно свойство CO_2 создавать «парниковый эффект», пропуская коротковолновую солнечную радиацию и задерживая длинноволновые излучения Земли. На первый взгляд, связь «парникового» потепления и начала оледенения кажется абсурдной. Но с ней можно согласиться, если проследить логику следующей событийной цепочки.

При начале массовой дегазации недр под большим давлением в атмосферу были выброшены значительные объемы газов, в том числе газа углекислого. Выбросы произошли в средних и высоких широтах обоих полушарий. В Северном дегазация осуществлялась в пределах континентов, и за счет «дроссельного эффекта» на больших площадях в Евразии и Северной Америке были сформированы мощные толщи мерзлых горных пород. В Южном полушарии дегазация происходила в основном в воды Мирового океана и, возможно, в мелководных частях Приантарктической зоны за счет замерзания морской воды образовывала шельфовые ледяные поля. Парниковый эффект за биологически (!) крайне короткое время существенно повысил тепловой баланс планеты, что способствовало интенсивному испарению вод Мирового океана и таянию морских льдов на юге, но вызывало лишь незначительную оттайку приповерхностных (почвенных) слоев земной поверхности на севере. Водяные пары, переносясь из экваториальной зоны в высокие широты, превращались в твердые осадки, которые, попадая на мерзлые горные породы, активно накапливались. Сформированные таким образом материковые снежные покровы имели гигантскую протяженность и весьма существенно увеличивали общее альбедо планеты. Последнее способствовало тому, что солнечная радиация активно отражалась, коротковолновое излучение покидало Землю, и, не взирая на все еще повышенный в атмосфере уровень CO_2, создавался дефицит тепла.

Таким образом, быстро свелся на нет тепловой «парниковый эффект». Дальнейшая история ледникового периода уже проходила в саморазвивающейся системе «оледенение-атмосфера-океан», но автоколебательный механизм изменения климата во многом по-прежнему зависел и от астрономических циклов, и от событий локальной дегазации осадочного чехла континентов.

Межледниковые эпохи характеризуются быстрым, значительным (на 6 °С), но недолгим потеплением климата на всей планете. Наиболее вероятной причиной этого тоже является «парниковый эффект», обеспеченный поступлением в атмосферу существенных количеств углекислого газа в результате отжимания, концентрирования и последующей дегазации газово-жидких флюидных систем осадочного чехла под действием последовательно наступающих, а затем деградирующих ледников. Мощность последних может достигать нескольких километров. Образовавшись, такой покров будет воздействовать на подстилающие породы с нагрузкой, примерно равной толще пород в 1 км. Геологически быстро возникнув, эти напряжения непременно скажутся на гидрогеологических комплексах осадочного чехла. В частности, в ранее упомянутой буферной зоне среднего гидродинамического уровня дополнительное напряжение отразится флюидопрорывами, в результате чего в верхние горизонты чехла поступят глубинные газы, в том числе CO_2. Приповерхностные горизонты мерзлых пород до какой-то степени могут играть роль флюидоупора, да и «ледяная броня» не будет способствовать быстрому поступлению газа в атмосферу. При этом углекислый газ хорошо растворяется в холодных водах, и подмерзлотные гидросистемы будут активно им насыщаться. Но после частичного отступления ледника и снятия нагрузки на освободившихся территориях начнут дегазировать воды, и CO_2 будет поступать в атмосферу по гляциодислокациям – трещинам, образующимся при изостатических подвижках в подстилающих породах. Даже незначительное повышение температуры ускорит таяние ледниковых покровов, активизирует образование приледниковых водоемов, увеличит испарение и облачность. В свою очередь, это обеспечит развитие дальнейшего потепления, деградацию ледников, дегазацию углекислого газа и др.

Таким образом, гигантские ледниковые покровы могут перекачивать углекислый газ в объемах, достаточных для возникновения в атмосфере «парникового эффекта», и быстрого формирования скоротечного теплого межледниковья.

В земных недрах содержится не только CO_2, но и целый ряд других газов, учесть влияние которых на климат гораздо сложнее. В то же время по масштабам глубинной дегазации с углекислым газом сопоставимы лишь углеводороды, в частности метан. Учитывая изложенный выше механизм подкачки глубинных газо-флюидных сме-

сей, следует допускать и возможность *притока глубинных углеводородов*, которые, как было отмечено ранее, интенсивно могут выноситься в связи с вулканической деятельностью.

Академик А.А. Трофимук и соавторы высказывали идею об образовании залежей нефти и газа под влиянием отжимающего действия ледниковых нагрузок. Основные месторождения углеводородов в Западной Сибири располагаются на территориях, окаймляющих места былого расположения фронта регионального арктического ледникового покрова. В пользу этой идеи свидетельствуют и углеводородные скопления на северных шельфах, еще недавно занятых ледниками. Таким образом, последовательность процессов «глубинная дегазация – оледенение – концентрирование углеводородов в залежи» выглядит логично и требует изучения.

Помимо этого, с сопутствующими оледенениям явлениями связано и формирование промышленных скоплений твердых полезных ископаемых. В частности, автором с углекислой дегазацией по гидатогенной модели связывается образование бокситов. Накопление радиоактивных и иных гидрогенных видов полезных ископаемых в целом ряде случаев обеспечивается глубинным водным массопереносом. С углекислой дегазацией Е.Г. Песков [5] связывает концентрирование золота в аргиллизитах, часто принимаемых геологами за коры выветривания. Примеры можно продолжать.

Литература

1. Виньковецкий Я.А. Геология и общая теория эволюции природы. Л.: Недра, 1971. 94 с.
2. Имбри Дж., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох. М.: Прогресс, 1988. 263 с.
3. Карст в земной коре. распространение и основные типы / Ежов Ю.А., Лысенин Г.П., Андрейчук В.Н., Дублянский Ю.В. Новосибирск, 1992. 76 с
4. Макаренко Г.Ф. Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли. М.: Геоинформмарк, 1997. 96 с.
5. Песков Е.Г. Геологические проявления холодной дегазации Земли. Магадан, 2000. 279 с.

ПРОЯВЛЕНИЕ МАЛОЙ ЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХИ В ГОРАХ АЛТАЯ

О.В. Журавлева, И.А. Машошина
Горно-Алтайский государственный университет

Первые сведения о климате Алтая были не систематические и носили отрывочный характер, тем не менее они дают надежную информацию о похолодании в XVII – первой половине XIX вв., так как все признаки этого похолодания фиксировались их прямыми очевидцами.

Жестокую зимнюю стужу 1726–1727 гг., вынудившую посланцев А. Демидова покинуть Алтай, описывает И.Г. Гмелин. И.П. Фальк подтверждает описания Гмелина: «*...климат очень суров, зима жестокая и продолжительная. Весна же и осень по большей части ясные, но с весьма скорыми переменами из тепла в холод. Часто случаются вьюги в мае и сентябре месяцах, и кроме июля, ни один месяц не безопасен от ночных морозов*» [4].

О том, что 150–200 лет назад климат был более суров, чем в современную эпоху, свидетельствуют наблюдения П.А. Чихачева. Вот какую картину описывает исследователь в районе Бугузунского перевала – места, через которое экспедиция Чихачева перешла в долину оз. Джулукуль: «*Я был удивлен, так часто встречая здесь черепа и рога каменных баранов, маралов и лосей. Алтайцы уверяли меня, что такое множество останков – следствие все возрастающей жестокости зимних холодов*» [5].

Географические термины «белогорье», «белки» появились в Сибири. Именно так в XVII в. Восточных Саянах, а в XVIII в. – на Алтае называли горы, покрытые снегом в летнее время. Были известны белки Тигирецкие, Коргонские, Бащелакские, Чарышские, Убинские, Ульбинские, Холзунские, Тургусунские, Нарымские, Курчумские. Ныне иногда белками называют лишь Чуйские и Катунские хребты, несущие ледники и не тающие в летнее время снега.

И.П. Фальк называл Западный Алтай Белыми горами: «*Уба река ... выходит из Белых гор*», «*Чарыш выходит из Белых гор ...*» [4]. Г.П. Щуровский в первой половине XIX в. отмечал, что в августе Тургусунские перевалы и покатости (склоны) Холзуна на Алтае были покрыты снегом.

Современные гляциоклиматические исследования подтверждают наблюдения первых исследователей Алтая *о более низком положении снеговой границы* в период их наблюдений. Изучение конечного моренного комплекса XVII–XIX вв. позволило сделать вывод о депрессии снеговой линии на Алтае в 70±5 м [3].

Снижение снеговой линии вызвало *снижение высоты верхней границы леса*, впервые отмеченного П.А. Чихачевым: «*...Вся рощица была грустным памятником того похолодания, которому подверглся весь район. Его древесная растительность погибла на корню, а те мертвые деревья, которые еще стояли, образуя рощу, скоро исчезнут, не оставив даже следа своего существования (предмет, достойный размышлений геолога и метеоролога)*» [5].

Согласно исследованиям М.Ф. Адаменко [1], в Горном Алтае выявлен период значительного снижения термической границы леса, синхронной похолоданию XVII – первой половины XIX вв., с которым связано угнетение энергии прироста и массовое усыхание деревьев вблизи термической границы леса. С середины XIX в. начинается продолжающееся до настоящего времени продвижение леса вверх по склонам в пояс тундр.

Похолодание XVII – первой половины XIX вв., сопровождалось увеличением площади оледенения. Наступание ледников было обусловлено понижением температуры летних месяцев и увеличением количества твердых осадков. По исследованиям М.В. Тронова, для ледников Алтая повышение или понижение летних температур воздуха на 1°С по своему влиянию на высоту снеговой линии эквивалентно изменению количества твердых осадков на 300 мм.

В XVIII в. путешественники отмечают очень жесткие зимы, обильные снега при малом количестве летних осадков [4]. По описаниям 1826 г, в Змеиногорске ежегодно выпадает столь много снега, что все улицы и дома, которые находятся в долинах, покрываются сугробами до верхушек крыш, и жителям приходится проделывать ходы в снегу [2]. В годы наблюдений Г. Спасского зима на территории Горного округа была суровой. В январе 1811 г., с 9 по 16 (старый стиль), замерзла ртуть. Спиртовый термометр показывал от 30 до 40° по Реомюру (37,5–50 °С). А. Кулибин также отмечал морозы до 40° по Реомюру (50 °С).

Таким образом, ранние исследования показывают, что в XVII – первой половине XIX вв. на Алтае наблюдалось общее похолодание, отмеченное прямыми очевидцами событий, что позволило позднее выделить Малую ледниковую эпоху. Вопрос о времени и интенсивности проявления Малой ледниковой эпохи в горах Алтая остается дискуссионным. По одним данным к Малой ледниковой эпохе следует относить период с XV до середины XIX в., когда наблюдалось трехкратное, примерно равномасштабное похолодание. По другим данным, только последнее похолодание соответствует Малой ледниковой эпохе, которое сопровождалось значительным увеличением площади ледников и многолетних снежников, снижением высоты термической границы леса, частыми летними снегопадами и т.д. Таким образом, для решения вопроса помимо сохранившихся немногочисленных свидетельств очевидцев представляет интерес использование косвенных данных, в частности дендрохронологических, так как климатические особенности того или иного года надежно фиксируются структурой древесины.

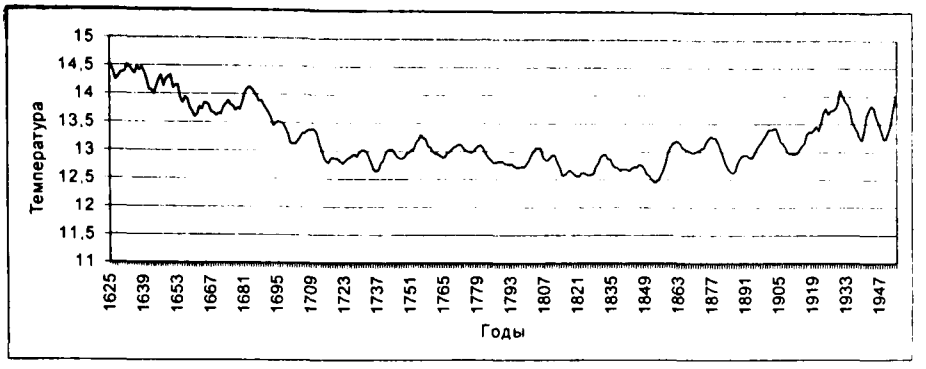


Рис 1. Реконструированный ход среднемесячной температуры воздуха (июль) при пятилетнем скользящем сглаживании

Для реконструкции климатических условий целесообразно использовать древесину деревьев, произрастающих на верхней границе леса. Считается, что в подобных критических условиях обитания основную роль играет тот фактор, экологическая потребность в котором близка к необходимому минимуму. В этом случае деревья чутко реагируют даже на незначительные изменения этого лимитирующего фактора. На верхних и северных границах леса фактором, лимитирующим прирост, обычно считают термические условия периода вегетации [1].

Модельные деревья были отобраны на высоте 2250–2300 м над уровнем моря, в бассейне р. Ак-Алаха (Юго-Восточный Алтай). Обобщенный дендрохронологический ряд охватывает период с 1622 г. Подавляющее большинство отобранных образцов – это спилы и керны лиственницы сибирской (*Larix sibirica*).

Процедура количественных реконструкций проводилась при помощи регрессионного анализа. Оценка соотношения двух переменных выполнялась таким образом, чтобы одна переменная могла быть спрогнозирована на основе одной или нескольких других переменных. В качестве независимой переменной выступала ширина годичного кольца в миллиметрах, а зависимой – температура. Полученная линейная зависимость выражалась уравнением.

Связь радиального прироста деревьев, произрастающих в бассейне р. Ак-Алаха с климатом оценивалась путем сопоставления с данными, зарегистрированными двумя метеостанциями, расположенными в с. Кош-Агач и с. Усть-Кокса. Наиболее тесная связь обнаружилась с рядом температур метеостанции Кош-Агач. Сопоставление радиального прироста со среднемесячными температурами позволили определить термический режим какой части года оказывает преимущественное влияние на прирост древостоя.

Была обнаружена хорошая согласованность радиального прироста с температурой июля (коэффициент корреляции – 0,65; синхронность – 81%) и несколько хуже с температурой июня (коэффициент корреляции – 0,28; синхронность – 68%).

При пятилетнем скользящем сглаживании рядов прироста древесины и данных по среднемесячной температуре воздуха теснота связи между ними увеличилась. Наиболее высокий коэффициент корреляции (0,78) был получен при сопоставлении июльской температуры с данными дендрохронологического ряда Ал что позволило выразить связь в виде уравнения регрессии:

$$y = 2{,}869x + 11{,}812,$$

где x – это ширина кольца, а y – температура июля при пятилетнем скользящем сглаживании.

Полученное уравнение регрессии позволяет реконструировать динамику термического режима июля в пределах всего интервала обобщенного дендрохронологического ряда Ал (рис. 1).

Таким образом, последние три четверти XVII в. характеризовались постепенным снижением июльских температур с 14,5 °С до 13,1°С. В периоды кратковременных потеплений с 1643 по 1650 г. и с 1680 по 1684 г. температура повышалась на 0,3–0,5 °С. Весь XVIII и начало XIX в. при достаточно высокой погодичной изменчивости температур не наблюдается какой-либо многолетней тенденции (температуры колеблются возле средней отметки 12,8 °С). С 1854 по 1863 г. отмечается резкое повышение среднемесячных июльских температур, температуры с 12,4 °С достигают 13,2 °С. С этого времени общая тенденция к потеплению уже ярко выражена и сохраняется до наших дней. На этом фоне выделяется несколько периодов похолодания: 1878–1886 гг.; 1903–1910 гг.; 1931–1939 гг.

Литература

1. Адаменко М.Ф. Реконструкция динамики термического режима летних месяцев и оледенения на территории Горного Алтая в XIV–XX вв.: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Новосибирск, 1986. 16 с.
2. Ледебур К.Ф., Мейер К.А., Бунге А.А. Путешествие по Алтайским горам и Джунгарской Киргизской степи. Новосибирск, 1993. 409 с.
3. Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1982. 208 с.
4. Фальк И.П. Записки путешествия // Поли. собр. уч. путешествий по России, изд. имп. Академией наук. СПб., 1824. Т. 6. 546 с.
5. Чихачев П. Путешествие в Восточный Алтай / Пер. с фр. В.В. Цыбульского. М.: Наука, 1974. 360 с.

КРУПНОМАСШТАБНОЕ ЛАНДШАФТНОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ПРИОЛЬХОНЬЯ: МЕТОДИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

М.В. Загорская
Институт географии СО РАН, г. Иркутск

Крупномасштабное ландшафтное картографирование уже много лет остается основным инструментом познания закономерностей внутриландшафтной дифференциации. Это сложный и трудоемкий процесс, требующий проведения скрупулезных полевых наблюдений и глубокой проработки материала. Недостаток информации или ее неверная интерпретация неизбежно приводят к ошибкам, которые сразу видны при выезде на местность и могут дорого обойтись в случае, если результаты картографирования используются в дальнейшем в качестве основы для создания карт оценочного содержания или для принятия планировочных решений.

Качество крупномасштабного картографирования во многом определяется правильно подобранной методикой, которая неизбежно преломляется через особенности района исследований, опыт и научное мировоззрение исследователя. Нами были составлены две крупномасштабные карты: 1) на территорию всего Центрального Приольхонья, расположенную на западном побережье оз. Байкал и ограниченную на севере проливом Ольхонские ворота и береговой линией залива Мухур, на юге – долиной р. Анга, на юго-востоке – береговой линией Байкала, на северо-западе – Приморским разломом (масштаб 1:50 000); 2) на ключевой участок, расположенный к югу от пролива Ольхонские ворота (масштаб 1:25 000). Территория представляет собой зону перехода от сухой степи к горной тайге. Преобладающей формой рельефа являются склоны крутизной от 8 до 20°, преобладающие типы почв – дерновые степные и каштановые, тип растительности – степной.

При создании карт использовались материалы полевых наблюдений автора, материалы землеустройства, аэрофотоснимки масштабов 1:50 000, 1:25 000 и 1:10 000.

В качестве основной картируемой единицы были выбраны фации (для масштаба 1:25 000) и их типологические объединения – группы фаций (для масштаба 1:50 000). В качестве промежуточных таксонов используются тип и подтип фаций [4]. Кроме того, в легендах указывается принадлежность показанных на картах выделов к классам фаций, геомам, группам и классам геомов.

Под фацией в настоящей работе понимается таксономическая категория ряда геомеров, согласно учению о геосистемах [5] объединяющая элементарные геомеры на основании сходства их структуры и функционирования. Известно, что при ландшафтном картографировании чаще всего используется морфологический подход, который устанавливает сходство геосистем на основании физиономических признаков, а за основной критерий выделения фаций принимается однородность признаков, присущих ее компонентам [1]. Принимая во внимание, что взаимообусловленность компонентов геосистем не абсолютна, а лишь частична, и степень генерализации биогеоценозов при выделении фаций зависит от масштаба картографирования, мы в масштабе 1:25 000 в фации объединяли биогеоценозы с одной растительной ассоциацией и одной почвенной разновидностью в пределах сходных местоположений.

В данном масштабе и при таком многообразии местоположений, определяемом достаточно высоким расчленением рельефа, не всегда возможно показать каждую отдельную фацию. Поэтому мы были вынуждены провести генерализацию, в результате которой некоторые фации не нашли своего отражения на карте (например, чиевая на каштановидных солонцеватых или антропогенно-уплотненных почвах). В то же время, часто небольшие по площади фации играют значительную роль при проведении различных прикладных оценок и требуют отдельного рассмотрения, поэтому на нашей карте едиными контурами показаны ареалы фаций, объединяющие места концентрации однотипных биогеоценозов, которые включают в себя и незначительные вкрапления биогеоценозов, принадлежащих другим фациям.

По принципу гомогенности фации объединялись в подтипы, типы и группы. При объединении фаций в типы основополагающим критерием служат ландшафтно-геохимические условия формирования и функционирования типизируемых геосистем [4]. В морфологии ландшафта в качестве универсального критерия при выделении и типизации фаций принимается местоположение как элемент орографического профиля. Именно положением в ряду сопряженных местоположений определяются многие различия между фациями. Поэтому в качестве основы для классификации местоположений взята схема ландшафтно-геохимической классификации фаций [2] и адаптирована применительно к исследуемой территории, на которой амплитуды высот составляют от нескольких десятков до двух сотен метров, а наиболее часто встречаются превышения в 100 м.

Для более полного выявления местоположений и их дальнейшей типизации была построена карта крутизны склонов на ключевой участок в том же масштабе, что и топографическая основа, на которой сначала выделялись водоразделы (автономные местоположения) и котловинообразные понижения (аккумулятивные местоположения), а на следующем этапе проводились границы между участками склонов различной крутизны. С учетом существующих классификаций склонов по крутизне и местных особенностей рельефа была составлена следу-

ющая шкала для ранжирования склонов по крутизне: пологие – 2–5°, покатые – 6–10°, крутые – 11–20°, очень крутые – 21–40°, обрывистые – >40°. Таким образом, выделили пять типов склонов по крутизне, поскольку в процессе картографирования эмпирическим путем было установлено, что границы именно этих интервалов чаще всего совпадают с границами фаций, хотя, конечно же, прямой зависимости здесь не наблюдается.

В результате выделены следующие типы местоположений: 1) элювиальные; 2) неоэлювиальные (элювиально-трансэлювиальные); 3) трансэлювиальные обрывистые; 4) трансэлювиальные очень крутые, 5) трансэлювиальные крутые, 6) трансэлювиальные покатые; 7) трансаккумулятивные покатые; 8) трансаккумулятивные пологие; 9) аккумулятивные выровненные.

По результатам полевых наблюдений на ключевом участке были выделены 33 фации, ареалы распространения которых и показаны на карте масштаба 1:25 000.

С учетом выделенных типов местоположений на основе анализа ландшафтно-геохимических сопряжений фации были объединены в соответствующие типы (элювиальный, трансэлювиальный, трансаккумулятивный и супераквальный), которые могут принадлежать разным группам фаций. Внутри типов фаций выделены их подтипы, отражающие характер и степень интенсивности миграции вещества. Элювиальный тип фаций включает 3 подтипа: ортоэлювиальный (фации сформировались в автономных условиях на выходах коренных слабо разрушенных пород практически без мелкозема), параэлювиальный (формирование геосистем шло на элювии горных пород со значительным содержанием мелкозема) и неоэлювиальный (локально-элювиальный) (на грядах, нарушающих ландшафтно-геохимические сопряжения склонов). Внутри трансэлювиального типа фаций выделены подтипы фаций обрывистых (>40°), очень крутых (21–40°), крутых (11–20°), покатых (6–10°) и пологих склонов (2–5°). Трансаккумулятивный тип подразделяется на подтипы фаций покатых (6–10°) и пологих подножий склонов (2–5°).

При объединении фаций в группы под однородностью понималось сходство местоположений, принадлежность ассоциаций к одной группе, а почвенных разновидностей – к одному роду или (реже) подтипу почв. Группы фаций со сходными гидроклиматическими условиями объединялись в классы.

Динамический аспект нашел свое отражение в легенде: после названия фации и группы фаций в скобках указывается ее динамическое состояние: (к) – коренная, (м) – мнимокоренная, (с) – серийная, (п) – антропогенная модификация. На карте также показаны геотехнические системы. Диагностика динамического состояния базировалась на основных положениях теории динамики и эволюции геосистем, входящей в учение о геосистемах В.Б. Сочавы [5]. Коренными считались фации, которые могут рассматриваться как «фоновая норма». При этом, учитывая, что существование здесь степных ландшафтов обусловлено не их положением в системе широтной зональности, долготной секторности и высотной ярусности, а факторами регионального порядка и генезисом, за фон (топологический центр ландшафта, или макрогеографическую норму) в условиях отсутствия классических плакоров были приняты фации условно плакорных местоположений (широких межгорных понижений) на легкосуглинистых почвах под условно коренной растительностью (ковыльными и типчаковыми сообществами настоящих степей).

Изучение ландшафтной структуры ключевого участка позволило выявить ряд закономерностей, использованных затем при составлении карты геосистем масштаба 1:50000, где основной картируемой единицей послужили группы фаций (всего на территории исследования представлены 33 группы фаций). Их динамическое состояние квалифицировалось на основе диагностики состояний наиболее репрезентативных фаций этих групп. Под коренной группой фаций понималось типологическое объединение фаций, в составе которого обязательно есть коренная фация, которая вместе с мнимокоренными преобладает по площади. Вслед за В.С. Михеевым, В.А. Ряшиным [3] за коренные были приняты две группы фаций – пологосклоновые (подножий склонов и межгорных понижений) крупнозлаковая ковыльная, разнотравно-ковыльная, типчаково-ковыльная на каштановых почвах и мелкодерновинно-злаковая типчаковая, разнотравно-типчаковая и ковыльно-типчаковая на каштановых и каштановидных почвах.

Ландшафтная структура территории Приольхонья – результат действия нескольких взаимосвязанных факторов топологического порядка (в первую очередь – литоморфного), которые, взаимодействуя, усиливают или ослабляют влияние друг на друга и, накладываясь на факторы регионального уровня, создают пеструю картину внутриландшафтной дифференциации, отображенную на картах.

Ниже в качестве примера приводится фрагмент легенды карты «Геосистемы Приольхонья» масштаба 1:50 000.

Североазиатский гольцовый и таежный класс геомов

Подтаежная южносибирская группа геомов

Низкогорный и предгорный геом

Низкогорный светлохвойный класс фаций

Группы фаций:

1. Привершинная литофильная редкостойно-лиственничная разнотравно-злаковая на дерновых лесных остепненных слаборазвитых поверхностно-сильнокаменистых почвах с выходами коренных слаборазрушенных горных пород (с)

...

4. Склоновая и пологосклоновая лиственничная злаково-разнотравная с моховым покровом на дерновых лесных почвах (м)

...

Североазиатский лесостепной и степной класс геомов

Степная южносибирская группа геомов

Низкогорный и предгорный геом

Сухостепной класс фаций

Группы фаций:

8. Грядовая литофильная злаково-низкоразнотравная с караганой на горно-степных бескарбонатных сильноскелетных почвах с выходами коренных горных пород (с)

...

17. Подножий склонов и котловинообразных межгорных понижений крупнозлаковые ковыльные на каштановых и каштановидных поверхностно-слабокаменистых почвах (к)

...

19. Подножий склонов и межгорных понижений полынные на каштановых и каштановидных поверхностно-слабокаменистых почвах (п)

...

Лугово-болотный класс фаций

Группы фаций:

25. Приозерных понижений мелкоосоковая, реже – злаково-осоковая на лугово-болотных слоистых почвах (с)

...

Работа выполнена при финансовой поддержке Сибирского отделения РАН (интеграционный проект № 82).

Литература

1 Видина А.А. Методические указания по крупномасштабным ландшафтным исследованиям. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 120 с.
2 Глазовская М.А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1964. 232 с.
3 Ландшафты юга Восточной Сибири. Карта. М 1:1 500 000. М.: ГУГК, 1977. 4 л.
4 Семенов Ю.М. Ландшафтно-геохимический синтез и организация геосистем. Новосибирск: Наука, 1991. 145 с.
5. Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 319 с.

УРОВЕНЬ ДЕМОГРАФИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИНТЕНСИВНОСТИ АНТРОПОГЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЛАНДШАФТОВ ОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Н.О. Игенбаева, А.Л. Бушель
Омский государственный педагогический университет

Размещение населения в пределах какой-либо территории – сложный социально-экономический процесс, являющийся предметом изучения целого ряда наук. В частности, география рассматривает расселение населения во взаимодействии с природной средой, изучает формы расселения людей, сети и системы поселений [2, с. 373].

Совокупность факторов, определяющих развитие процесса расселения населения на конкретной территории, подразделяется на три большие группы.

1. Природные факторы.
2. Социально-экономические факторы.
3. Демографические факторы.

Для понимания особенностей современной системы расселения необходимо, прежде всего, проанализировать влияние природного фактора в историческом прошлом. Оно выражается в двояком виде: 1) влияние среды на региональные особенности хозяйства и через это – на расселение людей; 2) влияние природных условий на выбор местоположения селений [4, с. 61].

На ранних этапах заселения Омской области величина территории, благоприятной для сельскохозяйственной деятельности или для охотничьего промысла, определяла большую или меньшую скученность населения. Так, в пределах таежной полосы области наиболее пригодными для земледелия были небольшие по площади, малозалесенные или открытые пространства, разобщенность которых порождала очаговость земледелия, а следовательно, и дисперсное малодворное расселение. В пределах лесостепи при низкой залесенности обширные пространства солодей и солончаков обусловили рассредоточенную сеть средних по людности поселений. Дальноземелье стало причиной широкого развития сезонного, заимочного расселения. Наличие в степных районах сравнительно однородных площадей пахотно-пригодных земель обусловило формирование крупнопоселкового расселения. Однако определяющим критерием размещения поселений была совокупность таких элементов природы, как строение поверхности, ее дренированность, заболоченность, обводненность и т.д. Стремление переселенцев занять дренированные приречные увалы и террасы долин привело к созданию приречного расселения. Уже в начальный период заселения на севере сложилось несколько стержневых линий расселения: по Иртышу, Таре, Оше и другим рекам. В отличие от этих крупных рек небольшие реки и речки дренируют незначительные площади, обработка которых в естественном состоянии требует больших затрат. Поэтому прибрежные полосы многих таежных рек стали заселяться только в конце XIX в. в связи с истощением земельных фондов в ареалах первичного, старожильческого расселения и наплывом переселенцев. Так, в пределах Тарского, Седельниковского и Тевризского районов по берегам малых рек сложилась сеть небольших поселений, дополняемая на междуречьях заимками, хуторами. На территории Тюкалинского, Саргатского и Крутинского районов прослеживается связь между размещением озер и населенных пунктов. Особенностями природных условий озерной полосы являются гривные повышения, переувлажненные западины. Раздробленность сельскохозяйственных угодий стала причиной формирования в этой части области рассредоточенной сети поселений.

Почти полное отсутствие каких-либо поверхностных источников водоснабжения в степной зоне обусловило запрет на заселение этой территории в конце XIX века, надолго задержав ее освоение. В дальнейшем (в период освоения целинных и залежных земель) селения создавались в местах с благоприятным режимом грунтовых вод, возле увлажненных западин и непосредственно на плоских западинах.

Современный характер расселения является результатом длительной истории хозяйственного освоения Омской области. При этом решающее значение для расселения населения имела совокупность природных условий области: состав и продуктивность земельных угодий, гидрографическая сеть, характер поверхности и степень ее дренированности. В настоящее время наряду с природными все большее влияние на расселение населения оказывают социально-экономические факторы (сосредоточенность промышленного производства в областном центре, транспортная обеспеченность, плановое заселение районов в период освоения целины и др.), что проявляется в активном освоении практически всех естественных ландшафтов Омской области.

Активное использование всех природных ресурсов Омской области привело к формированию здесь различных антропогенно-измененных геосистем, которые могут рассматриваться как антропогенные модификации. Различная степень их преобразования обусловлена интенсивностью хозяйственной деятельности человека в рамках сложившейся системы расселения. Исходя из этого, для определения интенсивности антропогенного воздействия на геосистемы можно воспользоваться показателем демографического давления. Данная величина отражает плотность населения и густоту населенных пунктов, рассчитанных в пределах строго определенных границ геосистем [3, с. 87].

Расчеты величины демографического давления для территории Омской области проводились в границах физико-географических районов [1, с. 30]. Выбор был обусловлен относительной устойчивостью природных черт в границах района (сочетание форм мезорельефа, характерного микроклимата, почв и растительных сообществ), что позволяет прогнозировать его устойчивость к различным видам воздействий, а также возможностью использовать данную таксономическую единицу в качестве объекта экологической оценки.

На территории Омской области выделено 44 физико-географических района, расчет демографического давления для которых позволил распределить их в 5 групп по интенсивности антропогенного воздействия:

1-я группа – районы с крайне низким показателем интенсивности антропогенного воздействия (плотность населения от 0 до 5 человек на км^2; густота населенных пунктов от 0 до 5 единиц на 1000 км^2) – Васюганский болотный, Васюганский лесной, Бичинский водораздельный болотный, Бичинский приречный лесной, Ишимский приречный лесной, Ишимский водораздельный болотный, Тарский болотный район, Южно-Тарский подтаежный, Ошский лугово-болотный район, Курумбельский солено-озерный.

2-я группа – районы с низким показателем интенсивности антропогенного воздействия (плотность населения от 5,1 до 10 человек на км^2; густота населенных пунктов от 5,1 до 10 единиц на 1000 км^2) – Ошский подтаежный, Яровской подтаежный, Ош-Иртышский подтаежный водораздельный, Колосовский лугово-болотный приречный, Барабинский болотно-аллапный, Черлакский южный.

3-я группа – районы со средним показателем интенсивности антропогенного воздействия (плотность населения от 10,1 до 15 человек на км^2; густота населенных пунктов от 10,1 до 20 единиц на 1000 км^2) – Тарский подтаежный, Тарский приречный, Омь-Иртышский центрально-водораздельный, Северо-лесостепной болотно-гривный, Саргатский озерно-гривный, Тюкалинский гривно-котловинный, Алаботинский приозерный.

4-я группа – районы с высоким показателем интенсивности антропогенного воздействия. В составе данной группы можно выделить две подгруппы:

1) плотность населения от 0 до 5 человек на км^2 и густотой от 20 до 30 единиц на 1000 км^2 – Иртышский пойменно-бореальный, Иртышский пойменно-подтаежный район, Крутинский приозерный, Большереченский центрально-долинный район.

2) плотность населения от 10 до 15 человек на км^2 и густотой от 20 до 30 единиц на 1000 км^2 – Омь-Иртышский правобережный водораздельный, Прииртышский увальный, Омь-Иртышский южный водораздельный, Оконешниковский озерный, Ишимский равнинный, Полтавский южно-лесостепной, Павлоградский степной, Русско-Полянский степной, Ишим-Иртышский центральный.

5-я группа – районы с высоким показателем интенсивности антропогенного воздействия (плотность населения более 15,1 человек на км^2; густота населенных пунктов более 30 единиц на 1000 км^2) – Прииртышский центральный увальный, Омский приречный, Камышловский приозерный, Эбейтинский приозерный, Таврический террасовый южно-лесостепной, Южно-Омский степной, Любинский террасовый, Прикамышловский северный.

Анализ полученный данных позволяет сделать вывод о том, что наиболее высокая степень модификации ландшафтов характерна для геосистем лесостепной и степной зональных областей, на территории которых находится областной центр с крупными транспортными развязками. В их пределах существует наибольшее разнообразие классов антропогенных ландшафтов, выделяемых в зависимости от преобладающего вида хозяйственной деятельности. В условиях мощного демографического пресса функционируют геосистемы пойм рек и озерные геосистемы различных зональных областей (геосистемы 1-й подгруппы 4-й группы), исторически являющиеся центрами стяжения населения. Наименьшая степень антропогенной модификации ландшафтов характерна для геосистем подтаежной зональной области с высокой степенью заболоченности, которые не так давно вовлечены в хозяйственную деятельность человека. На этой территории существуют геосистемы, структура которых незначительно изменена человеком и по внешнему виду они ближе к естественным.

Таким образом, по интенсивности антропогенного воздействия можно судить о степени изменения геосистем, которая зависит от их природных свойств, определивших направление и длительность хозяйственной деятельности человека в рамках сложившейся системы расселения. Данные об антропогенной измененности природных качеств геосистем могут найти широкое применение для целей рационального природопользования и охраны природы.

Литература

1. Большаник П.В. Схема физико-географического районирования Омской области – картографическая основа для решения природоохранных задач // Сб. статей научной конференции к 150-летию М.В. Певцова. Омск, 1993. С. 29–31.
2. Народонаселение. Энциклопедический словарь. М., 1994.
3. Родзевич Н.Н. Роль ландшафтных исследований в разработке региональных схем охраны природы // Прикладные ландшафтные исследования. М., 1985. С. 82–93.
4. Сигутов П.Т. Природные предпосылки и условия формирования сельского расселения // Природа, население и хозяйство Омской области. Омск, 1974. С. 61–72.

О РОЛИ АТМОСФЕРНЫХ ВЫПАДЕНИЙ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ ЛАНДШАФТОВ ТОМЬ-ЯЙСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

З.Н. Квасникова, Н.С. Евсеева, Н.В. Осинцева
Томский государственный университет

Одной из актуальных задач современной физической географии является изучение миграции химических элементов в естественных ландшафтах и выявление ее изменений в техногенных, в частности агроландшафтах.

Цель данной работы – изучение роли атмосферных выпадений (преимущественно с твердыми атмосферными осадками и почвенной пылью) в геохимических процессах в пределах Томь-Яйского междуречья на основе стационарных наблюдений.

Лучановский стационар расположен на территории Томь-Яйского междуречья, в 20 км юго-восточнее г. Томска. Стационар площадью около 50 га занимает часть левобережной междуречной равнины рр. Томь и Басандайка. Природные условия Лучановского стационара подробно охарактеризованы в работах ряда авторов [1, 2]. Стационар включает несколько ключевых участков в разных геосистемах на склоне водораздельной равнины р. Басандайки. Часть участков приурочена к пашне, часть размещена в кедровом лесу.

Под влиянием атмосферных осадков протекает ряд природных процессов, в том числе экзодинамических и гидрохимических, оказывающих влияние на миграцию вещества, формирование состава вод (поверхностных и подземных), направленность и интенсивность почвообразования, развитие биоты. Важное значение при этом имеет состав атмосферных осадков.

Минерализация и химический состав атмосферных осадков очень изменчивы и зависят от времени года, направления и скорости ветра, количества и интенсивности осадков и других природных факторов. Так, на формирование химического состава атмосферных осадков, выпадающих на юго-востоке Томской области, влияет преобладающий западный перенос воздушных масс, за счет которого состав атмосферных осадков обогащается пылевыми частицами почв горных регионов Средней Азии, Казахстана и южной части Западно-Сибирской равнины.

Состав атмосферных осадков обусловлен не только естественными, но и антропогенными факторами, роль которых с каждым годом все возрастает. Антропогенные выбросы резко изменяют состав атмосферных осадков. Наиболее существенно воздействие воздушных выбросов предприятий Новосибирской области, Кузбасса, Алтайского края, г. Томска, ЗАТО Северска. Кроме того, определенную роль в формировании состава атмосферных осадков играют местные промышленные и сельскохозяйственные предприятия, расположенные на территории Томь-Яйского междуречья.

В целом атмосферные осадки характеризуются низкой минерализацией (от 15 до 35 мг/л), сравнительно высоким содержанием органического вещества и ортокремниевой кислоты, слабокислой реакцией (pH 5,5 – 6,5). О степени минерализации жидких и твердых атмосферных осадков среди исследователей нет единого мнения.

Авторы присоединяются к мнению группы исследователей: К.К. Вотинцева (1965); В.А. Казанцева (1979); П.С. Панина (1979); А.И. Воробьевой, М.А. Медведева, Л.П. Волкотруб и др. (1992); Г.В. Бельтюкова, С.А. Двинских (1993), которые считают что твердые осадки обычно более минерализованы, чем жидкие. При равных условиях деятельности промышленных предприятий и транспорта минерализация осадков выпавших при отрицательной температуре в два раза выше, чем при плюсовой. Это связано, в первую очередь, с высокой адсорбционной способностью снега из-за большей поверхности снежинок по сравнению с каплями дождя. Во-вторых, благодаря относительно низкой скорости падения в приземном слое атмосферы снежинки ведут себя аналогично взвешенному фильтру, поглощая аэрозольные частицы и газы. Поэтому они лучше «промывают» атмосферу от аэрозолей.

По значимости исследований атмосферных осадков дождь и снег неравнозначны. Ю.Г. Покатилов (1993) утверждает, что анализ полученных данных по летним осадкам не дает полного и правильного ответа на поставленные вопросы (о химическом составе, минерализации) из-за разового отбора проб. Тогда как изучение снежного покрова дает весьма полную и объективную картину, касается ли это естественных или техногенных ландшафтов [3].

До недавнего времени химические процессы в снежном покрове, практически не исследовались. В основном определяли, какие вещества поступают в снег и сбрасываются в водоемы с талыми водами. Даже при этих исследованиях, по мнению ряда авторов, возникают трудности, связанные с отбором представительных проб падающего снега. В одном и том же пункте отбора проб химический состав снега, выпадающий в разное время, заметно отличается [4]. И все же снеговой покров в местах с достаточно длительным залеганием (5–6 месяцев) является почти идеальной депонирующей средой для изучения выпадений из атмосферы и других источников. Поэтому наши исследования были направлены на изучение путей миграции химических элементов в снеге, определений уровней их содержания (качественного и количественного) в снеге и в талой снеговой воде техногенных и биогенных ландшафтов геохимических катен.

Химический состав снегового покрова формируется под влиянием многих факторов: первоначальным поступлением веществ вместе с твердыми атмосферными осадками, поглощением аэрозолей и газов из атмосферы,

Содержание твердого остатка в снеге и талой снеговой воде в элементарных ландшафтах Лучановского стационара

Участок	Плотность снега, г/см^3	Кол-во твердого остатка в снеговой воде, г/л	Кол-во твердого остатка в снеге, г/дм^3
Кедровый лес	0,26	0,079	0,024
Суффоз депрессия	0,33	1,501	0,523
Микроводораздел на пашне	0,27	0,379	0,101
Склон пашни	0,39	0,423	0,122

потерей вещества снежным покровом при их испарении, взаимодействием снегового покрова с почвенно-растительным комплексом, адвекцией атмосферного воздуха, влиянием микроорганизмов, животных и человека. При этом снег является сезонным концентратором веществ, и до начала снеготаяния они как бы законсервированы в снежной толще. Все же вещества мигрируют по профилю и пополняются из других источников, в частности из почвы. В результате нагревания поверхности снега солнечными лучами, выпадений новых порций снега частицы почвы погружаются в толщу снега, где и вмерзают в него. Кроме того, миграция химических элементов субстрата осуществляется снизу-вверх, из почвы в снеговой покров.

Методика проведения исследований снегового покрова (отбор проб, определение химического состава веществ в снеговой воде и сухом остатке) достаточно хорошо разработана. В пределах геохимических катен, в каждом элементарном ландшафте (элювиальном, трансэлювиальном, элювиально-аккумулятивном) по общепринятой методике [5] нами заложены шурфы (15 шт.) для изучения структуры снежной толщи, отобраны снеговые пробы для последующего анализа качественного и количественного состава веществ в снеговой воде и сухом остатке. Снеговые пробы отбирались снегомером ДС-8 на всю глубину снегового покрова, за исключением нижнего слоя (около 5 см) в марте – апреле 2000–2002 г. Сборная проба состояла из 9–13 частных, что обеспечивало получение 3–7 л талой воды. Содержание микроэлементов определялось методами количественного спектрального анализа в научно-исследовательской лаборатории экспериментальной и прикладной минералогии Томского госуниверситета. А также в аналитической лаборатории Геоэкоцентра ГП «Березовскгеология» г. Новосибирска.

Концентрация химических элементов в твердом остатке талой снеговой воды колеблется в широком интервале значений. В целом она индивидуальна для каждого элементарного геохимического ландшафта. Особенно отчетливо это проявляется при изучении количественных соотношений микроэлементов в составе аэрозолей в биогенно-лесных и техногенно-сельскохозяйственных ландшафтах. Для выявления этих различий нами проведено изучение количественных и качественных особенностей твердых атмосферных выпадений (таблица).

Участки снегоотбора в кедровом лесу и на пашне находятся в 700 м друг от друга, поэтому количество твердых выпадений с атмосферными осадками одинаковое. Запыленность талой снеговой воды в биогенных лесных ландшафтах исследуемого района и Чаинского района, расположенного в 300 км от г. Томска, близки и составляют 0,079 г/л и 0,025 г/л соответственно. В кедровом лесу (в 30 м от опушки) исследуемого участка содержание твердого остатка в снеге меньше такового на пашне на 0,07–0,49 г/дм^3, в снеговой воде на 0,3–1,4 г/л. Это можно объяснить тем, что твердый остаток в снеге техногенных сельскохозяйственных ландшафтов большей частью имеет местное происхождение, т.е. не упал «с неба», а представлен близлежащим субстратом (с открытых от снега почвогрунтов).

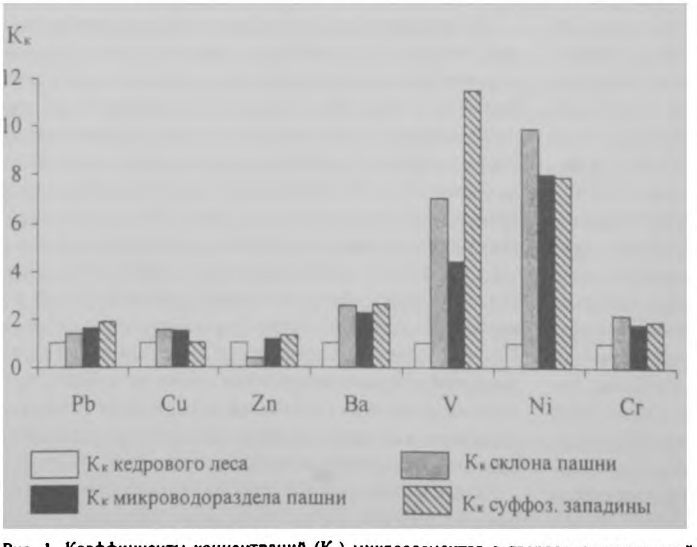


Рис. 1. Коэффициенты концентраций ($K_к$) микроэлементов в твердом остатке талой снеговой воды элементарных геохимических ландшафтов Лучановского стационара

Количественные содержания твердого остатка снега и снеговой воды элементарных ландшафтов сельскохозяйственной катены также отличаются. Содержание твердого остатка в снеге и в талой снеговой воде склонов и микроводоразделов пашни близки (см. таблицу). При этом отмечаем резкое увеличение количества твердого остатка в снеге на участке перед суффозионной западиной, являющейся местным гео-

химическим барьером. Здесь и у лесополосы происходит ослабление ветровых струй, переносящих частицы почвы с обнаженных участков куполов пашни.

В твердом остатке талой снеговой воды исследуемой территории количественно преобладают микроэлементы халькофильной группы: Cu, Zn, Pb. Предполагается, что при отсутствии вблизи промышленности происходит формирование регионального фона по этим показателям под влиянием более масштабных факторов, а именно, воздействием промышленных предприятий, расположенных за южными границами Томской области. Сидерофильные элементы менее подвижны в аэрогенных потоках, поэтому источник их поступления в атмосферу «местный», и их содержание близко содержанию почв исследуемого района.

Внутри геохимических катен Лучановского стационара содержание микроэлементов в элементарных ландшафтах биогенного лесного и техногенного сельскохозяйственного имеет некоторое различие (рис. 1).

Коэффициенты концентраций ($К_к$) микроэлементов в твердом остатке снеговой воды пашни были рассчитаны относительно их содержания в твердом остатке снеговой воды кедрового леса. Наибольших значений $К_к$ достигает у ванадия и никеля: от 4,5 до 11,5. Содержание хрома, свинца и бария не так контрастны ($К_к$ от 1,5 до 2,8). Наиболее близки в твердом остатке снеговых вод лесных и сельскохозяйственных ландшафтов концентрации меди и цинка, что еще раз подтверждает их привнос вместе с воздушными массами регионального масштаба.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы Министерства образования РФ «Университеты России» (код проекта УР. 08.01.007).

Литература

1. Евсеева Н.С., Филандышева Л.Б., Пашнева Г.Е. и др. Эрозия почв на Томь-Яйском междуречье // География и природные ресурсы 1990. № 4. С. 98–104.
2. Евсеева Н.С., Петров А.И., Пашнева Г.Е. Изучение залегания снежного покрова в подтайге южно-восточной части Западно-Сибирской равнины на уровне микромасштаба // География и природные ресурсы. 1999. № 3. С. 70–74.
3. Покатилов Ю.Г. Биогеохимия биосферы и медико-биологические проблемы. Новосибирск: Наука, 1993. 167 с.
4. Танасиенко А.А., Путилин А.Ф., Артамонова В.С. Экологические аспекты эрозионных процессов: Аналитический обзор. Новосибирск, 1999. 89 с.
5. Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янина Е.П. и др. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.

РЕЛЬЕФ КАК ФАКТОР РАЗВИТИЯ ВОДНОЙ ЭРОЗИИ ПОЧВ

Р.В. Кнауб, Н.С. Евсеева, А.И. Петров, С.Ю. Краснощеков
Томский государственный университет

Актуальность изучения водной эрозии почв в настоящее время не вызывает сомнения. На развитие названного процесса оказывают влияние климатические, геоморфологические, геологические, почвенные, ботанические, агротехнические и другие факторы. Установлено, что одним из основных факторов развития водной эрозии почв является рельеф. По мнению исследователей [3, 4], важнейшими морфометрическими характеристиками рельефа, влияющими на развитие этого процесса, являются крутизна, длина и форма склонов.

Цель данной работы – изучение рельефа как фактора развития водной эрозии почв на Томь-Яйском междуречье на примере Лучановского стационара, который расположен в 20 км к юго-востоку от г. Томска. Здесь с 1989 г. сотрудниками кафедр географии и гидрологии ТГУ ведутся наблюдения за развитием эрозионных процессов в естественных ландшафтах и агроландшафтах. Природные условия Лучановского стационара подробно изложены в работах ряда авторов [1, 2].

Абсолютные высоты в пределах исследуемой территории составляют 125–155 м, а относительные высоты колеблются от 20 до 50 м.

В качестве объекта детальных исследований за смывом и размывом почв, вызываемого талыми снеговыми водами, выбрано поле на склоне южной экспозиции. Площадь поля 6,8 га. Для более детального изучения эрозионного процесса была рассчитана и построена трехмерная модель рельефа. Модель выполнена на основе инструментальной съемки участка, произведенной Н.С. Евсеевой, А.И. Петровым, В.С. Хромых и Н.А. Шарковским в 1989 г. в масштабе 1:500 (рис. 1).

Анализ модели рельефа показывает, что поверхность поля представлена многообразными микроформами рельефа: замкнутыми и полузамкнутыми впадинами суффозионно-просадочно-нивального генезиса, микроводоразделами между отрицательными формами рельефа (куполами) и ложбинами. Крутизна склонов в пределах участка изменяется в широких пределах – от 0 до 17° (рис. 2). Наибольшая доля площади на исследуемом участке приходится на склоны крутизной от 1 до 5°.

По данным разных исследователей, только по крутизне склонов можно определить степень опасности развития эрозии: 5–8° – вероятна сильная эрозия почв; 4–6° – значительная; 3–4° – средняя и 1,5–2° – слабая эрозия почв.

Наибольшая доля площади склонов приходится на южную экспозицию (рис. 3).

Для развития водной эрозии почв необходимым условием является и запас воды в снеге. В холодную часть года происходит накопление снега на поверхности земли. Анализируя данные наблюдений за снежным покровом и его характеристиками с 1989 по 2002 г., получили: на исследуемом полевом водосборе средняя многолетняя высота снежного покрова составляет 35 см, при минимальной высоте 18 см в 1996 г. и максимальной – 62 см в 1997 г. Средняя многолетняя плотность снежного покрова составила 0,27 г/см³, при максимальной 0,31 г/см³ в 1996 г. и минимальной 0,23 г/см³ в 1995 г. За исследуемый период средняя многолетняя величина запаса воды в снеге составила 93 мм, при максимальной 160 мм в 1997 г. и минимальной 54 мм в 1996 г. Максимальный запас воды в снеге отмечался в депрессиях и в сугробах у лесополос. Минимальные значения влагозапасов наблюдались на куполах.

В данной работе мы наиболее полно рассмотрим характеристики снежного покрова, полученные по данным снегомерных съемок за 2002 г. Нами средствами

Рис. 1. Трехмерная модель рельефа исследуемого участка

ГИС-технологий была составлена карта влагозапасов (рис. 4).

На основе построенной карты и обобщения предыдущих исследований сделаны следующие выводы о распределении запасов воды в снежном покрове по изучаемой территории:

– на полевых участках с различным микрорельефом прослеживается неравномерность в распределении запасов воды в снеге. Величины в 2002 г. изменяются от 0 до 710 мм;

– максимальные влагозапасы отмечаются у лесополос и в микропонижениях на пашне;

– большое влияние на запасы воды в снеге оказывают суффозионные западины. За счет ветрового переноса в них происходит накопление снега;

– распределение влагозапасов в лесу более равномерное, чем на полевых участках. В 2002 г. в кедраче средний запас воды в снеге составил 113 мм, а на полевых участках 159 мм с коэффициентами вариации 0,13 и 0,42 соответственно.

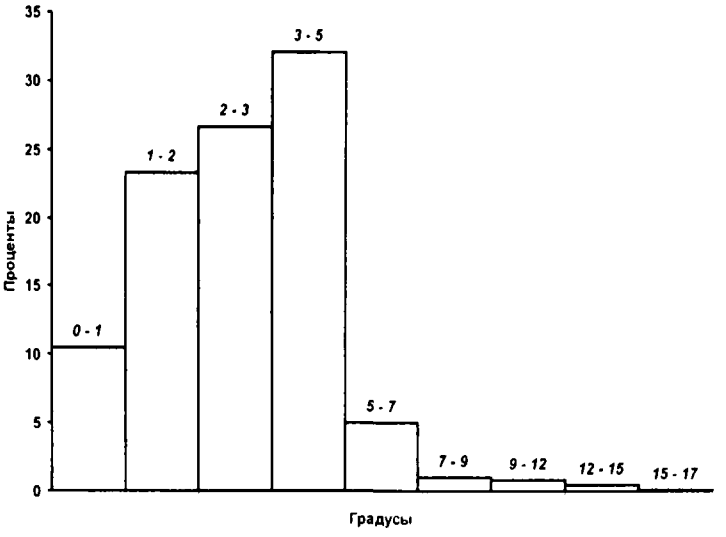


Рис. 2 Распределение углов наклона на ключевом участке

Сопряженный анализ модели рельефа (рис. 1) и карты влагозапасов (рис. 4) позволяют сделать следующие выводы: экспозиции и углы наклонов обусловливают различия в снегонакоплении и интенсивности снеготаяния, суточный ход внутриснежной аккумуляции и водоотдачи из снега. Анализ данных наблюдений показывает, что наиболее интенсивное, непрерывное снеготаяние с максимумами стока в рассматриваемом районе наблюдается при адвекции теплых воздушных масс и ясном небе, т.е. при адвективно-солярном типе снеготаяния. При таком типе весны наблюдается разновременный сход снега со склонов различной экспозиции. Повышенная интенсивность таяния снега на южных склонах обусловливается не только их ориентацией, но и меньшими снегозапасами и альбедо поверхности снега и большей обдуваемостью склонов, поскольку при адвекции тепла преобладают ветры южных румбов. Это обусловливает более ранний (от 2–4 до 10 сут) сход снега с южных склонов и поступление с них талых вод в микропонижения. Запаздывание таяния повышенных снегозапасов на северных склонах приводит к тому, что снеготаяние на них развивается при более высоких температурах воздуха. Явление разновременного снеготаяния на склонах разных экспозиций и элементах рельефа играет важную роль в формировании максимального стока талых вод. Данные наблюдений показывают, что даже в различных условиях формирования максимального стока с равновеликих по площади водосборов, но имеющих разную экспозицию, отличаются в 1,5–2 раза по величине и на 2–3 сут по времени наступления.

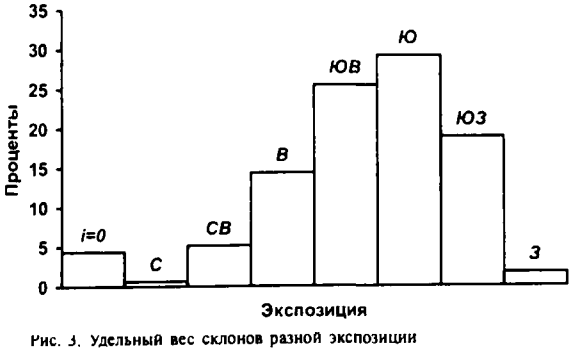


Рис. 3. Удельный вес склонов разной экспозиции

В период снеготаяния в отрицательных формах микрорельефа более длительное время сохраняется снег – поздневесенние снежники. Образовавшиеся от таяния снега талые воды, устремляясь вниз по склону, инициируют развитие эрозионных процессов, производя смыв и размыв почв.

Согласно исследованиям А.А. Танасиенко и соавт. [5], в лесостепной зоне Западной Сибири снегозапас с содержанием 40 мм воды не приводит к размыву твердой фазы почв. Снегозапасы в интервале 40–60 мм вызывают смыв почвы,

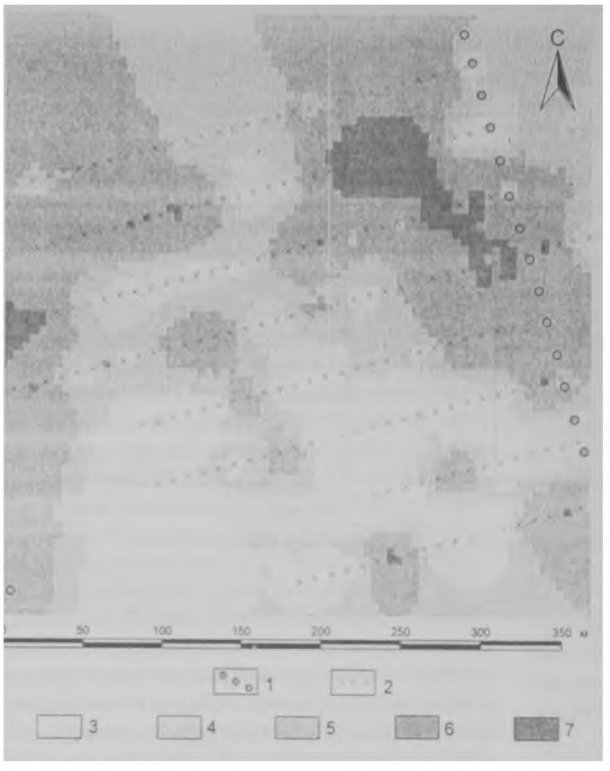


Рис. 4 Распределение запасов воды в снеге за 2002 г.:
1 – лесополоса, *2* – точки измерения высоты снежного покрова, Влагозапасы, мм: *3* – 0–50; *4* – 50–100; *5* – 100–150; *6* – 150–300; *7* – 300 и более

но этот смыв не превышает интенсивности почвообразования. Существенный смыв проявляется лишь при значительных водозапасах в снеге (более 60 мм).

В период снеготаяния 2002 г. на поле, задернованном посевами клевера, в результате стока талых вод образуются струйчатые размывы глубиной до 10 см.

В результате обмера струйчатых размывов исследуемого участка установлено, что за период схода снежного покрова и поступления талых вод смыто от 0,5 до 2,0 м³/га почвенных частиц, на распаханном водосборе – 7 м³/га.

Таким образом, из приведенных исследований видно, что рельеф репрезентативного участка является эрозионно-опасным.

Работа выполнена при поддержке гранта «Университеты России», код 08.01.007, проект № 8.2.1.

Литература

1 Евсеева Н.С., Плеханова Е.Б. Рельеф Томь-Яйского междуречья // Вопросы географии Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1993. С. 85–88.

2 Евсеева Н.С., Филандышева Л.Б., Пашнева Г.Е., Ромашова Т.В., Семенова Н.В. Эрозия почв на Томь-Яйском междуречье // География и природные ресурсы. 1990. № 4. С. 98–104.

3 Заславский М.Н. Эрозия почв. М.: Мысль, 1978. 245 с.

4 Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. М.,Л.: Изд-во АН СССР, 1948. Т. 1. 307 с.

5 Танасиенко А.А., Путилин А.Ф., Артамонова В.С. Экологические аспекты эрозионных процессов: Аналит. обзор / Под ред. И.М. Гаджиева. Новосибирск, 1999. Вып. 55. 89 с.

ЭРОЗИОННО-ОПАСНЫЕ ТЕРРИТОРИИ СЫДО-ЕРБИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ ПОСЁЛКА КРАСНОТУРАНСКИЙ)

А.В. Кожуховский
Красноярский государственный университет

В последнее время наиболее широкое распространение получила проблема мониторинга земельных ресурсов. Одной из наиболее актуальных на сегодняшнее время статей является мониторинг процессов оврагообразования в пределах сельскохозяйственной зоны, так как процесс образования оврагов приводит к сокращению сельскохозяйственных угодий, полностью уничтожает растительный покров, в результате чего эти площади исключаются из использования. Автором настоящей статьи были произведены исследования в области овражной эрозии в пределах Сыдо-Ербинской котловины, результаты которых и были положены в основу нижеизложенного материала.

В пределах Сыдо-Ербинской котловины, как и на всём протяжении Назаровско-Минусинского межгорного прогиба, получили широкое распространение лёссовидные суглинки. Это пылеватая пористая карбонатная слабосцементированная порода палевого цвета, обладающая свойством удерживать вертикальные стенки большой высоты. При насыщении влагой порода теряет структуру и обнаруживает просадочные свойства. Толщина чехла лёссовидного суглинка меняется вместе с рельефом местности. В пределах положительных форм рельефа он может отсутствовать, и на поверхность выходят только выветрелые коренные породы. На отлогих и плоских междуречных плато толщина лёсса достигает 1–3 м. В понижениях рельефа, на нижних частях склонов и на днищах долин – лёссовидные суглинки достигают мощности более 10–25 м [2].

Несмотря на внешнее сходство с типичными лёссами, механический анализ обнаруживает в них повышенное содержание крупной пыли и мелкого песка. В лёссовидных суглинках понижений рельефа удается наблюдать горизонтальную слоистость и резкие границы между отдельными слоями. Лёссовидные суглинки понижений местности в Минусинской котловине образовались путем отложения в водной среде. Однако территория, где они отлагались, обсыхала в определенные сезоны года и подвергалась воздействию субаэральных агентов – колебаний температуры, влажности [1]. Как следует из всего выше сказанного, лёсс как подстилающая порода является основным фактором для формирования хорошо развитой овражно-балочной сети.

Итак, в пределах котловины хорошее развитие получила овражно-балочная сеть. Овраги глубокие, сильно разветвлены. Стенки их раздернованы или нередко обнажены. Кроме оврагов и балок, имеется ряд молодых промоин и рытвин. Расчлененность оврагами наиболее значительна в западной части землепользовании. Образование и рост оврагов происходит преимущественно в период таяния снегов и ливневых дождей. Сильная пересеченность рельефа способствует проявлению водной и ветровой эрозии, особенно на пахотных угодьях.

Для детальной характеристики овражно-балочной сети Сыдо-Ербинской котловины была выбрана юго-восточная территория котловины, а именно прибрежные территории Красноярского водохранилища и Сыдинского залива в пределах границ Краснотуранского района как территории с наибольшей эрозионной расчленённостью, на которых получили наибольшее развитие процессы оврагообразования, что отражено наличием хорошо развитой современной и древней овражно-балочной сети.

В пределах рассматриваемой территории основными типами рисунка эрозионной сети являются древовидный и решетчатый. Овраги равнины растущие и в своём развитии проходят все стадии овражной формы рельефа. В поперечном сечении они имеют преимущественно V–образную форму. По склонам оврагов происходят интенсивные обвалы, осыпания стенок, чему в первую очередь благоприятствуют лёссовидные суглинки.

На начальном этапе были проанализированы топографические карты данной местности различных периодов съёмки. По картам чётко прослеживалась динамика роста балок за счёт увеличения общей длины, включая отвершки.

Следующим этапом работы стала экспедиция в Краснотуранский район в сентябре 2002 г., где были проведены работы по инструментальному и визуальному измерению овражной эрозии. Работы проводились электронным тахеометром. Были получены координаты и высоты краев и днища молодого оврага, имеющего антропо-

Таблица 1

Расчетные характеристики балки

Наименование оврага	Глубина местного базиса эрозии, H, м	Расчетный расход воды, Q, м³/с	Критическая скорость, $V_{кр}$, м/с	Коэффициент Шероховатости, N	Коэффициент формы, A
Сосновый лог	126	0.468	0,7	0,05	7,0

Таблица 2

Максимально возможные размеры балки

Название оврага	Максимальный возможный объем, W_{max}, м^3	Максимально возможная длина оврага, l, м	Максимально возможная площадь, F_{max}, м^2
Сосновый лог	6251175	1205,621	388080

генное происхождение, и балки «Сосновый лог», планы оврагов, находящихся в пределах территории административного центра района пос. Краснотуранское в горизонталях.

Рассчитаем динамику линейного развития длины балки с помощью формулы [4]:

$$l = \frac{0{,}3HQ^{0.67}}{v^{2{,}67} n^2 A^{0.67}}, \quad (1)$$

где H – глубина местного базиса эрозии (м); Q – расход ливневого и талого стока 10 % обеспеченности; v – размывающая скорость для грунтов склона [5]; n – коэффициент шероховатости (0,03 – для рыхлых и 0,08 – для твердых пород); A – коэффициент формы потока в русле (10 – для рыхлых и 5 – для твердых пород: известняки, мергель) (табл. 1–4).

Затем необходимо сделать расчет максимально возможного объема и площади.

Максимально возможный объем оврага (W_{max}) на склонах выпуклого профиля с уклоном от подошвы склона к бровке 15–25% рассчитывается:

$$W_{max} = 0{,}45\, r\, l\, r\, H^2. \quad (2)$$

Площадь оврага в случае максимального развития (F_{max}) [4]:

$$F_{max} = \left[1{,}35 \times \left(Q^{0.5} / W_{max}\right) + 1{,}76 \times h_{max}\right] \times I_{max}. \quad (3)$$

Но основной эрозионной проблемой территории является рост новых отвершков балки, которые имеют собственную отдельную площадь водосбора и собственную отличную динамику развития. Вычислим эту динамику, используя все выше перечисленные методы, вычислим динамику развития: 1, 2, 3, 4, 5 отвершков.

Теперь рассчитаем следующий параметр, используемый для оценки эрозионной опасности земель – эрозионный потенциал рельефа [3, 5]:

$$P = \left[\frac{L}{22{,}13}\right]^m \left(0{,}065 + 0{,}045i + 0{,}0065i^2\right). \quad (4)$$

Таблица 3

Максимально возможные размеры отвершков балки

Название оврага	Максимальный возможный объем, W_{max}, м^3	Максимально возможная длина оврага, l, м	Максимально возможная площадь, F_{max}, м^2
1	106312,5	468,8526	12458,58
2	81000	526,2631	11221,24
3	255150	803,7473	25577,24
4	562500	995,1157	43857,23
5	597656,3	1004,684	44278,93

Таблица 4

Эрозионный потенциал рельефа в пределах водосборных площадей оврагов

Название оврага	Эрозионный потенциал, P
1	5,386855
2	5,87754
3	6,954399
4	7,434566
5	7,663375

Из всего вышесказанного можно сделать вывод, что при таких показателях эрозионного потенциала рельефа и других расчётных характеристиках, при таком характере подстилающей породы мы можем говорить о благоприятных условиях развития отвершков балки до своих максимальных размеров, что в свою очередь несёт потенциальную угрозу территории пос. Краснотуранский (рис. 1).

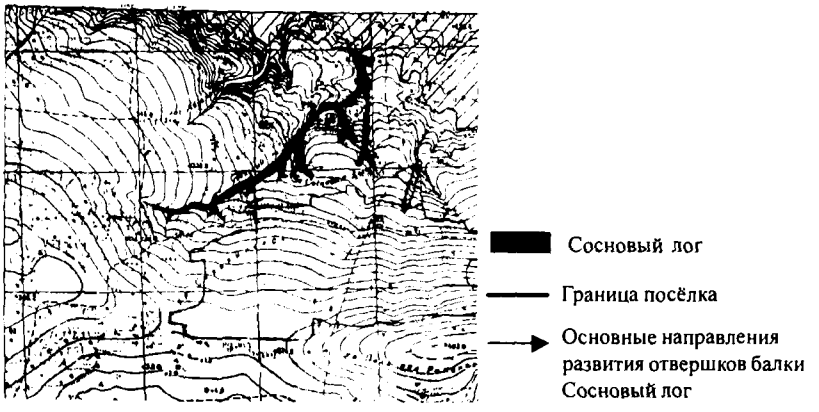


Рис. 1. Направления овражной эрозии

Литература

1. Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1962.
2. Коляго С.А. Правобережье Минусинской впадины. Л.: Наука, 1967.
3. Баженова О.И. Эрозионноопасные земли Канской котловины // География и природные ресурсы. Иркутск, 1994.
4. Зорина Е.Ф. Расчётные методы определения потенциала овражной эрозии // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1979. Вып. 7
5. Разработка методических основ расчета водной эрозии и дефляции почв для целей внутрихозяйственного проектирования и уточнения кадастровой оценки земель / Отв. исполн. Д.А. Бураков. Красноярск, 2000.

ЛАНДШАФТЫ ГОРОДА ТОМСКА

Л.С. Косова
Томский государственный университет

Город представляет собой набор природно-территориальных комплексов, глубоко перестроенных человеком жилыми, промышленными, коммунальными и прочими сооружениями, создающими совершенно новый внешний облик его территории. Эти объекты необходимо признать компонентами городского ландшафта (ГЛ). «Правильная оценка роли инженерных сооружений в ландшафте должна основываться на естественнонаучном (ландшафтно-географическом) подходе. Это значит, что они должны рассматриваться в системе природных связей как аналоги элементов ландшафта»[1]. Город постоянно развивается, меняется его облик. Какие-то его элементы изменяются, исчезают, другие реконструируются или существуют без переделки со дня своего появления. Рассматривая ландшафты старинного города, нельзя забывать его историческое прошлое. Как бы не застраивался город, как бы не заполняли его безликие «многоэтажки», лицом города будет его историческая часть, отражающая связь времен и поколений.

Каждый город состоит из отдельных исторически сложившихся районов. Застройку Томска можно подразделить на 3 архитектурно-исторические части: деревянная застройка, каменная застройка XVIII-XIX вв.; современный многоэтажный город. Деревянная застройка делится на 2 типа: имеющая архитектурно-историческую ценность и не имеющая исторической ценности. Деревянный Томск, имеющий архитектурно-историческую ценность и каменные постройки XIX в., составляет охранно-заповедную зону города, которая по локальному признаку делится на несколько частей: 1. Проспект Ленина с прилегающими районами, где в основном каменная историческая застройка; 2. Район ул. Красноармейской, Герцена, Дзержинской с деревянной архитектурой; 3. Ул. Пушкина, район Белого озера с деревянной и каменной архитектурой XIX в. Также выделяются и отдельные охранные зоны небольшой площадью: ул. Войкова, Кузнецова, Тверская, Кирова, Фрунзе и др.

Отдельные участки города, обладающие специфическим сочетанием природных комплексов, типа застройки и архитектуры, отличающиеся от рядом лежащих, называются ландшафтно-архитектурными комплексами (ЛАК) [2]. При реконструкции ГЛ должно сохраняться природно-социальное единство территории. Современные ЛАК своему нынешнему состоянию обязаны сложным социальным процессам, происходившим здесь в течение истории города. Между природным и социально-историческим развитием наблюдается взаимообусловленность, причинно-следственные связи. Изменения в одной из сторон развития города влекут за собой перемены в других. К примеру, возникновение Томска обусловлено потребностью расширения границ Русского государства и присоединения Сибири. Размещение его на горе зависело от угрозы набегов кочевников. Расширение города к реке происходило из-за роста населения, исчезновения угрозы нападения, возникновения торговли по реке и проведения Сибирского тракта. Сначала город был деревянным, что объясняется легкой доступностью стройматериала. Изменение его статуса и превращение из военного в торгово-промышленный центр вызвало необходимость строительства каменных зданий. Присвоение Томску губернского звания привлекло в город промышленников и торговцев, которые, не желая отставать от Европейской России, превратили Томск в столицу Сибири. Для каменных строений требовался кирпич – месторождения песка и глины находились в пределах города, а лес к тому времени требовалось возить из более далеких мест. Даже такой небольшой перечень причинно-следственных связей указывает на сложность формирования ЛАК.

С XVIII в. городские власти пытались планомерно развивать город. Составлялись перспективные планы застройки, в которых принимали участие и столичные архитекторы. Попытка организовать территорию прямоуголь-

ГЛ площадной формы залегания

Приближенные к природным	С недостаточным озеленением	Асфальтово-каменные кварталы	С абсолютно нарушенным рельефом
ЛАК			
Зеленые насаждения Садовые участки Кладбища Стадионы 1–2-этажная деревянная застройка с садово-огородными участками 1–2-этажная застройка с озелененными дворами	3-, в основном 5-этажная застройка с внутриквартальным недостаточным озеленением	Площади Промышленная застройка с недостаточным озеленением Новые микрорайоны с первичными посадками	Карьеры Свалки Терриконы

но-перпендикулярным, а затем веерным расположением улиц, привело к тому, что одна половина города имеет веерное расположение улиц, а другая – прямоугольно-перпендикулярное.

Индивидуальность Томску придает его положение на террасах рек Томи и Ушайки, что обусловливает ступенчатую панораму города. Старинная гравюра с карты 1767 г. изображает вид Томска с реки. Четко выделяются два уровня застройки: первый низкий – деревянное Заозерье, Пески, и Заисточье, второй – высокий, где расположен Томский кремль. Выделяется и третий уровень, но тогда еще пустующий – Каштак.

Современные градостроители стараются учитывать архитектурные особенности города и привязать современную застройку к старинной. К сожалению, это не всегда получается. Пример тому: центр города – площади Ленина и Новособорная, где современные здания плохо сочетаются со старинной застройкой.

Важную роль в формировании современных ЛАК играют зеленые насаждения. Они придают своеобразие каждому отдельному двору, кварталу, улице и всему городу. В Томске парки и аллеи составляют всего 1,5% от 16362 га всей площади города.

Изучая природу Томска, видим, что все компоненты преобразованы хозяйственной деятельностью. Следовательно, составить карту естественных ландшафтов как основу карты ГЛ невозможно. Но на территории видны резкие границы между отдельными элементами природы: перепады высот между поймой и террасами, границы между зеленой зоной и застройкой, заболоченные участки и др., т.е., можно составить карту природных рубежей – резких изменений природы. Границы природных рубежей совпадают с границами геоморфологических элементов. На карту природных рубежей наносятся мощность антропогенных грунтов, участки с растительностью, городская застройка (промышленная и жилая). Жилая застройка делится на деревянную и каменную (старинную и современную). Также наносятся железнодорожные линии, шоссе, трамвайные пути, сетка улиц и др.

Основной единицей ГЛ является ЛАК [2]. Некоторыми учеными выделяются 4 типа ГЛ: садово-парковый, малоэтажный, многоэтажный, заводской. Но здесь разделение ГЛ происходит только на уровне второго, наложенного на природу антропогенного слоя и не учитывается первый уровень – естественный. Поэтому ГЛ прежде всего следует выделять на основе литологии и мезорельефа.

ГЛ по форме залегания делятся на 2 группы: площадные и линейные. ГЛ линейной формы – ландшафты железных дорог и трамвайных путей, асфальтированных и не асфальтированных улиц и дамб. Их основное свойство – способность пересекать другие ГЛ площадного залегания. Кроме того, они соединяют между собой все ГЛ.

ГЛ площадного залегания по степени нарушения естественного покрытия делятся на 4 подгруппы, подразделяющиеся на элементы планировочной структуры.

Каждая из подгрупп делится на элементарные ГЛ – ЛАК. ГЛ *асфальтово-каменных кварталов* разделяется на следующие ЛАК: асфальтированные площади, промышленная и 9-этажная застройки.

Асфальтированные площади. Для Томска характерны площади небольших размеров с недостаточным озеленением. Они расположены на разных природных комплексах Площадь имени Ленина, базарная, у пристани расположены на техногенной пойме и 1-й надпойменной террасе и представлены слабо озелененными участками с мощными антропогенными отложениями. Зеленые насаждения – цветочные клумбы и кустарники. Наименее озеленена базарная площадь. На 1-й надпойменной террасе расположена пл. Новособорная. Здесь разбит сквер с древесной растительностью и клумбами. На 3-й надпойменной террасе расположены пл. Южная, Кирова, привокзальная Томск-1, перед Дворцом спорта. Они одинаково слабо засажены растительностью.

Промышленная застройка. ЛАК промышленной застройки включает 2 типа: ЛАК с экологически вредным производством и ЛАК прочей промышленной застройки. Характерным является положение ЛАК промышленной застройки внутри селитебных кварталов, без достаточных санитарно-защитных зон. Они располагаются во всех природных комплексах города. В размещении наблюдаются три тенденции: 1) групповое расположение, образующее небольшие промышленные районы; 2) обособленное расположенние внутри жилых кварталов; 3) предприятия, вынесенные за город.

На техногенной пойме и 1-й надпойменной террасе предприятия образуют единые промышленные районы. На северо-западе города они представлены предприятиями пищевой и деревообрабатывающей промышленности: хлебокомбинат, мясокомбинат, дрожжевой завод, карандашная фабрика, деревообрабатывающий комбинат и др. Восточнее образовался единый промышленный район из предприятий химической отрасли (химфармзавод и завод резиновой обуви), которые состоят из современных монолитных цехов и множества складских помещений. На 2-й террасе расположены предприятия с 5-этажными корпусами большой протяженности и подсобными помещениями, которые также образуют единый район (Сибкабель, хлебозавод № 2). На междуречье по Иркутскому тракту более чем на 1 км тянется промзона, состоящая из заводов стройматериалов, изделий и стеновых материалов, станции автообслуживания. Они состоят из малоэтажной застройки (1–2 этажа) и большого количества помещений.

Промышленные предприятия, занимающие территорию всего квартала: Сибэлектромотор, «Ролтом», завод керамических материалов и изделий и другие, которые также расположены в разных природных комплексах.

Промышленные предприятия, расположенные внутри жилой застройки: объединение «Контур», электромеханический завод и др. Таких предприятий большинство,

и располагаются они в основном в старой части города. Некоторые промышленные предприятия вынесены за пределы Томска. Это нефтехимический комбинат, приборный завод, цеха института вакцин и сывороток. Вокруг них существуют зеленые зоны, установленные с учетом розы ветров.

Жилая 9-этажная застройка. ЛАК 9-этажной застройки на территории Томска существуют двух типов. Это ЛАК 9-этажной жилой застройки в районах нового освоения и ЛАК 9-этажной жилой застройки в районах снесенной старой застройки с остатками малоэтажных строений. *Первый тип* характерен для 3-й надпойменной террасы и водораздельной части города и представляет собой крупные массивы – микрорайоны с многоэтажными домами большой протяженности, с пустырями внутри застройки, без достаточного озеленения (кроме Академгородка). Это районы Каштака, Иркутского тракта, пл. Южной, ул. Макрушина. *Второй тип* ЛАК 9-этажной застройки в районах снесенной старой застройки сформировался на высокой пойме и 2-й террасе в той части города, которая была застроена деревянными домами и не представляла архитектурно-исторической ценности. Такой тип ЛАК находится на Московском тракте, ул. Учебной, Б. Подгорной, на пр. Фрунзе, у Лагерного сада, в Центральном микрорайоне. Для этого типа характерны мощные антропогенные отложения, множество деревянных домов среди многоэтажного квартала с зелеными посадками, оставшимися после сноса старых домов.

Подгруппа ГЛ *с недостаточным озеленением* представлена одним типом ЛАК – *3-, в основном 5-этажная застройка*, – который характеризуется наличием зелени внутри жилых кварталов. Такие ЛАК были сформированы в 60-х годах XX в. и представляют собой массивы 5-этажных кирпичных или панельных домов с недостаточной, но уже устойчивой растительностью – деревьями 20-30-летнего возраста, кустарниками и садами во дворах домов. До застройки это были пустыри или пригородная зона специального назначения (аэродром, опытное поле). ЛАК такого типа находятся в конце пр. Фрунзе и Иркутского тракта вокруг станции Томск-1, по ул. Кирова, Войкова, на Каштаке.

Третья подгруппа ГЛ составляет ЛАК, *приближенные к природным*. Это те участки городской территории, где существуют и преобразованные растительный и почвенный покровы. ЛАК, приближенные к природным, включают в себя 6 типов: *1– 2-этажная каменная застройка*, в основном старинная, с озелененными дворами. Этот тип составляет старый центр города и сосредоточен на техногенной пойме, 1-й и 2-й террасе: на и под Воскресенской и Юрточной горах. Антропогенные отложения достигают 3 м.

1– 2-этажнзя деревянная застройка – в основном, частный сектор. Этот тип ЛАК занимает отдельные участки города на 1-й террасе – под Каштачной (Черемошники) и Юрточной (Заисточье) горами, и на северо-востоке в районах Психобольницы и Спичфабрики (2-й и 3-й террасы), станции Томск-2 (3-я надпойменная терраса), в центре города в старинном районе Болото на правом берегу Ушайки (1-я надпойменная терраса), и на левом берегу Ушайки вокруг переулка Юрточного (1-я надпойменная терраса) и др. Характеризуется достаточным озеленением, представляющим собой садово-огородные растения, и антропогенными отложениями мощностью до 3 м.

Стадионы – большие выровненные площади со снесенным естественным почвенно-растительным покровом и специальной посадкой травяного покрова. Общая площадь стадионов города 15,5 га.

Садовые участки с садовыми и дачными домиками. На территории города они в основном сосредоточены на востоке на водораздельном плато и составляют 240 га.

Кладбища. Этот тип ЛАК, приближенных к естественным, занимает в городе 56 га. Это участки с почти естественным почвенно-растительным покровом, нарушенные захоронениями. Мощность переотложенных пород составляет 2–3 м.

Зеленые насаждения подразделяются на: зеленые насаждения общего пользования, которые включают парки, скверы, бульвары, городские сады, озелененные улицы – всего около 400 га, и леса и лесопарки, составляющие в пределах городской черты 3709 га. Характеризуется максимальным озеленением и минимальной толщей антропогенных отложений. Он наиболее приближен к естественному виду природных комплексов.

Четвертая подгруппа ГЛ представляет собой ЛАК *с абсолютно нарушенным рельефом*: карьеры, свалки и терриконы. Они встречаются небольшими участками в восточной части города и непригодны без проведения восстановительных работ ни для строительства, ни для озеленения.

Таким образом, ландшафтная структура города является собой мозаичную картину, состоящую из часто повторяющихся и сменяющих друг друга ЛАК разного типа.

Литература

1 Исаченко А.Г. Прикладное ландшафтоведение. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 152 с.
2 Глазачев С.Н. Краткий очерк истории развития городского ландшафтоведения // Вопр. географии. Учен. зап. Волгоград, 1970. Вып. 35. С. 21–51.

ЛАНДШАФТЫ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО НАЗНАЧЕНИЯ АКМОЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ

С.М. Кульжанова
Институт географии Министерства Образования и Науки Республики Казахстан, г. Алматы

Акмолинская область в новых административных границах имеет площадь 146,24 тыс. км². В пределах области сменяют друг друга с севера на юг лесостепная, степная и сухостепная ландшафтные зоны. В результате освоения целинных и залежных земель фактически за четыре десятилетия Акмолинская область стала одной из главных областей зернового земледелия, в том числе возделывания ценных твердых и сильных сортов пшеницы. Зональные почвы области преимущественно черноземы обыкновенные и светло-каштановые. Одной из отличительных черт почвенного покрова региона является его высокая комплексность, обусловленная морфоструктурными особенностями рельефа. Так, черноземные почвы встречаются в комплексе с солонцами, солодями, солончаковыми и заболоченными почвами. Слабоизученные как в генетическом, так и в агропроизводственном отношениях, почвы включались в пахотный клин. В результате оказались распаханы различные солонцовые комплексы, в то время как солонцы, солоди и другие малопродуктивные почвы дают низкие урожаи сельскохозяйственных культур [1]. Большая пестрота почвенного покрова, обусловленная геоморфологическим строением территории, затрудняет проведение учета и качественную оценку земель. Все это создает определенные трудности при приватизации земельных участков, в то время как малоплодородные земли преимущественно выводятся из состава пахотных угодий. По данным учета почв за 1995–2000 гг., площадь пашни в области сократилась и составляет 4531,9 тыс. га. Вместе с тем, в почвенном покрове пашни появились почвы с явно выраженным процессом дегумификации (разложения, минерализация и уменьшение количества гумуса, изменение его качества). По данным обследования до 1970 г. и в 1981–1995 гг. содержание гумуса в верхнем гумусовом горизонте уменьшилось в среднем соответственно на 14,4 и 13%. Этот весьма негативный процесс следует учитывать при эксплуатации почв (по данным ГосНПЦзем), и требуется разработка мер по его нейтрализации и предотвращению. В почвах пашни довольно много защебненных – 2100,8 тыс. га, солонцеватых – 3698,2 тыс. га, засоленных – 464,9 тыс. га земель, а площади смытых почв в области составляют 561 тыс. га, в том числе в пашне – 326,6 тыс. га. С 1986 г. по настоящее время площадь смытых почв возросла на 11 %. Значительная часть почв (в основном вокруг крупных городов, промышленных узлов, районных центров и бывших совхозов и колхозов) подверглась загрязнению, нарушению, отчуждению.

Возникновение экологически нарушенных ландшафтов в Акмолинской области связано, главном образом, с недостаточной влагообеспеченностью, низким уровнем содержания усвояемых элементов (в первую очередь фосфорных) в почве. Ландшафты Акмолинской области характеризуются высокой степенью опасности развития ветровой и водной эрозии, в силу специфических особенностей рельефа, большой распаханности почв, низкой облесенности, засоленности сенокосных и пастбищных угодий [1]. В последние годы вышедшие из сельскохозяйственного оборота пашни оказывают резко дестабилизирующее влияние на ландшафтно-экологическое состояние области.

Аридные ландшафты Акмолинской области по своей структуре, свойствам, особенностям функционирования и развития многообразны и хорошо освоены в сельскохозяйственном отношении. При проведении земельной реформы важен учет ландшафтных особенностей территорий сельскохозяйственного назначения. Недоучет ландшафтной специфики природных районов на стадии планирования и организации крестьянских и фермерских хозяйств приводит к снижению экономического эффекта.

Рассмотрим особенности ландшафтной организации Акмолинской области. Северо-западная часть области характеризуется распространением лесостепных ландшафтов. Здесь встречаются ландшафты приподнятых равнин, в частности доминирует ландшафт денудационной увалистой возвышенной равнины, сложенной гранитами, сланцами, кварцитами, эффузивами с богаторазнотравно-красноковыльной растительностью и разнотравно-злаковыми луговыми степями в сочетании с сосново-березовыми и березовыми остепененными лесами на черноземах обыкновенных, нормальных и луговых. В северной и северо-восточной частях области встречаются степные ландшафты приподнятых равнин. Всего выделено 10 видов ландшафтов, среди которых доминируют ландшафты денудационной увалисто-холмистой возвышенной равнины, с многочисленными озерными котловинами, сложенные песчаниками, солонцами, известняками, конгломератами, с разнотравно-красноковыльной растительностью с участием грудницево-типчаковых сообществ на черноземах южных солонцеватых со степными солонцами. Подчиненное значение по характеру распространения имеют ландшафты мелкосопочных, денудационных, холмисто-грядовых равнин сложенные кварцитами, сланцами, гранитами, с сосновыми, сосново-березовыми травяными лесами на серых лесных почвах. Центральная часть области относится к территориям, где распространены ландшафты приподнятых равнин. Согласно ландшафтной карте Казахской ССР (1979) здесь выделяются 13 видов ландшафта. Пре-

обладающими являются денудационные увалистые равнины, сложенные песчаниками, алевролитами, конгломератами, сланцами, известняками, гранитами, с разнотравно-красноковыльно-ковылковой растительностью на черноземах карбонатных и лугово-черноземных почвах. Местами встречаются аллювиально-пролювиальные, слаборасчлененные равнины, сложенные суглинками, щебнисто-гравийными отложениями, с разнотравно-красноковыльно-ковылковой растительностью на черноземах южных со степными солонцами и южных карбонатных и лугово-болотных почвах. Сухостепные ландшафты приподнятых равнин встречаются на юго-западе области. В основном распространены три вида ландшафта, из них преобладают природные комплексы холмистой денудационной равнины, сложенной эффузивами, кварцитами, сланцами, с типчаково-ковыльной растительностью с участием мезоксерофильного разнотравья на темнокаштановых карбонатных почвах. К субдоминантным комплексам относятся ландшафты мелкосопочника приречного, холмисто-увалистого, сложенного гранитами, гранодиоритами, кварцитами, солонцами, песчаниками, известняками, с кустарниково-ковыльно-типчаковой растительностью на темнокаштановых малоразвитых, неполноразвитых и солонцеватых почвах [3].

В южных районах Акмолинской области распространенны сухостепные ландшафты относительно опущенных равнин. Всего выделено десять видов ландшафтов, среди которых доминируют ландшафты озерно-аллювиальной, слабоволнистой равнины, с озерными котловинами, сложенной глинами, лессовидными суглинками, с типчаково-ковылковой растительностью, с участием мезоксерофильного разнотравья на темнокаштановых солонцеватых почвах с солонцами [3].

Восточную часть области характеризует распространение сухостепных ландшафтов. Здесь встречаются ландшафты относительно опущенных равнин и ландшафты приподнятых равнин, низкогорные ландшафты. Сравнительный анализ карт рельефа и ландшафтной карты позволил установить, что наибольшие по площади массивы пахотных угодий приурочены к плоским и слабоволнистым равнинам Западно-Сибирской низменности, Тургая и Тенгизской впадины. Ландшафты степного мелкосопочника и холмогорно-низкогорных массивов, а также эоловые равнины составляют пастбищный фонд области.

Интенсивное вовлечение степных ландшафтов Северного Казахстана в сельскохозяйственный оборот проходило в три этапа. Первыми переселенцами из России было изъято из использования у коренного населения около 25 млн га земель. В послереволюционные годы, в период коллективизации, главная задача состояла в увеличении площадей сельскохозяйственных угодий и в решении зерновой проблемы. В этот период происходило сокращение площадей под кочевое животноводство и одновременно шел процесс перехода коренного населения к оседлому образу жизни. Некоторые ученые и почвоведы того времени предупреждали об опасности перевода земель степных территорий под пашню и отмечали необходимость строго дифференцированного подхода к их эксплуатации. Исследователь Казахстана С.П. Щевцов писал: «В сухих степях Казахстана, с редкими и скудными водными источниками, человек может вести только скотоводческое хозяйство: притом хозяйство кочевое, так как растительность в таких местах скудная, пригодная для прокорма скота, относительно короткое время и скот вынужден передвигаться за кормом с места на место. Устранить это периодическое движения скота по степи, – и казаху нечего в ней будет делать, так как никакое иное хозяйство здесь невозможно. И степь, кормящая теперь миллионы казахского населения, превратится в пустыню. Уничтожение кочевого быта в Казахстане знаменовало бы не только гибель степного скотоводства, но и превращение сухих степей в безлюдные пустыни». На этапе освоения целинных и залежных земель ландшафты Акмолинской области оказались наиболее распаханными, чему в значительной степени способствовал равнинный характер рельефа [1]. В современный период состояние земель характеризуется весьма неоднородным, как в зональном, так и в структурном плане, почвенным покровом. В практике использования почвенных ресурсов все еще часто встречаются севооборотные поля с весьма неоднородным почвенным покровом. Это приводит к несоответствию эколого-почвенных требований и реального качества почв, что способствует снижению урожайности сельскохозяйственных культур [4].

Сельскохозяйственная организация территории должна проводиться на основе ландшафтно-экологического подхода и предусматривает научно обоснованное размещение площадей с функционально различным назначением и режимом использования. Таким образом, основой задачей становится учет природно-географических особенностей морфологических частей ландшафта и определение оптимального режима использования земельного фонда каждой морфологической единицы ландшафта. Морфологические части естественных ландшафтов, вовлеченные в сельскохозяйственное использование, могут рассматриваться как различные земельные угодья, всесторонняя комплексная оценка которых должна предшествовать разработке проекта сельскохозяйственной организации территории [2].

Выявление структуры природно-территориальных комплексов, особенностей их формирования и основных тенденции развития следует считать основным методологическим подходом при изучении региональных различий степных и сухостепных ландшафтов равнинного Казахстана. Разработка комплексного природного районирования на ландшафтно-типологической основе является естественно-научной основой для учета земельного фонда по природно-территориальным категориям и может быть использована для правильного выбора специализации и размещения сельскохозяйственного производства, при разработке мероприятий, направленных на предотвращение и ликвидацию негативных процес-

сов и явлений. Использование земельного фонда ландшафтов равнинного Казахстана, вовлечение его в сельскохозяйственный оборот необходимо осуществлять в строгом соответствии с типами, видами и особенностями аридных ландшафтов.

Аридные природные комплексы равнинного Казахстана, в том числе ландшафты Акмолинской области, следует рассматривать как объекты территориальной организации сельскохозяйственного производства, так как естественные ландшафты и сельское хозяйство представляют собой единую ландшафтно-сельскохозяйственную систему. В настоящее время необходимость комплексного ландшафтно-экологического подхода в целях рационального использования земель, сохранения почвенного плодородия очевидна. Однако в практической детальности упускается основное положение ландшафтно-экологического подхода при организации сельскохозяйственного земледелия, а именно: сбалансированное соотношение между эксплуатацией, консервацией и улучшением земельного фонда конкретного типа и вида земель. Последнее заключается в оптимальном использовании потенциальных возможностей, заложенных в самих почвах и естественных ландшафтах в целом [2].

Литература

1. Белецкая Н.П., Ляхова Н.П., Денинг В.В. и др. Структура землепользования в Северо-Казахстанской области (в новых границах) // Степной Бюллетень http://www.biodiversity.ru/programs/steppe/bulletin/step-5/strukzem.html
2. Гельдыева Г.В. Степные и пустынные ландшафты равнинного Казахстана (систематика, тенденции развития в условиях современного землепользования): Дис ... д-ра геогр. наук. Л., 1989.
3. Чупахин В.М., Гельдыева Г.В., Веселова Л.К. Ландшафтная карта Казахской ССР 1:2500000. М.: ГУГГК, 1979.
4. Чертан А.А., Васильченко Н.И. Состояние пахотных почв Акмолинской области // Состояние и рациональное использование почв Республики Казахстан. Алматы. Тетис, 1998.

ХАРАКТЕР И ВИДЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ДОЛИНАХ РЕК ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Е.Ю. Ликутов
Всероссийский научно-исследовательский институт экономики минерального сырья и недропользования (ВИЭМС), Калужский филиал, г. Калуга

Одновременно с полным обоснованием повсеместного и постоянного действия движения обломочного материала по склонам под действием силы тяжести – склоновых процессов, в известном ныне их многообразии, С.С. Воскресенский первым предметно и основополагающе рассмотрел и их взаимодействие: «В природе нет склонов..., сформированных каким-либо одним из этих процессов. Почти всегда комбинируется изменение хода процессов в разных частях профиля склонов» [1, с. 96]. Полевые исследования конца 70–90-х гг. XX в. и предлагаемые результаты их анализа позволяют продолжить рассмотрение этой ключевой проблемы динамической геоморфологии и системного анализа рельефа.

Установлено более разнообразное и тесное взаимодействие склоновых процессов. В дополнение к подтвержденным результатам С.С. Воскресенского (п. 1) выявлены и новые его виды (пп. 2–4). Отмечены определенные сочетания процессов, действие которых выражено в виде свойств строения склонов и слагающих их рыхлых образований.

1. Устойчивые пространственные (динамические) ассоциации сверху вниз по профилю склона.

1.1. В долине р. Аюмкан (правая вершина р. Мая Половинная, левого притока р. Уды) обвальные (реже – лавинные) процессы последовательно сменяются при уменьшении крутизны до 30–40° осыпными и до 20–30° и менее – курумовыми. Курумовые процессы в верхних частях участков своего развития сочетаются с осыпанием, в нижних – с дефлюкцией, поэтому при детальном рассмотрении более уместно говорить о курумово-осыпных и курумово-дефлюкционных участках. Реже на нижних участках (крутизной от 20–30° до 10–15°) развиты вместе с дефлюкцией солифлюкция, конжелифлюкция и десерпция. Развитие того или иного склонового процесса определяется особенностями выветривания слагающих территорию пород (преимущественно – роговообманковых гнейсов, реже – гранитов), связанными со степенью их обводненности, которая в общем увеличивается сверху вниз по профилю. Уменьшение темпов и объемов смещаемого обломочного материала сверху вниз по профилю вместе с превосходством интенсивности тектонического поднятия над интенсивностью врезания рек и боковых миграций их русел является причиной формирования вогнутого поперечного профиля склонов. Это необычно для длительно формирующегося рельефа суши. Ранее считалось, что ему присущи большая активность процессов массовых смещений грунта (по сравнению с так называемыми катастрофическими) [1] и выпукло-вогнутая форма поперечного профиля склонов [2].

1.2. На южном макросклоне Станового хребта, в верхних частях бассейнов рр. Верхняя, Средняя, Нижняя Ларба установлены устойчивые ассоциации склоновых процессов на склонах с различной формой поперечного профиля. На выпукло-вогнутых склонах (80–85% общей их площади на участке работ) – курумовые – курумово-дефлюкционные – дефлюкционно-солифлюкционные. На выпуклых (5–10%) склонах ассоциаций несколько, в зависимости от положения их относительно верхней границы леса: ниже – дефлюкционные – дефлюкционно-осыпные; выше – курумовые – курумово-осыпные; на рубеже – курумовые (курумово-дефлюкционные) (выше границы) – дефлюкционно-осыпные (ниже границы). На прямых либо слабовыпуклых склонах вблизи осевой части хребта – курумово-осыпные. На прямых склонах, в отдалении от нее – дефлюкционно-осыпные или дефлюкционные:

2. В пределах одного склона (в пространстве). В дополнение к общеизвестному взаимодействию между обвальным и осыпным процессами имеют место следующие

2.1. Солифлюкция и конжелифлюкция взаимодействуют в верховьях р. Амур (район с. Игнашино), на 1 н/т, превратившейся по существу в террасоувал. Признак солифлюкции, развитой в большей его части, – вязкотекучая консистенция грунтов; конжелифлюкции – наличие водоупора – плотных мерзлых суглинков и непосредственно над ними – слоя-смазки (мощность 5 см).

2.2. Дефлюкция и солифлюкция – на нижних (в поперечном профиле долин) участках склонов (часто пологих) и особенно – на террасоувалах. Взаимодействие происходит настолько часто, что дефлюкционно-солифлюкционные склоны распространены гораздо шире чисто солифлюкционных. Проявляется в виде изменений консистенции грунтов от липко- и вязко-пластичной до вязко- и жидко-текучей, увеличения амплитуд бугристо-западинного микрорельефа от 0,2–0,4 м до 0,4–0,7 м (реже – до 1,5 м). Выявлено нами, в частности, на террасоувале долины р. Колчанка (бассейн Охотского моря, Нижнее Приамурье) и на склонах сопочного массива в долине р. Гарь 2-я (бассейн р. Селемджа).

2.3. Дефлюкция и десерпция (по изменению консистенции грунта от липко-пластичной до полутвердой) – на правом борту долины р. Бурея (средняя часть, 153–154 км от устья).

2.4. Дефлюкция и осыпание развиты на прерывисто задернованных склонах крутизной 30–37°, редко – до 40°. Отмечены в долинах горных систем Джугджур, Становой, Нижнего Приамурья, Восточного Забайкалья (в ча-

стности, на левом борту долины р. Аргунь непосредственно выше устья р. Газимур).

2.5. Десерпция и дефлюкция – на верхних, обваливание и осыпание – на нижних, подрезаемых рекой участках склонов долины р. Амур (верховья; в частности, в районе Вяткинских Утесов).

2.6. Курумовый – на верхних, дефлюкция (либо во взаимодействии с курумовым процессом) – на нижних участках склонов – в долинах рр. Шилка (нижняя часть) и Бурея (средняя часть). Взаимодействие характеризуется изменением строения рыхлого чехла, в частности – механического состава; характера упаковки, ориентировки, степени выветрелости глыб.

3. В разных горизонтах разреза склоновой толщи (во времени).

3.1. Дефлюкция, сменившая курумовый процесс.

3.1.1. На левом борту долины р. Шилка (1 км ниже устья рч. В. Икшима) действие дефлюкции проявляется в строении рыхлого чехла в целом, в липко-пластичной консистенции грунта, упорядоченной ориентировке и плотной упаковке глыб, а курумового процесса – в их концентрации в одном (нижнем) горизонте склоновой толщи.

3.1.2. На левом борту долины р. Бурея (150 км от устья), в средней части склона дефлюкция доминирует над курумовым процессом. Признаки их действия (соответственно): наличие трех горизонтов рыхлых образований (покровного, смещения, базального), липко-пластичная их консистенция, наличие у глыб одной не обтертой грани (из наибольших); концентрация глыб в одном из горизонтов, элементы хаотичности в их ориентировке.

3.2. Десерпция, сменившая делювиальный процесс – в нижней части склона долины р. Бурея (153–154 км от устья). В верхнем горизонте склоновой толщи отмечены дресвяно-песчаные образования полутвердой консистенции, без признаков слоеватости. В нижележащем горизонте наблюдаются слоеватые образования двух видов, резко различные по механическому составу и цвету.

3.3. Чередование во времени двух комбинаций процессов: 1) лавинного (в верхней части склона) и дефлюкции (в нижней, на лавинном конусе); 2) обвального и осыпного (в верхней части склона) и курумового (в нижней). Пример – участок левого борта долины р. Аюмкан.

4. Непосредственное одни и те же разрезы, одни и те же горизонты склоновых образований диагностируют одновременное совместное действие разных процессов или смену (чередование) их в связи с короткопериодными (например, сезонными) изменениями внешних условий формирования склонов.

4.1. Взаимодействие курумового процесса и дефлюкции на левом борту долины р. Бурея (150 км от устья) проявляется в наличии глыб на поверхности склона и в составе рыхлого чехла; в курумовой упаковке глыб, равномерной их обтертости; наличии в межглыбовых пространствах заполнителя липко (вязко)-пластичной консистенции и в присущем дефлюкции строении склоновой толщи.

4.2. Десерпция (подчиненно – дефлюкция) и делювиальный процесс.

4.2.1. В долине р. Аргунь (33–34 км от устья, район узла слияния с р. Тымагер) – крутой (20–35°) выпукловогнутый склон, микротеррасированный, задернованный на микроуступах, сложенных преимущественно дресвой аргиллитов и лишенный растительности на ступеньках, сложенных песком и дресвой. Глинистые частицы – неизбежный продукт выветривания аргиллитов – на поверхности практически отсутствуют, а по разрезу доля их незначительна. Консистенция грунтов полутвердая, при увеличении доли суглинка – переходная к липко-пластичной. Местами в разрезах наблюдается слоеватость.

4.2.2. На правом борту долины р. Бурея (153–154 км от устья) поверхность склона частично задернована, заметны следы микроструйчатых потоков и сортировки обломочного материала (преимущественно фракции песка). Микротеррасированность не прослеживается. Консистенция грунтов полутвердая.

4.3. Обвальный и лавинный процессы – на склонах долины р. Аюмкан в бесснежные(малоснежные) периоды и во время снежных зим (соответственно).

Приведенные данные показывают, что взаимодействие склоновых процессов происходит гораздо чаще, чем это принимается обычно. И оно настолько тесное и интенсивное, что определение ведущего склонового процесса не только сложно, но и в ряде случаев ведет к ошибкам (в картографировании, в морфодинамическом анализе, в прикладных исследованиях и др.). Непосредственное видение процессов во всем их разнообразии, во всех тонкостях их взаимодействия позволяет не только понять существо рельефообразования, но и пронаблюдать его ход. Следовательно, реальна перспектива разрешения проблем и решения задач геоморфологии, к которым исследователи пока лишь подходят с помощью гипотетических (логических, математических и др.) построений. В продолжении исследований взаимодействия процессов ясен приоритет полевых наблюдений с проведением горных работ (перед, дистанционными например). Возможности их не только не исчерпаны, но и остаются не реализуемыми с помощью других методов. Об этом свидетельствуют и результаты проведенных работ. Непосредственное взаимодействие с объектом исследований, постоянное внимание ко всем его свойствам, в том числе и к так называемым «очевидным», так называемым «мелочам», открывает и еще откроет новые стороны формирования рельефа, новые горизонты и пути развития геоморфологии.

Литература

1. Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: Изд-во МГУ, 1971а. 228 с.
2. Воскресенский С.С. Типичные профили склонов // Склоны, их развитие и методы изучения. М.: Мысль, 1971б. С. 10–24.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ ЮГА ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

О.А. Мазаева
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Исследуемая территория, расположенная на стыке юго-западной части Лено-Ангарского моноклинального плато (А) и северо-восточной краевой части Предсаянского прогиба (Б), сложенных сульфатно-карбонатными и терригенно-красноцветными породами кембрия, терригенно-угленосными породами юрской системы, характеризуется высокой интенсивностью линейной эрозии, неравномерным распределением по площади и разнообразием форм. Необходимой задачей для оценки развития линейной эрозии на данной территории является анализ геоморфологических условий и выявление их взаимосвязей.

Абсолютные отметки Лено-Ангарского плато постепенно возрастают от 550 на западе до 1000 м на востоке. Это – резко расчлененное, ступенчатое, эрозионно-денудационное пластовое плато, осложненное столообразными останцами. Ступенчатость обусловлена ярусностью рельефа, отражающей исходные поверхности выравнивания, выраженные в современных субгоризонтальных поверхностях междуречий. Исследуемая территория расчленена долинами и падями восточного, реже северо-восточного простирания, тяготеющих к бассейнам р. Ангары и ее притоков (р. Унга, Оса, Нукуты). Склоны крутизной 2–8° на юге площади сменяются ступенчатым структурно-денудационным профилем с крутизной склонов до 20° на севере.

Абсолютные отметки водораздельных поверхностей Предсаянского прогиба 545–633 м. В пределах этой морфоструктуры располагается зона так называемых «внутренних дельт» [1] – обширная, слабонаклоненная плоская равнина, образованная резкими расширениями долин, выходящих с гор рр. Китоя, Большой и Малой Белой, Зимы, Уды. В сторону Лено-Ангарского плато абсолютные отметки постепенно повышаются, реки из зоны аккумуляции и боковой эрозии вступают в зону интенсивной донной эрозии. Склоны долин приобретают ступенчатый структурно-денудационный профиль.

В заложении речной и долинно-балочных систем исследуемой территории весьма существенную роль сыграла дизъюнктивная тектоника и тектоническая трещиноватость, испытавшая ряд циклов омоложения и развития [3]. Эволюция эрозионных форм в течение четвертичного периода контролировалась развитием рельефа и речных долин, изменениями климата. В антропогене в долине р. Ангары происходило медленное прерывистое поднятие, что приводило к закономерной активизации эрозионной деятельности, формированию комплексов террас и через глубинный врез рек – оживлению процессов овражной эрозии в целом. Речные аккумулятивные террасы в большинстве случаев имеют общую пологонаклонную поверхность, снивелированную денудацией (часть террас была затоплена при создании Братского водохранилища).

На всех этапах развития рельефа исследуемой территории преобладающим рельефообразующим процессом являлась денудация. Вследствие этого в современном рельефе наблюдаются преимущественно структурно-денудационные и эрозионно-денудационные формы рельефа. Значительная часть территории представляет собой сочетание различных по крутизне склонов в основном эрозионно-денудационного генезиса, расчлененных долинами ручьёв, падей и распадков. Крутые, чаще выпуклые склоны развиты на крепких породах кембрия. Для слабосцементированных песчаников и глин юрского возраста характерны пологие склоны.

Морфоскульптурный план территории сформировался под воздействием эрозионных, оползневых, карстовых, суффозионных, просадочных, мерзлотных процессов.

Создание Братского водохранилища оказало комплексное влияние на геологическую среду прилегающих к нему территорий и заметно активизировало овражную эрозию. После заполнения Братского водохранилища доля склонов крутизной до 10° уменьшилась с 91 до 78% и доля участков крутизной 10–15° возросла с 7 до 18% [4].

Согласно экзогеодинамическому районированию юга Восточной Сибири [2] в пределах области Лено-Ангарского моноклинального плато выделяются 2 подобласти:

А1. Плато средневысотное, увалисто-грядовое, густо расчлененное глубокими долинами. Абсолютные отметки уплощенных, местами столообразных водоразделов 750–1000 м. В рельефе преобладают умеренно-крутые (10–15°) и крутые (более 15°) приводораздельные склоны преимущественно вогнутого и прямого профилей. Глубина эрозионного расчленения составляет 200–350 м. На территории развиты элювиально-делювиальные и пролювиально-делювиальные песчано-глинистые щебнистые грунты мощностью 2–5 м, песчаные, супесчаные и песчано-галечные аллювиальные отложения мощностью более 10 м. Глубина сезонного промерзания грунтов 2–2,5 м. Для области характерно увеличение годовой суммы осадков до 400–500 мм. Вследствие небольшой мощности рыхлых отложений, залесенности и отсутствия интенсивного антропогенного влияния интенсивность проявления эрозии низкая, отмечаются единичные формы. К юго-западной границе области с увеличением мощности рыхлых отложений до 5–10 м появляются участки средней пораженности линейной эрозией. Однако следует отметить, что подобласть обладает дос-

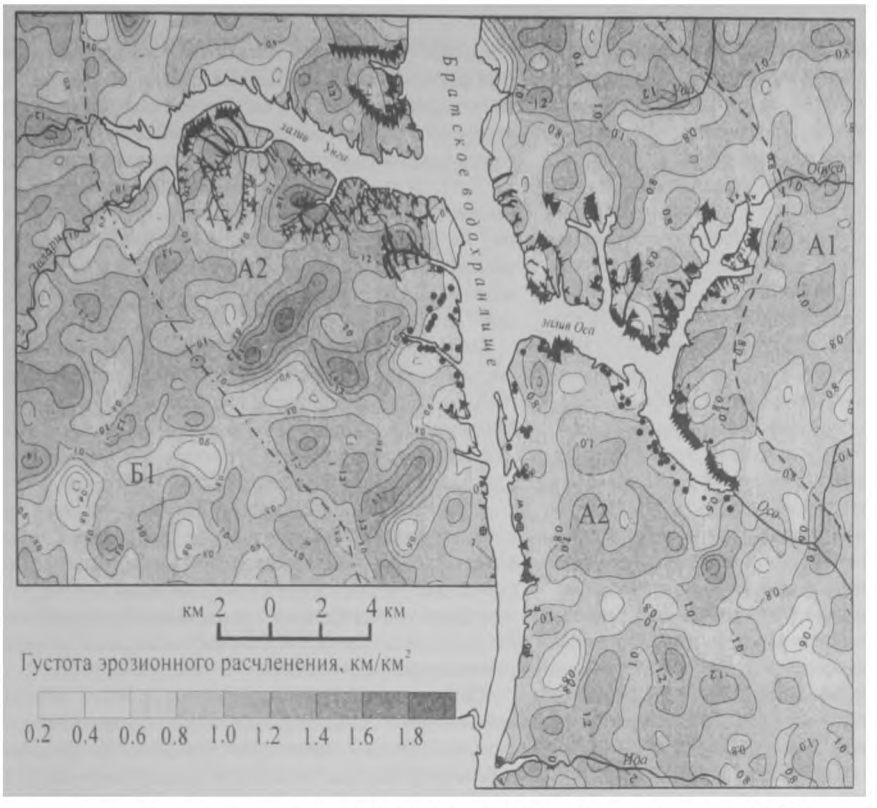


Рис. 1 Фрагмент карты-схемы густоты эрозионного расчленения юга Иркутского амфитеатра

Условные обозначения

Эрозионные процессы

Овраги и балки протяженностью более 400м

а) старые и древние без признаков активизации

б) развивающиеся, в том числе старые с признаками активизации

Овраги, балки, ниши протяженностью менее 400м

а) свежие и развивающиеся

б) старые без признаков активизации

в) серии форм

Рытвины, борозды, промоины

а) старые

б) развивающиеся

Карстовые процессы:

Воронки

а) старые и древние без признаков активизации

б) свежие и старые с признаками активизации

в) серии воронок

Пещеры

Границы

а) областей

б) подобластей

таточно высокой потенциальной возможностью оврагообразования, определяемой высотным положением водораздельных поверхностей, глубиной вертикального расчленения и умеренным увлажнением.

А2. Плато средневысотное, умеренно и густо расчлененное неглубокими долинами. Абсолютные отметки водоразделов 600–750 м, глубина эрозионного расчленения 150–200 м. В рельефе преобладают холмисто-увалистые формы с пологими и покатыми склонами крутизной 2–8° с локальным увеличением крутизны приречных склонов и приводораздельных частей склонов столовых возвышенностей. Область характеризуется многообразием форм проявления эрозии и интенсивности ее развития. Преобладание выпуклых склонов, интенсивное развитие карста и суффозии, многовековая история сельскохозяйственного использования территории, интенсивная современная техногенная нагрузка определили среднюю и высокую интенсивность проявления линейной эрозии. Средой развития эрозионных форм являются элювиально-делювиальные, пролювиально-делювиальные супеси и суглинки, среди которых широко распространены лёссовидные грунты различного генезиса.

В пределах области Предсаянского прогиба к исследуемой территории относится подобласть Б1 – равнина приподнятая с абсолютными отметками водораздельных поверхностей 550–700 м. Это подобласть преимущественного развития отложений юрского возраста, где преобладают пологоволнистые водоразделы, создающие облик холмисто-увалистой равнины. В рельефе преобладают склоны крутизной 2–8°. Северо-западная часть области характеризуется глубиной расчленения 50–100 м, которая к юго-западу возрастает до 100–150 м. Большинство широких неглубоко расчлененных (50–80 м) долин занято речками и ручьями. Ложбины и долины на большем протяжении заболочены. Потенциально опасными для развития эрозии здесь являются приводораздельные склоны с древними ложбинами стока. Средой развития эрозии являются суглинки, супеси, пески, местами щебнисто-дресвяные на юрских терригенно-угленосных отложениях. Эти условия определили низкую и среднюю интенсивность проявления эрозии [2].

Для изучения морфометрических характеристик рельефа исследуемой территории была построена карта густоты или интенсивности горизонтального расчленения рельефа с использованием метода, предложенного А.И. Спиридоновым [5]. На топографической карте масштаба 1:200000 выделялись тальвеги всех эрозионных форм. Затем карта была разделена на равновеликие квадраты площадью 4 см². Внутри каждого квадрата определялась общая длина эрозионной сети. Показатель горизонтального расчленения К находился по формуле: $K = L / P$, где L – длина эрозионной сети на площади квадрата Р. Полученные цифры длины эрозионной сети на 1 км² были отнесены к центру каждого квадрата и с помощью интерполяции в программе «Surfer 32» проведены изолинии одинаковой интенсивности расчленения – изоденсы.

Величина густоты долинно-балочного расчленения исследуемой территории варьирует от 0,2 до 1,8 км/км². Преобладающими являются области с густотой 0,8–1,2 км/км². Минимальные значения 0,4–0,6 км/км² распространены незначительно и характерны для склонов эрозионно-аккумулятивного развития и поверхностей водоразделов.

В распределении эрозионных форм, их взаимосвязи с показателем густоты расчленения установлено следующее. Наибольшей горизонтальной расчлененностью (1,8–1,4 км/км²) характеризуются районы развития отложений верхоленской свиты среднего-верхнего кембрия. Меньшие величины (0,6–1,0 км/км²) наблюдаются в поле развития юрских отложений

Сопоставление карты густоты эрозионного расчленения и карты проявления экзогенных процессов показало, что районам интенсивного развития эрозии (правобережные массивы Унгинского залива) соответствуют участки с горизонтальным расчленением 1,0–1,4 км/км². Эрозионные формы представлены активно развивающимися, в том числе и старыми с признаками активизации оврагами и балками протяженностью до 400 и более метров. На правобережных участках залива Оса подобные формы, но меньшей интенсивности, развиваются в условиях меньшей густоты расчленения, составляющей 0,6–1,0 км/км².

Рельеф в районах развития карста расчленен незначительно (0,4–0,8 км/км²). Интенсивность проявления линейной эрозии низкая и в отдельных случаях средняя. Эрозионные формы представлены древними карстово-эрозионными падями, как правило, сухими. По бортам падей развиваются овраги небольшой протяженности. Поверхностный сток поглощается карстовыми формами в днищах долин.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 02-05-65287).

Литература

1. Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1962. 335 с.
2. Литвин В.М. Опыт региональной оценки интенсивности проявления экзогенных геологических процессов на юге Восточной Сибири // Инженерная геология. 1991. № 6. С. 72–81.
3. Литвин В.М. Региональная инженерно-геологическая оценка экзогенных геологических процессов юга Восточной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1989. 21 с.
4. Овчинников Г.И., Павлов С.Х., Тржцинский Ю.Б. Изменение геологической среды в зонах влияния Ангаро-Енисейских водохранилищ. Новосибирск: Наука, 1999. 254 с.
5. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. М.: Недра, 1975. 182 с.

ДЕГРАДАЦИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД В УСЛОВИЯХ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ ЕНИСЕЙСКОГО СЕВЕРА

Т.Н. Мельниченко
Государственный педагогический университет, г. Красноярск

Вечную мерзлоту называют загадочным «российским сфинксом». Сначала она для ученых была также непонятна и интересна, как африканские сфинксы. Но к настоящему времени она достаточно хорошо исследована и изучена.

Вода и низкие температуры до неузнаваемости изменяют рельеф поверхности. Горные породы под воздействием многолетней мерзлоты подвергаются различным процессам, в результате которых формируется криогенная морфоскульптура.

Природа Севера чрезвычайно ранима. Она, как своеобразный резонатор, способна усиливать любые действия. Даже при небольшом повышении температуры, а это неизбежно бывает при хозяйственном освоении территории – вечномерзлые грунты начинают протаивать. Происходит просадка почвы, развиваются термокарстовые процессы.

На протяжении сотен и тысяч лет у природы работали четкие механизмы саморегуляции. Каждая система находилась в относительном равновесии в зависимости от внешних факторов. Но за последнее столетие активного заселения и хозяйственного освоения северных территорий на природу стал воздействовать еще один фактор – антропогенный. Изменение криогенной обстановки очень четко прослеживается по активизации процессов термокарста (на примере «Мертвой» железной дороги, термокара Ледяная Гора, по трассе ЛЭП Светлогорск – Игарка – Снежногорск и т.д.).

Одно из интереснейших явлений Севера – термокарст. Это неравномерное проседание почвы и подстилающих ее горных пород в результате вытаивания из них подземного льда. Морфоскульптура, развивающаяся при термокарсте: озерные котловины (аласы), западины, блюдца, провальные образования и полости в подпочвенном слое, байджарахи, термокары (термоцирки).

Основное условие термокарста – высокая степень льдистости породы. Главная причина – изменение термического режима поверхности, увеличение мощности деятельного слоя. К усилению термокарста, кроме природных, могут привести следующие причины: 1) строительство дорог, систем водоснабжения, газопроводов и нефтепроводов, зданий и нарушение в связи с этим дренажа поверхности; 2) нарушение почвенно-растительного покрова вследствие прохождения гусеничного транспорта, выпаса животных; 3) нарушение лесных массивов в результате вырубки, лесных пожаров и т.д.

За последние десятилетия усиление процессов термокарстообразования можно проследить на примере трассы «Мертвой» железной дороги, которая строилась более 50 лет назад по приказу Сталина в стратегических целях. В то время была возведена насыпь, вырублена полоса лесного массива вдоль трассы шириной 50–200 м и проложена просека до линии связи Москва – Таймыр. К моменту строительства последней четверти дороги остальная часть ее уже была деформирована и негодна к эксплуатации. В настоящее время по всей трассе произошла активизация термокарстовых процессов, что привело к просадке насыпи и даже ее частичному заболачиванию. Вдоль всей трассы идет полная или частичная деградация мерзлых пород, вызванная сплошной вырубкой лесного массива. Мосты через реки и ручейки полностью разрушены. Насыпь приняла вид волнообразных западин и бугров-останцов. На восьмом километре дороги образовалось термокарстовое озеро диаметром 100 м и глубиной более 2 м.

Памятником природы является термокар Ледяная Гора, который своим появлением обязан человеку.

Термокар (термоцирк) – амфитеатровидное углубление в склоне, образуемое при вытаивании мерзлого грунта и льда. Термокар ледяная Гора находится на высоком правом берегу реки Енисей, в 100 км южнее города Игарки. По устному сообщению местных жителей начало вытаивания пластовой залежи связано с промышленной вырубкой леса в 50-е годы для строительства поселка Ермаково, где базировалась нефтегазоразведочная экспедиция Красноярского геологоуправления. В 60-е годы в связи с прекращением дальнейшего нарушения и восстановления растительности обнажение было законсервировано и задерновано [1].

Вторичное его вскрытие произошло в 1969 г., когда крутой склон правого берега Енисея оказался подмытым необычайно высоким паводком, обнажившим мощную залежь пластового льда, активное таяние которого привело к катастрофическому разрушению этого участка. Образовался термокар с остаточным пластом льда на дне, покрытом грязекаменными потоками, несущими материал, сползающий с высоких интенсивно разрушающихся стенок термокара. В настоящее время термокар продолжает интенсивно разрушаться.

Деградацию многолетнемерзлых пород подтвердили исследования, проведенные сотрудниками Игарской мерзлотной станции на трассе ЛЭП Светлогорск – Игарка – Снежногорск. Было заложено несколько геокриологических профилей, на которых пробурены скважины глубиной до 6,5 м на старой и новой трассах [2].

На геокриологическом профиле «Большая Кожарка» старая трасса, проложенная в 1979 г., в настоящее время заросла мелким березняком высотой от 2 до 4 м. Новая трасса, расчищенная от лесного массива в 1985 г., еще не успела зарасти. Проходка просек и строительство ЛЭП привели к повышению температуры грунтов на глубине 2 м на 1–2 °С и к увеличению мощности сезоннопротаи-

вающего слоя до 2–2,5 м. Кроме того, нижняя граница ММП поднялась до 4,0–4,5 м.

Таким образом, через 6–12 лет после прокладки ЛЭП мощность ММП, составлявшая более 6,5 м, уменьшилась до 1,5–2,3 м. Процесс деградации мерзлой толщи к настоящему времени существенно замедлился, возможно, даже приостановился. Однако следует отметить, что при увеличении снежного покрова и даже при незначительных изменениях климатических условий в сторону потепления может произойти полная деградация ММП на данном участке.

На геокриологическом профиле «Игарка» наглядно прослеживается временной фактор изменения мерзлотных условий в результате влияния деятельности человека – постоянных вырубок, лесных пожаров, атмосферных загрязнений от сжигания свалки (отходов от лесопильного комбината). На местности это выражено бугристо-западинным рельефом, блюдцеобразными плоскими и неглубокими котловинками, ныне занятыми обводненными и заболоченными участками и озерками (остаточно-термокарстовым рельефом).

На оси старой трассы, заросшей невысоким и густым березняком, температура талых грунтов на глубине 6 м с 1991 по 1994 г. повысилась от 0,1 до 0,6 °С, а в 1996–1997 г. достигла 0,8 – 0,9 °С. В полосе леса между трассами, а также по новой трассе температура грунтов на глубине 7 м в те же периоды возросла соответственно до 0,5–0,6 и 0,7–0,8 °С.

Таким образом, по геокриологическому профилю «Игарка» в результате исследования установлено наличие ММП в лесных массивах, мощность которых не превышает 10 м. Как на старой, так и на новой трассах ЛЭП они полностью деградировали, а температура грунтов возросла до 0,7–0,9 °С и имеет тенденцию к повышению.

Протаивание жильных льдов вызывает опасные, иногда катастрофические деформации сооружений на территории северных городов. Мерзлая порода под фундаментами протаивает неравномерно, поэтому добротные каменные дома покрываются трещинами, создается аварийная ситуация для жильцов. Многие здания города Игарки не имеют цивилизованной канализации, поэтому сток использованной воды производится под само здание, что приводит к усилению деформации.

Чтобы этого не происходило, породы под постройками должны всегда оставаться мерзлыми, тогда любое здание будет стоять долго и надежно, как на скале. Для этого при современном строительстве закладывают в многолетнемерзлые породы сваи, и на них здание строится так, чтобы между полом первого этажа и поверхностью земли было расстояние около 2 м. Зимой под таким зданием постоянно циркулирует холодный воздух, а летом грунт под домом затенен от солнца, мало прогревается и не успевает оттаять. Устойчивость таких зданий высока, но, к сожалению, немногие здания имеют такой фундамент, поэтому часты аварийные ситуации. На памяти жителей города Игарки случай, когда здание школы просто «уехало» со свай, а новый девятиэтажный дом после 2 лет эксплуатации чуть не пришлось выселять из-за появившейся трещины.

Еще один интересный пример того, как природа реагирует на действия человека – это развитие термокарста в районе городского кладбища г. Игарки. Нарушая грунт, человек изменяет его мерзлотные условия. После вскрытия мерзлые породы деградируют, что усиливает термокарстообразование. Поэтому на территории кладбища можно увидеть неприятную для взора картину: десяток могил, ушедших под воду за последние 30–40 лет на месте образовавшейся термокарстовой западинки и плавающие по воде кресты. Может, правы были предки современных северных народов, которые хоронили своих соплеменников, привязывая к деревьям или просто оставляя на земле.

Естественный круговорот вещества и энергии в северных экосистемах характеризуется крайне замедленными темпами. Нарушенный хозяйственной деятельностью, он должен восстанавливаться долгие десятилетия прежде всего из-за низкой биологической продуктивности экосистем. Ежегодный прирост фитомассы и ее общие запасы на единицу площади на севере в 5–15 раз меньше, чем в более южных районах. Малогумусные почвы Севера обладают слабыми защитными свойствами. В этих экстремальных условиях любое антропогенное воздействие разрушает сразу несколько компонентов биоты, а это ведет к нарушению или разрушению всей экосистемы.

Загрязненный воздух разносится на тысячи километров. Загрязнения Норильского горно-металлургического комбината доходят даже до Канады. Окислы серы, азота, углерода со временем превращаются в капельки соответствующих кислот и в виде кислотных дождей выпадают на экосистемы.

В настоящее время прослеживается разрушение почвы в ее верхнем слое, образованном органическими остатками, накапливаются загрязняющие вещества, от которых гибнут растения, беспозвоночные, микроорганизмы.

На вечномерзлых грунтах почвы из-за повышенного запыления летом оттаивают на большую глубину, чем в естественных условиях. Это ведет к оседанию и провалам рельефа тем большим, чем больше подземных льдов содержится в месте провала. В результате образуются термокарстовые озера, овраги, западины. На таких территориях могут отмирать не только эпифитные кустистые лишайники, но и менее чувствительные к загрязнению хвойные деревья.

Задачей на ближайшее будущее является анализ всех факторов, изучение реальной криогенной обстановки для составления прогноза ее изменения.

Литература

1 Кузнецова Т.П., Карпов Е.Г. Условия формирования ледоминерального комплекса Ледяной Горы. Якутск. Изд-во Института мерзлотоведения СО АН СССР, 1989. 171 с.

2 Карпов Е.Г., Барановский Е.Л. Состояние криолитозоны Игарского района Енисейского Севера. Якутск. Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 1999. 89 с.

ЭВОЛЮЦИОННАЯ ГЕОГРАФИЯ НА ПРИМЕРЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ФАНЕРОЗОЕ

В.И. Молчанов, В.В. Параев
Объединённый институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

1. Глобальные катаклизмы периодически потрясали Землю на протяжении всей истории её геологического развития. Не стало исключением и наше время с его господствующими идеями о глобальном потеплении.

В последние годы средства массовой информации всего мира пестрят сообщениями о различного рода и масштаба аномальных явлениях и катастрофах, происходящих в природе. Пробуждаются дремавшие вулканы, активизируются землетрясения. Регулярными наблюдениями удалось зафиксировать вроде бы даже увеличение длины экватора нашей планеты на фоне одновременного её «сплющивания» со стороны полюсов.

Феномен потепления климата вроде бы уже не вызывает сомнений. В его подтверждение обычно приводятся самые разнообразные и многочисленные аргументы. Но вот вопрос о причинах столь заметных изменений в природе до сих пор ещё остаётся открытым. Среди множества предполагаемых причин наиболее популярен эффект, обусловленный повышением содержания CO_2 в атмосфере, которое связывают с техногенными выбросами углекислоты. Человеческий фактор, несомненно, имеет место. Последствия его деятельности порой достигают масштаба планетарного явления. Однако отмечаемые изменения формы и лика планеты, повышение её тектонической активности указывают всё же на более действенные и глубокие причины, значительно превышающие вмешательство человека.

С этих позиций определённый интерес представляет анализ динамики глобальных катаклизмов как истории взаимодействия геосфер, отражённой в геологической летописи фанерозоя. Периодическая повторяемость эпох кардинальных перемен позволяет говорить о современных аномальных явлениях в природе как об очередной глобальной перестройке земных механизмов взаимодействия геосфер, обусловленных факторами астрофизического характера.

2. Проведённый анализ динамики природных катаклизмов опирается на систематизацию глобальных геологических процессов. Их отсчёт в системе Земля ведётся по периодизации долговременного масштаба, отражённой в природных процессах и явлениях как глобальные геологические циклы. Имеющиеся геологические данные позволяют восстановить ход глобальных событий и выявить закономерности колебаний тектонической активности, климата, катастрофической смены растительного и животного мира.

Из всего многообразия форм материального обмена между геосферами мы рассматриваем только экзогенные преобразования, которые базируются на аккумуляции солнечной энергии в гипергенезе. Поскольку органическая жизнь – наиболее чуткий индикатор изменения солнечной активности, то ведущее значение в гипергенезе отводится солнечной энергии, а самой биосфере – роль главного геобиологического фактора экзогенных преобразований.

В рамках концепции рассматривается взаимодействие атмо-, био-, гидро- и литосферы как их вещественно-энергетический обмен. Глобальные последствия такого взаимодействия прослежены на примере становления атмосферы за счёт биогенного кислорода, который выделяется при фотосинтезе [1].

3. На рисунке отчётливо обозначились повторяющиеся периоды падения и роста масштабов генерации биогенного кислорода при фотосинтезе. Их продолжительность определилась в 50–70 млн лет. Периоды падения и роста интенсивности выделения свободного кислорода разделены интервалами в 10–20 млн лет с переходным характером. Полный набор периодов с угнетённой и активной генерацией кислорода вместе с переходными интервалами образовали циклы, продолжительность которых растягивается до 170 млн лет. В фанерозое их выделяется 4, причём четвёртый – не полный.

Полученные расчётным путём результаты были сопоставлены с широко известными данными по расчленению геологической истории на эры, по общим закономерностям осадочного рудообразования, по фазам тектогенеза, эпохам различного типа осадконакопления, скоплений полезных ископаемых, изменений природной среды и климата [2]. Эти геологические данные, нанесённые на график масс биогенного кислорода и УВ оболочки, точно совпали с полученными расчётами и гармонично вписались в их структуру.

Обращают внимание совпадения во времени расчётных снижений активности фотосинтеза с эпохами глобальных оледенений в кембрии, позднем ордовике-силуре, девоне, пермо-триасе, палеогене. Похолодания климата на планете подавляли производство растительности, что и отразилось на графике в уменьшении массы УВ оболочки и генерации биогенного кислорода. Эпохи глобальных похолоданий на Земле стали называть «зимами нашей планеты» [3] или условно глобальными геологическими зимами.

Периоды с буйным расцветом растительности и интенсивного фотосинтеза соответственно уподобляются «глобальному лету». «Летние и зимние сезоны» разделены относительно кратковременными интервалами (10–20 млн лет) «глобального межсезонья». Наступление «глобальной осени» характеризуется ниспадающей линией генерации кислорода, а время с резким подъёмом этой линии знаменует приход «глобальной весны».

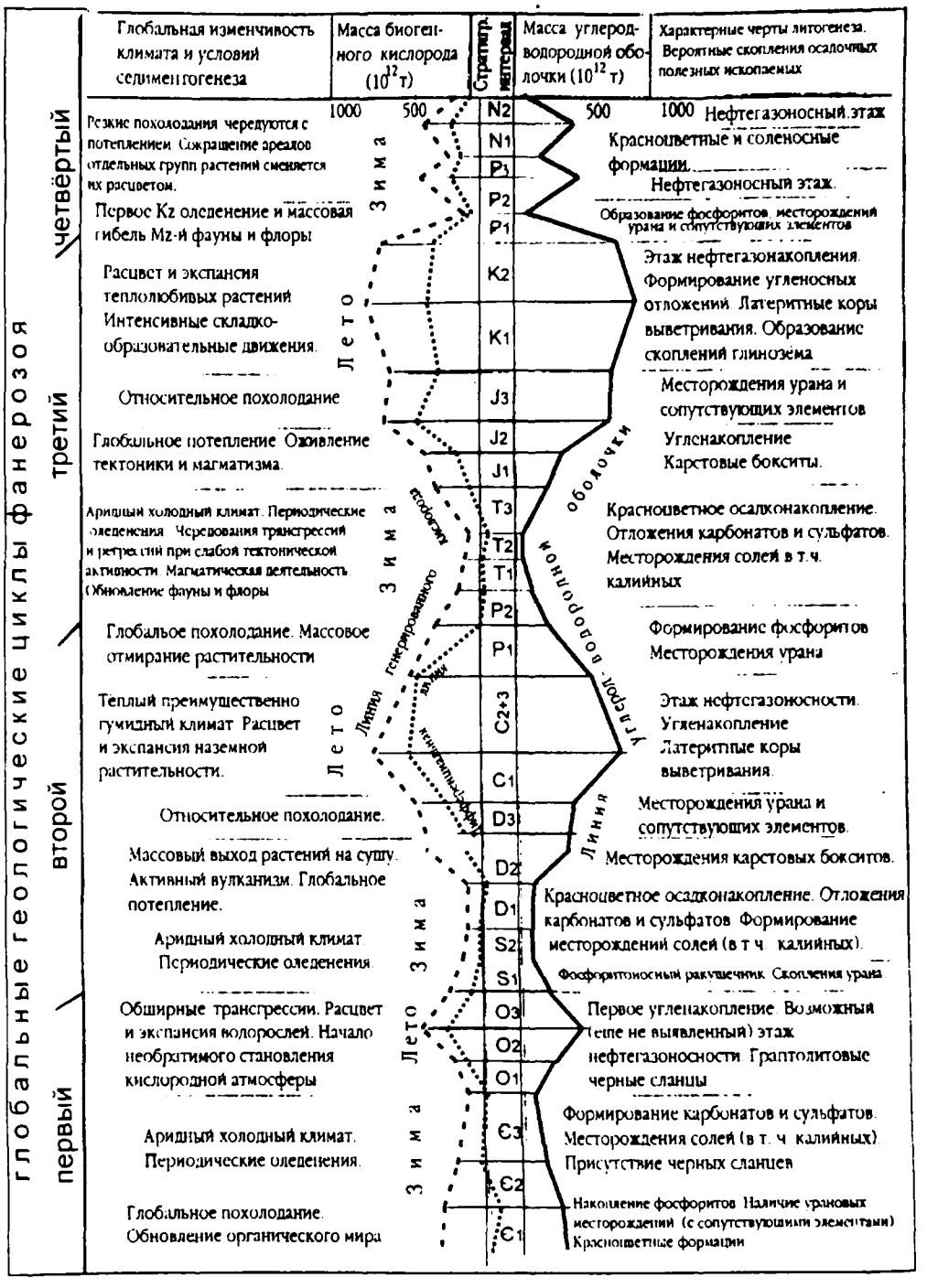


Рис. 1. Периодичность и цикличность природных процессов

4. Глобальные геологические циклы (ГГЦ) в точности соответствуют разделению фанерозоя на геологические эры. Разделение фанерозоя на геологические эры опирается на множество разнообразных геологических данных. Факт совпадения продолжительности ГГЦ с геологической эрой подтверждает то, что их выделение соответствует наблюдаемой периодизации и цикличности, которые были определены на базе совершенно иных принципов.

С помощью ГГЦ оказалось возможным определять периодичность и цикличность в эволюционном развитии седиментогенеза, выделяя эпохи угнетённого фотосинтеза как время накопления ледниковых отложений, красноцветов, сульфатов и солей, а периоды активного фотосинтеза – время формирования угленосных и нефтегазоносных отложений. Аналогичные периоды формирования месторождений неизменно повторяются в ГГЦ, что наглядно видно из рис. 1.

5. В монографии [3] авторы обсуждают интересное явление: глобальные похолодания на Земле и обширные оледенения, покрывающие континенты. Продолжительность глобальной зимы они оценивают свыше 50 млн лет. На рисунке «зимы» так же имеют продолжительность в 50–70 млн лет. Однако авторы [3] не однозначно трактуют понятие «зима» планеты. В одном случае они говорят о периоде общего похолодания, продолжительностью более 50 млн лет. В другом – они говорят о «зиме» как частном оледенении с циклом порядка 25 тыс. лет.

В этот вопрос следует внести ясность. Прежде всего, «глобальная зима» не является аналогом сибирской зимы со снежным покровом и устойчивыми отрицательными температурами. Это продолжительный «сезон», в течение которого отмечаются как обширные оледенения, так и межледниковые периоды (как это имело место на всём протяжении кайнозойской зимы). Соответственно следует понять, что каждое конкретное оледенение – это всего лишь частное проявление, как бывают отдельные особо морозные дни обычной зимой.

6. Сопоставляя цикличность геологических процессов на Земле с тектонической активностью, следует обратить внимание на «осень» ГГЦ. Она всегда совпадает с началом новой геологической эры и одновременно знаменует фазу тектогенеза. Цикл тектогенеза равен геологической эре, а его фазы определяют рубежи, разделяющие эры. На графике предзимье приходится на рубежи венд – кембрий, ордовик – силур, ранняя и поздняя пермь, мел – палеоген. На эти же интервалы времени приходятся фазы тектогенеза как разделы ГГЦ.

Но если осень ГГЦ – это эпоха тектогенеза, то весна ГГЦ – это эпоха вулканизма. «Весенний» вулканизм имеет отчётливую привязку и хорошо фиксируется по времени среднего девона, позднего триаса и четвертичного периода. Длительность и особенность новейшего тектонического этапа проявились в активизации вулканизма. Сообщениями об извержениях вулканов пестрят все средства массовой информации. Сравнение такого факта с прошлыми аналогичными сезонами даёт основание говорить о начале проявления весеннего этапа кайнозойского глобального цикла.

7. Общее потепление на планете, отмечаемое в последние десятилетия, означает окончание кайнозойской зимы и поворот к глобальной весне со всеми её «капризами». Изменение условий начинают влиять на механизмы взаимодействия геосфер, что выражается в аномальных явлениях, которые порой носят катастрофический характер. Любопытно заметить, что современный тектонический этап совпадает с глобальным потеплением на планете, что также отвечает понятию «кайнозойская весна».

Таким образом, если все современные аномальные и катастрофические явления в природе есть следствие астрофизического характера, то какими-либо земными мероприятиями бороться с ними будет проблематично. Хотя следует признать, что антропогенный фактор может значительно их усугубить и с этим фактом необходимо считаться.

Литература

1. Трофимук А.А., Молчанов В.И., Параев В.В. Биогенный кислород атмосферы – эквивалент углеводородной оболочки во взаимодействии внешних геосфер // Вест. ОГГГГН РАН. М.: ОИФЗ РАН, 2000. № 3 (13). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/3-2000/trophimuk.htm#begin

2. Молчанов В.И., Параев В.В. Фанерозойская история взаимодействия геосфер (в развитие творческого наследия академика А.Л. Яншина) // Вест. ОГГГГН РАН. М.: ОИФЗ РАН, 2000. № 4 (14). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-2000/geos.htm#begin

Зимы нашей планеты. М.: Мир, 1982. 336 с.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ НА ПРИМЕРЕ ОЗ. РУБЛЕВО

Г.И. Ненашева, Н.Н. Михайлов
Алтайский государственный университет, г. Барнаул

До настоящего времени детальные палинологические и радиоуглеродные исследования отложений голоценового возраста в современной лесостепной зоне на юге Западной Сибири проводились только на территории Барабинской низменности.

Барабинская низменность расположена в Обь-Иртышском междуречье к северу от Кулундинской равнины. Схожесть современных природных условий и географическая близость этих двух территорий (Барабинской низменности и Кулундинской равнины) позволяет в первом приближении экстраполировать палеореконструкции климатических изменений и динамику растительного покрова в голоцене и на территорию Михайловского района Алтайского края (оз. Рублево). Разумеется, этого недостаточно для того, чтобы более или менее достоверно реконструировать природные обстановки в интересующем нас районе. Последнее явилось основанием для проведения летом 2001 г. полевых исследований в Степном Алтае (р-н озера Рублево). Из озерно-болотных отложений нами отобраны 42 образца для палинологического анализа (интервал отбора – 5 см) и 3 образца (с глубин 1,1–1,2 м, 1–1,1 м, 1,1–1,2 м, 1,2–1,3 м) для установления абсолютного возраста отложений с помощью радиоуглеродного метода.

Строение отобранной толщи таково (снизу вверх):

Мощность, м

1. Глина голубовато-серая, пластичная.....0,5
2. Глина голубовато-серая пластичная с растительными остатками.....0,2
3. Торф, представленный остатками (хорошо разложившимися) водных растений, с примесью глинистых частиц...0,1
4. Торф коричневый, хорошо разложившийся.....1,2

Изучение выделенной из отобранных образцов пыльцы позволило нам построить спорово-пыльцевую диаграмму и выделить в ее пределах 6 палинологических зон.

Палинозона 1 выделена на глубине 2–1,9 м. Слой озерно-болотных осадков отличается высоким содержанием пыльцы древесных пород, среди которых выделяется сосна сибирская (*Pinus sibirica* Du Tour), входящая в подрод Haploxylon, сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris* L.) – в подрод Diploxylon.

Велика доля пыльцы *Betula sect. Albae* L. (4–7%), *Betula sect. Fruticosa* Pall. (3–5%), *Acer* L.(2%). Травянистые растения представлены пыльцой полыни и маревыми (до 12%), злаковых 10%, осоковых 7%. Процент участия спор в спектрах возрастает к концу периода. Доминируют *Polypodiaceae* Bercht. & J. Presl (7%) и *Sphagnum* L. (3%).

Присутствие папоротников, кустарничковой берёзы, осоковых, очевидно, свидетельствует о прохладном и влажном климате.

Палинозона 2 выделена на глубине 1,9–1,4 м. Здесь отмечается резкое увеличение количества пыльцы *Pinus* L. *Diploxolon* (55–60%), *Betula sect. Albae* (до 5–8%), *Salix* L. (до 2%). Появляется представители широколиственных пород – *Acer* L. (до 4%), *Quercus* L. (до 2%).

Маревые, полыни по-прежнему не превышают 12%. В то же время наблюдается снижение содержания пыльцы злаков (до 5–2%). Отмечена пыльца травянистых растений: сем. *Ranunculaceae* Juss., *Brassicaceae* Burnett, *Asteraceae* Dumort, *Fabaceae* Lindl., *Apiaceae* Lindl., *Cannabaceae* Endl. Но их содержание в спектрах не превышает в сумме 1–3%. Споровые растения по-прежнему представлены таксонами *Polypodiaceae gen. indet.*(2%) и *Sphagnum sp.* (до 2%).

Очевидно, климат стал несколько теплее и относительно суше (сокращение количества спор папоротникообразных, пыльцы осоковых, появление пыльцы дуба).

Палинозона 3 выделена на глубине 1,35–0,95 м. В составе древесных отмечается уменьшение содержания пыльцы *Pinus* L. *Diploxylon* (50%). Увеличивается процент пыльцы кустарниковой березы (до 6%). Содержание пыльцы *Pinus* L. *Haploxylon* (10–15%), *Betula sect. Albae* (7–8%) незначительно увеличивается по сравнению с предыдущим комплексом. На фоне господства пыльцы сосны появляется пыльца *Ephedra* L. (до 2 %), *Larix* L. (до 2 %). Основная масса пыльцы травянистых растений приходится на пыльцу маревых (до 18%), полыни (15%), осоковых (до 5%), злаковых (до 8%). Эти представители травянистых выступают доминантами по всему разрезу с незначительной примесью других трав. Роль споровых в спектрах по-прежнему невелика, но среди них резко возросло содержание сфагновых мхов (2–4%), что, вероятно, свидетельствует о начале процесса интенсивного заболачивания. Это холодный сухой период, где более значительная роль принадлежит степным ассоциациям, хотя в растительном покрове продолжают господствовать сосново-березовые леса.

Палинозона 4 выделена на глубине 0,95–0,75 м. Здесь в общем составе наблюдается сокращение содержания пыльцы древесных (55–60%). Содержание *Pinus Diploxolon* снижается (до 37 %), в конце периода количество пыльцы *Betula sect. Albae* около 8%. Среди травянистых увеличивается содержание пыльцы *Artemisia* L. (до 18 %), уменьшается пыльца *Chenopodiaceae* Vent (до 8%). Отмечено увеличение числа пыльцевых зёрен *Asteraceae* (3%), *Plantago* L. (4%), *Thalictrum* L. (2%). Господствуют берёзово-сосновые леса с полынно-маревой и осоково-злаковой растительностью.

На фоне общей аридизации климата, отмечающейся по колонке донных осадков, что подтверждается бедностью

спектра и истощённостью пыльцевых зёрен, продолжается процесс олиготрофизации (?) (сфагновые мхи до 2–3 %).

Палинозона 5 выделена на глубине 0,75–0,2 м. Для этого интервала в общем составе наблюдается увеличение процентного содержания древесных (до 70 %), снижение травянистых (до 25 %). Период был неоднородным. В результате начавшегося увлажнения появились представители широколиственных пород – *Ulmus* L. (до 5 %), *Quercus* (1–2 %), из травянистых – *Cyperaceae* Juss. (до 5–6 %). Присутствует пыльца *Plantago* (до 2 %). Доля травянистых в процентном отношении несколько уменьшается. При этом наблюдается стабильное содержание спор *Polypodiaceae gen.indet.* (1–2%), *Sphagnum sp.* (2–3%). Встречается единичные зерна *Equisetum* L, что свидетельствует об увлажнении.

Палинозона 6 выделена на уровне 0,2–0 м. В общем составе прослеживается увеличение доли участия пыльцы травянистых растений (до 40%). Начинают встречаться пыльцевые зерна культурных злаков, что, очевидно, свидетельствует об усилении хозяйственной деятельности человека. Увеличение антропогенной нагрузки на последних этапах развития природной обстановки выразилось в уменьшении в спектрах доли древесных растений.

Хотя спорово-пыльцевые спектры торфяника в первую очередь отражают локальные черты растительности, тем не менее они имеют и общерегиональные черты, что подтверждают исследования, проведенные ранее на сопредельных территориях (Фирсова Л.В. и др., 1982; Левина Т.П. и др., 1987; 1989).

Таким образом, донные осадки озера Рублево формировались в условиях природной обстановки, близкой к современной. На протяжении всего времени накопления этой толщи (вероятно, суббореальный и субатлантический периоды голоцена) в районе господствовали березово-сосновые леса. В отдельные периоды площади безлесных участков увеличивались, заселяясь степной растительностью.

Как было сказано выше, для радиоуглеродного анализа были отобраны образцы, которые, к сожалению, не дали результатов из-за недостаточности содержания в них органического вещества. Поэтому предварительную палинологическую оценку возраста озерных и озерно-болотных отложений мы можем подтвердить с помощью оценок скоростей озерной седиментации по другим озерным системам. По оценкам Д.В. Севастьянова (1996; 2001) современные скорости в горных озерах колеблются от 0,2 до 1,1 мм/год. Средние скорости современной аккумуляции в крупных водоемах на равнинах составляю величину 0,09–0,18 мм/год.

Исследования озер юга Западной Сибири и Северного Казахстана, расположенных в луговых и сухих степях с присутствием лесных массивов (к настоящему времени часто практически сведенными), позволяют приближенно оценить величину озерной седиментации в озерах, подобных оз. Рублево в Михайловском районе Алтайского края. Так, данные по оз. Чаны позволяют оценить скорость образования озерных осадков в 0,37–0,43 мм/год (Пульсирующее..., 1982; История озер севера Азии, 1995). Скорость осадконакопления в оз. Карасье (одно из озер Боровых озер в Северном Казахстане) составляет около 0,53 мм/год, в озере Боровое – около 0,2 мм/год.

Результаты наших исследований, проведенных в начале 90-х гг. XX в. в связи с изучением влияния Семипалатинского ядерного полигона на природную среду и население Алтайского края, показали, что скорости накопления донных отложений для равнинных озер могут достигать и больших величин (на заключительном этапе субатлантики от 0,6 до 1 мм/год, по сухим колонкам).

Таким образом, если принять среднюю скорость озерного седиментогенеза для озер типа Рублево равной 0,35–0,45 мм/год, то время накопления сапропелевой толщи (0,7 м) можно оценить в 1500–2000 лет.

Верхняя часть разреза представлена озерно-болотными отложениями, образовавшимися при зарастании водоема. Вопрос скорости их образования в различных типах болот и эпохи голоцена требует тщательной проработки. Имеющиеся в настоящее время для региона данные (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1992) позволяют лишь приблизительно оценить скорость накопления торфов в болотах: для суббореального периода – около 0,8 мм/год, для субатлантического – около 0,6 мм/год. Если исходить из этих исключительно приблизительных данных, то по нашим расчетам время формирования верхней толщи в оз. Рублево можно оценить в 1800–1900 лет. А время накопления всей исследованной толщи скорее всего составляет 3300–3900 лет, что не противоречит первым результатам палинологического исследования данного озера, проведенного нами.

Авторы выражают свою искреннюю благодарность Ольге Федоровне Дзюба за неоценимый вклад в данную работу.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 01–06–80173 «Археология и палеогеография Степного Алтая в позднем голоцене».

Литература

История озер севера Азии. СПб.: Наука, 1995. 288 с.

Левина Т.П., Орлова Л.А., Панычев В.А., Скабическая Н.А. Палеогеография и радиоуглеродная хронология на рубеже плейстоцена и голоцена Предалтайской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 129–138.

Севастьянов Д.В. О парадоксальных темпах осадконакопления в горных озерах Евразии // Изв. РГО. 1996. Т. 128. Вып. 1. С. 43–50.

Севастьянов Д.В. Осадконакопление в озерных котловинах Центральной Азии // Геоморфология Центральной Азии: Материалы XXVI Пленума Геоморфологической комиссии РАН и международного совещания 10–17 сентября 2001 г. Барнаул: Изд-во АлтГУ, 2001. С. 190–195.

Фирсов Л.В., Волкова В.С., Левина Т.П., Николаева И.В., Орлова Л.А., Панычев В.А., Волков И.А. Стратиграфия, геохронология и стандартная спорово-пыльцевая диаграмма голоценового торфяника болото Гладкое в Новосибирске (Правые Чемы) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 96–107.

ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ НА АЛТАЕ

Д.В. Овчинников
Красноярский государственный педагогический университет,
Институт леса СО РАН им. В.Н. Сукачева, г. Красноярск

Широкое использование дендрохронологических методов при исследованиях палеосреды и климата получило большое распространение и всеобщее признание, свидетельством чему являются ряд публикаций в ведущих зарубежных и отечественных изданиях. В первую очередь это связано с тем, что годичные кольца деревьев являются ценными источниками информации об условиях конкретного вегетационного сезона благодаря изменчивости таких параметров как ширина годичного кольца и его структура (плотность, толщина клеточной стенки, различные аномалии). Во-вторых, каждое годичное кольцо содержит определенный состав изотопов различного генезиса, характерный только для данного года. Таким образом, подчеркнем три основных свойства дендрохронологических данных: временной аспект – большая длительность древесно-кольцевых хронологий; разрешающая способность – датирование производится с точностью до одного года и информационный аспект – отражение конкретных условий роста и различных событий природного и антропогенного характера.

Наличие горного оледенения и лесной растительности вблизи ледников на Алтае является характерной особенностью региона. На достаточно очевидную, но сложную взаимосвязь между деревьями и ледниками обращали в свое время внимание и ранее (Тронов, 1949). Тем не менее, достоверно оценить изменчивость различных составляющих баланса массы ледников с приростом деревьев оказалось весьма сложно (Адаменко, 1985; Быков, 1999). Надо отметить, что в качестве основного объекта исследований использовалась только ширина годичного кольца, а в нашей работе объектом исследований является такая характеристика структуры как максимальная плотность годичного кольца. Преимущества выбора объекта исследований и обоснование приведены ниже.

Опираясь на указанные выше качества древесно-кольцевых хронологий, была сформулирована цель исследования – реконструировать баланс массы ледника Малый Актру по данным плотности годичных колец лиственницы, произрастающей в Горном Алтае.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Выбор объектов исследования был неслучайным и определялся следующими обстоятельствами: 1) для территории Горного Алтая в настоящее время построено несколько длительных хронологий по ширине годичных колец и по плотности; 2) в районе исследования находится известный ледник Малый Актру, по которому имеются ряды наблюдений за различными составляющими баланса длительностью более 30 лет; 3) наличием высокогорных метеостанций (Аккем и Актру), по которым также есть ряды наблюдений. Следовательно, можно проследить как погодичные так и длительно-временные колебания в изменчивости климатических, гляциологических и дендрохронологических данных.

Собственно дендрохронологические исследования осуществлялись на Северо-Чуйском и Курайском хребтах в Горном Алтае. Объектами исследования являлись древесно-кольцевые хронологии по ширине и плотности годичных колец деревьев лиственницы сибирской (*Larix sibirica* Ledeb.), произрастающих на верхней границе леса. Источниками климатической информации являлись данные по ГМС Аккем (1962–1993 гг.) и Актру (1972–1994 гг.), гляциологические данные взяты из работы Ю.К. Нарожного (2001).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Прежде всего были проанализированы хронологии по ширине и максимальной плотности годичных колец, показавшие устойчивую положительную согласованность в изменчивости своих характеристик на длительном интервале времени, коэффициент корреляции (R) составил не менее 0,52 на 400-летнем периоде. Анализ функций отклика позволил выявить вклад отдельных климатических переменных в изменчивость ширины и плотности годичных колец. Показано, что температура воздуха в июне-июле является основным фактором изменчивости ширины годичных колец (R=+0,73) на верхней границе леса в исследуемом регионе, а температура июня-августа – лимитирующим фактором изменчивости максимальной плотности (R=+0,75).

Таким образом, на изменчивость ширины годичных колец влияют в основном температуры июня-июля, следовательно, влияние температур августа (см. выше) при сопоставлении ширины годичных колец и составляющими баланса массы ледника не учитывается. В свою очередь, максимальная плотность оказалась той величиной,

Оценки модели реконструкции отклонений абляции и баланса массы ледника М. Актру за 1962–1994 гг.

Показатель	R	R^2	F-критерий	Ошибка
Абляция	0,79	0,62	$F_{(1,27)}$= 46,63	10,9
Баланс	0,90	0,80	$F_{(1,27)}$= 124,94	11,3

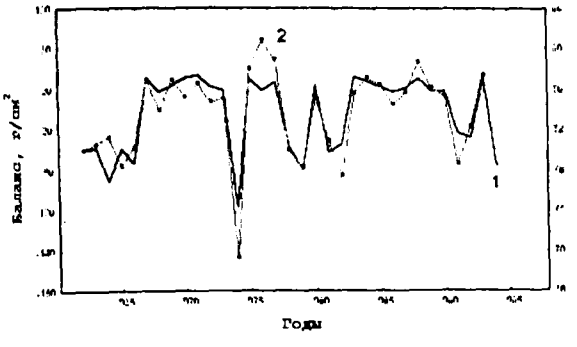


Рис. 1. Изменения значений баланса: *1* – расчетные; *2* – фактические

которая наиболее тесно связана с летней температурой (R=+0,75) и с гляциологическими характеристиками, в частности с абляцией и балансом (R=+0,69 и –0,67 соответственно).

Для усиления степени согласованности анализируемых рядов были рассчитаны трех- и десятилетие скользящие средние значения максимальной плотности, абляции и баланса. Это позволило увеличить корреляцию между рядами. Так, коэффициент корреляции (R) между абляцией и максимальной плотностью составил +0,79, а между балансом и абляцией +0,90. Таким образом, линейная регрессионная модель реконструкции абляции и баланса ледника Малый Актру была рассчитана на основе выявленных зависимостей, калибровочный период составил 33 года (рис. 1, таблица). Алгоритм процедуры реконструкции был следующим: реконструкция абляции по максимальной плотности, затем реконструкция баланса по абляции на основе регрессионного уравнения (см. выше).

Достаточно высокое (см. таблицу) качество модели реконструкции позволило восстановить баланс массы ледника Малый Актру за последние 200 лет (рис. 2). В целом можно выделить следующие периоды: с продолжительными депрессиями баланса – 1844–1865, 1879–1908, 1920–1950; с увеличением величины баланса – 1830–1842, 1868–1876, 191–1917, 1956–1964. Естественно в указанные периоды были значительные погодичные отклонения баланса, но на сглаживающей кривой (линия 3, рис. 2) отчетливо прослеживаются продолжительные тенденции циклического характера. Стоит подчеркнуть сохранение устойчивого во времени характера связи между абляцией и балансом и их высокую согласованность как по нашим реконструкциям, так и по данным непосредственных наблюдений за ледником Малый Актру.

ОБСУЖДЕНИЕ

Естественно, в основе предлагаемой реконструкции абляции и баланса массы ледника Малый Актру находится определенная корреляционная зависимость между показателями плотности и фактическими изменениями величины абляции и баланса за каждый год. Реально изменения абляции и баланса не влияют на изменения плотности, но их связывает общий фактор – летняя температура. Ранее проведенными исследованиями в горно-ледниковом бассейне Актру выявлено, что изменения баланса массы ледника Малый Актру в целом синхронны климатическим условиям конкретных лет (Нарожный, 2001). Изменчивость значений максимальной плотности также показывает высокую и устойчивую связь с летней температурой (R=+0,74). Таким образом, предложенная нами модель реконструкции баланса массы ледника обоснована изменчивостью общего климатического фактора, которым в высокогорье является именно летняя температура воздуха.

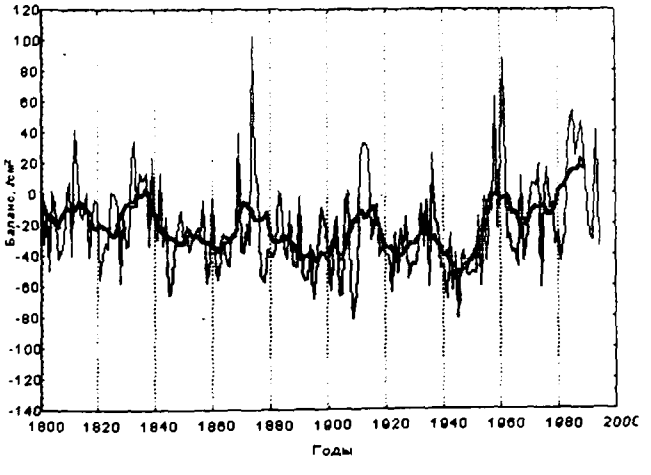


Рис. 2. Изменения баланса

В нашей модели не учитывается величина аккумуляции, но практически она не играет решающей роли, поскольку фактическое значение баланса уже является результирующей величиной между абляцией и аккумуляцией. Кроме того, в работе Ю.К. Нарожного приводятся формулы расчета абляции по температуре, а по полученным значениям абляции рассчитывается баланс ледника и приводится обоснование такого подхода (Нарожный, 2001). В этом случае предложенная нами модель реконструкции не противоречит такому подходу, так как в основе наших расчетов находится изменчивость максимальной плотности древесины как функции от среднелетней температуры.

ВЫВОДЫ

1. Фактические и расчетные значения баланса массы ледника Малый Актру хорошо коррелированы за период инструментальных наблюдений, что позволяет использовать выявленные зависимости для экстраполяции в прошлое.

2. Использование дендрохронологических данных по плотности годичных колец позволяет реконструировать изменчивость составляющих баланса ледников Северо-Чуйского и Катунского хребтов за несколько сотен лет.

3. Использование хронологий по плотности годичных колец деревьев (лиственницы и кедра), произрастающих в непосредственной близости от ледников (Северо-Чуйский хребет) позволит улучшить качество реконструируемых моделей и повысит достоверность расчетов.

Исследование поддержано грантом РФФИ 99-05-64182 – научная школа.

Литература

Адаменко М.Ф. Реконструкция динамики термического режима летних месяцев и оледенения на территории Горного Алтая в XIV–XX вв. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Новосибирск, 1985. 16 с.

Быков Н.И. Фитоиндикация состояния и динамики нивально-гляциальных систем (на примере Алтая): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Барнаул, 1999. 22 с.

Нарожный Ю.К. Ресурсная оценка и тенденции изменения ледников в бассейне Актру (Алтай) за последние полтора столетия // МГИ. 2001. Вып. 90. С. 125.

ОСОБЕННОСТИ ПРИРОДЫ ПОЙМЫ СРЕДНЕЙ ОБИ НА УЧАСТКЕ ЛОКОСОВО – МЕГИОН

Е.А. Огребо, В.С. Хромых
Томский государственный университет

Территория исследования представляет собой участок поймы Средней Оби протяжённостью 66 км с запада – северо-запада на восток – юго-восток между пос. Локосово и г. Мегион. Этот участок входит в подзону средней тайги и является частью Обь-Иртышской пойменной провинции. Пойма здесь имеет ширину от 20 до 25 км, двусторонняя, но большая её часть расположена на правом берегу, и лишь на крайнем востоке пойма в основном левобережная. Здесь расположено несколько нефтяных месторождений, важнейшими из которых являются Ватинское, Северо-Покурское и Локосовское. Кроме того, около 10 % территории поймы используется под сенокосы и пастбища. Населённых пунктов немного.

Территория Среднего Приобья располагается в пределах Западно-Сибирской равнины, которая в структурно-тектоническом отношении представляет собой эпигерцинскую плиту со складчатым, местами двухъярусным, доюрским фундаментом и чехлом мезозойско-кайнозойских пород. В чехле платформы Среднего Приобья выделяют Среднеобскую геосинклиналь, которая подразделяется на структуры II порядка, в частности крайнюю западную часть исследуемой территории охватывает Локосовский прогиб, вся остальная территория отнесена к Нижневартовскому своду [1]. Структуры продолжают интенсивно развиваться и в настоящее время, а крупные залежи нефти и газа приурочены к структурам, активно развивавшимся в кайнозое.

Большую роль в дифференциации пойменных ландшафтов играет рельеф поверхности поймы. Исследуемый участок поймы относится к сегментно-гривистому типу. При формировании такого типа рельефа пойма возникает по мере смещения русла реки, при этом главная роль принадлежит накоплению прирусловых отмелей. Образующаяся при этом поверхность изначально неровная. Полые воды в процессе захвата, переноса и отложения донных наносов формируют прирусловой вал. В результате того, что смещение русла происходит скачками, от паводка к паводку, возникает серия подобных прирусловых валов. По мере зарастания и перекрытия пойменными отложениями валы превращаются в тип пойменных грив, которые образуют целые системы дуг – веера блуждания. Постепенно первичные элементы рельефа сглаживаются, поэтому наиболее древние участки поймы обладают ровной поверхностью. На противоположном берегу формируется наложенный прирусловой вал, который не является долговечным, так как расположен на берегу, подвергающемуся размыву. Таким образом, на исследуемом участке можно выделить следующие элементы рельефа: серия прирусловых валов и ложбин, системы грив и межгривных понижений, плоские слабоволнистые поверхности и заболоченные и заозёренные низины (бывшие участки русла).

Такое большое разнообразие форм рельефа находит своё отражение в разнообразии геоморфологических разновидностей поймы. На участке исследования выделены следующие геоморфологические разности [3]:

1. Прирусловая пойма. Представляет собой наиболее молодую часть поймы и характеризуется чередованием островершинных и крутосклонных валов с узкими глубокими ложбинами. Амплитуда колебания относительных высот от 5 до 7 м. Ширина прирусловой поймы достигает 3–5 км. Валы сложены песками и супесями, а в ложбинах аккумулируются иловатые разности старичного аллювия.

2. Центральная гривистая пойма. Представляет собой результат преобразования прирусловой поймы. В результате сглаживания рельефа за счёт накопления пойменного аллювия здесь формируются системы плосковершинных грив с пологими склонами и обширных межгривных понижений в центральной части пойменной долины. Колебания высот при этом небольшие – 0,5–2 м. Здесь отлагаются супеси и суглинки.

3. Центральная выровненная пойма. Эта часть поймы формируется в результате дальнейшего нивелирования рельефа, что приводит к полному сглаживанию гривистости. Для данной разновидности поймы характерно наличие соров – плоских блюдцеобразных понижений округлой или овальной формы. Сложена центральная выровненная пойма в основном тяжёлыми суглинками и глинами, при этом накопление их идёт очень медленно.

4. Притеррасная, или присклоновая, пойма. Представляет собой выровненную, сплошь заболоченную поверхность с очень малым уклоном в сторону русла. Приурочена она к склону террасы, во время разливов здесь уже почти не откладывается пойменный аллювий, а формирование рельефа идёт за счёт нарастания торфа (его мощность местами достигает 3 м).

5. Прирусловая мелкогривистая пойма второстепенных водотоков. Она формируется вблизи русла множества водотоков, находящихся на пойме. Возле них образуются мелкогривистые поверхности, размеры этих грив не превышают 1,5–2 м.

6. Наложенная прирусловая пойма. Она формируется вдоль подмываемых берегов русла, когда в результате, планового смещения река размывает участки центральной поймы. В результате, в половодье возникает песчаный наложенный прирусловой вал, который погребает под собой участки центральной поймы. Полоса нало-

женного прирусловья смещается вместе с перемещением русла и имеет ширину 0,8–1,2 км.

Выделенные разновидности поймы различаются не только по своему геолого-геоморфологическому строению, но и по особенностям почвообразования, растительному и почвенному покрову, геохимическим особенностям.

В формировании пойменных ландшафтов большая роль отводится климату. Годовая величина суммарной солнечной радиации составляет в районе исследования около 81 ккал/см², но в силу неоднородности подстилающей поверхности в районе наблюдается сложная картина распределения гидротермических условий. Наибольшее влияние на суммы приходящей солнечной энергии оказывает русло Оби – при движении от русла к материку летом они несколько уменьшаются (вследствие увеличения облачности) [2]. Территория Среднего Приобья лежит в зоне западного переноса и преобладания воздуха умеренных широт. Для неё характерна циклоническая деятельность, которая особенно велика в начале зимы. Большое климатообразующее значение имеют вторжения континентальных умеренных и арктических воздушных масс с востока и севера. На термический режим в тёплую часть года оказывает влияние подстилающая поверхность, особенно велико влияние русла Оби (вследствие этого здесь несколько снижаются летние температуры и происходит запаздывание дат наступления среднесуточных температур 0,5 и 10° и сокращение периодов с температурами выше соответствующих пределов). Среднее годовое количество осадков составляет более 500 мм, основная их часть приходится на тёплую часть года. На распределение их по пойме большое влияние оказывает Обь (вблизи русла летом ясно заметно уменьшение осадков, так как условия для их развития над водными пространствами неблагоприятны вследствие ослабления восходящих токов).

Одной из главных особенностей поймы является её гидрологический режим. По водному питанию Обь относится к типу рек преимущественно снегового питания (доля снегового питания 53%, дождевого – 27%, грунтового – 20%). По характеру водного режима Обь относится к Западно-Сибирскому типу рек с невысоким, растянутым и сглаженным половодьем, повышенным летне-осенним стоком и низкой зимней меженью. Выход воды на пойму в районе исследования наблюдается в конце второй декады мая, наступление пика половодья – на начало третьей декады июня, а сходит полая вода лишь в середине июля. В пределах исследуемой территории в Обь впадают несколько притоков. Кроме того, на пойме имеется большое количество проток, рукавов, курий, пойменных озёр. Реки, впадающие в Обь, несут в водах много растворённых и коллоидных органических веществ, которые придают воде жёлтый цвет. Особенности гидрологического режима поймы Оби являются самым активным фактором формирования пойменных геосистем. С ними тесно связан другой компонент ландшафта – грунтовые воды. На пойме различают основной водоносный слой, лежащий глубоко от поверхности и связанный с уровнем реки и грунтовыми водами водораздела, и верховодку. Последняя питается за счёт половодья и атмосферных осадков, по своему составу её воды близки к полым водам. Глубина залегания грунтовых вод испытывает значительные колебания в течение года. В период половодья уровень грунтовых вод повышается и смыкается с полыми водами. По мере спада воды зеркало грунтовых вод понижается и происходит разделение собственно грунтовых вод и верховодки. Глубина залегания грунтовых вод различна и зависит от удалённости участка от русла реки: в прирусловой части поймы наибольшая глубина залегания этих вод от 1 до 5 м, в центральной – от 0,5 до 2 м, в притеррасной – от 0 до 2 м.

Формирование пойменных почв протекает в особенных условиях. Почвы прирусловой части поймы Оби формируются под влиянием периодического отложения аллювия и относятся к типу слоистых почв. Почвы центральной части поймы, которая занимает на участке исследования около 70 % территории, характеризуются доминированием дернового процесса почвообразования (дерновые почвы приурочены в основном к высоким гривам, а если грунтовые воды залегают неглубоко, то включается глеевый процесс почвообразования, образуются пойменные дерново-глеевые почвы). Для низин притеррасной поймы и соров центральной части характерен болотный почвообразовательный процесс.

Своеобразные условия поймы Средней Оби обусловили формирование растительного покрова, совершенно отличного от примыкающих к ней территорий. Пойма исследуемого участка характеризуется четырьмя типами естественной растительности: древесно-кустарниковой, луговой, болотной и водной. Растительные формации очень чётко приурочены к определённым элементам поймы и высотным уровням.

Пойменные ландшафты возникают и развиваются в результате тесного взаимодействия природных компонентов, ведущая роль при этом отводится климату и гидрологическому режиму реки. Все остальные компоненты находятся под влиянием этих факторов и играют подчинённую роль (в отличие от других ландшафтов, где главную роль играют климат и рельеф). Взаимосвязь климата и гидрологического режима очевидна. С одной стороны, сток зависит от количества выпадающих осадков, ход температур определяет сроки образования ледяного покрова и вскрытие рек, сроки и продолжительность заливания поймы полыми водами. С другой стороны, под влиянием огромных водных пространств происходит снижение летних температур, уменьшение количества летних осадков, облачности, повышение осенних температур.

Хорошо прослеживается взаимосвязь между климатом и растительным покровом (стекание холодного воздуха в замкнутые котловины влияет на развитие растений, растительность же в свою очередь оказывает влия-

ние на величины альбедо, изменяет температуру воздуха, скорости ветра и т.д.). Разнообразны взаимосвязи климата и почвенного покрова: от температуры воздуха зависит температурный режим почвы, а в период понижения температуры воздуха почва остывает медленнее, вследствие этого приземный слой воздуха будет теплее, чем вышележащие. Взаимосвязь климата и рельефа в основном являются опосредованными. Однако здесь наблюдаются микроклиматические различия в зависимости от формы рельефа, крутизны склонов, их экспозиции, состава слагающих пород.

Как уже говорилось выше, природные процессы поймы находятся под постоянным влиянием гидрологического режима. Он определяется тремя специфическими особенностями, присущими только пойменным ландшафтам: эрозионно-аккумулятивной деятельностью реки, поёмностью и аллювиальностью.

Образование долины реки является результатом её эрозионно-аккумулятивной деятельности. Эти процессы заложили основы рельефа поймы, имели определяющее значение при отложении аллювиальных осадков, оказывают влияние на режим грунтовых вод. Эрозионно-аккумулятивная деятельность Оби является фактически единственным фактором формирования водных урочищ русла, которые отличает повышенная динамичность.

Поёмность присуща только пойменным ландшафтам, она определяет степень и продолжительность затопления местообитаний водой и зависит от ширины поймы, её высоты над рекой, рельефа поверхности и типа растительности на пойме. В пойме Средней Оби выделяют четыре высотных уровня поёмности [4]: 1 – исключительно долгопоёмный высотный уровень охватывает наиболее низкие участки поймы; 2 – долгопоёмный высотный уровень, к нему относятся низкие прирусловые валы и гривы, а также низины центральной и прирусловой поймы; 3 – среднепоёмный высотный уровень, это в основном средневысотные прирусловые валы и гривы; 4 – краткопоёмный высотный уровень, к нему относятся наиболее высокие гривы, здесь формируются ландшафты, наиболее близкие к зональным типам.

Ещё одним фактором, присущим только пойменным ландшафтам, является аллювиальность. Она характеризует мощность и механический состав аллювиального наноса, отлагающегося на поверхности поймы после спада полых вод. Аллювиальный нанос создаёт вторичные, наложенные формы рельефа, является основной почвообразующей породой, влияет на развитие растительного и животного мира.

Итак, современная структура поймы Оби – это результат взаимодействия многих факторов, роль которых неоднозначна. Поскольку природные компоненты и комплексы поймы находятся под сильным влиянием гидрологического режима реки, который является ведущим фактором их развития, то можно говорить о том, что природные компоненты, взаимосвязи между ними и природные комплексы, возникающие в результате этих взаимосвязей, характеризуются однонаправленностью современного процесса развития. Пойма Средней Оби представляет собой единую геосистему, особенности природы этого района, а также тесные взаимосвязи между природными компонентами характеризуются специфичностью слагающих её пойменных ландшафтов.

Литература

1 Маркевич В.Н. История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1966

2 Орлова В.В. Климат СССР. Вып. 4: Западная Сибирь. Л.: Гидрометеоиздат, 1962

3. Разработка методики и оценка антропогенных изменений пойменных геосистем в районах нефтяных месторождений Среднего Приобья с использованием аэрокосмических снимков. 4. Отчёт по теме научно-исследовательской работы. Томск, 1990.

5 Хромых В.С. Влияние поёмности на формирование ландшафтов поймы Средней Оби // Географический сборник. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1973.

СЕЙСМОГЕННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА В ДОЛИНЕ РЕКИ БАШКАУС (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

С.Г. Платонова, В.В. Скрипко
Алтайский государственный университет, г. Барнаул

Накопленные за последние годы данные позволили по-новому оценить современную сейсмическую активность Горного Алтая и признать ее значительно более высокой, чем это считалось ранее [2]. Сильные землетрясения, имевшие место в течение голоцена, оставили следы в рельефе различных районов этой горной области.

Результатом полевых исследований 2002 г. стало выделение нами Среднебашкаусской эпицентральной зоны (СБЭЗ) древних землетрясений. Эпицентральная зона расположена в пределах структурного узла, образованного пересечением северо-восточной поперечной активной гряды и северо-западного разлома, и по всем признакам имеет долгоживущий активный характер. В современное время здесь зарегистрированы слабые и умеренные по силе сейсмические толчки с интенсивностью 5–6 баллов.

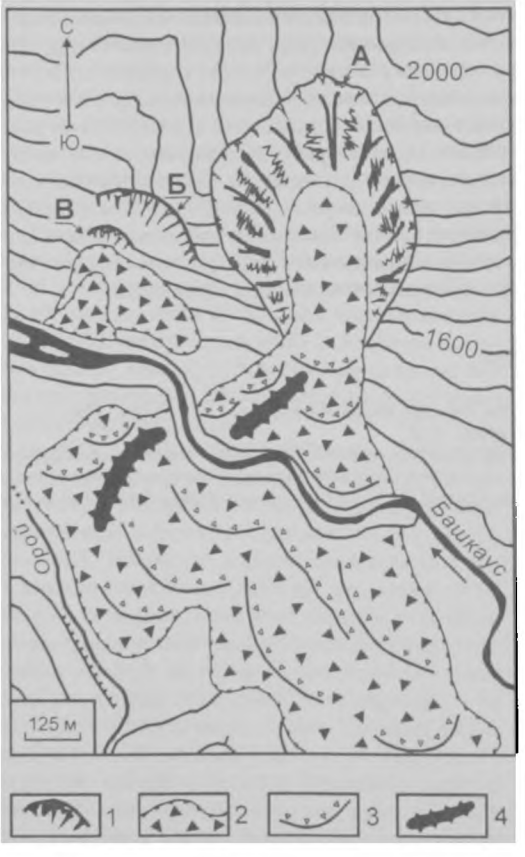


Рис. 1. План Саратанского обвала типа «каменной лавины» в средней части долины р. Башкаус (по В.В. Бутвиловскому [1], с изменениями авторов)
1 – цирки отрыва; *2* – обвальные массы; *3* – глыбовые валы; *4* – осевая часть молодой поперечной антиклинальной гряды

В пределах СБЭЗ в средней части долины на правом берегу реки Башкаус изучены первичные и вторичные сейсмодислокации. Первичные сейсмодислокации представлены в виде системы пересекающихся сейсморвов северо-западного и северо-восточного направлений. Их образование привело к формированию так называемой «черепаховой структуры» левого борта, которая наблюдается вдоль долины на протяжении 2–2,5 км. Сейсморвы хорошо проявлены в рельефе даже несмотря на значительную сглаженность денудационными процессами и залесённость территории. Последнее обстоятельство не позволило определить временные взаимоотношения разнонаправленных разрывов.

Характеристику СБЭЗ дополняет ряд сейсмогенных обвалов, объемы аккумулятивных тел которых изменяются в довольно широких пределах – от 0,1 млн м^3 до 30 млн м^3 (рис. 1).

Самый крупный сейсмогенный обвал (А) типа «каменной лавины» объемом около 30 млн м^3, впервые описанный В.В. Бутвиловским [1], приурочен к антецедентному участку долины на 4-м км трассы Саратан – Язула. Морфологически он выражен в виде огромной дугообразной стенки отрыва на правом борту, достигающей в поперечнике 600 м и глубины 400 м. Огромное количество материала после сильного сейсмического толчка было оторвано и перенесено на расстояние почти 1,5 км. Обвальные массы крупноглыбового материала (отдельные глыбы в поперечнике достигают 7 м) перегородили всю долину и были перекинуты на противоположный борт.

В плане обвальное тело имеет вид гигантского «веера», в пределах которого скопления глыб образуют дугообразные выпуклые на юг гряды с превышениями до 10 м (рис. 1).

Сход обвальных масс после сильного сейсмического толчка сопровождался перекрытием поперечной антиклинальной гряды, образованием запруды на реке и обвально-подпрудного палеоозера глубиной до 50–60 м, вскоре спущенное врезанием реки в обвал. На правобережье Башкауса у юго-восточной периферии обвальных масс имеется разрез рыхлых отложений, где обвальные осадки перекрываются озёрно-аллювиальными, представляя собой глыбово-блоковые скопления мощностью более 20 м, промежутки между которыми заполнены слоистыми илами и песками [1]. В разрезах выше обвала наряду с озёрно-обвальными отложениями мы наблю-

дали также перемытые озёрно-ледниковые осадки, что свидетельствует об образовании обвальных масс после формирования ледниковых отложений.

Примерно в полукилометре от тела большого обвала ниже по течению Башкауса расположены тела ещё двух небольших обвалов, формирование которых произошло в разное время.

Первый из них – более крупный и более ранний обвал (Б) имеет почти линейную (не менее 300 м) стенку отрыва. Обвальные массы также расположены на обоих берегах. К аккумулятивному телу на правом берегу прилегает 3,5-метровая терраса Башкауса. Часть аккумулятивного тела обвала размыта рекой (на поверхности и в теле 1,5-метровой террасы лежат одиночные глыбы обвального тела). Высота обвала Б составляет 25–26 м. Длина от бровки до тыловой части – 40 м, ширина – 200–250 м, объем приблизительно 0,2 млн м^3. Пространство между отдельными глыбами заполнено склоновыми суглинками.

Обвальные массы обвала В вложены в тело первого, частично срезают его в северо-западной части, где перекрывают надпойменную террасу. В присклоновой части обвального тела хорошо выражен тыловой шов. Размеры аккумулятивного тела следующие: высота у бровки – 5,0 м, ширина от тыловой части до бровки – 35 м, длина у основания склона – около 100 м, объем приблизительно 0,2 млн м^3.

Во врезе дороги наблюдаются взаимоотношения этих двух обвальных тел. Крупные глыбы более «свежего» облика молодого аккумулятивного тела (обвал В) мощностью 2,5 м залегают на более мелких обломках «несвежего» облика обвала Б с видимой мощностью 3 м. Под «свежестью» облика обломков понимается относительная степень покрытия их лишайниками и заполнение межглыбового пространства склоновым суглинком.

Образование сейсмодислокаций произошло как минимум в 2–3 этапа на рубеже верхнего плейстоцена и голоцена и явилось результатом интерференции северо-западной и северо-восточной активных структур. Различное положение осевой части поперечной гряды и обвальных масс на разных берегах реки не исключает правостороннюю составляющую тектонических движений северо-западного простирания.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы «Интеграция» (проект Э0179).

Литература

1. Бутвиловский В.В. Палеогеография позднего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. 252 с.
2. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.

МОНИТОРИНГ ЕСТЕСТВЕННЫХ СЕЗОНОВ ГОДА КАК СОСТАВНАЯ ЧАСТЬ КЛИМАТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

* Т.В. Ромашова, * Л.Б. Филандышева, ** Г.Е. Соколович, ** Я.С. Пеккер, ** В.И. Коломиец
* Томский государственный университет
** Сибирский государственный медицинский университет, г. Томск

Под термином «климатический мониторинг» понимается информационная система, позволяющая выделить антропогенные изменения и колебания климата, оценить их влияние на состояние всех элементов биосферы [1]. Основной задачей климатического мониторинга является накопление банка климатических данных, в числе которых научно и практически значимыми являются климатические характеристики сезонов года. Целью настоящего исследования стал мониторинг естественных климатических сезонов года.

Под естественными климатическими сезонами года понимаются «относительно обособленные этапы годового цикла климатического компонента географической среды, характеризующейся однотипностью, единой общей направленностью климатообразующих процессов и явлений и внешне выражающиеся в определённых взаимосвязанных становлениях других компонентов среды, изменениях аспектов ландшафта» [2, с. 41]. В наших исследованиях все климатические условия рассматривались за 1968–1997 гг. не только обособленно, но и во взаимодействии друг с другом по естественным сезонам года и их структурным единицам, границы которых устанавливались с использованием комплексно-генетического метода [2–4]. Его суть состоит в анализе графиков посуточного среднего многолетнего хода гидрометеорологических показателей с синхронным анализом динамики климатообразующих факторов и феноявлений. По особенностям хода характеристик гидротермического режима внутри сезонов года выделяются отрезки времени (фазы), отличающиеся такими показателями, как направление, амплитуда и интенсивность изменения этих величин, а также набором феноявлений, состоянием ландшафта. Границам структурных единиц годового цикла соответствуют моменты наибольших количественных изменений гидротермического режима, которые согласуются с качественными проявлениями в живой природе. Согласно этому методу структурными единицами годового цикла 1-го порядка являются холодно-снежная (ХСЧГЦ) и вегетационная (ВЧГЦ) части года; единицами 2-го порядка – сезоны года (зима, весна, лето, осень) и 3-го порядка – фазы сезонов – сравнительно обособленные и однородные части сезонов (всего 12 фаз).

Исходным материалом для мониторинга послужили климатические характеристики (среднесуточная, минимальная и максимальная температуры воздуха, осадки и влажность) за 1967–1997 гг. по 4 метеостанциям юга Томской области (Томск, Бакчар, Кожевниково, Первомайское). Полученные данные были обработаны с использованием статистического пакета STATISTICA.

В результате проведения иерархической кластеризации полученных данных по методу Варда получены дендрограммы, на которых выявилось 4 основных кластера. Для выяснения условий формирования этих кластеров были построены диаграммы рассеяния в следующих координатах: продолжительность структурных единиц (сезона, фазы) – количество осадков, продолжительность структурных единиц (сезона, фазы) – среднегодовая температура, среднегодовое количество осадков – среднегодовая температура. Анализ полученных диаграмм убедительно показал, что главным фактором, определяющим климатотип года, является температура воздуха.

На основании полученных данных нами выделено четыре основных климатотипа исследованных лет: нормальный по термическому режиму климатотип (67%), теплый (20%), холодный (10%) и очень холодный (3%). Анализ гистограмм распределения среднегодовых температур с интервалом группировки, равным стандартному отклонению (1,23 °С), подтвердил наличие в исследованном 30-летии 4 основных климатотипов, среднегодовая температура которых составляла 0,56 °С, и одного аномально холодного года со среднегодовой температурой –3,24 °С. Также наблюдается рост среднегодовой температуры воздуха, если предположить, что тренд имеет линейный характер, то его параметры составили 0,067, в то время как тренды осадков и продолжительности годовых циклов остались неизменными.

Рассмотрены также статистические характеристики температур сезонов и фаз. Выявлено, что размах колебаний температур от года к году в течение одной фазы высок. Особенно выделяется зима и её центральная фаза («значительно-морозная» зима), что позволяет сделать вывод о связи роста средней годовой температуры с термическим режимом этого сезона и фазы. Пространственно-временные исследования структур сезонов года и их количественных характеристик позволяют выявить взаимосвязь между ними и различными компонентами биосферы.

Таким образом, дальнейшие работы по мониторингу естественных сезонов года имеют большое значение для понимания взаимоотношений между отдельными компонентами ландшафта и позволят осуществить статический и динамический подходы к его изучению.

Литература

1. Израэль Ю.А. Экология и контроль природной среды. М.: Наука, 1984
2. Галахов Н.Н. Изучение структуры климатических сезонов года. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 213 с.
3. Рутковская Н.В. Климатическая характеристика сезонов года Томской области. Томск: Изд-во ТГУ, 1979. 116 с.
4. Филандышева Л.Б., Окишева Л.Н. Сезонные ритмы природы Западно-Сибирской равнины. Томск: Пеленг, 2002. 404 с.

НОВАЯ НАХОДКА НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В КУРАЙСКОЙ КОТЛОВИНЕ АЛТАЯ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Г.Г. Русанов, И.И. Тетерина
ФГУП «Горно-Алтайская поисково-съемочная экспедиция»,
с. Малоенисейское, Алтайский край

Неогеновые отложения на днище Курайской котловины перекрыты мощными толщами (30–300 м) четвертичных образований. Выходы их на дневную поверхность известны лишь у левого борта в низовьях долины р. Актуру, где они представлены травертинизированными конгломератами кызылгирской свиты [3]. В 3 км к востоку от выходов этой свиты на выровненной поверхности водораздела правого борта долины р. Актуру и широкого лога Аккобы на абсолютной высоте 1630 м (100–130 м над днищем Курайской впадины) находится котловинообразная западина размером в первые десятки метров, заполненная рыхлыми отложениями. Летом 1988 г. канавой № 155 здесь под современной каштановой почвой (0,2 м) и залегающими ниже промытыми галечными гравийниками (0,4 м), оставленными сбросом вод ледниково-подпрудного озера, заполнявшего Курайскую котловину в эпоху последнего оледенения, вскрыты размытые неогеновые озерные отложения (сверху вниз):

1. Песок мелкозернистый (64%) алевритистый (25%) серый с незначительной примесью глины (4%) и среднезернистого песка (7%), тонкослоистый. Мощность слойков 1–3 мм. Кровля размыта.....1,0 м

2. Алеврит (83%) желтоватый с примесью глины (15%) и мелкозернистого песка (2%), карбонатный, не слоистый, мерзлый. Обнаружена единичная крупная (7 см) галька крупнозернистого порфировидного выветрелого гранита.....0,2 м

3. Песок среднезернистый серый мерзлый.....0,05 м

4. Глина (61%) алевритистая (31%) желтовато-серая карбонатная с примесью разнозернистого песка (8%), не слоистая, мерзлая. Обнаружена единичная галька (5 см) выветрелого гнейса.....0,15 м

5. Глина желтовато-серая карбонатная не слоистая мерзлая с редкими включениями плохо-среднеокатанных гравия и мелкой гальки.....0,3 м

Мощность неогеновых отложений по этому разрезу 1,7 м, а сами они находятся в многолетнемерзлом состоянии. Кровля многолетней мерзлоты находится здесь на глубине 1,6 м от дневной поверхности, т.е. на абсолютной высоте 1628,4 м.

По результатам термических анализов глинистая фракция в слоях 2, 4 и 5 состоит из гидромусковита, хлорита, кальцита, кварца и примеси органики. Под электронным микроскопом в глине из слоя 4 установлены гидромусковит, хлорит и аутигенный монтмориллонит, образующийся по гидромусковиту. Это свидетельствует об осадконакоплении в щелочной среде солоноватого озера. Подобный минеральный состав имеют глины туерыкской свиты, вскрытые нами в Курайской впадине скважинами 12–15.

По нашим сборам, И.И. Тетерина лишь в одном образце из слоя 4 определила фауну остракод: *Cytherissa lacustris* Sars, *Limnocythere ornata* Mand. et Kazm., *Limnocythere aff. tuberculata* Negad., *Advenocypris aspinosa* Schneider. Доминируют виды *Limnocythere*, оптимальная глубина обитания которых – 1,5–2 м. Первые три вида она выделила и из верхов туерыкской свиты, вскрытой скважинами 10 и 11 в Чуйской котловине, и скважиной 15 в Курайской. В Чуйской впадине остракоды рода *Advenocypris* известны из отложений туерыкской, кызылгирской и бекенской свит [1]. По своей гранулометрии, карбонатности, минеральному составу глинистой фракции и литологии в целом рассматриваемые отложения идентичны верхам туерыкской свиты в Курайской котловине, возраст которой датируется средним миоценом – средним плиоценом, а фауна остракод позволяет отнести их к самому концу среднего плиоцена.

Эти озерные отложения образовались на заключительном этапе трансгрессивного развития неогенового озера, когда водораздел правого борта низовьев р. Актуру находился под водой на глубине, по-видимому, не более 2 м, а в 3 км западнее у левого борта долины проходила береговая линия, где накапливались прибрежно-дельтовые отложения кызылгирской свиты. Сильно размытая кровля этой свиты в настоящее время достигает отметки 1570 м. Здесь же по горизонталям 1630 м и 1650 м наблюдаются две четкие абразионные террасы протяженностью более 1 км с горизонтальными площадками шириной 10–15 м, ограниченными в тыльной части субвертикальными уступами высотой до 3 м. Эти террасы полностью выработаны в мраморизованных известняках баратальской свиты докембрия и, вероятно, фиксируют максимальные уровни неогенового озера. Многочисленные же абразионные терраски позднеплейстоценового ледниково-подпрудного озера морфологически выражены хуже и выработаны исключительно в рыхлых четвертичных образованиях. Кроме того, нижняя терраса приурочена к горизонтали 1630 м, а размытая кровля туерыкских отложений в канаве № 155 имеет отметку 1629,4 м.

Состав обломков в туерыкской свите, вскрытой скважинами 13–15 в юго-западной части Курайской впадины, указывает на их поступление с Северо-Чуйского хребта. Находки единичных галек гранитов и гнейсов в рассматриваемом разрезе верхов туерыкской свиты на высоте 100–130 м над днищем впадины свидетельствуют об их поступлении с Курайского хребта, и транспортировке

на расстояние не менее 17–20 км, что могло иметь место лишь при их разносе плавучими льдами. По мнению А.А. Свиточа и др. [2], на юго-востоке Горного Алтая климат в плиоцене был теплым со среднегодовой температурой около +10о. Однако материал, изложенный выше, позволяет предполагать, что уже в конце среднего плиоцена в зимний период, возможно на короткий срок, температура воздуха могла значительно опускаться ниже нуля. Это приводило к образованию на мелководье в прибрежной зоне маломощных припайных льдов, которые ветрами и течениями разносились по озеру, перенося вмерзшие в них обломки.

Таким образом, неогеновые отложения, установленные на водоразделе правого борта долины р. Актуру, относятся к верхам туерыкской свиты и датируются концом среднего плиоцена, когда площадь озера в Курайской впадине была максимальной, а уровень воды в нем, вероятно, достигал отметки, находящейся в настоящее время на абсолютной высоте 1650 м, во всяком случае, не ниже 1630 м. Наличие галек с Курайского хребта в этих озерных отложениях позволяет предполагать их разнос плавучими льдами по акватории озера, а значит, уже в конце среднего плиоцена зимние температуры воздуха могли достигать здесь отрицательных значений.

Литература

1 Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.

2 Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.

3 Русанов Г.Г. О вещественном составе, строении и распространении кызылгирской свиты неогена в Курайской котловине Горного Алтая // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Томск, 2000. Т. 1. С. 48–49.

ВЕТЕР КАК УСЛОВИЕ ЭОЛОВОЙ МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА В СЕМИАРИДНОМ ПОЯСЕ ЕВРАЗИИ

А.Н. Сажин
Волгоградский государственный педагогический университет

В пределах семиаридного пояса Евразии современный эоловый морфогенез протекает достаточно активно. Податливость почвы к выдуванию, потенциальные потери мелкозема при ветроэрозионном процессе определяются обычно тремя-четырьмя структурно-динамическими показателями: эквивалентным диаметром почвенных отдельностей, содержанием агрегатов < 1 мм, критической скоростью и эродируемостью. Эти показатели изменяются в очень широком интервале в зависимости от физико-химических свойств почвы, ее комковатости, что в значительной степени предопределяется общими природно-географическими условиями почвообразования. Непосредственной причиной возникновения эолового процесса является динамическое воздействие ветра на подстилающую поверхность.

Наиболее активной формой современного экзоморфогенеза в степной зоне являются пыльные бури, поэтому по их географическому распространению и повторяемости можно судить об интенсивности этого процесса.

Вероятность возникновения пыльных бурь в степных районах Северного Кавказа и Нижнего Поволжья, Западной Сибири и Северного Казахстана примерно одинакова. По многолетним данным в степях Восточно-Европейской равнины ежегодно отмечается от 2 до 26 дней с пыльной бурей. Чаще всего пыльные бури бывают в Сальских степях, на Черных землях Калмыкии, в Заволжье, на равнинах низовий Дона, на восточных склонах Ставропольской возвышенности (10–15 дней).

В Западной Сибири и Северном Казахстане ежегодная повторяемость пыльных бурь примерно такая же, как и в европейских степях (0,2–34 дня). Возникновение пыльных бурь наиболее вероятно на легких по гранулометрическому составу каштановых почвах Кулундинской степи, на южных карбонатных черноземах равнин Прииртышья и Кокчетавской возвышенности, на обыкновенных черноземах Алейской степи. Здесь ежегодно отмечается 15–20 дней с пыльной бурей.

Вместе с тем в режиме проявления пыльных бурь в том и другом районах выявляются существенные региональные особенности, обусловленные природно-климатическими различиями и антропогенной составляющей этого процесса. Скорость ветра и продолжительность воздействия его на подстилающую поверхность являются определяющими климатическими условиями интенсивности протекания дефляционного процесса. Образование сильных пыльных бурь со значительным территориальным распространением в степях Восточно-Европейской равнины связано с устойчивыми процессами блокирования. Над Средним Поволжьем, югом Урала и Западным Казахстаном устанавливается мощный антициклон, сохраняющий свое положение в течение нескольких синоптических периодов, в иные годы до 1–1,5 мес. При таких процессах скорость восточного ветра достигает штормовой и ураганной силы (18–23, 29–34 м/с и более).

Усиление ветра и возникновение сильных пыльных бурь в Западной Сибири и Северном Казахстане обусловлено фронтальными процессами в системе смещающихся сюда циклонов. Эти процессы более динамичны в пространстве и во времени, поэтому усиление ветра при них бывает кратковременным, а развевание почвы – не столь значительным, как на Северном Кавказе.

Синоптические процессы с противоположным знаком обусловливают не только разное направление ветра при пыльных бурях (в степях Нижнего Поволжья и Северного Кавказа – восточное и юго-восточное, в степях Западной Сибири и Северного Казахстана – западное и юго-западное), но и существенно различный скоростной режим ветра при пыльных бурях. В Нижнем Поволжье и на Северном Кавказе скорость ветра во время пыльных бурь в целом выше, чем в Западной Сибири, а пыльная буря как метеорологическое явление – продолжительнее. Если в европейском регионе наиболее вероятная скорость составляет 14–16 м/с, то в степях Сибири и Казахстана наиболее часто пыльные бури бывают при скорости 7–12 м/с.

Очень важным показателем ветрового режима при пыльных бурях является скорость ветра различной обеспеченности. При этом неизбежно возникает вопрос, на какую скорость необходимо ориентироваться при выборе, например, величины межполосных расстояний при создании систем полезащитных лесных полос. Очевидно, для этих целей корректно будет принять скорость ветра при пыльных бурях 20-процентной обеспеченности, так как сильные пыльные бури бывают в среднем один раз в пять лет. В районах распространения дефляции на Северном Кавказе и в Нижнем Поволжье эта величина составляет 13–32 м/с, в Западной Сибири и Северном Казахстане – только 12–22 м/с.

Таким образом, основным региональным различием в климатической обусловленности ветровой эрозии в европейских и сибирских степях является неодинаковая вероятность возникновения длительных периодов с сильным ветром и значительной динамической нагрузкой на подстилающую поверхность. Объективно показать это положение можно, рассчитав энергию воздушного потока, воздействующую на поверхность почвы в дефляционноопасный период (апрель, май, июнь), как кинетическую энергию движущегося тела. При этом необходи-

мо учитывать два условия: 1) скорость ветра по градациям от критической для зональной почвы до максимально возможной; 2) продолжительность ветра в каждой градации скорости.

Разрушающая энергия потока E_p будет соответствовать разности энергии при заданной скорости E_i в определенном диапазоне и критической скорости $E_{кр}$. Математическая зависимость для расчета энергии потока, вызывающего развитие дефляции, после соответствующих преобразований примет вид:

$$E_P = \frac{\rho s t}{2}\left(V_i^3 - V_{кр}^3\right) = 0{,}625\left(V_i^3 - V_{кр}^3\right) t n \ ,$$

где ρ – плотность воздуха (1,25 кг/м³); s – поперечное сечение (м²), через которое переносится воздух за время t (с); V_i и $V_{кр}$ – заданная и критическая скорость.

Наибольшей величины энергия ветра достигает на открытых равнинных пространствах Западного Прикаспия и Ергенинской возвышенности в зоне сходимости воздушных потоков (179 млн – 640 млн Дж/м²· мес). Эти районы испытывают наиболее сильное динамическое воздействие, являясь очагами возникновения пыльных бурь, и характеризуются самой высокой их повторяемостью в течение года.

В азиатском регионе пыльных бурь энергия ветра как природно-климатическое условие возникновения дефляции имеет примерно тот же уровень, что и в европейском регионе. Наибольшая ее величина (150–464 млн Дж/м²) характерна для равнин, лежащих на контакте с Кокчетавской возвышенностью и северо-восточными районами Казахского мелкосопочника (степи Прииртышья, Кулундинская равнина, Барабинская низменность).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что климатический показатель энергии ветра практически одинаков в том и другом районах дефляции. Основное различие заключается в том, что при процессах блокирования в европейских степях резко возрастает динамическая нагрузка на подстилающую поверхность (на один-два порядка, до 1500–3000 млн Дж/м² · мес), как, например, во время очень сильных пыльных бурь на Северном Кавказе в феврале 1969 г. При таком воздействии на поверхность почвы разрушение ее принимает характер катастрофы.

В азиатском регионе близкие по энергетическому потенциалу погодные условия сохраняются не более нескольких суток, так как обусловливающие их барические образования быстро смещаются в пространстве, энергия воздушного потока рассеивается и превышает климатический показатель всего в 2–3 раза, но этого недостаточно, чтобы вызвать сильное разрушение почвенного покрова на значительной площади.

При рассмотрении современного эолового морфогенеза в степной зоне актуальным является вопрос о пространственной, межгеосферной миграции вещества, направлении перемещения минеральной взвеси при сильных пыльных бурях, выпадении ее из двухфазного потока и аккумуляции на подстилающей поверхности.

В соответствии с пространственным расположением барических образований, определяющих условия возникновения сильных и устойчивых ветров, можно установить экзогенно-динамические зоны современного морфогенеза в степной зоне: 1) зону преобладания выдувания (зону дефляции); 2) зону транзитного переноса эолового материала; 3) зону аккумуляции взвеси при ослаблении несущей силы воздушного потока.

Выдувание и взвесь тонкого минерального вещества происходит в зоне сходимости потоков с резким увеличением скорости и турбулентности. На юге Восточно-Европейской равнины эта зона приходится на Западный Прикаспий, Нижнее Поволжье, равнины Восточного Предкавказья. Транзитный перенос твердой взвеси вместе с подъемом ее с подстилающей поверхности и частичной аккумуляцией наиболее крупной фракции у различных преград происходит в пределах штормовой зоны шириной 500–700 км и протянувшейся на 1,5 – 2 тыс. км от Прикаспия, через равнины Центрального и Западного Предкавказья, Сальские степи, равнины Нижнего Дона и Восточной Украины. Снижение скорости ветра, уменьшение несущей силы воздушного потока и выпадение на подстилающую поверхность тонкодисперсных частиц приходится на зону расходимости, где преобладают процессы аккумуляции эолового материала. В пространстве эта зона соответствует южным и западным районам Украины, Закарпатью, Прибалтике, Нечерноземью. Например, во время зимних пыльных бурь 1969 г. отложение пыли наблюдалось на юге Украины, в Молдавии, Нидерландах, Швеции. Если обратиться к палеогеографическим условиям образования лессовых отложений на юге Русской равнины (согласно эоловой гипотезе) в эпоху плейстоценовых оледенений, то можно считать, что в настоящее время происходит обратный процесс эоловой миграции вещества – из зоны формирования отложений лесса в область зандровых равнин и центров оледенения.

В азиатском регионе проявления эолового морфогенеза активная зона выдувания более динамична и более растянута в пространстве, так как возникновение этого явления связано с фронтальными процессами. Выдувание и транзит пыли происходит преимущественно с подстилающей поверхности засушливых и сухих степей ишимиртышского и обь-иртышского междуречий, а выпадение пыли приходится на лесные районы юго-восточной части Западной Сибири и Алтае-Саянскую горную страну.

Приведенные данные позволяют судить о том, что современные эоловые процессы на распаханных водораздельных пространствах степной зоны Евразии протекают достаточно активно. Этот обширный регион Земли является областью интенсивного развевания минерального вещества.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-65370).

ГЕОГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС ВОДОПАДОВ БУРЕИНСКОГО НАГОРЬЯ (ЮГ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА)

А.М. Сазыкин
Дальневосточный государственный университет, г. Владивосток

В литературе практически отсутствуют упоминания о водопадах Буреинского нагорья. Широко известны только водопады Баджальского хребта – Грозный и Болоджокский, хотя это далеко не самые высокие, мощные и красивые водопады региона. Болоджокский водопад (45 м) ошибочно из-за недостатка информации иногда называют самым высоким на Дальнем Востоке [1]. Известность Баджальских водопадов связана с относительной доступностью хребта, хотя и в этом неплохо освоенном туристами районе можно обнаружить новые водопады. Так, в бассейне р. Болоджок мы наблюдали еще 4 водопада высотою 18–30 м.

Значительно больше водопадов в труднодоступных районах нагорья. Краем горных водопадов можно назвать Тайканский хребет. Здесь располагаются десятки водопадов различного типа и высоты, в частности, отвесные водопады высотою 20–40 м, много каскадов и водоскатов с перепадом высот до 100 м. Много водопадов и на восточной периферии Буреинского нагорья – в пределах хребтов Ям-Алинь, Эзоп, Дуссе-Алинь, Меванджа, Бюко.

Водопады как замечательные природные явления представляют собой ценный рекреационный ресурс. Они формируют своеобразный и привлекательный пейзаж, характеризующийся высокой эстетичностью. Шумовой эффект, особый микроклимат, гидроионизация воздуха вблизи водопадов снимают эмоциональную усталость, придают бодрость, обладают лечебными свойствами [2]. Удаленность водопадов Буреинского нагорья позволяет использовать их только при организации маршрутного туризма. Водопады при этом являются центрами, к которым стягиваются различные маршруты.

При посещении водопадов реализуется познавательный эффект туризма в части происхождения водопадов. Образование водопадов по «классической» схеме связано с тектоническими (подвижки блоков) и литологическими (переслаивание прочных и менее прочных к денудации пород) причинами. Анализ происхождения многих водопадов Буреинского нагорья, высокогорная часть которого сложена мощной толщей прочных в денудационном отношении пород, показывает, что их образование связано главным образом с молодостью эрозионного вреза и конкретными особенностями геоморфологического развития долин, в частности с деятельностью древних ледников и речными перестройками. Тектоника и литология служат в основном фоном для определенных геоморфологических процессов.

Водопады, связанные с ледниковой деятельностью. Формирование таких водопадов, их размеры, тип и водность обусловлены геоморфологической позицией. Буреинское нагорье претерпело два оледенения верхнечетвертичного возраста. Первое было карово-долинным, второе – преимущественно каровым.

1. Водопады в стенках ледниковых цирков. Это один из самых распространенных типов водопадов, не представляющих, однако, существенного интереса. Это связано с малой водностью струй, нередко до полного их исчезновения в сухой сезон. Однако даже при слабых дождях бурные потоки низвергаются по узким расщелинам с огромной высоты. Ледниковые цирки Буреинского нагорья имеют до 1–1,5 км в диаметре, высоту стенок 100–600 м, при средней крутизне 30–60°. Водопады стенок цирков, как правило, каскадно-водоскатного типа. Отвесные ступеньки редко превышают 3–6 м, водоскатные участки имеют прямые русла, отполированное днище, высота стенок расщелин – десятки метров. Сквозь пелену моросящих дождей автору неоднократно с днища цирка доводилось наблюдать одновременно несколько таких крутопадающих бурлящих мощных потоков. Суммарная высота каскадов и водоскатов стенок цирков может превышать 100 м.

2. Водопады каровых ригелей. Особенности динамики ледников приводят к образованию на выходе из цирка (кара) скального порога (ригеля) с обрывом к троговой или речной долине высотою в несколько десятков метров. Такие ригели благоприятны для образования водопадов, особенно если они не перекрыты мореной. Но даже в этом случае горные ручьи нередко прорезают морену до скального основания или образуют крутопадающее ущелье с каскадом из небольших водопадов на многометровых глыбах морены. Водопады каровых ригелей обычно каскадного типа с отвесными ступенями по 6–8 м, реже до 15–40 м. Примерами могут служить Болоджокский водопад и водопад в амфитеатре Лев. Болоджока (Баджальский хребет) высотою 18 м. Расход воды этих водотоков достаточно высокий, так как это единственный сток с площади примерно в 1 км^2, где в летнее время идет активное таяние вечной мерзлоты и снежников. При дождях расход воды стремительно возрастает. Из небольших цирков маловодные ручьи оказываются не в состоянии пропилить ущелье. В истоках р. Верхнее Бургала (Тайканский хр.) ручей ниспадает по водоскату высотою около 100 м.

3. Водопады днищ троговых долин. Красивые и мощные водопады наблюдаются в троговых долинах, где моренный чехол маломощен или отсутствует. Такие водопады встречаются только в районах с мощным четвертичным оледенением, что имеет место на севере Буре-

инского нагорья – хребты Тайканский, Бюко, Тыльский. Образование водопадов в днищах троговых долин связано с наличием ригелей. Наклонно-волнистый профиль троговой долины связан со способностью ледника акцентрировать (усиливать) доледниковые неровности ложа: в вогнутых местах ледник сжимается, мощность и соответственно его эродирующая сила возрастают. На выпуклых местах ледник растягивается, мощность льда уменьшается, поверхность ледника покрывается поперечными трещинами, экзарационная способность снижается. Образование уступов вызывает также слияние ледников с возрастанием энергии экзарации. В истоках р. Тонум-Макит (Тайканский хр.) мощный коренной ригель на меловых липарито-дацитах прорезан на протяжении почти 1 км извивающимся ущельем глубиною 10–20 м. Днище ущелья характеризуется чередованием отвесных водопадов, длинных водоскатов и коротких участков пологого днища с суммарным перепадом высот более 100 м. В двух километрах выше по долине располагается новое ущелье, аналогичное по образованию, но меньшее по размерам и по водности.

В троговых долинах перекрытых мореной водопады редки и невелики (5–10 м), например на р. Глухой в бассейне р. Герби Баджальского хребта. Образуются такие водопады не только на перегибах троговой долины, но и при подпруживании стадиальными моренами. На пологонаклонных участках троговых долин с малой мощностью моренного чехла встречаются водоскаты с оглаженной цокольной поймой и скалистым желобом (притоки р. Омот в Баджальском хр., р. Водопадный и р. Верхнее Бургала в Тайканском, истоки р. Лев.Оглакан в хр. Эзоп и др.).

4. Каскады небольших водопадов характерны для конечных морен (мощность до 80–120 м). Ущелье может быть выработано в морене или достигать цоколя. Эрозионные врезы в конечных моренах чаще всего располагаются в прибортовых частях, наследуя маргинальные каналы. Врез, достигая коренника, разрабатывает свое днище, как правило, ступенями. Такое ущелье, имеющее один борт коренной, другой – моренный, прорезает, например, конечную морену, подпруживающую оз. Бургала (Тайканский хр.). В долине р. Омот-Макит (Баджальский хр.) крупное озеро Омот подпружено мощным сейсмообвалом. Небольшие водопады в прорезающем его ущелье имеют аналогичное происхождение и морфологию.

5. Водопады стенок троговых долин. Склоны троговых долин нередко имеют превышение 600–900 м. Очень крутые, они изрезаны многочисленными расщелинами с крупными денудационными воронками, нивальными карами и нишами, имеющими площадь водосбора до 1 км^2. Эрозионные врезы, идущие от этих форм рельефа часто имеют водопады каскадно-водоскатного типа с небольшим объемом стока. В долинах рек Водопадный и Лев. Муникан (Тайканский хребет) такие боковые водопады встречаются по 1–2 на каждый километр длины трога, а с некоторых точек днища ледниковой долины можно наблюдать одновременно 2–3 водопада одновременно.

6. Водопады висячих долин. Мощность древних ледников составляла 100–200 м, такова и высота висячих долин. Возраст висячих долин соответствует первому оледенению, поэтому продолжительность эрозионного врезания значительна. Водотоки из висячих долин обычно образуют водоскаты или каскады небольших водопадов суммарной высотою до 50–100 м. Водопады висячих долин наиболее трудны для исследования, так как скрыты в ущельях, замаскированных лиственничным лесом и зарослями кедрового стланика, и расположены на боковых притоках, которые труднопроходимы и редко подвергаются изучению. Встречаются в Тайканском хребте, хребтах Эзоп, Дуссе-Алинь, Баджальском.

7. Гляциально-эрозионные водопады. Мы назвали так водопады, расположенные в верховьях ледниковых долин, которые в результате активной эрозионной деятельности полностью утратили свой первоначальный облик (истоки рек Левый Муникан, р.Водопадный (Тайканский хр.). Образование водопадов связано с крутым продольным профилем русел (10–20°) и особенностями геологического строения. Высота водопадов небольшая (5–10 м), но в истоках р. Левый Муникан с большого расстояния автор наблюдал водопад свободного падения примерно 40 м высоты, перекрытый снизу снежником.

Необходимо отметить большое значение нивации в формировании водопадных уступов в привершинном поясе гор. Нивация разрабатывает ущелья, способствует росту водопада за счет нивального забоя его подножия. Особенно активно избирательная нивация протекает на высотах более 1500 м, где снежники сохраняются в течение всего года. Некоторые небольшие водопады полностью замаскированы снегом и выявляются только по шуму. Интересный водопад обнаружен в истоках р. Лев. Тонум. Здесь с уплощенного перевала, обработанного перетекающим древним ледником, низвергается в цирк 20-метровый водопад. Русло водопада выходит из-под снежника-перелетка и теряется в снежнике, прислоненном к борту цирка (наблюдения сделаны в конце августа). Перевал и русло водопада заложены по линии крупного тектонического нарушения.

Водопады, образовавшиеся при речных перестройках. Это большая группа водопадов, часть которых отличается значительными высотами и расходом воды. Они широко распространены на хребтах Ям-Алинь, Меванджа, Дуссе-Алинь. Все водопады этого типа располагаются в привершинном поясе и обусловлены структурной асимметрией нагорья: реки, текущие на восток к Охотскому морю, короткие с крутым продольным профилем, на запад – длинные с выположенным продольным профилем. Все перехваты осуществлены более агрессивными реками восточного макросклона. Небольшие местные речные перестройки с формированием водопадов происходили также в хребтах Эзоп, Буреинский, Баджаль-

ский. Перестройки речной сети осуществляются двумя способами – вершинным (головным) перехватом и боковым. Характер водопадов при этом различен.

1. При вершинном перехвате регрессивно отступающая река подрезает истоки реки, текущей в противоположном направлении. Данный процесс очень медленный. Поэтому система водопадов и порогов, тянущихся от истоков по всему молодому врезу, имеет тенденцию к уменьшению высоты уступов и увеличению протяженности выположенных участков. Но и в верхней части они редко бывают выше 5–10 м. На положение и сохранность водопадов сильно влияют литологические особенности местности. На плоских перевалах бассейна р. Коврижка (хр. Ям-Алинь) в связи с вершинным перехватом ее притоков водотоками бассейна рек Муникан и Ассыни можно наблюдать зарождение ложков, которые стремительно разрастаются в восточном направлении в ширину и глубину, затем появление из-под аллювия перехваченной долины быстро нарастающих водных потоков, которые тут же обрываются водопадом в ущелья рек-перехватчиков. Аналогичен генезис водопада Грозный на Баджальском хребте. Но если перехват главного русла идет медленно, то боковые притоки пра-реки перехватываются практически мгновенно. Учитывая, что водность этих притоков небольшая, выработка продольного профиля идет медленно и водопады сохраняются лучше, высота их достигает 20 м.

2. Водопады, образующиеся при боковом перехвате нередко отличаются большой водностью и высотою. Приток р. Ср.Бомнак перехватил под прямым углом многокилометровый исток р. Коврижка с хорошо разработанной речной долиной. Днище реки-перехватчика располагалось примерно на 100 м ниже поймы палео-Коврижки. Это привело к образованию мощного водопада, расположенного в глубоком ущелье. Водопад представляет собой две отвесные ступени высотою по 20–30 м и несколько мелких. Это один из самых красивых и мощных водопадов Буреинского нагорья. Прекрасный водопад образовался при перехвате истоков р. Корбохон в хр. Дуссе-Алинь.

Знание механизма образования водопадов позволяет при геоморфологическом изучении местности и анализе топографических карт легко прогнозировать расположение водопадов. Это необходимо при рекреационном освоении местности, поскольку водопады являются важными объектами при организации спортивно-маршрутного, экологического и познавательного туризма.

Интересно, что хотя редкий водопад нанесен даже на детальные топографические карты, географические названия часто отражают особенности речных долин (ручьи Водопадный, Скалистый, Порожистый и др.). Из эвенкийских топонимов, характерных для Буреинского нагорья, это – р. Улун (водопадный, порожистый), р. Бомнак (ущелье), р. Оран (порог, водопад).

Литература

1. Арсеев Г.Т. Водопады М.: Мысль, 1987. 127 с.
2. Бровко П.Ф., Сазыкин А.М. Водопады Дальнего Востока как рекреационный ресурс // Седьмые арсеньевские чтения. Уссурийск УГПИ, 1993.С. 176–179

СТРУКТУРНАЯ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ЛАНДШАФТОВ СЕВЕРА ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ

Г.С. Самойлова
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Проблеме горного ландшафтоведения посвящено большое количество публикаций как в отечественной, так и в зарубежной литературе. На конференции по окружающей среде и развитию (ЮНСЕД) в Рио-де-Жанейро в 1992 г. горные регионы отнесены к хрупким экосистемам и их исследование признано приоритетным на XX в.

Территории горных районов Русского и Монгольского Алтая, Западного и Восточного Саяна, Тывы, Хангая, Кузнецкого Алатау, Салаира, Прихубсугулья, Котловины Больших Озер, Долина Озер включены в один из 200 экорегионов мира, нуждающихся в разработке единой, но многообразной сети особо охраняемых территорий для сохранения биоразнообразия, исчезающих и редких видов животных и растений, уникальных природных комплексов.

Результаты многолетних полевых исследований, имеющиеся картографические, литературные материалы, анализ информации дешифрирования космических снимков позволили составить на всю эту территорию ландшафтную карту 1:1000000 масштаба, в основу построения которой был положен структурно-генетический принцип, опробированный на модельных территориях при картографировании Горного и Монгольского Алтая, Тывы и др. Ландшафтная карта четко отразила структурное и организационное единство региона, многовариантность природных комплексов, разнообразие экотонных и каскадных систем, четко коррелирующих с ороклиматическими и литогенными особенностями территории, проявление котловинного и подгорного эффектов, влияние барьеров и др. Она показала разнообразие спектров высотной поясности, связанных с экспозиционными различиями горных хребтов, смещение и континуальность границ зональных и подзональных ландшафтов в равнинных позициях суперкотловин (Котловина Больших Озер и др.).

Сопряженный анализ ландшафтных особенностей, пограничных с рассматриваемым Алтае-Хангае-Саянским экорегионом равнин Западной Сибири и Центральной Азии, позволяет рассматривать его как своеобразное ландшафтное ядро, оказывающее воздействие на формирование комплексов окружающего его географического поля. Функции географического ядра разнообразны: стокоформирующие, климатообразующие, макротрансэлювиальные геохимические, фитоценообразующие и др. Ландшафтообразующая значимость их меняется в зависимости от региональных особенностей горных областей (мезоядер, обладающих более однородной ландшафтной структурой).

Полиструктурность ландшафтного ядра рассматриваемого региона обусловлена главным образом, большим разнообразием рельефа, экстремальностью природных условий и континуальностью географического положения между бореальными и аридными геосистемами.

С экстремальностью, положением рассматриваемого региона между бореальными и аридными системами Внутренней Азии, воздействием дополнительных факторов – экспозиционности, разнообразия мезоформ рельефа, литологии почвообразующих пород – связано проявление континуальности в ландшафтной структуре территории, выразившееся в значительном распространении комплексов «переходного» типа: лесостепных (экспозиционных) и тундрово-степных. Причем те и другие имеют более бореальный характер в северных районах и аридный – в южных.

Классификация ландшафтов многоступенчата – и каждая классификационная ступень имеет свои диагностические признаки, причем категориям высокого таксономического ранга свойственны параметры, отражающие общие географические закономерности формирования геосистем, для таксонов более низкого таксономического ранга – частные, местные признаки.

Все ландшафты региона принадлежат к классу горных и дифференциация на подклассы отражает одну из важнейших сторон ландшафтной оболочки – ее ярусность, обусловленную неотектоническими движениями земной коры. Выделяются высокогорные, среднегорные, низкогорные, мелкосопочные, предгорные и межгорно-котловинные (куда включены и суперкотловины Больших Озер, Долины Озер) ландшафты, занимающие следующие площади в процентах от площади региона: высокогорные – 15,2; среднегорные – 29,4; низкогорные – 20,5; мелкосопочные 6,2; предгорные – 0,68; межгорные котловины – 25,1% и около 3% площади приходится на долины рек.

Дальнейшая дифференциация ландшафтов внутри подклассов связана с характером и степенью расчленения поверхности, обусловливающих набор и степень проявления экзогенных процессов, мозаичность пространственной организации комплексов более низкого таксономического ранга (роды, виды).

Одной из основных классификационных единиц высокого таксономического ранга служит тип ландшафта. Основой для его выделения выступают почвенно-геоботанические характеристики на уровне типов почв и классов растительных формаций, формирование которых в горных условиях четко коррелирует с показателями соотношения тепла и влаги, изменение которых на различ-

ных гипсометрических ступенях (ярусах) приводит к формированию гляциально-нивальных, горно-тундровых, альпийско-субальпийско-луговых, подгольцово (субальпийско-)-редколесных, горно-лесных и таежных, лесостепных, степных, полупустынных и пустынных горных ландшафтов, причем некоторые из них дифференцированы на подтипы. Распределение площадей по типам ландшафтов выглядит следующим образом (в процентах от площади региона): гляциально-нивальные и тундровые – 8,36; тундрово-степные – 4,03; альпийско-субальпийско-луговые – 1,87; подгольцово-(субальпийско)-редколесные – 1,51; горно-лесные – 26,77; лесостепные – 8,77; степные – 26,36; полупустынные и пустынные – 19,41; долинные ландшафты – 2,92%.

Как видно из вышеприведенных данных, примерно одинаковый процент площади (чуть более 26) приходится на горно-лесные и степные ландшафты, но здесь следует заметить, что если лесные комплексы в основном развиты в низкогорьях и среднегорьях, то экологическая амплитуда степных ландшафтов чрезвычайно широка – от высокогорий, где они занимают чуть более 1% площади региона (1,25%) до равнин межгорных впадин – около 9%. Значительна доля степей в среднегорьях – 7,5%, в низкогорьях их несколько меньше – 5,7%. Пустынные и полупустынные ландшафты тяготеют к равнинам суперкотловин – 13,7%, мелкосопочникам и аридным низкогорьям – 5,2%. В среднегорьях их площади крайне незначительны – 0,56%. В целом в пределах исследуемой территории выделено 17 типов и подтипов, 13 подклассов и родов ландшафтов. Одной из последних ступеней иерархической лестницы типологических комплексов и операционной единицей картографирования являлся вид ландшафта, представляющий совокупность индивидуальных комплексов, сходных по составу доминирующих в них групп урочищ, имеющих общность генетических свойств и эволюции. Из 191 видов ландшафтов наибольшее разнообразие свойственно среднегорьям – 39 видов, а контрастность – высокогорьям, где среди преобладающих тундровых комплексов встречаются степные, альпийско-субальпийско-луговые и субальпийско-редколесные, а доля континуальных тундро-степей составляет более одной пятой высокогорий.

Ландшафтный каркас пространственной организации геосистем Алтае-Хангае-Саянского региона предопределен морфо- и геоструктурными особенностями территории. В плановых очертаниях преобладает северо-западная и юго-восточная ориентация основных орографических элементов, образующих в местах пересечения своеобразные «макроузлы» с наиболее разнообразной мозаичной, контрастной ландшафтной структурой, например Алтайско-Саянский, Западно-Восточно-Саянский и др. Унаследованность основным структурно-тектоническим элементам прослеживается и в ориентировке межгорно-котловинных комплексов, их границ, связанных с крупными тектоническими разломами.

Следующим фактором, оказывающим значительное влияние на пространственную дифференциацию ландшафтов, являются ороклиматические барьеры, воздействие которых наиболее отчетливо проявилось в северных частях региона, где наиболее выражен перенос западных влагонасыщенных воздушных масс. Континентальные и особенно аридно-континентальные районы севера Внутренней Азии обладают наибольшей мозаичностью и контрастностью ландшафтов, связанных с разнообразием рельефа, проявлением экспозиционных различий и др. В целом наиболее полный спектр видов ландшафтов присущ высокоприподнятому (до 4506 м) региону – Алтаю с его мозаикой климатических и орографических условий. Только здесь встречаются наибольшие площади гляциально-нивальных ландшафтов с площадью оледенения 1500 кв^2, практически все наблюдаемое в горах разнообразие горно-лесных, степных и альпийско-субальпийско-луговых комплексов.

Субширотная ориентация горного массива Хангая, его положение среди полупустынных и пустынных ландшафтов окружающих равнин суперкотловин благоприятствовали широкому распространению в его пределах континуальных комплексов – тундро-степей и лесостепей экспозиционного типа с преобладающими процессами аридизации в южных и криодизации – в северных районах. Своеобразная упрощенность ландшафтной структуры наблюдается в Восточно-Тувинском нагорье.

Наибольшая дробность контуров отмечается на Монгольском (в его центральных и южных частях) и Гобийском Алтае и связана с большим разнообразием эдафических условий формирования природно-территориальных комплексов.

Вышеназванные закономерности пространственной организации, связанные главным образом, с оротектоническими и климатическими факторами, можно отнести к 1-му макроуровню организации природных геосистем. Структурными составляющими межсистемных связей в горах выступают каскадные системы – системы 2-го уровня пространственной организации геокомплексов.

Имеющийся материал позволяет выделить в пределах рассматриваемого региона следующие типы каскадных систем: предгорно-горные (название условное), формирование которых происходит не только под воздействием ландшафтного ядра, но и окружающего его географического поля, и внутригорные. Причем 1-й тип каскадных систем дифференцируется на системы бореальные (циклонические, континентальные) и аридные. Первый тип и подтип каскадных систем хорошо выражен на западном, северо-восточном Алтае, на Салаире, Кузнецком Алатау, северо-западе Восточного Саяна. Аридный подтип – на юге Монгольского и Гобийского Алтая.

Таким образом, проведенное исследование позволяет рассматривать Алтае-Хангае-Саянский регион как своеобразное полиструктурное ландшафтное ядро Внутренней Азии, имеющее несколько уровней организации природных геосистем.

ОСОБЕННОСТИ РЕГРЕССИВНОЙ ФАЗЫ РАЗВИТИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ

Т.Г. Токмагамбетов
Институт географии Министерства образования и науки
Республики Казахстан, г. Алматы

Общая тенденция аридизации климата отрицательно сказывается на режиме горного оледенения и дает основание для анализа временных и пространственных колебания горных ледников. Дешифрирование аэрофотоснимков 1955 г. и 1990 г. позволило проследить изменение морфологических типов ледников, происшедшее в результате общего процесса деградации.

Точкой отчета системы наблюдений за состоянием ледников северного склона Заилийского Алатау следует считать 1955 г., когда впервые была проведена аэрофотосъемка. Ее материалы послужили основой для составления Каталога ледников бассейнов левых притоков р. Или [1]. В августе – сентябре 1990 г. была проведена сплошная аэрофотосъемка ледниковой зоны Заилийского Алатау и появилась возможность оценить изменения основных параметров ледников за 35 лет (1955–1990 гг.).

В табл. 1 приведены обобщенные данные о количестве ледников по бассейнам рек северного склона Заилийского Алатау за 1955–1990 гг., отражен сложный характер изменения числа ледников на северном склоне Заилийского Алатау.

За рассматриваемый период (1955–1990 гг.) общее количество ледников увеличилось на 153 (рис. 1) по северному склону в целом (за исключением бассейна р. Иссык), за счет распада и появления новых ледников.

Это явление можно связать и с выводом П.А. Черкасова [2], который указывает в своей работе об увеличении точности исходного картографического материала и технических методов их получения. В частности, П.А. Черкасов указывает, что авторы первого Каталога 1955 г. не могли учесть по картам масштаба 1:100000 часть ледников с площадью более 0,1 км² и тем более – с площадью менее 0,1 км² потому, что ледники там не были показаны. Общее число ледников в 1990 г. достигло 460, что составило 150% от их количества в 1955 г. Автор согласен с мнением П.А. Черкасова, прежде всего это связано с большим недоучетом количества всех видов ледников. На фотопланах высокогорной местности с большими контрастами расчленения рельефа и светотеней технически было невозможно учесть (выделить) площадь расположения средних и мелких по размерам ледников. В связи с этим приводится заметное занижение количества ледников и соответственно их площадей.

Сопоставление данных аэрофотосъемок 1955 и 1990 гг. показало существенное сокращение площади оледенения с 308 км² в 1955 г. до 261,8 км² в 1990 г. (табл. 2).

Наиболее подвержены сокращению площади оледенения бассейны рр. Большой Алматинки и Малой Алматинки. Менее значительны потери площади льда у ледников бассейнов рр. Чемолган, Карагалинка (рис. 2).

Как следует из табл. 2, сокращение площади оледенения отмечено во всех речных бассейнах северного склона Заилийского Алатау, исключение составляют бассейны р. Узункаргалы и Каскелен. За рассмотренный период стационарными, не изменившими площади оледенения остались ледники бассейна р. Чемолган. Анализ

Таблица 1

Изменение числа ледников по бассейнам рек на северном склоне Заилийского Алатау за 1955–1990 гг.

Бассейны рек	Число ледников		Изменение числа ледников
	1955	1990	
Узункаргалы	16	39	23
Чемолган	10	18	8
Каскелен	20	31	11
Аксай	18	25	7
Карагалинка	7	10	3
Проходная	18	38	20
Б. Алматинка	31	51	20
М. Алматинка	12	22	10
Талгар	92	129	37
Иссык	49	49	0
Тургень	34	48	14
Всего	307	460	153

Таблица 2

Изменение площади оледенения на северном склоне Заилийского Алатау за 1955–1990 гг.

Бассейны рек	Площадь ледников		Изменение площади оледенения за 1955–1990 гг.
	1955	1990	
Узункаргалы	12,9	14,9	2,0
Чемолган	2,6	2,6	0
Каскелен	13,5	13,7	0,2
Аксай	15,7	14,1	-1,6
Карагалинка	3,9	3,7	-0,2
Проходная	7,9	6,5	-1,4
Б. Алматинка	31,6	21,7	-9,9
М. Алматинка	11,4	8,2	-3,2
Талгар	117,4	98,1	-19,3
Иссык	53,0	44,5	-8,5
Тургень	38,1	37,7	-4,4
Всего	308,0	261,8	-46,2

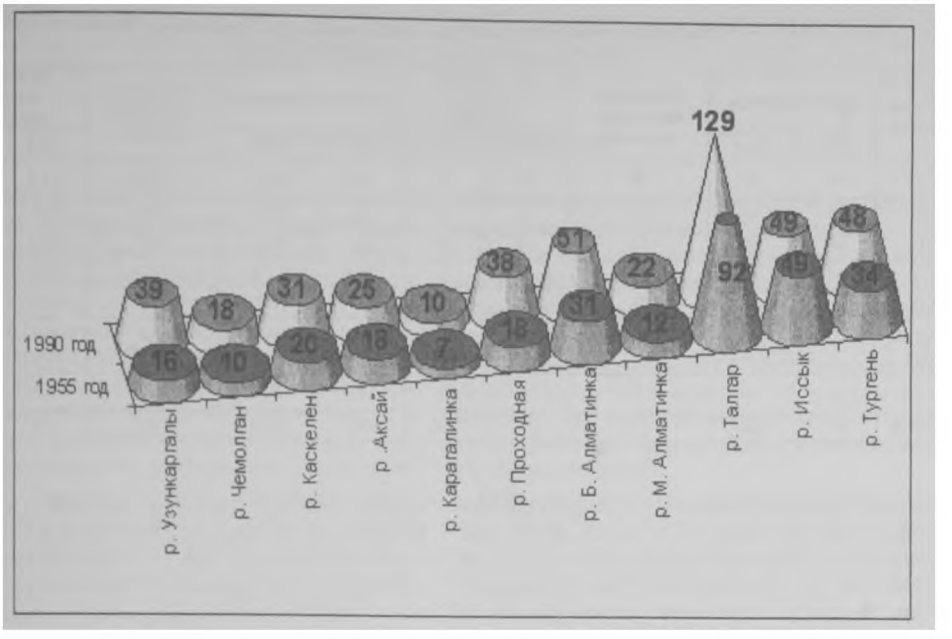


Рис 1. Изменение количества ледников на северном склоне Заилийского Алатау за 1955–1990 гг.

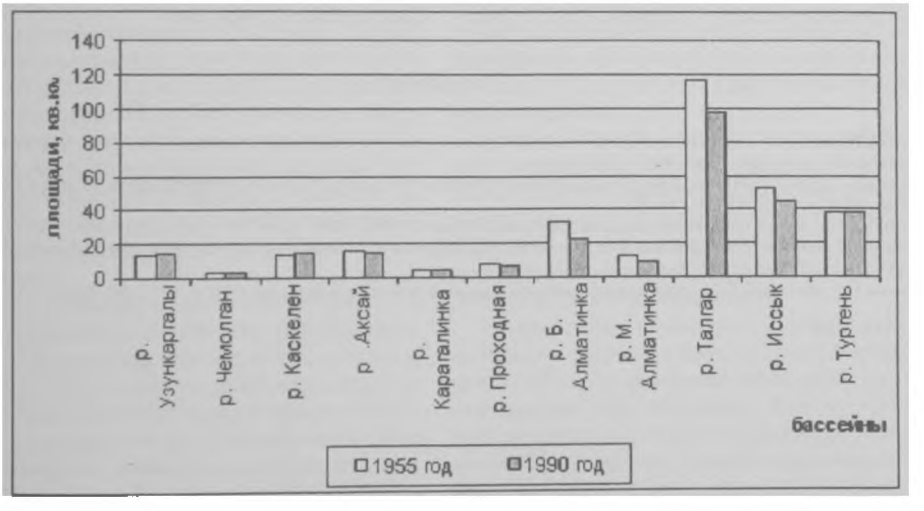


Рис. 2. Изменение площади оледенения на северном склоне Заилийского Алатау за 1955–1990 гг.

Таблица 3

Уменьшение площади оледенения по экспозициям за 1955–1990 гг.

Экспозиция	Кол-во ледников		Изменение количества ледников	% от общего количества ледников		Площадь ледников		Изменение площади ледников	% от общей площади оледенения	
	1955	1990		1955	1990	1955	1990		1955	1990
С	131	78	-53	52	34	157,2	86,8	-70,4	51,2	34,4
СВ	29	56	27	12	25	29,1	59,9	30,8	9,5	23,7
СЗ	49	65	16	19	29	66,7	82,9	16,2	21,7	32,8
З	22	11	-11	9	5	34,5	11,3	-23,2	11,2	4,5
ЮЗ	-	2	2	-	1	-	0,5	0,5	-	0,2
Ю	5	1	-4	2	1	1,8	0,5	-1,3	0,6	0,2
ЮВ	4	5	1	2	2	5,1	2,0	-3,1	1,7	0,8
В	11	8	-3	4	3	12,3	8,5	-3,8	4,1	3,4
Итого	251	226	-25	100	100	306,7	252,4	-54,3	100	100

полученных материалов показал, что сокращение площади происходило не только и не столько по фронту языковой части, но и захватывало фирновые области, т.е. сокращение шло по всей площади ледников. Сокращалась площадь оледенения также за счет распада ледников на части, отчленении притоков.

Такие же темпы сокращения оледенения характерны и для других районов Северного Тянь-Шаня. Так, по данным В.Б. Айзина [3], полученным на основе анализа карт масштаба 1:25000, в бассейне р. Ала-Арча на северном склоне Киргизского хребта за 26 лет (1955–1981 гг.) растаяли 9 ледников (из 33) с площадью 0,1–0,3 км², а площадь оледенения сократилась с 45,9 до 35,8 км², т.е. на 10,1 км².

Уменьшение площади оледенения наблюдается и по всем экспозициям (таблица 3), кроме СВ и СЗ. Общая картина тенденции оледенения нарушается данными по бассейнам рр. Узункаргалы и Каскелен. Как видно из табл. 3, в отмеченных бассейнах увеличивается площадь оледенения, в то время как в других бассейнах рек северного склона Заилийского Алатау произошло сокращение оледенения.

Уменьшение размеров различных ледников происходит с неодинаковой скоростью. В целом по всему северному склону Заилийского Алатау площадь оледенения за 1955–1990 гг. сократилась на 46,2 км². Количество ледников за рассматриваемый период увеличилось на 153 ледника. Эти данные не противоречат выводам, сделанным ранее многими авторами [4, 5] на материалах наблюдений за колебаниями ледников в горных районах Средней Азии и Казахстана.

Литература

1 Каталог ледников СССР. Т. 13: Центр. Южный Казахстан. Вып. 2, ч. 1. Бассейны левых притоков р. Или от устья р. Курты до устья р. Тургень. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. 78 с.

2. Черкасов П.А. Оценка изменения количества и площади ледников в бассейне р. Чилик во второй половине 20 века // Гидрометеорология и экология. № 3. 2002. С. 70–77.

3 Айзин В.Б. Современное оледенение бассейна Ала-Арча // Труды САНИИ. 1984. Вып. 105 (186). С. 111–119.

4 Макаревич К.Г., Вилесов Е.Н., Шабанов П.Ф., Головкова Р.Г., Денисова Т.Я. Режим ледников Северного Тянь-Шаня за 25 лет (с 1956 по 1981 гг.). // МГИ. М., 1985. Вып. 54. С. 60–68.

5 Макаревич К.Г., Рототаева О.В. Современные колебания ледников северного полушария // МГИ. М., 1986. Вып. 57. С. 25–33.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПРИРОДНЫХ КОМПОНЕНТОВ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОЙМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ

В.С. Хромых
Томский государственный университет

В развитии и формировании пойменных ландшафтов ведущая роль принадлежит климату и гидрологическому режиму реки. Все другие компоненты оказываются под влиянием этих факторов и играют, по сравнению с ними, подчиненную роль. Это отличает пойму от других ландшафтов, где главную роль играют климат и рельеф.

Взаимодействие между климатом и гидрологическим режимом происходит на разных уровнях. На высшем уровне гидрологический режим проявляет четкую зависимость от климата. Сток зависит от количества выпадающих осадков, ход температуры воздуха в значительной мере определяет сроки образования ледяного покрова и вскрытия рек, интенсивность протекания этих процессов, сроки и продолжительность заливания поймы полыми водами и т.д., т.е. зональные особенности тепло- и влагообеспеченности в значительной мере определяют и зональность гидрологического режима поймы. На низшем уровне зависимость обратная. А именно: под влиянием обширных водных пространств происходит снижение летних температур, уменьшение количества летних осадков, облачности, увеличение влажности воздуха, повышение осенних температур. Эта зависимость в большой мере определяет уже провинциальные особенности поймы.

Взаимосвязи между климатом и растительностью очень сложные и тонкие и происходят также на двух уровнях. На высшем уровне наблюдается односторонняя зависимость растительного покрова от климата. Изменение зональных климатических процессов с юга на север ведет к изменению состава растительных группировок и смене типов растительности. С юга на север происходит также обеднение флористического состава растительности, уменьшается продолжительность вегетационного периода, изменяется быстрота развития растительности. Таким образом, пространственное размещение и развитие растительного покрова поймы в значительной мере является зональным.

На низшем уровне взаимосвязи между климатом и растительным покровом особенно многообразны и многосторонни. Так, например, стекание холодного воздуха в замкнутые котловины влияет на развитие растений, а в некоторых случаях производит даже отбор видов. Напротив, заморозки на вершинах грив случаются значительно реже. Растительность, в свою очередь, играет большую роль в формировании местных климатов и микроклиматов. Так, величины альбедо зависят от типа растительности, состава фитоценоза, его фенофазы. Растительность изменяет также температуру воздуха, величины теплового и радиационного балансов, скорости ветра и т.д. Таким образом, эти взаимосвязи играют большую роль в формировании типологических единиц.

Взаимосвязи климата и почвенного покрова довольно разнообразные. С изменением климатических условий изменяются сроки оттаивания почвы и возобновления почвообразовательных процессов, глубина промерзания почвы, от температуры воздуха зависит температурный режим почвы. С другой стороны, в период понижения температуры воздуха почва остывает медленнее, и, вследствие этого, приземный слой воздуха будет теплее, чем вышележащие.

Взаимосвязи климата и рельефа, а также поверхностных пород поймы в основном являются опосредованными. Однако и здесь наблюдаются микроклиматические различия в зависимости от форм рельефа, крутизны склонов, экспозиции, состава слагающих пород. Так, например, в низинах центральной и присклоновой поймы застаивается холодный воздух, в то время как вершины грив оказываются наиболее теплыми. Особенно часто это явление наблюдается в конце лета в замкнутых крутосклонных понижениях. Зависимость от экспозиции заключается в лучшем прогревании склонов, обращенных на юг; северные склоны же, как правило, более холодные, что отражается на составе растительности. Наконец, песчаные породы оказываются, в общем, более теплыми, по сравнению с суглинистыми и глинистыми, вследствие лучшего прогревания. Все это определяет местные морфологические особенности природных комплексов поймы и играет большую роль в формировании морфологических единиц.

Вторым основным компонентом, под влиянием которого оказываются все стороны природного процесса поймы, является гидрологический режим. Воздействие гидрологического режима на пойму определяют три специфических особенности, присущие только пойменным ландшафтам: эрозионно-аккумулятивная деятельность реки, поемность и аллювиальность.

Все разнообразие пойменных ландшафтов неразрывно связано с эрозионно-аккумулятивной деятельностью речного русла, так как образование самой долины является результатом этой деятельности. Речная эрозия и аккумуляция заложили основы рельефа поймы, имели определяющее значение при отложении аллювиальных осадков, оказывают влияние на режим грунтовых вод. Таким образом, эрозионно-аккумулятивная деятельность реки оказала и продолжает оказывать влияние на формирование и развитие всех природных комплексов поймы. Однако под непосредственным воздействием эрозии и аккуму-

ляции оказываются лишь природные комплексы, располагающиеся вблизи русла, и ландшафты самого русла.

Плановые деформации русла имеют большое значение не только для развития пойменных ландшафтов, но и для жизни и деятельности населения. Знание особенностей эрозионно-аккумулятивной работы реки необходимо для правильного решения задач, связанных с гидроэнерго- и мостостроительством, улучшением водных путей, сельскохозяйственными мелиорациями, жилищным строительством и др.

Эрозионно-аккумулятивную работу реки составляют процессы отрыва частиц почвогрунтов, их перенос, дробление, шлифование, растворение, сложнейшая сортировка и откладывание. Движение воды является основной «двигательной пружиной» русловых процессов. Поэтому эрозионно-аккумулятивная деятельность реки является функцией уклона местности и стока. Чем больше уклон поверхности и объем стока, тем больше возможный объем плановых деформаций. Помимо этих основных факторов, большое значение имеют устойчивость пород, динамика склоновых процессов, тектонические условия.

Эрозионно-аккумулятивная деятельность реки является фактически единственным фактором формирования водных урочищ русла, которые составляют особый класс речных ландшафтов. Они отличаются повышенной динамичностью в связи с сезонными изменениями глубин и скорости течения и непрерывно протекающими динамическими процессами в русловом потоке.

Поемность является специфическим фактором, присущим только пойменным ландшафтам. Это один из главнейших факторов, формирующих природные комплексы поймы и определяющих ее ландшафтную дифференциацию. Поемность определяет степень и продолжительность затопления местообитаний водой и зависит от ширины поймы, ее высоты над рекой, рельефа поверхности, типа растительности на пойме. Этот термин в его современном понимании впервые применили луговеды. В зависимости от степени поемности луга расчленялись на ряд «уровней», соответствующих определенным ступеням увлажнения. Таким образом, поемность определяет вертикальную дифференциацию пойменных ландшафтов. В связи с этим нам представляется необходимым учитывать высотные уровни при классификации типов урочищ, не придавая термину «высотный уровень» таксономического значения.

Поемность характеризуется как продолжительностью затопления, так и степенью его, т. е. высотой слоя затопления. Она является главным фактором, исключающим возможность внедрения водораздельных растений в состав пойменных фитоценозов. В пойме могут существовать только те растения, которые переносят продолжительное затопление и обусловленный затоплением резкий переход от повышенно-влажного к повышенно-сухому (на высоких гривах) отрезку периода вегетации. Устойчивость растений к затоплению может варьировать в зависимости от климатических условий и характера аллювиального наноса, а также от глубины и продолжительности этого затопления.

Влияние поемности на почвенный покров поймы проявляется в сокращении периода активного почвообразования, так как в период затопления поймы почвообразовательные процессы почти полностью затухают. Наконец, поемность оказывает большое значение на характер колебания грунтовых вод, а также на состав и условия существования животного мира. В годы с высоким и продолжительным половодьем наблюдаются массовая гибель грызунов, обеднение авифауны, массовое размножение водных и земноводных животных.

Аллювиальность, как и поемность, – фактор, присущий только пойменным ландшафтам. Аллювиальность характеризует мощность и механический состав аллювиального наноса, отлагающегося на поверхности поймы после спада полых вод. Аллювиальный нанос создает вторичные наложенные формы рельефа, является основной почвообразующей породой, представляет собой ценное природное удобрение, влияет на развитие растительного и животного мира.

Мощность и механический состав аллювиального наноса зависят в значительной мере от степени удаленности от реки и скорости течения полых вод. Мощность аллювиального наноса на ближайших к реке прирусловых валах измеряется первыми сантиметрами (местами до 10 см), состав наноса – пески, супеси или легкие суглинки. Во внутренней зоне поймы в среднем осаждается ежегодно 0,53 мм глинистых частиц.

В эту схему искажения вносят боковые протоки и рукава реки, которые также отлагают вблизи русла осадки повышенной мощности и более легкого механического состава. Далее, большие коррективы вносит динамика движения полых вод на пойме, которая почти совершенно не изучена. Наконец, продолжительность и степень затопления, т.е. поемность, также оказывает свое влияние на отложение аллювиальных наносов.

Мощность откладываемого наноса сильно влияет на развитие и размножение растений. По наблюдениям Т.А. Работнова, даже относительно маломощные суглинистые и глинистые наносы образуют в сухую породу плотную корку, трудно проницаемую для побегов луговых растений. Наилок слоем 2–4 мм повышает продуктивность луга на 30–50% и не задерживает весеннего развития травостоя. Пяти–семи-миллиметровый слой наноса замедляет развитие трав на 1–2 недели, а 2–4-сантиметровый – на месяц. Из-под слоя мощностью 8–10 см травостой уже не пробивается. Здесь преобладают однолетники.

Большую роль играет аллювиальность и в распределении растительных группировок в пойме. По мнению А.П. Шенникова, злаковые травостои характерны для более грубозернистого аллювия, а разнотравье усиливается там, где в аллювиальном наносе преобладают пылеватые частицы. На участках с повышенной седиментацией

располагаются луга, в которых основу травостоя составляют вейник наземный, пырей ползучий, костер безостый, т.е. виды, легко переносящие и даже предпочитающие повышенную мощность аллювиального наноса.

Аккумулятивная деятельность реки играет большую роль в развитии почвообразовательного процесса поймы. Ежегодное отложение наилка в сочетании с режимом поемности обусловило формирование типов пойменных почв, совершенно отличных от внепойменных. Различная мощность аллювиального наноса и его механический состав обусловили разнообразие типов и подтипов пойменных почв. Аллювиальность оказывает большое влияние на процессы гумусообразования, а также способствует формированию структуры почвы. Наконец, формируясь из аллювиальных наносов, пойменные почвы периодически пополняются элементами питания растений, что обусловливает повышенное и устойчивое плодородие пойменных почв.

Гидрологический режим поймы не является однородным на всем протяжении. Большие коррективы вносят водные массы крупных притоков, обладающих иным гидрологическим режимом. Влияние притоков сказывается на всех компонентах ландшафта и приводит к разделению поймы на участки, в пределах которых гидрологический режим изменяется незначительно.

Таким образом, гидрологический режим поймы является наиболее мощным фактором, под воздействием которого формируются особые типы местного климата, рельефа, покровных отложений, почв, растительности, зооценозов. Гидрологический режим является главным фактором формирования ландшафтов поймы от провинциального до фациального уровня.

Из других компонентов, взаимосвязи между которыми в основном опосредованы климатом и гидрологическим режимом, по своему значению выделяются грунтовые воды поймы. Особенно четкое взаимодействие можно наблюдать между уровнем грунтовых вод и биоценозом. Различные ассоциации в период от начала цветения до плодоношения приурочены к строго определенному уровню грунтовых вод. Биоценозы, расположенные на высоких гривах прирусловой поймы, во вторую половину лета страдают от недостатка влаги, в то время как участки притеррасной поймы, а также низины центральной поймы постоянно переувлажнены, и местные биоценозы страдают уже от ее избытка. Уровень грунтовых вод играет одну из главных ролей при формировании пойменных почв. Вследствие постоянно высокого уровня грунтовых вод в почвенном профиле низин поймы формируется глеевый горизонт, и, наоборот, при низком положении уровня дерновый почвообразовательный процесс глубоко проникает в аллювий.

Одним из главных факторов, влияющих на формирование морфологии и ландшафтов поймы, является рельеф. Зависящий от гидрологического режима, рельеф поймы влияет на уровень грунтовых вод, поемность и аллювиальность, а через посредство их – на растительность и почвы. Очень тесные зависимости существуют между почвами и растительными группировками, так что последними можно пользоваться как показателями тех или иных типов почв. Распределение и состав растительных ассоциаций связан с механическим составом почвы, наличием питательных веществ и почвенных вод. В свою очередь, большое количество азота и зольных элементов питания обогащает пойменные почвы органическим веществом и способствует их оструктуриванию. При избыточном увлажнении в почвах накапливаются неразложившиеся растительные остатки, ведущие к образованию торфа. В случае оптимального увлажнения под травяной растительностью проходит дерновый почвообразовательный процесс, характеризующийся разложением растительных остатков и образованием в почве гумуса. Именно гумус и гумификация есть основное средство воздействия растительности на почву. Интенсивность этого воздействия зависит от количества ежегодно отмираемого органического вещества и скорости его минерализации. Наконец, являясь непосредственным образователем почвы, растительный покров выполняет одновременно роль неизбежного и постоянного посредника при воздействии на почву климатических факторов. Взаимосвязи между почвами и растительностью следует учитывать при выделении мелких морфологических единиц ландшафта.

Из других факторов, влияющих на формирование пойменных ландшафтов, укажем на влияние внепойменных комплексов и хозяйственную деятельность человека, Это, прежде всего, плоскостной и линейный смыв, образование на пойме конусов выноса, подтопление присклоновых участков поймы грунтовыми водами, выклинивающимися у подножия склонов, распространение элементов внепойменных биоценозов на прилегающие участки поймы. Хозяйственная деятельность человека заключается в сильнейшем воздействии на все компоненты природы поймы и создании новых, антропогенных, ландшафтов.

Итак, современная ландшафтная дифференциация поймы есть результат взаимодействия многочисленных, но неоднозначных факторов. Дифференциация происходит на разных уровнях и конкретно выражается в существовании целой серии географических комплексов различного порядка. На высших уровнях ведущими факторами формирования являются климат и гидрологический режим поймы. Воздействие климата сказывается в формировании зональных комплексов, гидрологический режим играет главную роль в формировании провинциальных различий. Изменение гидрологического режима под влиянием крупных притоков, а вместе с тем и зо-

нальное изменение климата сказывается на изменении всех остальных компонентов природы, тесно с ними связанных, что приводит к образованию природных районов. Наконец, морфологические различия, связанные с взаимодействием всех факторов, среди которых выделяются рельеф и гидрологический режим, приводят к формированию морфологических единиц.

Большое значение в формировании пойменных ландшафтов имеет не только результат взаимосвязей между отдельными природными компонентами, но и направленность их развития, а также направленность развития самих компонентов природы. Поскольку природные компоненты и комплексы поймы находятся под сильным влиянием гидрологического режима реки, который является ведущим фактором их развития, то можно с уверенностью сказать, что природные компоненты, взаимосвязи между ними и природные комплексы, возникающие в результате этих взаимосвязей, характеризуются однонаправленностью современного процесса развития. Пойма представляет собой, следовательно, единый парагенетический ландшафтный комплекс, главным системоформирующим компонентом которого является гидрологический режим.

Таким образом, теснейшее взаимодействие и взаимообусловленность природных компонентов дают возможность выделения в пойме природных комплексов нескольких категорий: региональных (от провинции до района), морфологических и парагенетических. Выделение трех категорий природных комплексов подчеркивает сложность структуры поймы.

КАК ИСПОЛЬЗОВАТЬ ДДЗ ПРИ СОЗДАНИИ ЦИФРОВЫХ ЛАНДШАФТНЫХ КАРТ (НА ПРИМЕРЕ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

В.В. Хромых
Томский государственный университет

В прикладных эколого-географических исследованиях используется широкий спектр данных дистанционного зондирования (ДДЗ), которые являются очень важным источником информации при построении ландшафтных карт наряду с крупномасштабными топографическими и тематическими картами. При этом всё большее значение приобретает построение электронных ландшафтных карт как одного из основных этапов создания ГИС экологического сопровождения инвестиционно-строительного проекта [5]. Достаточно трудно сделать правильный выбор ДДЗ для экологической ГИС, не зная плюсов и минусов каждого конкретного вида данных. Поэтому становится актуальной разработка методики применения ДДЗ при создании электронных ландшафтных карт в экологических ГИС.

Используемые ДДЗ можно разбить на две группы: аэрофотоснимки (АФС) и космические снимки высокого и сверхвысокого разрешения.

Многомаршрутная аэрофотосъёмка выполняется, как правило, по заказам лесоустроительных экспедиций или проектных институтов и содержит материалы масштаба 1:10 000 – 1:15 000. Таким образом, это один из самых крупномасштабных доступных источников пространственной информации. В то же время, для АФС присущи существенные недостатки: панхроматический характер изображения (оттенки серого цвета), очень большое количество снимков, каждый из которых требует географической привязки, и, как следствие, громадные объёмы внешней памяти компьютера, требуемые для хранения такой информации. Например, для небольшого по размерам нефтяного месторождения (~100–200 км^2) требуется 300–600, а то и более АФС. При размерах файла одного снимка около 4 Мб (300 dpi, 8 bit, TIFF) потребуется несколько компакт-дисков.

Космические снимки высокого и сверхвысокого разрешения обходятся, как правило, дороже, но, в отличие от АФС, поставляются обычно в виде одного файла, зачастую с географической привязкой. На сегодняшний день доступны космические снимки следующего разрешения:

– 45 м (цв) – сканер МСУ-Э российских спутников «Ресурс-О1, О2, О3», «Метеор-2»;

– 30 м (цв) – сканер МСУ-Э российского спутника «Ресурс-О4»;

– 30 м (цв) – сканер ТМ американских спутников Landsat 4–6;

– 15 м (ч/б) – сканер ТМ американского спутника Landsat 7;

– 20 м (цв), 10 м (ч/б) – сканеры HRV-Xs и HRV-P французских спутников SPOT 1–4;

– 23,5 м (цв), 5,8 м (ч/б) – сканеры LISS-3 и PAN индийского спутника IRS;

– 15 м (цв) – сканер ASTER американского спутника Terra [2];

– 5 м (цв) – камера КФА-1000 российского спутника «Ресурс-Ф»;

– 2–3 м (ч/б) – камера КФА-3000 российского спутника «Ресурс-Ф»;

– 2 м (ч/б) – камера КВР-1000 российских спутников «Комета» и ТКК серии «Космос»;

– 4 м (цв), 1 м (ч/б) – сканер американского спутника Ikonos;

– 2,44 м (цв), 61 см (ч/б) – сканер американского спутника Quick-Bird II [3].

Буквально в самое последнее время (осень 2002 г.) стали доступны снимки с французского спутника SPOT 5, оборудованного двумя новейшими оптико-электронными камерами HRG, с геометрическим разрешением до 10 м в спектрозональном режиме и 5 м в панхроматическом. Особенно большой интерес представляет режим Supermode, при котором обе камеры HRG SPOT 5 одновременно снимают в панхроматическом режиме одну и ту же территорию, а затем в результате интерполяции, проводимой в центре обработки данных, получается 2,5-метровое изображение [4].

По стоимости российские снимки немного дешевле зарубежных, однако необходимо учитывать, что снимки «Ресурс-О» доступны на данный момент только в архиве [1]. По точности привязки, на взгляд автора, выгодно отличается система SPOT. Космическим снимкам «Ресурс-О» и Landsat TM (цв) примерно соответствует масштабный уровень 1:200 000, SPOT, IRS и Terra – 1:100 000, а для КФА-3000 «Ресурс-Ф», КВР-1000 «Комета», «Космос», сканеров Ikonos и QuickBird II возможна даже работа в масштабе 1:25 000.

При построении ландшафтной карты сначала определяются границы типов местности. Ведущая роль при дифференциации отводится геоморфологическим факторам. Большое значение на этом этапе имеют цифровые геологические карты четвертичных отложений масштаба 1:200 000 (Госгеолкарта-200) и цифровая модель рельефа (ЦМР), создаваемая в виде триангуляционной сети (TIN) на основе высотных отметок и горизонталей с топокарты с помощью команды CreateTIN ГИС-пакета ArcInfo 8 (ESRI Inc.). Так, в пределах Западно-Сибирской равнины к склонам междуречий обычно можно отнести все смежные территории (треугольники сети) с углами наклона >2,5–3° (команда Eliminate). Очень хорошо границы типов местности (особенно поймы) дешифриру-

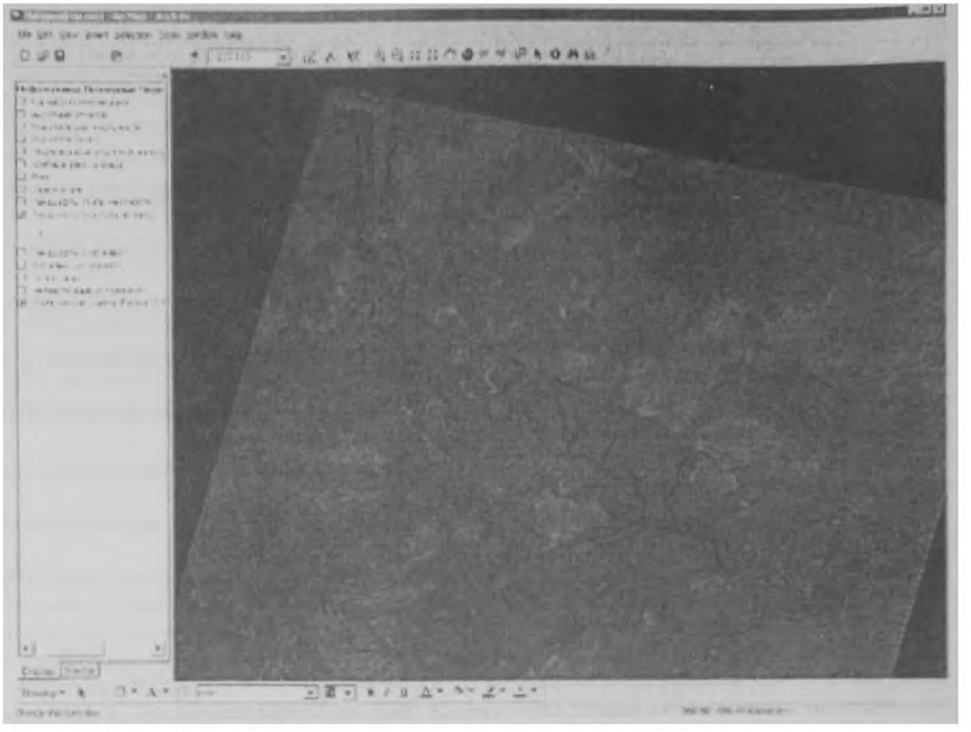


Рис 1 Коррекция границ ландшафтных систем с помощью космического снимка «Ресурс-О4» (район нефтепровода Пионерный – Колотушное)

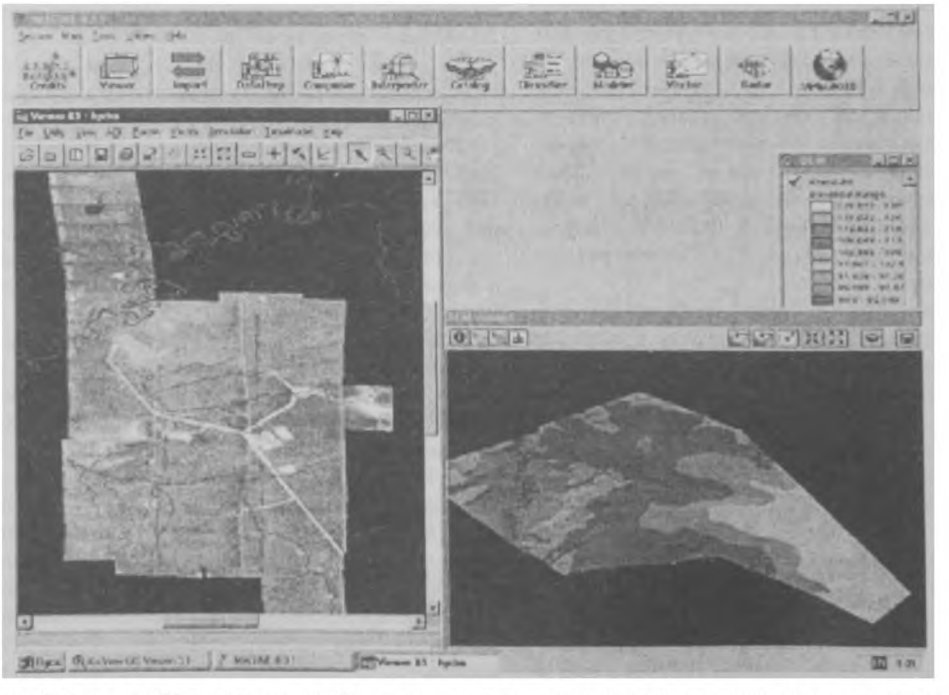


Рис 2 Мозаика из 90 аэрофотоснимков Крапивинского нефтяного месторождения, полученная с помощью ERDAS Imagine

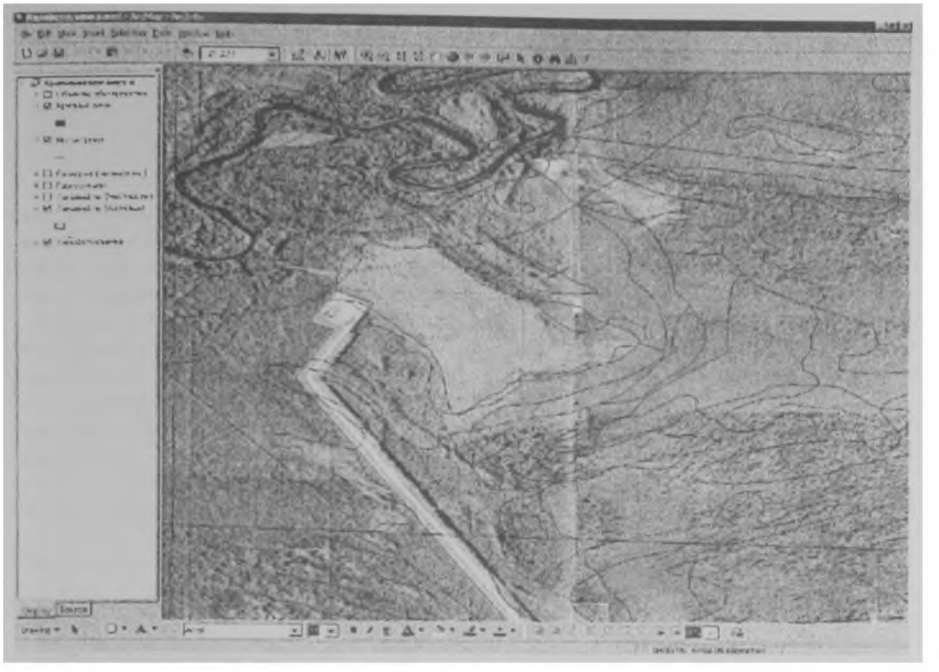


Рис 3 Коррекция границ урочищ с помощью мозаики аэрофотоснимков в ArcInfo

ются с космических снимков высокого разрешения российского спутника «Ресурс-О» (рис. 1), американских спутников Landsat и Terra, французского спутника SPOT. При этом в качестве подложки необходимо обязательно использовать цифровую топооснову с горизонталями.

Следующим шагом является определение границ геосистем уровня урочищ. На этом уровне районирования усиливается роль границ растительного и почвенного покрова, для выделения которых используются ДДЗ [1]. АФС и космические снимки сверхвысокого разрешения («Ресурс-Ф», «Комета», «Космос», Ikonos, QuickBird II) дешифрируются в пакете ERDAS Imagine 8.5 (LH Systems). Для этого они сначала привязываются к цифровой топооснове, затем в полуавтоматическом или «обучающем» режиме выделяются полигоны со сходной яркостью и структурой изображения и сопоставляются с данными топокарты, лесной инвентаризации и полевых наблюдений. В случае использования АФС с помощью функции Mosaic пакета ERDAS Imagine создаётся мозаика из аэрофотоснимков. Для удобства работы возможно создать один большой файл формата IMG из «слепленных» аэрофотоснимков (рис. 2). Места на диске для хранения такого файла требуется гораздо меньше, чем для сканированных АФС, так как устраняется перекрытие снимков, занимающее обычно 60–80% площади АФС.

Полученный слой полигонов растительности конвертируется в систему ArcInfo, где и строится карта урочищ (рис. 3). При оверлейных операциях (команды Intersect, Union) особенно осторожно следует подходить к удалению «паразитных» полигонов среди пойменных геосистем (команда Eliminate), так как большинство ландшафтов в центральной пойме имеет вытянутую структуру. Для наполнения атрибутивной базы данных по типам урочищ можно создать простой файл (TXT) в таблице INFO, а затем с помощью команды Joinitem осуществить слияние атрибутивной БД (TXT) и пространственной (PAT). В результате получается гигантская база данных, где каждый полигон ландшафтной карты имеет сведения (атрибуты) о каждом компоненте ландшафта. Полученную электронную ландшафтную карту можно легко использовать для различных видов сложного пространственного анализа, имеющих прикладное значение (расчёт устойчивости геосистем, эколого-экономического ущерба и др.).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Минобразования России (шифр PD02-1.5-428).

Литература

1. Китов А.Д. Компьютерный анализ и синтез геоизображений. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 220 с.
2. Москаленко И.В. ASTER – самые доступные космические снимки // ArcReview № 3. 2002. С. 2.
3. Москаленко И.В. Быстрая птица в полёте // ArcReview. №3. 2002. С. 2.
4. Москаленко И.В. SPOT-5: Миссия выполнима // ArcReview. №4. 2002. С. 24
5. Хромых В.В. ГИС экологического сопровождения инвестиционно-строительных проектов в нефтегазовой отрасли // Географические информационные системы в нефтегазовой промышленности. М.: Дата+, 2002. С. 142–146.

ОПЫТ СОЗДАНИЯ ГИС ДОЛИНЫ ТОМИ И АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ РУСЛА ТОМИ В РАЙОНЕ ТОМСКА С 1896 Г.

О.В. Хромых
Томский государственный университет

Существенные изменения природных комплексов, произошедшие в долине р. Томи с конца XIX в., имеют как природные, так и антропогенные причины. Выявить и классифицировать эти изменения – одна из сложнейших задач, решить которую можно гораздо легче, используя современные технологии пространственного анализа на основе географических информационных систем (ГИС).

На первом этапе данного исследования была поставлена цель проанализировать изменения русла р. Томи в окрестностях г. Томска с конца XIX в. Для достижения этой цели необходимо было решить следующие задачи:

– Поиск и сбор крупномасштабной картографической информации разновременных съёмок долины Томи;

– Перевод картографической информации в цифровую форму и создание ГИС долины Томи;

– Пространственный анализ изменения русла р. Томи за столетний период (1896–1998 гг.) средствами ГИС-технологий.

Был собран следующий картографический материал:

– топографические планы, составленные описной партией при Управлении Томского округа в 1896 г. масштаба 1:10 000;

– топографический план г. Томска, составленный в 1930–1932 гг. техперсоналом Съёмочно-инвентаризационного бюро Томского горкомхоза, масштаба 1:10 000;

– современные топографические карты съёмки 1978–1981 гг., обновленные в 1998 г.

Все выше перечисленные картографические источники были переведены в цифровую форму путём сканирования и последующей векторизации в программе Easy Trace (Easy Trace Group). Сканирование осуществлялось с разрешением 300 dpi и глубиной цвета 8 бит/пиксел в формате TIFF. Для привязки топографических карт была выбрана условная система координат. Привязка современных топографических карт осуществлялась на основе регулярной сетки опорных точек. После операций привязки и коррекции была проведена бинаризация растров, т.е. перевод их из 8-битных (256-цветных) в 1-битные (двухцветные). Затем была проведена чистка полученных растров. Надо отметить, что для каждой топокарты были созданы два бинарных растра: для горизонталей и гидросети. Векторизация осуществлялась в полуавтоматическом и ручном режимах.

После векторизации современных топокарт в проект Easy Trace были добавлены растры топопланов 1896 и 1930 гг. Привязка их происходила на основе нерегулярной сетки опорных точек. Для этого было выбрано несколько точек привязки к современным топокартам. Как показали результаты привязки, лучше всего в качестве опорных точек выбирать старые каменные дома на пересечениях старых улиц города, а также каменные мосты через небольшие речки (Ушайка) (рис. 1).

После операции проверки топологии в Easy Trace векторные данные (горизонтали, высотные отметки, гидросеть) были экспортированы в обменный формат GEN ГИС-пакета ArcInfo 8 (ESRI). На базе экспортированных файлов с помощью ArcInfo были созданы следующие векторные покрытия: рельеф (линейные и точечные объекты), крупные реки и озера (полигональные объекты), малые реки (линейные объекты).

После экспорта в ArcInfo полученных векторных слоёв был проведён пространственный анализ. Работу при проведении пространственного анализа облегчают такие возможности ArcInfo как:

– наложение векторных слоёв;

– возможность установки «прозрачности» полигональных слоёв;

– создание новых наборов данных с помощью оверлейных операций (Union, Clip, Intersect);

– построение цифровой модели рельефа (в модуле ArcScene).

Наложение векторных слоёв гидросети 1896 г. и 1930 г. показало, что значительные изменения произошли в районе устья р. Ушайка. Здесь русло р. Томь сместилось в юго-восточном направлении на 400–470 м, при этом образовался большой остров с внутренним водоёмом. Причём старое устье р. Ушайка в 1930 г. оказалось под водой, а новое устье находилось в 160 м к востоку от старого. О. Семейкин практически не изменился, но протока, отделяющая остров, значительно уменьшила свою ширину.

На рис. 2 отображены современная гидросеть (нижний слой) и гидросеть 1930 г. (верхний полупрозрачный слой). Видно, что произошли изменения в районе о Семейкин. Бывшая протока практически пересохла, а внутри острова появилась новая пересыхающая протока, которая практически разделила остров на две части: о. Семейкин и о. Заячий. В районе устья р. Ушайки исчезли острова, уменьшилась ширина русла р. Томи, и оно сместилось в западном направлении.

На рис. 3 отображены современная гидросеть (нижний слой) и гидросеть 1896 г. (верхний полупрозрачный слой) в районе Лагерного сада. Ниже по течению от Коммунального моста, построенного в 1973 г., исчез остров. Здесь за 100 лет русло р. Томи сузилось от 770 до 180 м, изменились глубины. Хозяйственная деятельность чело-

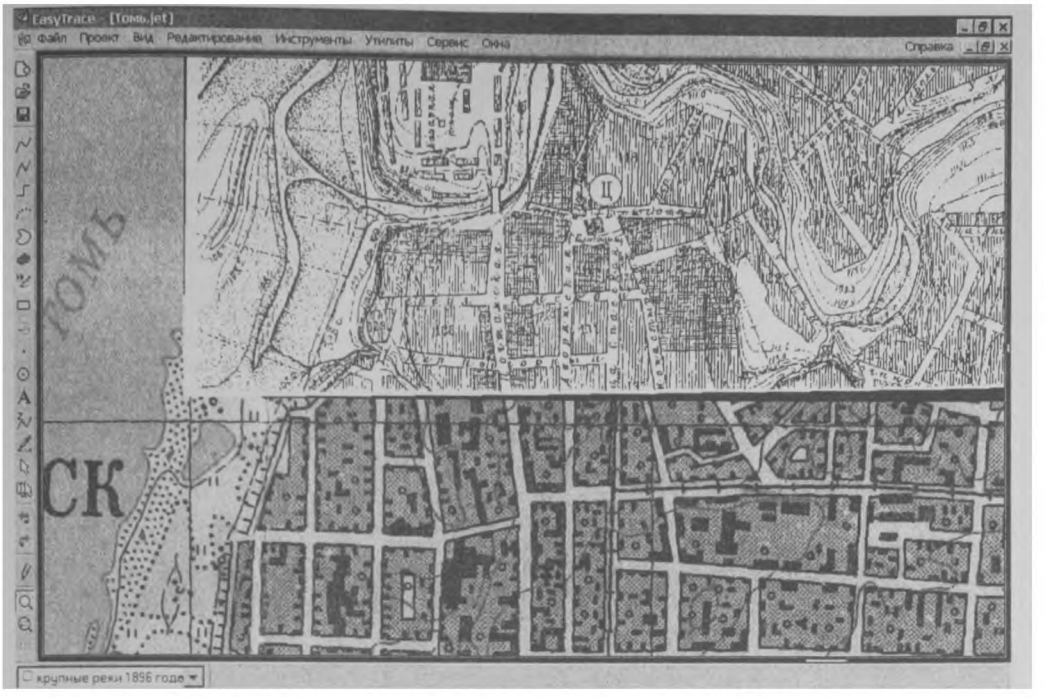


Рис. 1 Фрагмент топоплана 1896 г (верхний растр), привязанного к современной топокарте

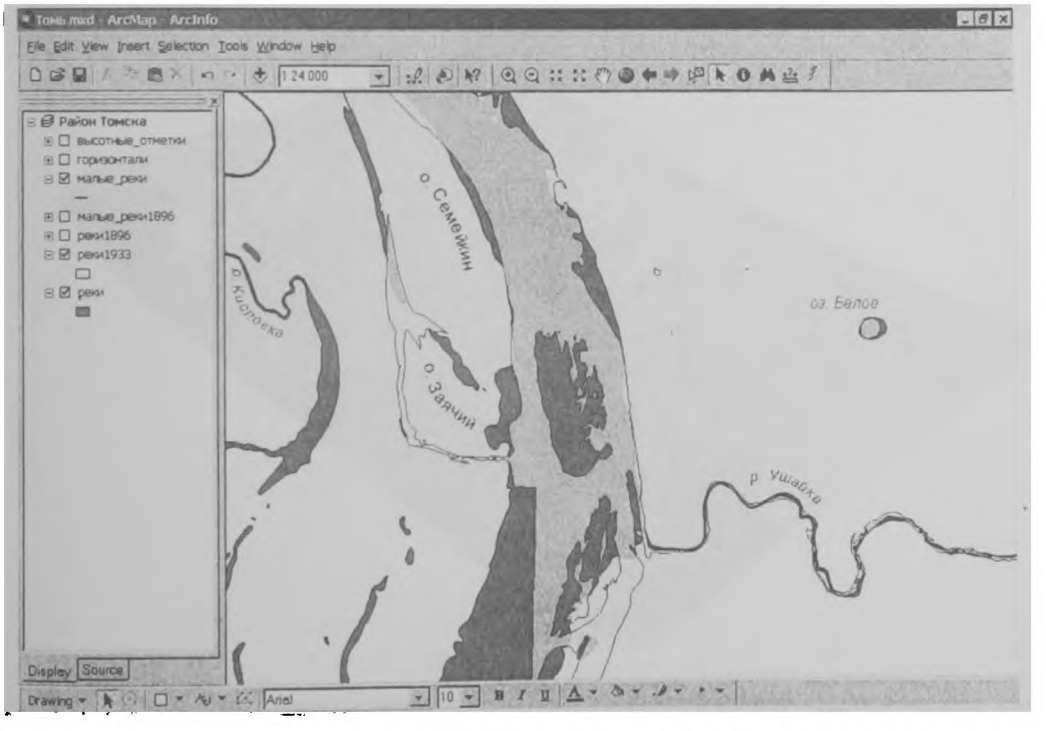


Рис. 2 Сравнение современной гидросети (нижний слой) и гидросети 1930 г. (верхний полупрозрачный слой) в ArcMap (ArcInfo 8)

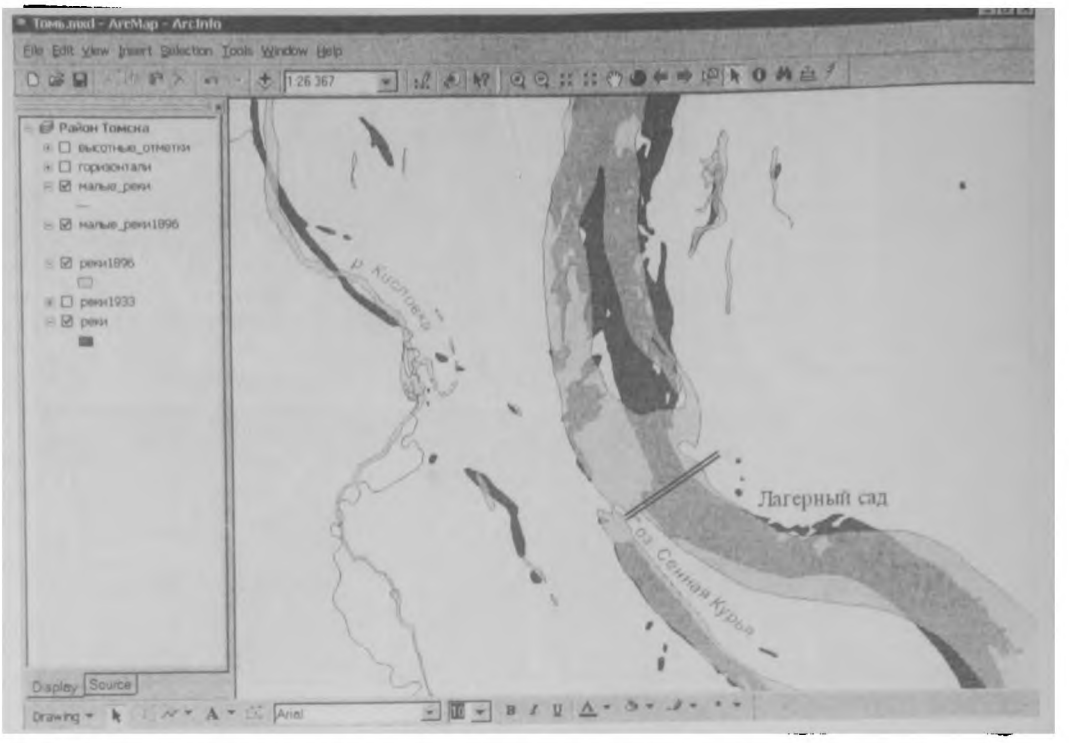


Рис 3 Сравнение современной гидросети (нижний слой) и гидросети 1896 г. (верхний полупрозрачный слой) в ArcMap (ArcInfo 8)

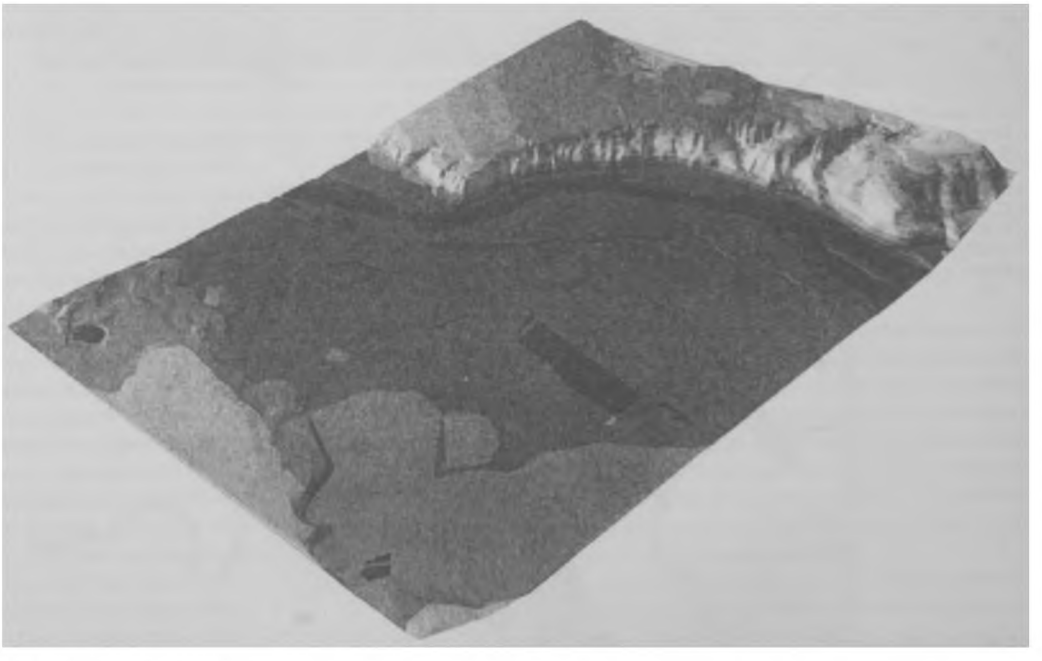


Рис 4 Трехмерная модель рельефа долины Томи в районе Лагерного сада, построенная с помощью модуля ArcScene (ArcGIS 8 1)

века, особенно добыча гравия в этом районе, которая велась с 1955 по 1986 гг., привела к пересыханию левой части русла. Расположенный ниже Коммунального моста участок реки в настоящее время представляет собой естественный отстойник наиболее крупных наносов, осаждающихся в виде многочисленных островов [1]. В районе Лагерного Сада наблюдается активный размыв правого коренного берега р. Томи, который за 100 лет составил 80–100 м. Также можно увидеть, что о. Сенная Курья раньше соединялось с Томью (до строительства Коммунального моста). На левобережье Томи р. Кисловка существенно изменила своё русло, при этом заметно уменьшилась ширина р. Кисловка, что связано с понижением уровня грунтовых вод вследствие усиления хозяйственной деятельности человека: это строительство Томского водозабора в 1973 г. [2], вырубка пойменных лесов, распашка пойменных земель под пашню, строительство дачных участков и др.

На основе высотных отметок и горизонталей с помощью модуля ArcScene программного комплекса ArcGIS 8.1 (ESRI) была построена цифровая модель рельефа (триангуляционная нерегулярная сеть – TIN) участка долины Томи в районе Лагерного сада. На рис. 4 показана трёхмерная модель рельефа, на которую наложена современная гидросеть. На модели чётко выделяется II надпойменная терраса р. Томь на левобережье, а на правобережье виден крутой склон междуречной равнины, который активно размывается. В будущем на основе подобных моделей планируется сделать анализ геоморфологических изменений в долине Томи за 100 лет.

Литература

1 Инишев Н.Г., Лещенко П.Н., Замараев Д.К., Малевич В.Г. Современное состояние русла р. Томи у г. Томска как результат антропогенного давления // Гидрологические исследования в Сибири. Томск: ТГУ, 1997. С. 33–34

2 Евсеева Н.С., Таран М.В. Озеро Песчаное и его окрестности как объект физико-географической практики // Вопросы географии Сибири. Томск, 1997. Вып. 22. С. 157–161.

МАМОНТОВАЯ ФАУНА ТАЙМЫРА – ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ И ПАЛЕОЭКОЛОГИИ

В.П. Чеха
Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Красноярск

Несмотря на многолетнее изучение природы Таймыра в четвертичном периоде, многие вопросы палеогеографии представляются неоднозначно и остаются дискуссионными. Это определяет, с природных позиций, и многообразие точек зрения на эволюцию, и причины вымирания отдельных представителей мамонтовой фауны.

Согласно наиболее распространенной теории, благоприятными для проживания в Субарктике мамонтов являлись условия резко континентального криоаридного климата с малоснежной суровой зимой, с существованием гиперзональных перигляциальных ландшафтов типа тундростепи при полной перестройке в эпохи похолоданий зональной ландшафтной структуры. Полагают, что тундростепи были высокопродуктивны и обладали необходимой для крупных растениеядных животных фитомассой. Таким образом, мамонт был адаптирован к весьма узкому диапазону ландшафтно-климатических изменений. Потепление на границе плейстоцена-голоцена привело к росту влагообеспеченности Субарктики и Арктики, распаду гиперзональной растительности, деградации многолетней мерзлоты, обильным снегопадам и увеличению снежного покрова, к широкому развитию термокарста и сильной заболоченности, заозеренности. Отметим, что природа Северной Азии пережила в позднем плейстоцене несколько эпох потеплений, но на жизнестойкость мамонтовой фауны это существенно не повлияло. Поэтому появилось очередное предположение о появлении в голоцене принципиально иных растительных ассоциаций, неблагоприятных для крупных травоядных [1, 2].

Все отмеченное и привело к вымиранию мамонтов. Анализ палеогеографических материалов с учетом современных эколого-географических условий Таймыра позволяет реконструировать эволюцию природы и крупных млекопитающих, в первую очередь в позднем плейстоцене-голоцене, иным образом.

1. На Таймыре имеется около 30 местонахождений остатков мамонтов, датированных радиоуглеродным методом. Предполагается, что обитали они здесь с окончания казанцевской трансгрессии (65 т.л.н.). Анализ датировок C^{14} из различных «холодных» и «теплых» толщ верхнего плейстоцена показывает, что неоднократные потепления-похолодания в каргинско-сартанское время не изменяли по сути общего облика мамонтовой фауны, наряду с остатками мамонта постоянно встречаются остатки лошади, реже бизона, овцебыка. В то же время наиболее многочисленные даты в промежутке 40–38 т.л.н. (малохетский оптимум) и немного дат в интервале 21–15 т.л.н. (гыданское похолодание) [3]. Пространственное распределение местонахождений позволяет говорить, что наиболее благоприятными для мамонтов были центральные и восточные части Северо-Сибирской низменности. Как сейчас, так и в прошлом это была наиболее континентальная часть Таймыра с минимальным развитием морских трансгрессий в разные отрезки позднего плейстоцена, с наименьшей циклонической деятельностью. Картины расселения мамонтов как на Таймыре, так и в целом в Северной Азии (по Л.А. Орловой) не дают оснований говорить и об адаптации мамонта к узкому диапазону ландшафтно-климатических параметров. Отмечается высокая экологическая пластичность, полизональность мамонтов, существование на севере популяций с различной тактикой перемещения (от оседлых до имеющих дальние сезонные миграции) [3].

2. Палеогеографические материалы не позволяют говорить о какой-то «природной катастрофе» на рубеже позднего плейстоцена-голоцена, а свидетельствуют о постепенности эволюционности природных событий. При этом природные изменения были частью внутризональными (в рамках тундровой зоны). Уже в сартанское время здесь происходило постепенное повышение среднезимних температур, а в интервале 13,5–9,7 т.л.н. условия природной среды были принципиально сходны с оптимумом каргинского времени (41–35 т.л.н.) [4]. Судя по наибольшему количеству датированных костей мамонта в указанных интервалах, эти условия были и наиболее благоприятными для жизни этих крупных млекопитающих.

3. Тундровый тип растительного покрова и в настоящее время характеризуется ярко выраженной комплексностью, многообразием жизненных форм растений, экстразональными и интразональными чертами. Биотопическое разнообразие тундры сохранялось и ранее, с вариациями в эпохи потеплений и похолоданий – более выраженное в первом случае, менее разнообразно во втором. В эпохи потеплений продуктивность тундры возрастала. Наиболее продуктивными были, как и ныне, минератрофные луга и болота с кустарниками [5]. Создание криоксеротических условий (согласно предположениям сторонников тундростепной концепции) даже на локальных участках тундры (например, вследствие повышения высоты) приводит к выхолаживанию местообитаний, усилению действия ветра и формированию наиболее бедных тундр. Широкое же развитие термокарста, заозеренность и замшелость – перманентные свойства тундровой зоны Таймыра со сплошной очень мощной многолетней мерзлотой. Последняя, по данным С.М. Фотиева, Н.С. Даниловой, Н.С. Шевелевой (1974), север-

нее Полярного круга в казанцевское, каргинское время, в голоцене не деградировала. Потепления климата лишь повышали несколько отрицательную среднегодовую температуру мерзлых толщ в рамках постоянных отрицательных среднегодовых температур воздуха.

4. Анализ радиоуглеродных дат костных остатков мамонта позволяет говорить о явных сдвигах таймырского мамонта на север, в подзону современной арктической тундры, в отдельные этапы каргинского времени (малохетское, липовско-новоселовское потепления), во второй половине сартанского времени. Это демонстрирует связь миграций мамонтов на север с периодами потеплений климата.

5. Таким образом, приведенные положения противоречат указанной выше гипотезе природной обусловленности вымирания мамонтов. Нам представляется, что этот вопрос необходимо рассматривать и в биоэволюционном плане на фоне всей Северной Азии.

Работами экологов, зоогеографов (С.С. Шварц, Ю.И. Чернов и др.) установлено, что типичным арктическим видам млекопитающих свойственны пониженный метаболизм, невысокая плодовитость, замедленный рост и развитие. Большинство благоденствующих в тундровой зоне животных находятся на весьма низком филогенетическом уровне, характеризуются низкой организацией, определенной примитивностью. Этот путь пассивной адаптации (пассивных эколого-физиологических приспособлений к природной среде) в пессимальных условиях оказывается для животных наиболее выгодным. Существующие на Таймыре природно-климатические градиенты проявляются (по меридиану) на гораздо меньшей площади, чем в южных широтах. Соответственно этому состав фауны, флоры, облик сообществ на протяжении тундровой зоны от её северных границ к южным изменяется чрезвычайно резко. Адаптация к зональным условиям – всегда определенная специализация, ограничивающая возможность обитания в других зонах. Она тем глубже, чем суровее климат.

Имеется и второй путь – активной адаптации. Он фиксируется повышением интенсивности роста, скорости развития, созревания, усилением общей жизнедеятельности и регуляторных процессов, в целом противостоянию суровым условиям. Этот путь был характерен для вселявшихся в Субарктику и Арктику более южных видов, а также полизональных, обитавших во многих зонах менее специализированных. В настоящее время такие виды заселяют южные части тундровой зоны более активно, чем типичные обитатели Заполярья.

Полизональным, эврибионтным, судя по его временным и пространственным рамкам развития в Северной Азии, был и мигрировавший в Субарктику мамонт позднего типа – Mammunthus primigenius Blum. Помимо указанных выше признаков активной адаптации к условиям Субарктики, видимо, можно говорить и об определенной преадаптации его в более южных широтах Средней Сибири. Здесь в плейстоцене в отдельные периоды были развиты степные, лесостепные ландшафты с чертами тундроподобности. Помимо физиологических адаптационных процессов путь приспособления к природной среде заключался также в выборе подходящих биотопов, чаще интразональных, в избегании неблагоприятных природных воздействий, в миграциях и т.д.

Как один из вероятных сценариев распада мамонтовой фауны в Субарктике и Арктике можно представить себе следующий. На протяжении тысячелетий, очевидно, происходило усиление «арктической типичности» мамонтов вследствие смены достаточно широких природных показателей на тундровые. Такие реадаптационные процессы («развитие вспять») обычно губительны для организмов. Реадаптация с усилением весьма негативных биологических процессов, сказалась на постепенном распаде мамонтовой фауны. Не потепление климата, а именно «пресс» Арктики со своими специфическими, узкоспециализированными адаптационными требованиями стал, в конечном счете, причиной распада и вымирания столь крупных животных, как мамонты. В условиях реадаптации миграции к югу для них стали невозможными. В поисках новых благоприятных биотопов мамонтовая популяция в условиях потепления климата стала в конце позднего плейстоцена и в голоцене сдвигаться к северу. На острове Врангеля мамонты пережили и атлантический период голоцена, выродившись в карликовую форму. Но процесс распада и вымирания был для них уже неизбежен.

Литература

1. Верещагин Н.К. Почему вымерли мамонты. Л.: Наука, 1979.
2. Шер А.В. Природная перестройка в Восточно-Сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 1, 2.
3. Сулержицкий Л.Д., Романенко Ф.А. Возраст и расселение «мамонтовой фауны» Азиатского Заполярья (по радиоуглеродным данным) // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 4.
4. Большиянов Д.Ю., Федоров Г.Б. Изменения природной среды полуострова Таймыр в позднем неоплейстоцене // Таймыр. Малочисленные народы. Природные условия. Фауна. СПб ; Хатанга: Европейский дом, 2001.
5. Кожевников Ю.П. Природные условия постледниковья на севере Азии // Геогр. природные ресурсы. 1999. № 2.

МЕТОДОЛОГИЯ АНАЛИЗА ЭВОЛЮЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

В.И. Шишлов
Институт оптического мониторинга СО РАН, г. Томск

Актуальность и практическая значимость проблем изменения окружающей среды возросли в связи с негативными тенденциями эволюции как отдельных природно-антропогенных систем, так и природной среды планеты. Сложность проблем эволюции географической среды, изменений климата, явлений биологической и социальной жизни в условиях возрастания роли новых типов неестественных природно-техногенных взаимодействий, несогласованности природно-антропогенных и других межсистемных отношений в геосфере вызвали необходимость пересмотра стратегии изучения такого рода иерархически связанных проблем [1] и разработки новых общенаучных методологических подходов. Решение фундаментальных проблем в части установления причинно-следственных связей в наблюдаемых изменениях под влиянием природных и антропогенных факторов требует разработки методологических основ мультидисциплинарных исследований взаимосвязанных проблем на основе комплексного мониторинга окружающей среды.

Основываясь на представлениях о геосфере как о глобальной иерархической макросистеме, развитие такой методологии базируется на системно-эволюционной парадигме взаимообусловленных изменений систем, межсистемных отношений и циклов процессов в геосфере [2]. Географическая среда содержит компоненты, которые связаны через цепи процессов в деятельном слое и процессы биосферного цикла, поэтому полное целостное представление об их изменениях можно получить при использовании системно-эволюционного подхода.

ОСНОВЫ МЕТОДОЛОГИИ СИСТЕМНО-ЭВОЛЮЦИОННОГО ПОДХОДА

В рамках системно-эволюционного подхода к исследованию сложных систем и явлений в геосфере предметом исследований являются взаимообусловленные необратимые и условно обратимые изменения систем (их структур и свойств), межсистемных отношений и циклов процессов многоуровневой макросистемы. С необратимыми изменениями связаны способности систем к эволюции любого типа: химической, биологической, геологической. С условно обратимыми изменениями разного масштаба связаны изменения подсистем геосферы, которые являются открытыми системами. Появление антропоэкосистем, эволюционные изменения которых обусловлены необратимыми структурными изменениями, целенаправленными преобразованиями природных комплексов и сред, реорганизацией внутрисистемных процессов энерго-массообмена и действием механизмов целенаправленного отбора социально значимых изменений, привело к изменению межсистемных отношений и условий существования природных геосистем.

Любая геосистема является элементом геосферы, подсистемой биосферы, компонентом природно-климатической системы, а некоторые геосистемы входят в природно-хозяйственные комплексы, что обусловливает открытость и множество функций геосистемы, которые реализуются в рамках различных межсистемных отношений. Исследование изменчивости открытых систем при необратимых структурных и функциональных изменениях привело к пониманию взаимообусловленного единства пространственно-структурных и функциональных изменений геосистем, преобразований их отношений в рамках макросистемы и реорганизации процессов, которые предопределяют ход их эволюции. Новое понимание проблем изменчивости привело к введению новых понятий: частично обратимые изменения, согласованность отношений, эволюционное преобразование, единый цикл процессов, согласующее преобразование, уровень согласованности. Это позволило сформулировать новые принципы, сформировать систему представлений и развить методологию системно-эволюционного подхода к изучению изменчивости сложноорганизованных систем (рис. 1). По методологии системно-эволюционного подхода геосфера Земли рассматривается как многоуровневое системно-организованное образование элементов, связанных процессом единого цикла энергопреобразования и энергомассопереноса, а анализ изменчивости состояний ее подсистем проводится с учетом преобразований их отношений, межсистемных взаимодействий, их последствий и возможных процессов эволюции.

В рамках системно-эволюционного подхода принцип единой системы отношений элементов и процессов многоуровневой макросистемы отражает единство структурно-функциональной организации и отношений, а также единство сопряженных явлений и связанных процессов в подсистемах разного уровня. Принцип единого цикла согласованных процессов многоуровневой макросистемы отражает единство всех стадий сложных процессов, протекающих в подсистемах разного уровня, включая системы поддержки. Принцип относительной согласованности внутрисистемных и межсистемных отношений утверждает об относительности существования стационарного состояния системы, которое реализуется в квазиравновесном режиме при условии согласованности внутрисистемных отношений подсистемы и ее отношений с другими системами всех уровней. При этом изме-

Рис. 1. Системно-эволюционная методология и средства методического обеспечения

нение любого из межсистемных отношений влияет на режимы процессов, что приводит к изменению их общего результата и к преобразованию состояния системы. Принцип относительной полноты, истинности и точности знаний о сложных системах накладывает ограничения на разрешимость проблем и реализуемость прагматических моделей, обеспечивающих достижение желаемых изменений.

С использованием этих понятий и принципов развивается новая система представлений об эволюционных процессах; разрабатываются теории, средства моделирования, методы анализа, интерпретации результатов мультидисциплинарных исследований и мониторинга.

ПРИРОДА И МЕХАНИЗМЫ ИЗМЕНЕНИЙ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Единая система отношений элементов и процессов геосферы предстает как единство связанных процессов и явлений в подсистемах разного уровня, а в пределах хорологических единиц совокупности климатических, гидрологических, геохимических процессов, явлений биогеоценотической, биологической и биосоциальной жизни связаны единой системой отношений с элементами подсистем, в которых они существуют. В условиях единой системы отношений можно выделить циклы упорядоченных процессов и явлений с определенными результатами на выходе, которые обеспечивают будущие процессы другого уровня или поддерживают условия их существования. Так, погодные условия и параметрические поля поддерживают условия существования биогеоценотических явлений. Тесные связи и взаимообусловленность процессов определяют изменчивость состояний геосистем и приземной атмосферы в зависимости от всей совокупности совместно протекающих процессов с учетом их сопряженности. Все объекты геосферы выполняют энергопреобразующие функции. Энергопреобразующие системы (ЭПС) связаны в рамках единой системы природных циклов энергомассопереноса и образуют самоорганизованные многоуровневые системы направленной поддержки процессов в подсистемах геосферы, биосферы и социосферы. Климатическая система (ЭПС I уровня) обеспечивает энергомассоперенос в рамках геосферы, реализует круговорот элементов и поддерживает атмосферные условия и среду, необходимую для функционирования явлений других уровней (биогеоценотических и биотических). Энергия, получаемая в климатической системе, поглощается объектами географической среды. Автотрофные экосистемы, в которых фитоценозы (ЭПС II уровня) превращают энергию излучения и косного вещества в биомассу, обеспечивают поддержку энергомассопереноса в рамках биосферы. Они реализуют круговорот биогенных элементов и поддерживают газовый состав атмосферы и среду жизни, необходимую для существования живых биосистем. Получаемая в фитоценозах энергия живого вещества распределяется между гетеротрофными биосистемами-потребителями. Природно-хозяйственные системы (ЭПС III уровня) обеспечивают энергомассоперенос в рамках социосферы, реализуют круговорот элементов жизнеобеспечения биосоциальных систем и поддерживают условия существования высокоорганизованных форм жизни в рамках социума (ЭПС IV уровня).

Циклические изменения процессов и сред происходят под влиянием отношений внешних сил, потоков излучения, глобальных круговоротов, циклов энергомассопереноса, циркуляции в рамках кинетических и термодинамических законов. Направленные условно обратимые изменения сред осуществляются в виде цепей биогеохимических превращений в биогеоценозах, фотохимических превращений в атмосфере, многофазных синоптических процессов и сопряженных с ними многорежимных процессов погодообразования в приземной атмосфере. Характерное время существования направленных неравновесных процессов определяется условиями сохранения их организации и обеспечения поддержки. Изменчивость нескольких совместно протекающих процессов разной природы (биологических, гидрологических,

метеорологических, техногенных) в рамках одной хорологической единицы вызывает сопряженные преобразования режимов сложных процессов одного или нескольких циклов геосферы и соответствующие эволюционные трансформации ее подсистем.

Условно обратимые преобразования структуры ландшафтной системы в существенной мере определяются сукцессией растительного сообщества, в ходе которой осуществляется последовательная смена одних биоценозов другими и изменяется соотношение доминирования видов. Факторами эволюции биогеоценозов являются климат, состав и свойства сред (атмосферы, поверхностных вод, почв), согласованность межсистемных отношений. Из результатов системно-эволюционного анализа следует:

– сукцессионные смены происходят при возникновении состояний внутрисистемной несогласованности элементов системы через интервалы времени, соизмеримые с циклом жизни вида;

– повторяемость и подобие циклов развития сукцессии реализуются при ограниченных колебаниях факторов эволюции и сохранении согласованности ее межсистемных отношений;

– морфологические изменения и преобразования пространственной структуры ландшафтной системы (топографические смены-перемещения растительных ассоциаций в пределах ботанико-географического района) происходят при изменении гидрологических свойств сред, местообитаний.

Необратимые преобразования геосистем и деградационные смены состояний ландшафтов эволюционной направленности происходят при изменении химического состава сред. Смена геохимических условий и реорганизация геохимических процессов вызывают динамический ряд процессов негативной трансформации биогенных геосистем от лесных к травяным и далее к биогенным (пустоши). Геохимическая эволюция ландшафта обусловлена изменением геохимических процессов в рамках цикла биологического круговорота веществ.

При изменениях климата сукцессионная система может мигрировать вслед за перемещением границ климатического района (географическая смена), если в местообитаниях формируется пригодная для ее видов ценотическая среда. Однако даже кратковременное (в течение нескольких месяцев) уменьшение интенсивности солнечной радиации в вегетационной период (например, при замутнении атмосферы) может привести к гибели фитоценозов.

Антропогенные преобразования природной системы при социальном освоении территории, развитии природно-хозяйственных комплексов, создании инфраструктуры и объектов техносферы изменяют систему отношений и формируют новые механизмы взаимодействия объектов, дополнительные цепи геохимических, гидрогеохимических процессов, что вызывает эволюционную трансформацию географической среды и эволюционные последствия: изменения биогеохимических круговоротов, гидрологических условий, парникового эффекта, деградацию биосистем, формирование эволюционных тупиков и исчезновение видов.

РЕЗЮМЕ

Опыт исследования эволюции природно-климатических систем [2] и анализа проблемных ситуаций эволюции географической среды под воздействием природных и антропогенных факторов (деградации лесов и преобразования ландшафтов при техногенных геохимических преобразованиях сред, преобразования горно-таежных лесов при нарушении естественного цикла лесовосстановления [3], гидроклиматических изменений при строительстве водохранилищ) показывает, что синтетическое мышление, присущее системно-эволюционному подходу, позволяет систематизировать разнородные элементы знания и преодолеть трудности решения взаимосвязанных задач организованной сложности.

Выделение согласованных результатов мониторинга, моделирования, теоретических исследований и численных расчетов в ходе их системно-эволюционного анализа, многоуровневой (системной и мультидисциплинарной) интерпретации и многофакторной оценки может дать в итоге элементы нового интегрированного знания. Это требует развития методологии многофакторного моделирования, при котором необходимо с достаточной полнотой учитывать и описывать не только отдельные процессы, но и их взаимосвязи. Результатом такого учета становятся модели межсистемных отношений, из которых следуют дополнительные требования к методам и технологии научно-исследовательского мониторинга.

При наличии эмпирических знаний о характере изменений основных циклов природных процессов удается выявить эволюционные факторы и построить относительно простую модель конкретной проблемной ситуации, которая позволяет найти пути поиска решений сопряженных задач согласования межсистемных отношений и реорганизации цикла процессов в природно-антропогенной системе.

Литература

1 Заварзин Г.А., Котляков В.М. Стратегия изучения Земли в свете глобальных изменений // Вестник РАН. 1998. Т. 68. № 1. С. 23–29.

2 Кабанов М.В., Комаров В.С., Шишлов В.И. Проблемы анализа и моделирования региональных природно-климатических изменений // Региональный мониторинг атмосферы. Ч. 4. Природно-климатические изменения / Под ред. М.В. Кабанова. Томск: МГП «Раско», 2000. С. 200–255.

3 Shishlov V.I. Analysis of ecological problems in antropoecosystems // Proceedings KORUS The 5th Korea-Russia International Symposium on Science and Technology. Tomsk, 2001. Vol. 2. P. 80–83.

ГИДРОЛОГИЯ
И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВОДНОГО РЕЖИМА Р. ОЛЕНЬЕЙ РЕЧКИ И ИХ УЧЕТ ПРИ РАЗРАБОТКЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СТОКА

Ю.В. Авдеева, Д.А. Бураков
Красноярский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды с региональными функциями

Река Оленья Речка является типичной горной рекой Западного Саяна. Ее бассейн расположен на Северном склоне Ойского хребта в месте его стыка с хребтами Кулумус и Кедранский на высоте 1450–1850 м. Бассейн реки имеет ярко выраженную вертикальную высотную поясность. Нижняя часть бассейна полностью покрыта хвойным лесом, переходящим в высокогорное редколесье на подзолах и горно-луговых почвах с редкими пятнами горных подзолов. Редколесье заканчивается поясом кустарниковой растительности на горных подзолах. Выше, в гольцовой зоне, непосредственно на каменистом грунте располагается слой мха и лишайника [5]. Лесистость бассейна – 37%.

В бассейне реки встречаются многолетнемерзлотные грунты в виде островов среди талого грунта.

Бассейн характеризуется избыточным увлажнением. Годовая норма осадков составляет 1300 мм. Слой годового стока достигает 1050 мм. Вероятное значение годовой нормы испарения – 250–300 мм. Это один из наиболее увлажненных бассейнов Енисея.

В связи с важностью изучения элементов водного баланса при прогнозировании стока весеннего половодья рассмотрим основные составляющие водного баланса за этот период. Расчет таких элементов, как подача воды на водосбор (включает в себя запас воды в снежном покрове перед началом таяния и осадки, выпавшие на водосбор за период снеготаяния), слой и потери стока весеннего половодья был выполнен за 15–20 лет, включающих различные по водности годы, а также отдельно для среднего, максимального и минимального по водности года. Для расчетов использовались ежедневные температуры воздуха и суточные суммы осадков. В бассейне реки имеются детальные наблюдения за распределением снежного покрова по высотным зонам. Подача воды на водосбор, слой и потери стока весеннего половодья определялись отдельно для каждой высотной зоны бассейна с учетом градиента, характеризующего изменение указанных элементов с высотой. Значения высотных градиентов определялись с использованием многолетних наблюдений на опорных станциях, расположенных на разных высотах. Расчеты элементов водного баланса проведены на ЭВМ в процессе гидролого-математического моделирования стока.

Распределение элементов водного баланса весеннего половодья по высотным зонам имеет определенную закономерность. С высотой до некоторого уровня происходит увеличение величин подачи воды на водосбор и стока. Далее значения этих характеристик уменьшаются. Для бассейна Оленьей Речки (Западный Саян) уровнем, выше которого происходит уменьшение снегозапасов и стока, является высота 1650 м, где расположена граница леса и прилегающая полоса кустарников (табл. 1). Выше располагается мохово-лишайниковая горная тундра, где развит метелевый перенос снега. Это подтверждается данными специальных снегомерных съемок.

По данным, полученным в процессе гидролого-математического моделирования, потери стока с высотой изменяются медленнее, чем другие элементы водного баланса (табл. 1), в верхних высотных зонах они, также как и подача воды на водосбор и сток, уменьшаются. Это может быть связано с преобладанием здесь на больших высотах почв с большим содержанием каменистых и щебнистых фракций и вечной мерзлоты. Обращает на себя внимание довольно четкая зависимость потерь от величины поступления воды (табл. 2).

Гидрограф стока рассматриваемой реки характеризуется низкой зимней меженью и выраженной многоводной фазой в теплый период года с многочисленными подъемами и спадами стока, вызванными неравномерностью снеготаяния и выпадением обильных дождей. Для количественной оценки типов водного питания реки было проведено генетическое расчленение гидрографов стока по источникам питания с учетом хода температуры воздуха, атмосферных осадков, снеготаяния для характерных по водности лет: многоводного, среднего, маловодного. Подземную составляющую представим в виде суммы:

– устойчивое (базисное) питание, определяемое по расходам воды в период зимней межени;

– динамичное подземное питание, ход которого в сглаженном виде повторяет ход речного стока с более поздним максимумом из-за зарегулированности стока по-

Таблица 1

Распределение элементов водного баланса за период половодья по высотным зонам в бассейне р. Оленья Речка – труднодоступная станция Оленья Речка

Высотная зона, м	<1450	1450–1550	1550–1650	1650–1750	>1750
Подача воды на водосбор за период весеннего половодья, мм	648	856	830	744	511
Слой стока весеннего половодья, мм	461	560	544	488	366
Потери стока весеннего половодья, мм	187	296	286	256	145

Таблица 2

Распределение элементов водного баланса за период весеннего половодья в бассейне р. Оленья Речка за годы различной водности

Река – пункт	Градация года по водности	Год	Подача воды на водосбор, мм	Слой стока, мм	Потери стока, мм
Р. Оленья Речка – тдс Оленья Речка*	Средний за выбранный период		788	504	284
	Средний	1990	727	447	280
	Многоводный	1973	1074	621	453
	Маловодный	1984	516	375	141

* тдс – труднодоступная станция

чвенно-грунтовой емкостью бассейна (выделение этого типа питания на гидрографе выполняется с учетом положения минимальных расходов воды, разделяющих «волны» талого и дождевого стока, характерные для режима реки в теплую часть года).

Для Оленьей Речки доля устойчивой базисной составляющей в подземном питании достигает 21–27 %, динамичной – 29–33 %. Таким образом, если рассматривать подземный сток как сумму устойчивой базисной и динамичной подземной составляющих, то р. Оленья Речка относится к типу рек с преобладанием подземного питания. Однако основная часть динамичного подземного стока приходится на теплый период времени. Зимой расходы воды очень малы (0,004–0,041 м³/с). Долина Оленьей Речки, ширина которой в пять – семь раз больше ширины русла, сложена галечными отложениями. Весной происходит аккумуляция поверхностных вод в галечники и пополнение запаса подземных вод, гидравлически связанных с поверхностными. На спаде половодья большая часть этих вод возвращается в реку. Зимой при промерзании грунтов сток реки резко уменьшается.

Талые воды составляют в питании р. Оленья Речка 28–30%, дождевые – 16–22%. Подобное распределение источников питания характерно для горных рек Западного и Восточного Саяна в сходных условиях рельефа, геологического строения и увлажнения. Это подтверждается и на примере р. Нижняя Буйба. Река стекает с юго-восточного склона Араданского хребта Западно-Саянской горной системы, средняя высота водосбора 1420 м, площадь водосбора 179 км². Небольшая разница степени естественной зарегулированности сравниваемых рек объясняется различием их площадей водосборов (р. Оленья Речка – 3,84 км², Нижняя Буйба – 179 км²). Годовые модули стока очень близки по величине и составляют 33,7 л/с км² для р. Нижняя Буйба и 31,3 л/с км² для р. Оленья Речка. Распределение типов питания сравниваемых рек совпадает.

Следовательно, рассматриваемые бассейны Саяна отличаются значительным подземным питанием, пополнение которого происходит в период обильного поступления талых и дождевых вод. Эти особенности в формировании водного режима реки Оленья Речка были учтены при совершенствовании модели стока, разработанной в 1966–1978 гг. для условий лесной (заболоченной) зоны Западной Сибири [1–3] и в последующие годы реализованной применительно к горно-равнинным бассейнам Восточной Сибири [4]. Структурно модель формирования стока можно разбить на следующие блоки: подмодель распределения по высотным зонам снегозапасов, осадков и параметра потерь стока; подмодель склонового притока; подмодель руслового добегания; подмодель, учитывающая начальные запасы воды в речной системе. Подробно все основные уравнения модели рассмотрены в [1–3].

Остановимся более полно на подмодели расчета склонового притока q(t). В ее основе лежит концепция динамичного (гравитационного) запаса воды W(t) на склонах, связанного с q(t) в общем случае не линейно [1–3]:

$$W(t+1)=W(t)+\Delta W(t)-q(t);\ \Delta W(t)=(h-Z-I)_1\varphi(t);$$

$$q(t+1)=\alpha[W(t+1)]^n, \qquad (1)$$

где t – время; φ(t) – относительная действующая площадь, в пределах которой происходит пополнение динамичного запаса воды (изменяется от нуля в состоянии высыхания бассейна, до (1–ω) при насыщении почвы водой); ω – доля постоянно бессточной площади в бассейне; h – слой подачи дождевой (талой) воды за расчётный интервал; Z – испарение; I – впитывание, связанное с пополнением базисного стока и определяемое по расходу воды Q_{min} в конце кривой истощения ($I = 86{,}4Q_{min}/F$, мм/сут); α – переменный коэффициент, учитывающий гидравлические условия и другие факторы [4]; n – показатель степени. При линейной зависимости (n=1) уравнение баланса (1) примет вид

$$W(t+1)=W(t)[(2-\alpha)/(2+\alpha)]+DW(t+1)[2/(2+\alpha)]. \qquad (2)$$

В рассмотренном выше варианте склоновый сток представлен динамичной составляющей, формирующейся в результате накопления и сработки динамичного запаса воды на склонах (формулы 1, 2), и базисной составляющей с постоянным расходом Q_{min}. Более детальная модель склонового притока основана на его представлении в виде суммы трех составляющих:

1) «динамичный», т.е. поверхностный, а также быстрый почвенно-грунтовый приток (q);

2) «медленный» ($q_м$) почвенно-грунтовый приток, формирующий нижнюю часть гидрографа половодья (паводка);

3) «базисный», устойчивый приток, с постоянным суммарным расходом воды Q_{min}, на который выходит кривая истощения (спада).

В этом случае водоотдача бассейна ΔW делится на две части $\Delta W_1 = (1-\lambda)\,\Delta W$, $\Delta W_2 = \lambda \Delta W$, где λ – доля водоотдачи, формирующей «медленный» склоновый приток. Далее рассчитываются по уравнению баланса вида на любой момент времени «динамичный» (W) и «медленный» ($W_м$) запасы воды на склонах:

$$W(t+1) = W(t)[(2-\alpha)/(2+\alpha)] + \Delta W_1(t+1)[2/(2+\alpha)], \quad (3)$$

$$W_м(t+1) = W_м(t)[(2-\alpha_м)/(2+\alpha_м)] + \Delta W_2(t+1)[2/(2+\alpha_м)]. \quad (4)$$

Составляющие притока определяются аналогично:

$$q(t+1) = \frac{\alpha}{2}[W(t) + W(t+1)];$$

$$q_m(t+1) = \frac{\alpha_m}{2}[W_m(t) + W_m(t+1)];$$

$$q_0(t+1) = q(t+1) + q_m(t+1), \quad (5)$$

причем α определяется, как изложено в [4], а $\alpha_м$ сначала задается в несколько раз ниже α_0 (с учетом того, что зарегулированность «медленной» составляющей притока выше «динамичной»), и в дальнейшем уточняется путем оптимизации. Для р. Оленьей Речки, отличающейся высоким грунтовым («медленным») питанием, после оптимизации получены следующие значения рассматриваемых параметров: λ=0,50 (характеризует долю водоотдачи, формирующей медленную составляющую притока); α_0= 0,26 (характеризует скорость истощения динамичной составляющей притока); α= 0,010 (характеризует скорость истощения медленной составляющей притока). Заметим, что, например, для горно-равнинной р. Качи (пос. Емельяново), отличающейся преобладанием глинистых и суглинистых грунтов, λ получено равным 0,20.

Как показали модельные расчеты, применение рассмотренного подхода дает более близкое совпадение рассчитанных и наблюденных гидрографов по сравнению с однообъемной схемой трансформации склонового притока.

Литература

1 Бураков Д.А. О влиянии испарения на сток весеннего половодья в лесной зоне // Метеорология и гидрология. 1968. № 12. С. 55–61

2 Бураков Д.А. Математическая модель расчета весеннего половодья для равнинных заболоченных бассейнов // Метеорология и гидрология. 1978. № 1. С. 49–59

3 Бураков Д.А. Кривые добегания и расчет гидрографа весеннего половодья. Томск, 1978. 129 с

4 Бураков Д.А., Авдеева Ю.В. Технология оперативных прогнозов ежедневных расходов (уровней) воды на основе спутниковой информации о заснеженности (на примере р.Нижней Тунгуски) // Метеорология и гидрология. 1996. № 10. С.75–87.

5 Формирование весеннего стока в высокогорной части Западного Саяна (бассейн р. Оленья Речка) // Фондовые материалы Среднесибирского УГМС. Красноярск, 1964. 89 с.

УЧЕТ ВЕСЕННИХ ЗАМОРОЗКОВ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ГИДРОЛОГО-МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ПРОГНОЗА

Д.А. Бураков, А.А. Адамович
Красноярский научный центр при СУГМС-Р
Томский государственный университет

Процесс формирования стока при неустойчивой весенней погоде носит прерывистый характер. Во время потеплений, в ходе снеготаяния, талая вода насыщает поры снега и ее избыток поступает на поверхность почвы. В периоды похолоданий при отрицательной температуре снеготаяние прекращается, вода, содержащаяся в порах снега, замерзает, лужи и ручьи на свободных от снега участках покрываются льдом, а оттаявшая с поверхности почва начинает повторно промерзать.

Попытка учета в моделях талого стока фазовых превращений воды при похолоданиях предпринята в работах В.И. Корня, Ю.Б. Виноградова, Л.С. Кучмента и др. [3–5]. Исследования Л.С. Кучмента и Ю.Б. Виноградова основаны на гидрофизическом расчете динамики почвенной влаги в зоне аэрации и фазовых превращений воды в снежном покрове и почве. Эти исследования развивают теоретические аспекты математического моделирования процессов формирования стока. Однако многие необходимые для их реализации параметры, такие как гидрофизические характеристики почвы, шероховатость, микро- и мезорельеф и др., достаточно обоснованный и надежный учет изменчивости которых для реальных водосборов очень затруднен, не позволяют получить желаемый для практики результат. Ближе всего нацелена на практическую реализацию модель В.И. Корня, но и в этом случае предпринятая попытка гидрофизического описания процессов входит в противоречие с имеющимся весьма ограниченным информационным обеспечением. Действительно, водно- и теплофизические характеристики почв в конечном итоге вынужденно усредняются по всему водосбору, что не согласуется с их значительной территориальной изменчивостью и ставит под сомнение необходимость применения достаточно строгих гидрофизических построений [4]. Таким образом остается актуальной необходимость дальнейшей разработки рассматриваемых вопросов, особенно в условиях Сибири, где информационное обеспечение гидрологических прогнозов крайне ограничено.

Гидролого-математическая модель формирования стока на реках Сибири была разработана в 1966–2001 гг. [1, 2]. В модели используется понятие динамичного запаса воды на склонах (W), который определяется на основе балансовых уравнений, – раздельно для периода формирования водоподачи на поверхность бассейна и для периода истощения запаса воды на склонах. Приток воды в русловую сеть определяется в зависимости от величины динамичного запаса воды q(t):

$$q(t) = \alpha\ [W(t)]^n, \qquad (1)$$

где t – время; α – переменный коэффициент, учитывающий гидравлические условия и другие факторы; n – показатель степени.

Как показано в работах В.Д. Комарова, а также в [1, 2], одним из факторов, определяющих сопротивление движению воды на склонах, является снежный покров. По этой причине в начальный период снеготаяния значительная часть образовавшегося на поверхности склонов динамичного запаса воды скапливается под снегом и не поступает в русловую сеть. В [1, 2] коэффициент α в формуле (1) в период снеготаяния предлагается определять по следующей эмпирической зависимости:

$$\alpha(t)=\alpha_0 \exp[-\beta So\ (t-1) / (W(t-1) + 1)], \qquad (2)$$

где α_o – максимальное значения α (при отсутствии снежного покрова); So(t-1) – оставшийся снегозапас на склонах; β – коэффициент, учитывающий эффект снижения скоростей склонового стока вследствие сопротивления снежного покрова.

В период похолоданий, для учета снижения склонового стока вследствие замерзания талой воды и увеличения гидравлических сопротивлений из-за образования ледяных пробок, используется эмпирическая формула

$$\alpha(t+1) = \alpha(t) / (1 + c\ /\theta^{\circ}/), \qquad (3)$$

где $/\theta^{\circ}/$ – абсолютное значение величины среднесуточной температуры воздуха; c – коэффициент [1, 2].

Заметим, что в моделях [3–5] игнорируется учет переменных гидравлических условий стока воды в период снеготаяния в связи с исключительной сложностью физико-математического анализа и недостаточной экспериментальной изученностью этого явления. Пока остается единственный путь его описания при помощи концептуальных зависимостей, например, подобных (2) и (3).

Таким образом, в рассматриваемой модели [1, 2] учет заморозков осуществляется, во-первых, через расчет снеготаяния, которое прекращается при отрицательных температурах, и, во-вторых, при помощи коэффициента α. При этом не учитывается в достаточной степени тот факт, что при похолоданиях происходит замерзание определенной части талой воды, содержащейся в снежном покрове, в лужах и ручьях, а также в зоне аэрации почвогрунтов. Рассмотрим этот вопрос.

Пусть в период похолодания накопилась сумма отрицательных температур воздуха $\sum -\Theta^0$. При этом произошло замерзание воды в почвогрунтах, снежном покрове и образование льда в лужах и ручьях. Определим, какая сумма положительных температур потребуется для таяния замерзшей воды. С этой целью воспользуемся зависимостями, рассмотрение которых содержится в [4, 5, 3 и др.]. Для оценки количества замерзшей воды используются формулы, подобные формуле Стефана, в которых толщина слоя промерзания пропорциональна $\sqrt{\sum |-\Theta^0|}$. Для оценки таяния почвогрунтов А.В. Павлов и В.И. Корень также получили аналогичный вид зависимости.

Таяние снега, как известно, пропорционально сумме накопившихся положительных температур воздуха. Таяние льда, определяемое по методике С.Н. Булатова, зависит от прихода тепла к верхней и нижней поверхности, величина которого также приближенно пропорциональна сумме положительных температур.

Как показали расчеты, при одинаковых параметрах почвы (влажность скелета почвы, плотность, количество прочносвязанной влаги, факторы теплопроводности) для промерзания и оттаивания одного и того же слоя почвы требуется примерно одинаковая по абсолютной величине сумма температур, т.е.

$$\left(\sum +\Theta^0\right)_{почва} = \left(\sum -\Theta^0\right)_{почва}. \qquad (4)$$

Коэффициенты замерзания и оттаивания воды в почве примерно равны 8–11 $\frac{мм\ слоя\ воды}{\sqrt{^0C} \times сут}$.

Количество замерзшей воды в снеге пропорционально $\sqrt{\sum |-\Theta^0|}$. Следовательно, учитывая, что таяние снега пропорционально сумме положительных температур в первой степени, а также, согласно [5], коэффициенты снеготаяния и замерзания для снежного покрова равны, получим, что искомая сумма положительных температур определяется по формуле

$$\left(\sum +\Theta^0\right)_{снег} = \left(\sqrt{\sum |-\Theta^0|}\right)_{снег}. \qquad (5)$$

Например, если при очередном похолодании накопилась сумма отрицательных температур, равная –25 градусов, то для оттаивания замерзшей в порах снега воды потребуется сумма положительных температур воздуха примерно +5 градусов.

При таянии льда, согласно выполненным расчетам по способу С.Н. Булатова, рассматриваемые суммы температур связаны следующей приближенной зависимостью:

$$\left(\sum +\Theta^0\right)_{лед} = \left(K\sqrt{\sum |-\Theta^0|}\right)_{лед}, \qquad (6)$$

где коэффициент K изменяется в зависимости от конкретных гидрометеорологических условий и характеристик льда от 3 до 4.

Полученные соотношения позволяют предложить следующую схему учета весенних заморозков в моделях формирования талого стока. Пусть процесс снеготаяния прерывается похолоданием с суммой отрицательных температур воздуха $\sum -\Theta^0$. При этом талая вода, содержащаяся в порах снега, а также формирующая динамичный запас воды на склонах, полностью или частично замерзнет. Определим с использованием зависимостей (4)-(6) суммы положительных температур, которые потребуется для оттаивания воды, замерзшей во время похолодания. После окончания заморозка, в тот момент времени, когда накопится указанная сумма положительных температур, изъятый на замерзание объем воды восстановится. Следовательно, количество талой воды, которое образуется за период времени между моментами окончания похолодания и накопления $\sum +\Theta^0$ (назовем этот период «восстановительным»), расходуется на восполнение объема воды, временно изъятого на ледообразование.

Отсюда вытекает следующий алгоритм расчетов. После окончания заморозка расчет снеготаяния прекращается до окончания восстановительного периода, пока не накопится $\sum +\Theta^0$. При этом расчет склонового притока по формуле (1) продолжается непрерывно как во время похолодания, так и в течение восстановительного периода. В формуле (1) зависимость (3) для коэффициента $\alpha(t)$ уточняется следующим образом:

1) для периода похолодания

$$\alpha(t) = \frac{\alpha(t-1)}{1 + c\sum_{t_n}^{t} |-\Theta|}, \qquad (7)$$

2) для восстановительного периода

$$\alpha(t) = \frac{\alpha(t-1)}{1 + c\left[\sum_{t_n}^{t_{on}} |-\Theta| - \sum_{t_{on}}^{t} +\Theta\right]}, \qquad (8)$$

где t_n – момент начала похолодания; t_{on} – момент окончания похолодания; c – коэффициент, который может уточняться с применением методов оптимизации.

В период сплошного залегания снежного покрова (площадь снегового покрытия превышает 50%), $\sum +\Theta^0$ определяется по формуле (5). В том случае, если окажется, что $k_c \sum +\Theta \geq \varepsilon H$, принимаем

$\sum + \Theta^0 = \frac{\varepsilon H}{k_c}$, где k_c – коэффициент снеготаяния, ε – влажность снега.

В последующий период (до полного схода снега) сумму положительных температур рекомендуется определять по формуле

$$(\sum + \Theta^0) = (\sum - \Theta^0), \qquad (9)$$

так как при $(\sum - \Theta^0) < 30^0$ (что обычно и наблюдается в действительности), формулы (4) и (6) дают примерно одинаковый результат.

Рассмотренный алгоритм учета весенних заморозков включен в гидролого-математическую модель [1, 2], что позволило повысить обоснованность и точность расчетов и прогнозов ежедневных расходов (уровней) воды.

Литература

1. Бураков Д.А. Математическая модель расчета весеннего половодья для равнинных заболоченных бассейнов // Метеорология и гидрология. 1978. № 1. С. 49–59.
2. Бураков Д.А., Авдеева Ю.В. Технология оперативных прогнозов ежедневных расходов (уровней) воды на основе спутниковой информации о заснеженности (на примере р. Нижней Тунгуски) // Метеорология и гидрология. 1996. № 10. С. 75–87.
3. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. С. 313.
4. Корень В.И. Математические модели в прогнозах речного стока. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. С. 200.
5. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н. Динамико-стохастические модели формирования речного стока. М.: Наука, 1993. С. 108.

ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРАВЛИКИ И РЕЖИМА ДЕФОРМАЦИЙ РУСЛА РЕКИ ТОМИ ПОД ВЛИЯНИЕМ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ

Д.А. Вершинин
Томский государственный университет

Основные переформирования речных русел связаны со способностью потока переносить, размывать и откладывать твердые частицы – взвешенные и донные наносы. Антропогенное вмешательство нарушает процесс этих переформирований. Добыча нерудных строительных материалов из русловых карьеров является одним из самых заметных видов антропогенной нагрузки, которой подвергаются речные русла в течение последних нескольких десятилетий. При разработке карьеров возникают прямые и косвенные нарушения системы поток – русло. Прямые нарушения связаны с изменением формы поперечного сечения русла, уничтожением или видоизменением форм руслового рельефа. Это сказывается на гидравлических характеристиках потока и, в частности, на распределении скоростей течения, которые непосредственно связаны с мезоформами русла. Кроме того, изменяется режим гидравлических сопротивлений, поскольку при добыче уничтожаются микроформы русла [1].

Эта добыча сопряжена с образованием в руслах рек глубоких (10 м и более) ям-карьеров, площади которых составляют десятки и сотни гектаров. Поскольку карьеры-ямы являются своеобразными ловушками (отстойниками) для донных наносов, движущихся сверху, ниже карьера происходит некомпенсированный вынос материала, слагающего русло. В результате этого отметки дна реки здесь постепенно уменьшаются – русловой поток врезается в аллювиальные отложения – развивается трансгрессивная эрозия. Величина вреза убывает вниз по течению – река уменьшает свой уклон и транспортирующую способность в соответствии с уменьшением или полным прекращением притока донных наносов сверху. Такая просадка уровня воды в области карьера и ниже по течению приводит к увеличению уклона водной поверхности, скоростей потока и его транспортирующая способность у верховой (по течению) границы карьера и отсюда вверх по реке начинает распространяться попятная (регрессивная) эрозия – река стремится поскорее засыпать карьер и восстановить прежнее высотное положение и форму продольного профиля [2].

Второй важнейший вид нарушения – изъятие из транспорта большого объема руслообразующего аллювия, которое почти всегда многократно превышает размеры его притока.

Добыча песчано-гравийных материалов (ПГМ) на Томи в Томской области осуществляется с начала 1950-х гг. Сначала для извлечения гравия использовались плавучие краны, объемы добычи были незначительны. Из года в год объем разработок возрастал по мере роста потребности в строительных материалах, в том числе для освоения северных нефтегазовых месторождений. С 1955 по 1967 г. среднегодовой объем разработок составил 1,3 млн м^3, в 1975 г. – 3,5 млн м^3, а в 1982 г. – 6,9 млн м^3 [3]. В конце 1980-х и в 1990-х гг. основная добыча ПГМ была сосредоточена на Верхне-Томских месторождениях: Айдаковском, Коларовском, Казанские Юрты.

Перенос основной добычи ПГМ на Верхне-Томские месторождения потребовал разработки судоходной прорези от г. Томска до с. Коларово в связи с тем, что объемы добычи к началу 1980-х гг. достигли максимальных значений и обусловили значительную посаду уровней воды в районе г. Томска.

Основной целью данного исследования является анализ глубины вреза продольного профиля и изменений положения кривой свободной поверхности (КСП), р. Томи на участке от 80-го до 95-го км по лоцманской карте (рис. 1) в результате добычи НСМ на этом участке. В связи с тем, что участок характеризуется типом руслового процесса, определяемого по классификации ГГИ как пойменная многорукавность, предлагается также анализ изменения водности различных проток и переформирований поперечных сечений русла под влиянием выемки ПГМ. В качестве материалов, позволивших провести данное исследование, были выбраны русловые съемки за различные годы от начала разработки карьеров ПГМ на этом участке до настоящего времени, продольные профили русла реки по судовому ходу и КСП, соответствующие меженному расходу воды у г. Томска, равному 250 м^3/с. Данный расход соответствует проектному уровню обеспеченностью 94 % при уровне в створе водпоста Томск-гидроствор 69,14 м БС (Балтийской системы) по состоянию на 1998 г. Кроме того, для анализа перераспределения расхода воды по протокам использованы материалы непосредственных их измерений в период проведения русловых съемок. Все материалы были предоставлены отделом нерудных строительных материалов ОАО "Томская судоходная компания", которые были получены в процессе разведки и проектирования месторождений ПГМ в р. Томи выше г. Томска. Данный участок был охвачен исследованиями в 1983, 1987, 1991 гг. Следует заметить, что судовой ход не всегда проходит по линии наибольших глубин – тальвегу, а также из года в год смещается по ширине русла, поэтому при наложении продольных профилей за разные годы заметны расхождения, не соответствующие истинным деформациям русла.

На рис. 2 представлены КСП и продольные профили главного рукава русла р. Томи – от нижнего до верхнего устья протоки Суровской. В период с 1984 по

Рис. 1. Схема участка исследования

КСП при расходе 250 м³/с на протяжении всего участка, которая достигает значений в 2 м.

При сравнении продольных профилей 1987 и 1991 гг., т.е. за период, когда объемы выемки НСМ на этом участке сократились до 750 тыс. м³ и ее результаты сводились в основном к расширению судового хода, можно увидеть, что глубокие ямы на 88–89-м км и на 91–92-м км частично заполнились поступающим с вышележащих участков русловым материалом, причем в верхнем течении почти до уровня 1983 г. Это также отразилось и на скорости посадки уровней, величина которой составила в данный период 20–40 см, т.е. в 5 раз меньше, чем за 1983–1987 гг.

На рис. 3 и 4 приведены поперечные профили на входных участках главного русла и протоки Суровской за различные годы. Анализируя деформации на этих профилях за период 1983–1997 гг., можно заметить следующие особенности: 1) за период разработки судоходной прорези изменения отметок дна как выше, так и ниже верхнего устья протоки Суровской имели однонаправленный характер – русло было искусственно заглублено на 2–3 м; 2) за последующие 4 года, с 1987 по 1991 г., наблюдается повышение отметок дна почти на такую же величину, причем ниже разветвления обнаруживается интенсивное отложение наносов на островной части; 3) до 1997 г. прослеживается выполаживание поперечного сечения как выше, так и ниже разветвления русел.

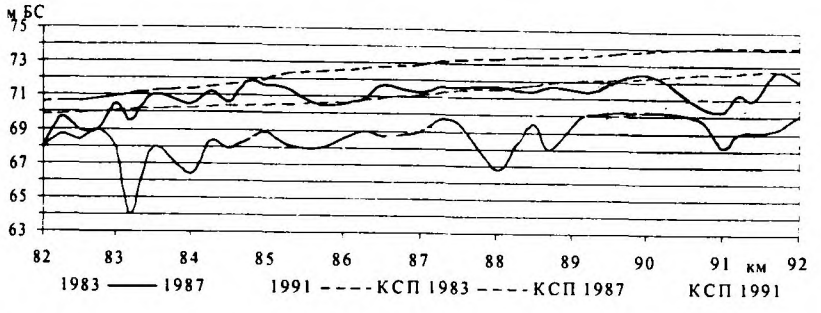


Рис. 2. Изменения КСП и продольного профиля р. Томи по оси судового хода

1986 г. на этом участке было добыто 1807 тыс. м³ ПГМ, что привело к врезу русла от 1,5 до 2,5 м на протяжении всего участка. Наиболее значительные заглубления продольного профиля 1987 г. относительно 1983 г. приходятся на участок карьера на 83-м км и судоходной прорези на 88–89-м км: на 5 и 4,5–3,5 м соответственно. Такой врез основного русла привел к посадке

Такое положение отметок дна в районе разветвления русла привело к перераспределению стока из пр. Суровской в основное русло. Об этом свидетельствуют данные гидрологических измерений в 1984 и 1997 гг.: в 1984 г. на спаде половодья во второй половине июня расход в основном русле составлял 1320 м³/с против 950 м³/с в протоке Суровская. В 1997 г. при расходе воды в главном русле 1300 м³/с в протоке Суровской расход составил уже 700 м³/с. В осеннюю межень 1984 г. при расходе воды в главном русле 226 м³/с расход в протоке Суровской был 67,5 м³/с, тогда как при расходе 270 м³/с во всей Томи в 1997 г. сток в протоке Суровской отсутствовал.

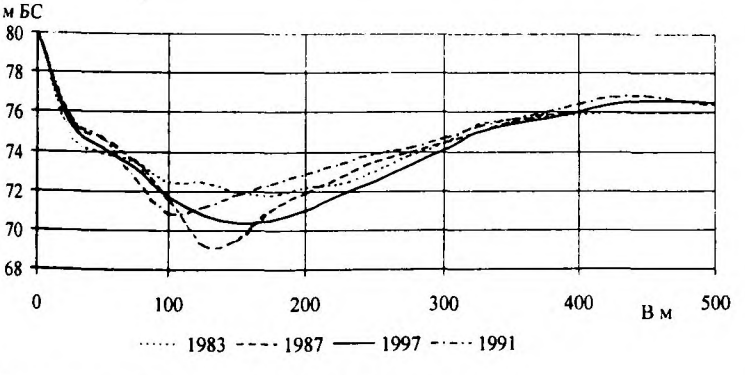


Рис. 3. Деформации поперечного профиля р. Томи на 92 км по ЛК

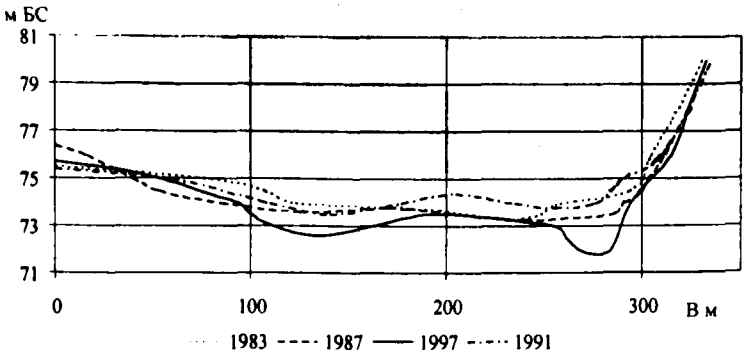


Рис. 4. Деформации поперечного профиля на входе в пр. Суровскую

На основании вышеизложенного можно сделать следующий вывод: интенсивность посадки и эрозионного вреза возрастает в период добычи ПГМ, после прекращения добычи несколько уменьшается, но до естественного состояния русло и КСП не восстанавливается или восстанавливается лишь на локальных участках – по размерам на порядок меньше участков нарушения естественного состояния русла. Происходит это потому, что ресурсы песчано-гравийных материалов в русле Томи возобновляются очень медленно: всего к настоящему времени добыто около 160 млн м^3 [4], тогда как по разным оценкам в течение года река приносит сверху от 200 тыс. м^3 [3] до 1 млн м^3 [1] донных наносов, т.е. почти на 2–3 порядка меньше извлеченного количества. Таким образом, для компенсации всего объема добытых материалов реке потребуется не одна сотня лет при условии прекращении добычи ПГМ из русла. В качестве метода оценки влияния добычи ПГМ из русловых карьеров на реках с преимущественно пойменной многорукавностью целесообразно использовать сравнение материалов наблюдений за положением КСП и продольного профиля русла реки, поперечными профилями русла и стоком воды во всех протоках. Эти же методы необходимо использовать и при проведении мониторинга во время реализации проектов по добыче ПГМ из русел рек и проток.

Литература

1. Барышников Н.Б., Беркович К.М. Опыт исследования влияния русловых карьеров на русловые процессы // Матер. 14 пленарного межвузовского координационного совещания по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Уфа, 1999. С. 9–13.
2. Ильин Н.И. Русловая добыча и перевозка нерудных строительных материалов. М.: Транспорт, 1987. 232 с.
3. Каменсков Ю.И. Русловые и пойменные процессы. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1987. 171 с.
4. Попов В.А. Добыча гравия на р. Томи // Водные ресурсы Томской области, их рациональное использование и охрана: Тез. докл. науч.-практ. конф. Томск, 1990. С. 44–46.

ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРДОВИКСКОГО КОМПЛЕКСА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.И. Вожов
ФГУП «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

На периферии Тунгусской и Присаяно-Енисейской синеклиз в зоне свободного водообмена распространены гидрокарбонатные, хлоридно-сульфатные, сульфатно-хлоридные и сульфатные воды (Вожов, 1977). Южную, западную и восточную части синеклиз занимают рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией от 90 до 170 г/л. Наиболее метаморфизованные крепкие и весьма крепкие рассолы хлоридного натриево-кальциевого, реже хлоридного кальциевого состава распространены в центральной и западной частях Тунгусской и на западе Вилюйской синеклиз и в Ыгыаттинской впадине.

Формирование гидрогеохимической зональности протекало весьма длительным путем, со времени захоронения с осадками воды бассейна претерпели весьма сложные и многообразные процессы взаимодействия с вмещающими породами, которые рассматриваются в историческом развитии.

В вихоревское время на территории западной части Сибирской платформы располагался мелководный (глубиной до 15–20 м) морской бассейн, окруженный невысокими плато. Они располагались в приенисейской части Западной Сибири, в междуречье Подкаменной Тунгуски и Ангары, в районах Енисейского Кряжа, Восточного Саяна, среднего течения р. Лены, Алданского нагорья и Анабарья (Марков, 197; Зинченко, 1985). В настоящее время сохранившиеся от размыва приповерхностные песчаники байкитской свиты и ее аналогов содержат пресные гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды на юге, а на севере – в мерзлом состоянии (Вожов, 1977).

В северо-восточной части территории в бассейне р. Мойеро доломитовые илы, ракушняки, пески, глины и гипсы накапливались в менявшихся обстановках от мелководно-морской до мелководной засоленной лагуны, примыкавшей к Анабарской палеосуше (Марков, 1970; Зинченко, 1985). В северо-восточной части Тунгусской синеклизы на Ледянской площади в обстановке мелководной засоленной лагуны накапливались красноцветные и пестроцветные пески, алевриты и глины. В аналогичных условиях отлагался пестро- и красноцветный глинистый, алевритистый материал, доломитовые илы, пески на северо-западе Тунгусской синеклизы. Соленость воды не превышала 70 г/л.

Присутствие в современных разрезах бассейна р. Мойеро и на северо-западе Тунгусской синеклизы линз и прослоев сульфатных солей в близких по составу осадках могло быть следствием солнечного концентрирования лагунных вод до 100 г/л при кратковременном обмелении бассейна, что и приводило к осаждению сульфатов. В северо-восточной же части Тунгусской синеклизы вторичный характер сульфатного цемента песчаников в современных разрезах позволяет отдать предпочтение процессу осаждения гипсов из рассольных вод при диагенезе.

В настоящее время здесь подземные воды находятся в зоне свободного и затрудненного водообмена, минерализация сульфатных вод не превышает 5 г/л, хлоридных и сульфатно-хлоридных – 30 г/л. К востоку от Норильского района с погружением комплекса отложений гурагирской свиты, возможно, повышение минерализации до 200 г/л и более.

На большей части территории от р. Подкаменной Тунгуски до р. Котуя и от р. Курейки до среднего течения р. Нижней Тунгуски в мелководных прибрежно-морских фациях обширных баровых полей (Зинченко, 1985) накапливались сортированные и окатанные кварцевые пески. В них захоронялись морские воды с соленостью, не превышавшей 36 г/л, а взаимодействие вод с осадками не вызывало значительных изменений состава и концентрации солей. В настоящее время кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники байкитской свиты и ее аналогов насыщены водами различной минерализации от пресных гидрокарбонатных натриево-кальциевых, распространенных в бассейне р. Подкаменная Тунгуска, до сменяющихся к северу соленых хлоридных натриевых и хлоридных кальциево-натриевых рассолов (минерализация 110–170 г/л). В центральной части Тунгусской синеклизы распространены крепкие хлоридные натриево-кальциевые рассолы с минерализацией 320–380 г/л.

В процессе взаимодействия седиментогенных хлоридных натриевых вод с песчаниками полевошпатово-кварцевого состава под влиянием повышенных температур и уплотнения в период прогибания, предшествовавший образованию в конце силурийского времени Туруханской палеоантеклизы (Дивина, Старосельцев, 1986), сформировались хлоридные кальциево-натриевые рассолы.

Высокометаморфизованные хлоридные натриево-кальциевые и хлоридные кальциевые рассолы сформировались при более высоких температурах. Под влиянием позднепалеозойско-раннемезозойского магматизма возник мощный прогрев верхней части осадочного чехла, определивший формирование инверсионной геотермической зональности и глубокой метаморфизации рассолов. Лавовый и интрузивный магматизм сопровождался погружением центральной и северной части Тунгусской синеклизы.

Изменение состава седиментогенных хлоридных натриевых вод с высокой концентрацией магния протекало при их взаимодействии с алюмосиликатами (полевыми шпатами и плагиоклазами), содержащими кальций. При погружении водонасыщенных песчаников на глубины от 500 до 2000 м температура не превышала 100 °С – формировались хлоридные кальциево-натриевые рассолы, а при более глубоком погружении (до 4500 м) и (или) воздействии магматического и гидротермального тепла формировались хлоридные натриево-кальциевые и хлоридные кальциевые рассолы.

Такая схема преобразования состава изначальных седиментогенных вод находит экспериментальное подтверждение (Валяшко, Власова, 1975). Опыты по взаимодействию растворов хлоридов магния и натрия и морских вод с алюмосиликатами и силикатами показали, что продуктами реакций оказались хлориды кальция в жидкой фазе и хлорит, или сепиолит, в твердой фазе. Алюмосиликаты, в основном полевые шпаты, содержатся в байкитских песчаниках как в кластическом, так и в цементирующем материале в количестве от 10 до 25%.

В распределении гидрогеохимических типов наиболее метаморфизованных рассолов на структурах Тунгусского и Якутского бассейнов прослеживаются особенности. Так, на западе Якутского бассейна хлоридные кальциево-натриевые слабые рассолы в основном сингенетичны вмещающим карбонатно-терригенным и карбонатным отложениям. На положительных же структурах Курейской синеклизы (глубина 1500–2200 м) и тр. Удачная Сюгджерской седловины (глубина 340 м), а также в Ыгыаттинской впадине (глубина 1700 и 2700 м) выявлены эпигенетические хлоридные кальциевые рассолы с минерализацией 310–380 г/л. Они являются миграционными из горизонтов кембрия и позволяют прогнозировать в районе их зон и очагов разгрузки переформированные залежи углеводородов и месторождения гидроминерального сырья.

Литература

Валяшко М.Г., Власова Н.К. Устойчивость солей магния в растворах морского происхождения и ее гидрогеохимическое значение // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 1975. № 4. 16–27 с.

Вожов В.И. Подземные воды Тунгусского бассейна. М.: Недра, 1977. 104 с.

Дивина Т.А., Старосельцев В.С. Палеотектонические предпосылки формирования зон нефтегазонакопления на западе Сибирской платформы в ордовике и силуре // Тектонические критерии прогноза нефтегазоносности Сибирской платформы: Сб. статей. СНИИГГИМС, 1986. С. 11–20.

Зинченко Вл.Н. Литологические условия формирования региональных коллекторов ордовика-силура на западе Сибирской платформы // Геология коллекторов нефти и газа венд-нижнего палеозоя Сибирской платформы: Сб. статей. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 87–97.

Марков Е.П. Ордовик и силур юго-запада Тунгусской синеклизы. Л.: Недра, 1970. 144 с.

ОБ ОЦЕНКЕ ГРУНТОВОГО СТОКА МАЛЫХ РЕК ОБЬ-ТОМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Л.И. Дубровская, Н.А. Ермашова
Томский государственный университет
Томский политехнический университет

Исследование характера взаимодействия поверхностных и подземных вод является одной из ключевых проблем при выявлении структуры (источников) эксплуатационных запасов месторождений подземных вод. Она важна как на начальной стадии функционирования водозаборов, так и в последующие периоды.

Подземная составляющая речного стока может привлекаться в водозабор и существенно влиять на его производительность и качество воды. Она также обеспечивает устойчивое существование поверхностного водотока. Необходимость ее определения (доли подземного питания рек любого порядка) возникает при решении широкого круга вопросов, связанных с использованием природных вод.

При оценке эксплуатационных запасов Томского месторождения подземных вод осталась невыясненной роль малых рек Обь-Томского междуречья (левых притоков р. Томи) в их обеспечении. Эта проблема обсуждается до настоящего времени. Трудности ее решения заключаются как в поисках методического подхода, адекватного природным условиям, так и в недостатке знаний о них. Последнее связано с недостаточностью специальных исследований в этом направлении как по поверхностным, так и по подземным водам, а также пространственной и временной разрозненностью режимных наблюдений за ними, недостаточным количеством постов наблюдений и их несовпадением для поверхностных и подземных вод.

Отдельные сведения о режиме малых рек Обь-Томского междуречья появились в начале 1970-х гг. и были связаны с поисково-разведочными работами на воду и изысканиями под мелиоративное строительство. В эти годы на нескольких постах левых притоков реки Томи были выполнены краткосрочные наблюдения за уровнями и расходами. Сведения об исполнителях и объемах этих работ приводятся в [1].

Первые сведения о режиме подземных вод Обь-Томского междуречья появились в начале 1960-х гг., когда создавалась единая государственная система наблюдений за подземными водами (работы Томской режимной гидрогеологической партии – Афонин В.А. и др.). Однако этих данных оказалось недостаточно для решения вопроса о взаимосвязи поверхностных и подземных вод и оценки возможности привлечения поверхностных вод в эксплуатируемый водозабор. Особую актуальность этот вопрос приобрел в связи с возможностью введения в эксплуатацию пятой линии Томского месторождения подземных вод.

С целью получения информации и улучшения ее качества в середине восьмидесятых годов Томской геологоразведочной экспедицией по инициативе и под руководством Н.А. Ермашовой были начаты гидрологические наблюдения на малых реках Обь-Томского междуречья (р. Большая Черная, Черная, Жуковка, Еловка) с организацией совмещенных постов наблюдений по поверхностному и подземному стоку. Гидрологическая часть исследований была поручена Томскгипроводхозу и выполнялась под руководством Н.М. Карасева.

Наибольший интерес в этих исследованиях представляют бассейны рек Жуковки и Еловки, так как вкрест простирания их долин проходит пятая линия Томского водозабора (с запасами промышленных категорий), являющаяся перспективной для расширения действующего водозабора из подземных вод.

Что касается методического подхода к определению величины подземного стока в реки, то основным различием в традиционных гидрологических схемах расчленения гидрографа общего речного стока, как отмечает О.В. Попов [2], служит положение линии, делящей его на поверхностную и подземную составляющие в период половодья. При выборе схемы расчленения на практике исследователи зачастую вынуждены ориентироваться только на гидрологическую и метеорологическую информацию [3], не учитывая гидрогеологические условия, которые определяют годовую динамику подземного стока в зоне его дренирования, т.е. в приречной зоне.

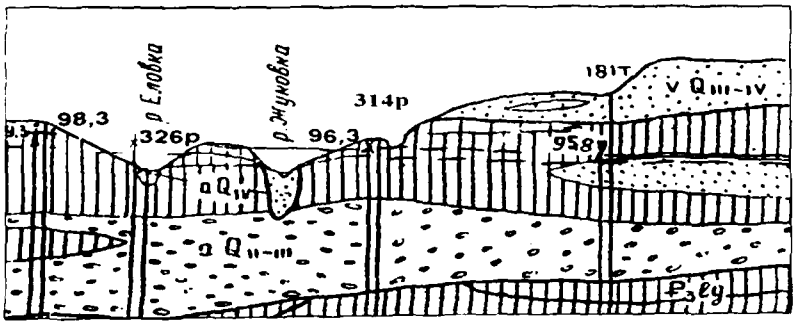


Рис. 1. Гидрогеологический разрез по пятой линии Томского месторождения подземных вод (Коробкин В.И., 1983)

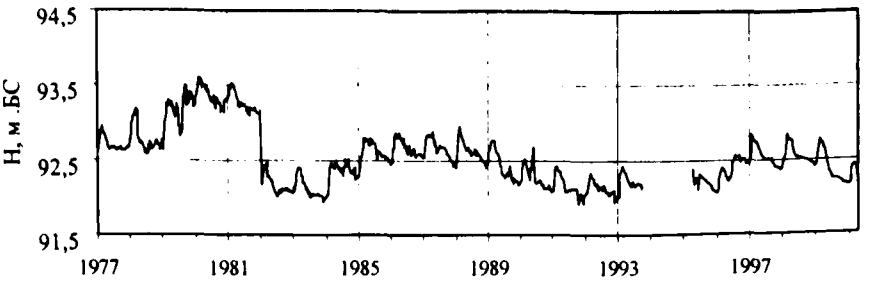


Рис. 2. Уровни грунтовых вод в скв. 314-р (Q 2-3)

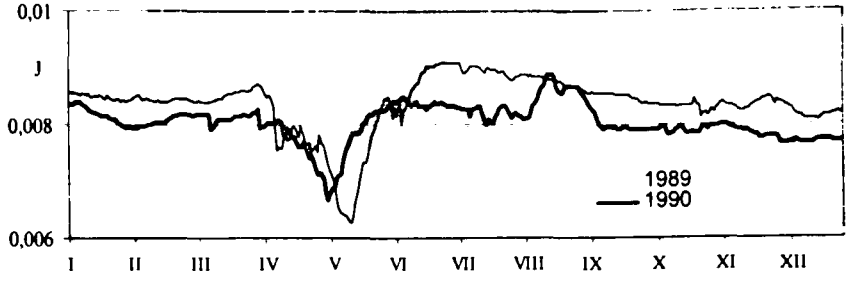


Рис 3 Внутригодовая динамика уклона грунтовых вод на участке скв 314р – р. Жуковка у села Головино

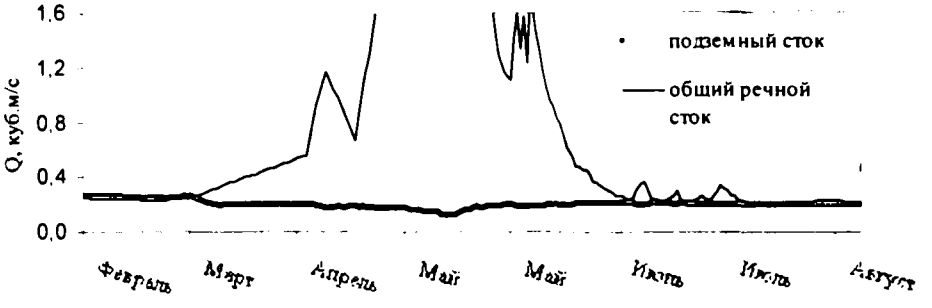


Рис 4 Фрагмент гидрографа общего речного и подземного стока р Жуковка – с. Головино за 1989 г

Очевидно, что наибольшее участие в формировании стока рек низких порядков принимают грунтовые воды самих долин этих речек. Как следует из разреза (рис. 1), пойма р. Жуковки сложена песчаными образованиями значительной мощности (> 10 м) и врезана в водоносные отложения ложбины стока, воды которой, разгружаясь в пойму р. Жуковки, также участвуют в формировании поверхностного стока.

Врез долины р. Еловки незначительный и не выходит из суглинисто-глинистых образований, составляющих кровлю ложбины стока. Ее цокольная часть примерно на 5–7 м приподнята над цоколем поймы р. Жуковки. Поэтому доли подземной составляющей Еловки и Жуковки будут сильно различаться: у р. Еловки она обеспечивается только водами пойменных отложений реки, а у р. Жуковки – водами отложений поймы и ложбины стока.

Очевидно, что в этих условиях величина подземного стока, обеспечивая в значительной мере положение уровней речных вод, сама будет регулироваться этим уровнем. Следовательно, в данных гидрогеологических усло-

виях сток подземных вод не может быть одинаков, он существенно динамичен как в многолетнем, так и в годовом циклах. В соответствии с этой динамикой и должно производиться расчленение гидрографа стока.

Это положение реализовано в данной работе на примере р. Жуковки. Долина реки имеет симметричный профиль, что обеспечивает равномерный приток с обоих берегов. Пойма имеет довольно однородный состав, что позволяет ожидать равномерный приток в реку по всей ее длине.

Для оценки величины подземного стока использованы наблюдения за уровнем подземных вод поймы и ложбины стока по скважине 314р за довольно длительный период – с 1977 по 2000 гг. Период 1977–1981 гг. отразил естественное состояние грунтовых вод, хотя Томский водозабор начал работать с декабря 1973 г. Анализ уровневого режима показывает, что к 1982 г. влияние водозабора достигло долины р. Жуковки и вызвало снижение уровня грунтовых вод по отношению к естественному примерно на 1 м (рис. 2), причем за последующие 18 лет восстановление уровня не произошло.

Несмотря на это, в характере и динамике уровенной кривой сохранились естественные закономерности, т.е. в половодье и летне-осенние паводки наблюдались подъемы уровней, амплитуда годовых колебаний уровней также не изменилась.

Сравнение уровенного режима подземных и поверхностных вод показывает их практически идеальное совпадение с учетом времени добегания, что указывает на единый источник этих вод – атмосферные осадки. Неглубокое залегание грунтовых вод и преобладание в составе зоны аэрации песков обеспечивает быстрое проникновение атмосферных осадков в водоносные горизонты и попадание уже подземным стоком в русло. Сравнительный анализ положения уровней подземных и поверхностных вод в годовом цикле обнаруживает устойчивый уклон подземного потока в сторону реки в зимнюю межень, равный 0,0080–0,0085, и его резкое уменьшение в половодье (рис. 3).

Подземный сток, определенный по формуле Дарси $Q = k_m BJ$ (Q – подземный сток $м^3/с$; $к_m$ – коэффициент водопроводимости пласта, выраженный в $м^2/с$; J – уклон потока; B – длина реки, м), вследствие падения уклона в период половодья также имеет характерный минимум в своем гидрографе, совпадающий по времени с пиком половодья (рис. 4). Подземный сток в реку в проанализированные годы колеблется от 34 до 54 % от общего речного стока. Резко возрастает роль подземного стока в маловодные годы, каким был 1990 г.

Несмотря на маловодность и недостаток атмосферного питания грунтовых вод в 1990 г., объем подземного стока за этот период не уменьшился. Это свидетельствует в пользу того, что в формировании подземного стока основную роль играют не воды пойменных отложений р. Жуковки, а воды образований ложбин стока, имеющие пространственную связь с водами отложений кочковской свиты (N_{2kc}), распространенной в пределах водоразделов повсеместно.

Сток данного водоносного горизонта частично перехватывается ложбиной стока и вместе с ее водами разгружается в пойму р. Жуковки и в ее русло. Следовательно, в дальнейшем при пуске пятой линии водозабора, когда резко снизится уровень грунтовых вод (по аналогии с действующими линиями), сток р. Жуковки существенно уменьшится, так как его основные источники питания будут привлечены в водозабор. Оставшаяся часть речного стока, формирующаяся за счет снеготалых и дождевых вод, окажется подвешенной по отношению к грунтовому горизонту.

Таким образом, выполненные работы показали, что:

1) Грунтовые воды речных долин малых рек Обь-Томского междуречья осуществляют круглогодичную разгрузку в реки;

2) Объем грунтового стока имеет максимальную величину в зимнюю межень, а в весеннее половодье уменьшается;

3) Основную роль в формировании подземного стока играют не воды пойменных отложений, а воды образований древней ложбины стока и кочковской свиты;

4) С пуском пятой линии водозабора уровень грунтовых вод существенно снизится, что уменьшит их уклон к реке и объем подземного стока. Речка, возможно, будет существовать лишь в период половодья.

5) Принципиально не приемлемо оценивать подземный сток в речки, расчленяя гидрограф стока по его меженному минимуму.

6) В соответствии с вышесказанным система мониторинга природных вод Обь-Томского междуречья должна быть существенно скорректирована. В основу такой корректировки необходимо положить создание комплексных постов наблюдений за подземными и поверхностными водами, которые позволят проанализировать пространственно-временное соотношение их уровней и оценить характер и степень их взаимосвязи.

Литература

1. Дубровская Л.И., Ермашова Н.А. Особенности гидрологического режима малых рек Обь-Томского междуречья // Вестн. Томского государственного ун-та. 2001. Т. 274. С. 101–103.
2. Попов О.В. Подземное питание рек. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 291 с.
3. Подземный сток на территории Сибири и методы его изучения. Новосибирск: Наука, 1979. 129 с.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КРАЕВОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА В ПРЕДЕЛАХ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕК ТОМЬ И ЧУЛЫМ

Н.А. Ермашова
Томский политехнический университет

Гидрогеохимическая зональность, являясь одним из способов выделения и познания естественных природных зон, несет в себе и собственную научную и практическую ценность. При этом особое значение имеет выявление закономерностей накопления и распределения вещества в зоне гипергенеза, то есть в пресных подземных водах, так как знание этих закономерностей позволяет управлять перераспределением ресурсов подземных вод и их качеством, особенно на крупных водозаборах.

Зона гипергенеза и содержащиеся в ней пресные подземные воды находятся под влиянием комплекса природных факторов, главными из которых являются физико-географические и геолого-структурные. Наиболее интенсивно их воздействие проявляется в краевой части артезианского бассейна, в пределах нижнего течения рр. Томи и Чулыма, то есть на Обь-Томском и Томь- и Обь-Чулымском междуречьях. Здесь работают три крупных водозабора, в том числе Томский, добывающие около 90 млн м^3 воды в год. Качество добываемых вод и его временная динамика обеспечиваются, главным образом, природными гидрогеохимическими условиями этих территорий.

В геологическом отношении обе территории расположены на стыке Западно-Сибирской плиты и Колывань-Томской складчатой зоны, но контакт этих структур различный: с Обь-Томским – тектонический, с Томь-Чулымским – плавное погружение палеозойского фундамента плиты. Обь-Томское междуречье представляет собой в структурном плане глубокий желоб, палеозойский фундамент которого в центральной части междуречья погружен на глубины до 500 м, а по долинам рр. Оби и Томи и по южному обрамлению приподнимаются вплоть до выхода на дневную поверхность в долине р. Томи. Северный борт этого желоба, очевидно, также приподнят. В разрезе наблюдаются выдержанные водоупоры, особенно в кровле отложений верхнего мела (люлинворская свита верхнеэоценового возраста), затрудняющие водообмен.

Томь- и Обь-Чулымское междуречье характеризуется постепенным погружением фундамента и накоплением осадочной толщи четвертично-верхнемелового возраста (как и на Обь-Томском междуречье), однако накапливались они в условиях положительной структуры, а на левобережье р. Томи – в отрицательной. В итоге в геологическом разрезе левобережья р. Томи преобладают глинистые отложения, а правобережья – песчаные. В силу этого левобережье можно отнести к полузакрытой гидрогеологической структуре, а правобережье – к открытой, в которой литологические окна прослеживаются на всю исследованную глубину (500–600 м). В гидрогеодинамическом отношении Обь-Томское междуречье является, главным образом, особенно для вод отложений верхнего мела, зоной стока, а Томь-Чулымское – одной из областей площадного питания всего артезианского бассейна.

В одинаковых физико-географических условиях, характерных для исследуемой территории, решающими факторами в формировании состава подземных вод и их зональности оказываются структурно-тектонический и литологический, формирующие определенный тип водообмена и структуру фильтрационного поля. Под влиянием этих факторов в естественных условиях сформировались воды, минерализация и химический состав которых существенно различны. Особенно четко это различие проявляется в вертикальных разрезах, то есть в характере вертикальной зональности.

По определению В.И. Вернадского (1931), основная особенность вертикальной зональности состоит в том, что по мере углубления в недра увеличивается степень минерализации и изменяется ионно-солевой состав воды. В зоне гипергенеза краевой части артезианского бассейна эта зональность имеет некоторую специфику, рассмотрению которой и посвящена настоящая работа.

Материалы, использованные в работе, получены при поисково-разведочных работах на воду, гидрогеологических съемках и данных наблюдательной сети. В меньшей мере использовались результаты экологических исследований последних лет. Данные по составу вод систематизировались в соответствии со стратиграфической принадлежностью водовмещающих пород на основе действующей зональной стратиграфической легенды. По каждому выделенному уровню формировалась представительная выборка, выполнялся ее статистический и графический анализ. Применительно к Обь-Томскому междуречью этот подход частично реализован нами при определении гидрогеохимического фона [1]. Что касается Томь-Чулымского междуречья, то первые сведения о геохимии подземных вод обсуждались в [2]. Целенаправленный анализ достаточно обширного материала по составу вод этих территорий позволил более четко выявить закономерности его изменчивости в вертикальном разрезе.

По степени минерализации все воды относятся к поясу А (в соответствии с гидрогеохимической картой России – Басков, 1995) – поясу пресных вод гидрокарбонатного состава с различным соотношением катионов. Од-

Распределение минерализации и основных компонентов (усредненные данные)

Горизонты	Компоненты						
	минер.	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$
Обь-Томское междуречье							
З. аэрац	302,7	353,9	7,0	3,0	89,0	11,5	15,0
Q_{II}-N_1	321,5	387,0	4,3	0,3	96,1	16,5	2,6
P_3^3	275,4	319,9	7,1	4,5	78,6	14,4	9,9
P_3nm	272,0	321,4	5,9	0,8	72,2	15,9	13,5
P_{2-3}jur	263,3	311,2	6,4	0,7	67,0	17,0	12,5
K_2	548,6	228,8	222,0	0,6	55,0	24,2	126,1
Pz	279,5	297,0	16,6	2,2	52,1	15,4	40,2
Томь-Чулымское междуречье							
З. аэрац	478,3	540,0	6,1	7,0	180,0	16,7	23,8
Q_{II}-N_1	288,0	313,3	11,0	2,4	74,2	15,1	10,2
P_3^3	269,3	317,3	6,4	3,0	76,3	17,8	9,4
P_3nm	284,5	340,4	6,2	1,1	78,8	15,8	11,4
P_{2-3}jur	228,6	267,3	6,8	2,1	59,2	12,4	11,9
K_2	228,2	258,4	9,8	2,6	50,3	13,8	21,9
K_1	207,1	231,0	6,5	6,0	40,4	11,1	26,5
Pz	294,5	347,0	7,8	4,8	68,1	20,4	18,7

нако уровень накопления солей и компонентов основного состава в вертикальных разрезах существенно дифференцируются (таблица).

В водах отложений Обь-Томского междуречья наблюдается постепенное уменьшение минерализации от зоны аэрации и грунтового горизонта к подошве основного (продуктивного) горизонта нижнеолигоцен-верхнеэоценовых отложений юрковской свиты (P_{2-3}jur). В водах отложений верхнего мела она возрастает более чем в два раза, а в отложениях палеозоя вновь уменьшается, но эти воды опробованы лишь в области неглубокого залегания. В погруженных частях, очевидно, их соленость будет выше, чем вод образований мела. С изменением минерализации трасформируется и макрокомпонентный состав вод. До подошвы юрковской свиты воды являются гидрокарбонатными кальциевыми и в этом направлении содержания этих компонентов убывают почти синхронно (рис. 1). Содержания хлора и натрия остаются практически постоянными и в геохимическом облике воды не проявляются.

Начиная с подошвенной части люлинворской свиты, но главным образом в образованиях верхнего мела в водах быстро накапливаются магний и особенно хлориды натрия. Концентрация натрия возрастает на порядок, а

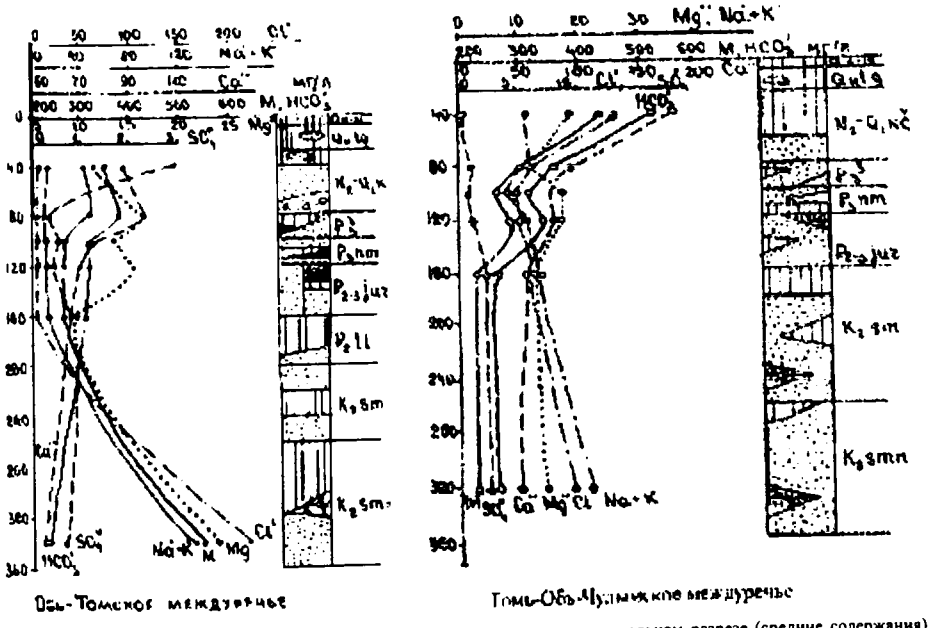


Рис. 1. Распределение минерализации и основных макрокомпонентов в вертикальном разрезе (средние содержания)

хлора – в 35 раз на фоне продолжающегося уменьшения концентраций кальция и гидрокарбонатов. При этом анионный состав вод становится гидрокарбонатно-хлоридным, хлоридно-гидрокарбонатным и хлоридным (до 60 экв.% хлоридов) при минерализации, не превышающей 0,85 г/л. Катионный состав становится смешанным с преобладанием натриево-кальциевых вод. Указанная закономерность свойственна наиболее погруженным частям осадочного чехла, в вертикальном профиле которого в пределах верхнего гидрогеохимического пояса выделяются две подзоны, различающиеся уровнем накопления минерализации и геохимическим обликом вод.

В пре́делах Томь- и Обь-Чулымского междуречья наблюдаемая гидрогеохимическая зональность существенно отличается прежде всего по уровню накопления солей, то есть по величине минерализации, и характеру вертикального распределения компонентов. Максимальное ее значение и содержания всех компонентов свойственны водам зоны аэрации. К кровле палеогена соленость уменьшается почти в два раза, затем, в водах отложений новомихайловской свиты, она несколько возрастает и далее вниз по разрезу продолжает снижаться до минимума в водах образований верхнего мела. Кратность снижения в интервале глубин 40–320 м составляет 3,2 раза. Аналогичное распределение свойственно и основным компонентам, формирующим минерализацию, – кальцию и гидрокарбонатам. К основанию разреза, в водах отложений нижнего мела, концентрация кальция снижается в 3,6 раза, а гидрокарбонатов – в полтора раза. Содержание натрия от кровли палеогена, где он присутствует в минимальных количествах, к водам образований нижнего мела возрастает почти в три раза, а хлора – практически не изменяется. Как видно из приведенного анализа, убывание кальция и гидрокарбонатов в вертикальном профиле не компенсируется накоплением натрия и хлоридов, как это наблюдается в водах Обь-Томского междуречья. Именно этот процесс приводит к уменьшению минерализации с глубиной в пределах изученной части геологического разреза Томь-Чулымского междуречья. В водах отложений симоновской свиты верхнего мела на правобережье р. Томи она в 2,4 раза ниже, чем на Обь-Томском междуречье.

В соответствии с динамикой содержаний основных компонентов изменяется и геохимический облик вод. Начиная от зоны аэрации и до подошвы отложений палеогена воды являются гидрокарбонатными кальциевыми, реже – магниевыми с долей гидрокарбонатов в анионном составе от 70 до 99%, то есть исключительно монокомпонентными. В катионном составе повсеместно преобладает кальций – от 57 до 90%. Лишь в водах отложений верхнего мела доля кальция снижается до 45% за счет возрастания магния и натрия, а гидрокарбонаты остаются на том же (относительном) уровне, что и в верхних горизонтах. В связи с этим состав вод подошвенной части разреза, наряду с гидрокарбонатно-кальциевым, может быть и гидрокарбонатно-натриевым. Воды переходных классов, а тем более хлоридные натриевые отсутствуют.

Сравнительный анализ вертикальной гидрогеохимической зональности двух окраинных районов артезианского бассейна обнаруживает основные черты их различия, которые состоят в следующем:

– в пределах глубин до 500 м гидрогеохимический профиль на левобережье р. Томи характеризуется возрастанием солености вод к основанию разреза, а на правобережье – ее уменьшением;

– минерализация на левобережье снижается от зоны аэрации к подошве палеогена с дальнейшим повышением в водах отложений верхнего мела, а на правобережье наблюдается устойчивое снижение с глубиной;

– на левобережье в основании разреза появляются воды хлоридные, а на правобережье они повсеместно гидрокарбонатные;

– воды правобережья постепенно приобретают содовый характер, становясь натриевыми, а для вод левобережья такое явление не характерно.

Указанные закономерности определяют преимущественное практическое применение этих вод. На Обь-Томском междуречье, помимо широкого использования для хозяйственно-питьевых целей, в подошвенной части разреза возможно обнаружение столовых минеральных вод с минерализацией на уровне 1,0 г/л или несколько выше, что расширит гидроминеральную базу за счет вод водораздела, а не только долины р. Томи, как это было указано ранее [3]. Кроме того, это может приблизить минеральную воду к сельскому потребителю и сделает ее конкурентоспособной по сравнению с привозными водами. В связи с нисходящей фильтрацией в глубокие горизонты в пределах водоразделов воды с повышенной минерализацией, скорее всего, не участвуют и не будут участвовать в формировании эксплуатационных запасов Томского водозабора.

На Томь-Чулымском междуречье воды из-за пониженной минерализации не являются оптимальными для питьевого использования. В то же время в основании разреза возможно обнаружение вод, близких по составу и минерализации к известной воде «Омега». Такую воду, очевидно, возможно получить с глубин 400–500 м.

Литература

1. Ермашова Н.А. Природный гидрогеохимический фон верхней гидродинамической зоны Среднего Приобья как основа оценки ее экологического состояния // Обской вестник. 1999. № 3–4.
2. Ермашова Н.А. Гидрогеохимические особенности и условия формирования пресных подземных вод Обь-Чулымского междуречья // Вопросы географии Сибири. Томск, 1979.
3. Ермашова Н.А. Минеральные воды долины р. Томи и перспективы расширения минерально-сырьевой базы // Актуальные вопросы физиотерапии и курортологии Сибири. Томск, 1994.

О МНОГОЛЕТНЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ РЕЧНОГО СТОКА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.А. Земцов
Томский государственный университет

Многолетняя изменчивость стока рек носит весьма сложный характер, что определяется сочетанием формирующих ее факторов, в том числе хозяйственной деятельности человека. Причины изменчивости стока пытаются обнаружить на разных уровнях многоступенчатой системы связей: в колебаниях солнечной активности, осцилляциях системы океан – атмосфера (таких, как Эль-Ниньо), изменчивости типов атмосферной циркуляции и гидрометеорологических показателей. Часть этих причин проявляется естественным образом, другие в той или иной мере находятся под влиянием человеческой деятельности, например, климатические изменения от локального до регионального и глобального масштабов, антропогенный вклад в которые до настоящего времени остается неопределенным.

Различают многолетние колебания и многолетние изменения стока. Колебания обычно имеют высокочастотный характер (их период измеряется годами или первыми десятками лет) и связываются с естественными причинами, хотя параметры флуктуаций – частота, амплитуда – могут меняться и в результате антропогенных воздействий. Изменения отличаются более низкой частотой и проявляются монотонно в течение длительного времени (при этом они аппроксимируются трендовой составляющей) либо происходят скачкообразно. Вопрос о том, какова в них роль антропогенного фактора, требует углубленных исследований и пока остается открытым за исключением ряда конкретных случаев, когда по отношению к речному стоку задача решается балансовыми методами при наличии адекватной информационной базы.

Основной целью данной работы является рассмотрение многолетней изменчивости стока сибирских рек средних размеров в том виде, как она проявляется в имеющихся наиболее длинных рядах гидрологических наблюдений, для выявления скрытых в них пространственно-временных закономерностей. Эти закономерности касаются годового, месячного и сезонного стока, минимальных и максимальных месячных расходов воды. Рассматривается проблема нарушения статистической однородности гидрологических рядов, возможного в результате антропогенных изменений климата и хозяйственной деятельности на водосборах и в речной сети.

Территория исследований охватывает Западно-Сибирскую равнину в пределах лесной зоны и лесостепи и частично Зауралье и Алтае-Саянскую горную область. Для решения поставленных задач используются статистические методы анализа непосредственно наблюденных гидрологических рядов, что позволяет установить основные закономерности колебаний стока и выявить основные признаки его изменений.

Начало периода массовых гидрометрических наблюдений на средних и малых реках Западной Сибири относится к концу 1930-х гг. Для анализа нами используются материалы наблюдений по 1990 г., причем выбрано 2 расчетных периода: 1943–1990 и 1955–1990 гг. продолжительностью соответственно 36 и 48 лет, что соответствует целому числу циклов с периодом 10–12 лет. Данные за более поздние годы имеются не по всей рассматриваемой территории. Всего анализируются материалы наблюдений в 84 пунктах на 68 реках рассматриваемой территории. Пропуски в рядах наблюдений, если их не более 2–3, восстановлены по средним значениям с учетом линейного тренда либо по статистическим связям с пунктами-аналогами.

Из всех рек отобраны средние реки с площадью водосбора от 2 до 25 тыс. км^2. На равнине в отдельных случаях к средним отнесены реки и с большей площадью бассейна. Режим средних рек отражает особенности формирования стока в разных частях территории под влиянием характерных для каждой зоны (района) природных условий, типов и масштабов антропогенного воздействия. Предполагается, что сток средних рек по сравнению с малыми слабее подвержен локальным воздействиям или прямым изменениям, связанным с хозяйственной деятельностью в их руслах и на водосборной площади.

На первом этапе с помощью спектрального анализа по 48-летним рядам среднегодовых, минимальных (зимних) и максимальных среднемесячных расходов воды исследовалась продолжительность основных циклов колебаний стока. Предварительно исключены линейные тренды водности. Всего выполнен анализ рядов по 31 пункту на 29 реках. В результате расчетов установлено, что на равнине преобладает 11–12-летний период колебаний минимальных среднемесячных расходов. Встречаются также циклы большей (16 лет, р. Тым у Напаса) и меньшей (3–4 года, р. Кеть у Максимкина Яра) продолжительности. В горах и предгорьях обнаруживаются циклы разной продолжительности.

Ойклы с периодом 11–12 лет преобладают на равнине и у среднегодовых расходов. Они настолько выражены, что были обнаружены расчетами по менее продолжительным рядам [1]. На реках, текущих с Уральских гор, доминируют 7–8-летние циклы, а в Алтае-Саянской области (реки Чулышман, Урсул, Песчаная, Чумыш, Чарыш, Томь и Чулым с притоками и др.) преобладающими могут быть циклы с разными периодами, от 3–4 и 6 до 16 лет. Что касается максимальных среднемесячных расходов, то географическая привязка длины циклов еще более оп-

ределенная: в Алтайских горах, в бассейнах Томи и Чулыма более характерными являются 3–4-летние циклы, в Зауралье – циклы в 7–8, а собственно на Западно-Сибирской равнине – в 12 лет. Таким образом, спектральный анализ позволил обнаружить выраженные циклы в колебаниях стока, средняя продолжительность которых имеет географическую привязку. Результаты подтвердили предложенную в монографии [1] для годового стока схему районирования (исследуемая территория подразделяется на бассейн Оби, горный Алтай, Зауралье и Северный район) и показали возможность распространения ее также на максимальные и минимальные среднемесячные расходы.

Причины обнаруживаемой цикличности стока не имеют однозначного истолкования. Отчасти она может быть следствием марковости процессов стока (собственно, и сами используемые для оценки параметров циклов спектральные плотности рассчитываются по автокорреляционным функциям). Выполненный нами анализ коэффициентов автокорреляции 36 и 48-летних рядов среднемесячных максимальных, минимальных и среднегодовых расходов показал, что для смежных лет на многих реках Западной Сибири существует не только статистически значимая, но и весьма высокая автокорреляция, когда значения r(1) достигают 0,4 и даже 0,6. Это особенно характерно для рек Оми и Тартаса, где скоррелированы все рассматриваемые показатели стока. Велика автокорреляция минимального и годового стока рек Туры и Исети. Теснота связи мало зависит от временных границ ряда. В большей степени скоррелированы ряды минимального и годового стока, в меньшей – максимальных среднемесячных расходов. Для 38 пунктов на средних и малых реках с 48-летними рядами значимые r(1) получены по зимним минимальным месячным расходам в 21 пункте (55%), по годовым расходам – в 16 пунктах (42%) и месячным максимумам половодья – в 8 пунктах (21%). Уровень значимости задан равным 5%.

Многолетние колебания стока рек Западной Сибири сильно скоррелированы и в пространственном отношении. В монографии [2] на примере годового стока с помощью карт изокоррелят нами показано, что районы синхронного стока охватывают значительные площади, причем в центре и на востоке равнины они вытянуты в восточном и северо-восточном направлениях. В Зауральском секторе корреляция в широтном направлении ослаблена. В настоящей работе исследование взаимных связей между многолетними колебаниями стока за год и за отдельные месяцы выполнено с помощью факторного анализа. Этот метод сводится к линейному преобразованию m переменных в $p<<m$ новых факторов, каждый из которых является линейной комбинацией исходных величин. В результате выявляется корреляционная зависимость между переменными (в нашем случае 36-летними рядами месячных расходов) и р взаимно некоррелируемыми факторами. При этом предполагается, что изменения значений каждой переменной происходят под влиянием p скрытых факторов. Факторная модель выражается в виде

$$X_j = \acute{O} a_{jr} f_r + \hat{a}_j,$$

где X_j – j-я переменная; f_r – r-й общий фактор; a_{jr} – нагрузка j-й переменной на r-й фактор; $\hat{a}_j$ – случайная составляющая переменной X_j. Если факторный анализ выполняется для стандартизированных переменных на основе матрицы парных коэффициентов корреляции между ними, то факторные нагрузки представлены парными коэффициентами линейной корреляции между j-й переменной и r-м фактором. Количество факторов p задается заранее, чтобы остаточная дисперсия, связанная со случайными составляющими $\hat{a}_j$, была достаточно малой. Получаемые в результате расчета общие факторы взаимно ортогональны. Корректировка положения факторных осей достигается их вращением, в частности, методом варимакс, который заключается в максимизации дисперсии нагрузок на факторы.

Полагая, что влияние каждого фактора в наибольшей мере проявляется в определенных географически обусловленных границах, можно произвести районирование территории со сходным характером многолетних колебаний стока. Количество последних определяется таким образом, чтобы они описывали как можно большую часть дисперсии исходных данных, и каждый фактор был статистически значимым. По факторным нагрузкам переменных определяется набор рядов, имеющих с определенным фактором коэффициенты корреляции выше установленного предела (например, 0,5). Эта процедура позволяет выделить те ряды, на изменчивость которых наибольшее влияние производит именно этот фактор. Экспериментально нами установлено, что для годового стока средних рек (всего 75 рядов) число факторов не превышает шести, так как при их большем количестве теряется географическая определенность классификации рядов по многолетним колебаниям стока. Все шесть факторов описывают 78,5 %, а последний из них – только 2,6 % общей дисперсии исходных данных.

По результатам анализа произошло достаточно отчетливое обособление шести районов, отличающихся определенным своеобразием многолетних колебаний стока. В порядке уменьшения доли общей дисперсии, описываемой предлагаемым набором факторов, районы располагаются следующим образом. Первый из них включает центральную часть Обь-Иртышского междуречья (бассейны Ини, Шегарки, Чаи, Парабели, Оми, Тары, Уя, Шиша). Второй район объединяет горы и предгорья Алтая, бассейны рек Томи и Чулыма. В третьем районе оказались реки Зауралья и северной части Тобол-Ишимского междуречья. В четвертый район вошло Сургутское Полесье и реки, текущие к северу от Сибирских увалов. Северная часть Обь-Иртышского

междуречья (реки Васюган в среднем и нижнем течении, Большой Юган), правые притоки Кети, бассейны Тыма и Ваха вошли в пятый район. В шестом районе оказались притоки Чулыма в его нижнем течении (Яя, Чичка-Юл и Улу-Юл), а также р. Кеть до Максимкина Яра.

Относительно небольшая доля общей дисперсии исходных данных, приходящаяся на последние три района (всего около 10 %) в какой-то мере объясняется тем обстоятельством, что сеть пунктов гидрологических наблюдений здесь наиболее редкая. Однако с географических позиций схема районирования выглядит достаточно непротиворечивой. Она детализирует схему районирования территории по многолетним колебаниям стока, приведенную в монографии [3]. Эта схема хорошо согласуется и с более генерализованным районированием территории по продолжительности циклов колебания водности, описанным в [2]. Сам метод, подобный описанному выше, использовался Х. Линзом под названием метода главных компонент для помесячного анализа региональных режимов стока в США [4].

Факторный анализ проведен нами также применительно к стоку каждого месяца. Схема районирования, полученная для годового стока, наиболее близко соответствует месяцам, когда проходит весенне-летнее половодье. В разные месяцы периферийные части описанных районов могут переходить из одного района в другой, иногда происходит объединение самих районов. Однако остаются устойчивые кластеры, отличающиеся наибольшим единообразием режима многолетних колебаний почти во все месяцы. К ним относятся: 1) реки центральной части Обь-Иртышского междуречья, стекающие в разные стороны с Васюганского болота; 2) часть рек Зауралья; 3) предгорные реки Алтая, за исключением р. Алей; 4) правые притоки Кети с бассейном Тыма. Так как указанная географическая определенность, выраженная в схеме районирования, связана с особенностями динамики климатических процессов, логично ожидать, что реки каждого из выделенных районов будут сходным образом реагировать не только на колебания климата, но и на его долговременные изменения, не затрагивающие резкой перестройки всей климатической системы.

В заключение кратко остановимся на проблеме статистической однородности многолетних рядов стока Западно-Сибирских рек. Этот вопрос затрагивался нами в [5], где говорится, что она претерпевает определенные нарушения, связанные, вероятно, с антропогенными причинами. В дополнение к этому нами проведен анализ однородности исследуемых в настоящей работе 36 и 48-летних рядов Qcp, Qmax и Qmin, заканчивающихся 1990 годом. Каждый ряд разбит пополам и оценена однородность по критериям Фишера и Стьюдента с учетом статистически значимой автокорреляции. Задан уровень значимости 5 %.

Статистически значимые нарушения средних значений обнаружены в основном у зимних минимальных месячных расходов рек, протекающих в районах со значительной антропогенной нагрузкой (Лябяжья, Тяжин, Золотой Китат, Тогул). Данные по этим малым рекам не использовались при анализе многолетней изменчивости стока, результаты которого описаны выше. Чаще встречаются нарушения однородности дисперсии минимального стока, причем они носят разнонаправленный характер и, по-видимому, в какой-то мере связаны с меньшей точностью измерений расходов воды в зимний период. Нарушения однородности максимальных месячных и среднегодовых расходов встречаются только в нескольких случаях: отмечено уменьшение стока рек Чарыша (Усть-Кумир), Чумыша (Тальменки), Ини (Кайлы), Мрас-Су (Мыски), Яи (Яя) и увеличение стока рек Тяжина (Рубино) и Шегарки (Бабарыкино). В целом проблема нарушения однородности стока заслуживает более детального рассмотрения на основе всех накопленных к настоящему времени данных наблюдений и информации об антропогенных воздействиях на водосборах и в речной сети.

Литература

1. Природа многолетних колебаний речного стока / Под ред. И.П. Дружинина. Новосибирск: Наука, 1976. 336 с.
2. Никитин С.П., Земцов В.А. Изменчивость полей гидрологических характеристик в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. 204 с.
3. Кузин П.С., Бабкин В.И. Географические закономерности гидрологического режима рек. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 200 с.
4. Lins H.F. Regional streamflow regimes and hydroclimatology of the United States /Water Resources Research. 1997. Vol. 33. ', 7. PP. 1655–1667.
5. Земцов В.А., Паромов В.В., Савичев О.Г. Изменения водного стока крупных рек юга Западной Сибири в XX столетии / Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия. Томск, 2000. С. 321–324.

ПРОБЛЕМЫ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЯ И ОХРАНЫ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

В.А. Льготин, Ю.В. Макушин, О.Г. Савичев
ОГУП Территориальный центр «Томскгеомониторинг»

ВВЕДЕНИЕ

Последние десять-пятнадцать лет характеризуются глубоким кризисом водного хозяйства Российской Федерации. В ряде наиболее населенных и промышленно освоенных регионов ощущается нехватка воды требуемого качества, вследствие чего по всей стране периодически отмечаются вспышки опасных инфекционных заболеваний, возбудители которых обитают в поверхностных водных объектах. Недостаточное внимание к состоянию гидротехнических сооружений способствует возникновению чрезвычайных ситуаций, связанных с затоплением и подтоплением значительных территорий и населенных пунктов. Недостаточная степень координации между водопользователями и государственными органами управления водными ресурсами приводит к нарушению водно-экологической безопасности проживания и деятельности населения. Напряженная водохозяйственная и водно-экологическая ситуация характерна и для Томской области, где отмечается такое сочетание водных проблем, какое не характерно не только для регионов европейской части России и Дальнего Востока, но и для соседних областей и краев. С учетом данного обстоятельства возникла необходимость системного подхода к решению водных проблем, в рамках которого был разработан проект «Территориальной Программы рационального использования, восстановления и охраны водных объектов Томской области до 2010 года» (далее ТВП – территориальная водохозяйственная программа). Государственным заказчиком Программы является Администрация Томской области, а основным ее разработчиком – ОГУП Территориальный центр «Томскгеомониторинг».

СОДЕРЖАНИЕ ПРОБЛЕМ

Актуальность проблем рационального использования, восстановления и охраны водных объектов Томской области на долгосрочную перспективу обусловлена современным неудовлетворительным состоянием водных ресурсов и водохозяйственного комплекса и возможным его дальнейшим ухудшением.

Состояние водных ресурсов. Томская область обладает значительными ресурсами пресных подземных и поверхностных вод. На территорию области ежегодно поступает речной сток объемом 90–100 км^3; формируется непосредственно в пределах области – 60–70 км^3; сток р. Оби на границе с Ханты-Мансийским автономным округом – в среднем 160 км^3/год, в том числе подземная составляющая – более 30 км^3/год. Эксплуатационные запасы подземных вод составляют 0,37 км^3/год. Из приведенных объемов суммарного водного стока используется 0,5–0,7 км^3/год, то есть менее 1 % стока р. Оби, что свидетельствует о значительном избытке водных ресурсов. В то же время, существуют определенные ограничения по использованию природных вод из-за несоответствия их качества установленным нормативам по содержанию ряда органических веществ, железа, иногда некоторых металлов и соединений азота. Кроме того, в поверхностных водах очень часто содержатся возбудители опасных инфекционных и иных заболеваний. В целом главные проблемы использования водных ресурсов Томской области определяются не дефицитом, а низким качеством вод, что во многих случаях связано с влиянием как антропогенных, так и природных факторов.

Состояние водохозяйственного комплекса. Использование водных ресурсов на территории Томской области проводится путем потребления воды в хозяйственно-питьевых и производственных целях, отведения сточных вод, поддержания пластового давления при добыче углеводородов, для нужд водного транспорта, а также в целях сельскохозяйственного водоснабжения, рыболовства и для удовлетворения культурно-бытовых нужд. Основная часть (более 70 % общего потребления) воды осуществляется из р. Томи для нужд Сибирского химического комбината, а большая часть потребления питьевых подземных вод – на территории бассейна р. Томи. Водоотведение также производится преимущественно в р. Томь и ее притоки.

Водопользование осуществляется с применением многочисленных водохозяйственных систем и сооружений (ВХС), включающих: 177 прудов, 2 водохранилища, 81 очистное сооружение, в том числе 49 – с биологической очисткой, 52 выпуска сточных вод без очистки, 24 водозаборных сооружения поверхностных вод, 328 водозаборных сооружений подземных вод, 7 защитных дамб, а также несколько десятков мелиоративных систем на торфяных и минеральных почвах.

Состояние ВХС в большинстве случаев оценивается как неудовлетворительное, причиной чему часто служит отсутствие у водопользователя экономической заинтересованности в нормальном функционировании сооружений и связанная с этим недостаточная квалификация или отсутствие персонала специальных служб предприятия-водопользователя. Особые проблемы в плане безопасности жизнедеятельности населения области сопряжены с неудовлетворительным состоянием ограждающих дамб вследствие возможных переливов

речных вод в период половодья по периметру сооружений, прорывов дамб и последующего затопления населенных пунктов.

Состояние и использование водных ресурсов в течение 2003–2010 гг. ожидается в среднем близким к норме, сформировавшейся в последние 30 лет. При наблюдаемой тенденции повышения температуры воздуха в долгосрочной перспективе прогнозируется увеличение как суммарного, так и подземного стока рек за счет роста интенсивности таяния снежного покрова и связанного с этим изменением соотношения составляющих водного баланса, однако в ближайшие 8 лет эта тенденция будет малозаметна. С учетом данного вывода в большинстве случаев прогнозируется размыв берегов, затопление и подтопление речных долин и прилегающих территорий примерно на уровне второй половины 1990-х гг. Вместе с тем ожидается постепенный подъем уровней воды р. Томи у г. Томска из-за интенсивного накопления речных отложений в ее русле и, как следствие, увеличение вероятности размыва берегов и затопления части территории города. Качество природных вод при условии отсутствия резких климатических изменений и кардинального усиления хозяйственной деятельности существенно не изменится.

Исходя из тенденций развития экономики региона, масштабы водопользования на территории Томской области существенно не изменятся относительно уровня водопользования в 1990-е гг. В течение ближайших 8 лет проблемы водопользования будут связаны, главным образом, с низким качеством специальной водоподготовки, неконтролируемым загрязнением водных объектов, вредным воздействием вод на жилые и иные объекты, неоднозначностью некоторых положений действующего водоохранного законодательства в части ведения хозяйственной деятельности на заболоченных территориях.

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ПРОГРАММЫ

На основе результатов анализа состояния водных объектов и водохозяйственного комплекса и с учетом требований водного законодательства России были сформулированы основные цели ТВП, включающие поддержание оптимальных условий водопользования, ликвидацию и предотвращение вредного воздействия вод, защиту и восстановление нарушенных водных экосистем, обеспечение прав населения Томской области на чистую воду и благоприятную водную среду.

Эти цели достигаются путем решения следующего комплекса задач:

1) формирование оптимальной структуры системы управления водными ресурсами и механизма взаимодействия с органами управления других субъектов РФ, совершенствование механизма учета и контроля водохозяйственной деятельности;

2) совершенствование экономического механизма управления водохозяйственной деятельностью;

3) разработка региональной нормативно-правовой базы водопользования с учетом сильной заболоченности территории Томской области;

4) оптимальное снижение вредных воздействий на водные объекты при условии роста промышленного и сельскохозяйственного производства;

5) предотвращение затопления территории населенных пунктов, снижение вредного воздействия эрозионных процессов на объекты хозяйствования, поддержание в нормальном состоянии наиболее важных гидротехнических сооружений;

6) развитие и совершенствование системы мониторинга состояния водных объектов, водохозяйственных систем и сооружений и системы водохозяйственного прогнозирования.

СИСТЕМА ПРОГРАММНЫХ МЕРОПРИЯТИЙ

Решение поставленных целей и задач достигается путем реализации системы программных мероприятий, увязанных с ОЦП «Питьевая вода Томской области», проектом ОЦП «Экология и природные ресурсы Томской области» и рядом других документов, что позволяет максимально эффективно использовать имеющиеся и предполагаемые к использованию финансовые средства. В целом программные мероприятия представляют собой единый и взаимосвязанный комплекс, причем они не подменяют, а координируют водохозяйственную и природоохранную деятельность предприятий и повышают ее эффективность. Мероприятия сгруппированы по следующим основным направлениям.

1. Повышение эффективности системы государственного управления водными ресурсами и создание единого информационного пространства для принятия управленческих решений в части использования и охраны водных объектов осуществляется посредством: обоснования введения платежей за виды водопользования и воздействий на водные объекты, в настоящее время не учитываемые в водохозяйственной практике; управления выполнением данной Программы; повышения квалификации госслужащих и водопользователей; анализа экономической эффективности платного водопользования; разработки аналогичной программы на 2011–2020 гг. и программы лицензирования водопользования; дополнения водного кадастра сведениями о болотах и уточнения гидрологических характеристик рек и озер; создания сайта в Internet о состоянии водных объектов и ВХС Томской области; издания специальной литературы по вопросам водопользования; проведения конференций и выставок по водопользованию.

2. Обеспечение безопасного функционирования гидротехнических сооружений достигается путем разработки и реализации проектов реконструкции дамб в гг. Томске, Асино, сс. Могочино и Подгорное. Эти мероприятия выполняются, прежде всего, в рамках проекта ОЦП «Экология и природные ресурсы Томской области», в то

же время они являются составной частью данной Программы, без которой невозможно достижение поставленных целей.

3. Предотвращение вредного воздействия вод осуществляется в виде мероприятий по изучению русловых процессов р. Томи, которые могут привести к разрушению дамбы и берегов реки у г. Томска, аварийных противоэрозионных работ на правом берегу р. Томи и в устье р. Ушайки. Как и мероприятия по обеспечению безопасности ГТС, они выполняются в рамках проекта ОЦП «Экология и природные ресурсы Томской области».

4. Установление водоохранных, санитарных защитных зон и соблюдение режима их использования представляет собой наиболее эффективную часть комплекса работ по охране и восстановлению водных объектов, выделенную в виде самостоятельного направления в целях подчеркивания ее важности.

5. Охрана природных вод и нормирование вредных воздействий на водные объекты с учетом региональных особенностей природных условий достигается посредством разработки методик нормирования вредных воздействий на водные объекты, прежде всего, на болота, ликвидации заброшенных скважин, являющихся потенциальными источниками загрязнения подземных вод, расчистки русел водотоков.

6. Совершенствование мониторинга водных объектов, водохозяйственных систем и сооружений осуществляется посредством систематического проведения государственного мониторинга ВХС и водных объектов, донных отложений рек и озер, снегового покрова.

МЕХАНИЗМ РЕАЛИЗАЦИИ И РЕСУРСНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ПРОГРАММЫ

Государственным заказчиком-координатором ТВП является Департамент природных ресурсов и нефтегазового комплекса (ДПР) Администрации Томской области, который во взаимодействии с Главным управлением природных ресурсов и охраны окружающей среды (ГУПР) по Томской области и Верхне-Обским бассейновым водохозяйственным управлением (ВОБВУ) осуществляет общую координацию исследований, обеспечивает нормативно-правовое, научно-методическое, информационное и организационное сопровождение выполнения Программы, включая ежегодную подготовку сводной бюджетной заявки на предоставление средств из федерального и территориального бюджетов. Реализация Программы осуществляется на основе государственных контрактов, заключаемых с подрядчиками на конкурсной основе в порядке, установленном Администрацией Томской области (государственным заказчиком-координатором). Отбор проектов в рамках программных мероприятий осуществляется рабочей группой управления Программой при Администрации Томской области. Механизм реализации Программы предусматривает ежегодное формирование организационного плана действий, перечня проектов по осуществлению программных мероприятий, проведение конкурсов проектов и осуществление контроля их исполнения. Финансирование мероприятий ТВП осуществляется за счет средств федерального, областного и местных бюджетов с привлечением средств водопользователей. Общий объем финансирования программных мероприятий с учетом затрат по проекту ОЦП «Экология и природные ресурсы Томской области на 2002–2005 гг.» и ведению мониторинговых работ в 2003–2010 гг. составляет 503,85 млн руб. Затраты непосредственно по ТВП – 58,35 млн руб., в том числе из федерального бюджета – 2,5 млн руб., из бюджета Томской области – 43,25 млн руб.

Реализация ТВП позволит предотвратить ущерб населению и водным объектам на сумму не менее 1,3 млрд руб. и оптимизировать водохозяйственную деятельность с учетом региональных особенностей природных условий. При этом суммарные затраты полностью окупятся с точки зрения предотвращения экологического и экономического ущерба. Главным же результатом реализации ТВП будет являться поддержание оптимальных условий водопользования, предотвращение и ликвидация вредного воздействия вод, защита и восстановление нарушенных водных экосистем, обеспечение прав населения Томской области на чистую воду и благоприятную водную среду.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВЕНДСКОГО И ВЕРХНЕВЕНДСКО-НИЖНЕКЕМБРИЙСКОГО КОМПЛЕКСОВ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ НГО

М.Н. Назарова
ФГУП «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», г. Новосибирск

Непско-Ботуобинская НГО выделена в пределах одноименной антеклизы и Вилючанской седловины. В карбонатных и терригенных отложениях подсолевой формации водоносные горизонты объединены в вендский гидрогеологический комплекс, включающий терригенные нижненепский, верхненепский и тирский горизонты. Общим суперрегиональным водоупором для вендского комплекса являются плотные глинисто-карбонатные и ангидрито-доломитовые породы экранирующей части нижнеданиловского горизонта. Верхнюю часть подсолевой гидрогеологической формации составляет верхневендско-нижнекембрийский гидрогеологический комплекс, включающий нижнеданиловский, верхнеданиловский и осинский горизонты, в которых водоносные пласты приурочены к зонам повышенной трещиноватости и кавернозности карбонатных пород. Общим суперрегиональным водоупором является соленосная верхнеусольская подсвита.

Распределение минерализации в проницаемых горизонтах венда имеет общую тенденцию, заключающуюся в ее повышении с севера на юг. По составу рассолов выделяется три гидрогеохимических зоны (рис. 1). Первая зона объединяет рассолы хлоридного кальциевого состава нижненепского, верхненепского и тирского горизонтов. Она распространена в южной части Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА), на северо-западном склоне Непского свода и оконтуривает Среднеботуобинское и Тас-Юряхское месторождения. Зона с рассолами хлоридного натриево-кальциевого состава распространена преимущественно на восточном склоне антеклизы; третья зона занимает промежуточное положение между первыми двумя. На ней распространены рассолы смешанного состава.

На формирование такой гидрогеохимической зональности оказывают влияние многие факторы. Одним из них является взаимодействие с вмещающими породами. Например, широко развитые процессы сорбции щелочных металлов глинистым веществом терригенных пород, протекавшие при нисходящей фильтрации из подсолевых карбонатных горизонтов в терригенные горизонты венда могли приводить к обеднению калием, редкими щелочами и стронцием рассолов, распространенных в северо-восточной части. Фильтрация рассолов облегчалась тем, что между юряхским, харыстанским и вилючанским пластами отсутствуют надежные солевые экраны, а существующий пьезоминимум (особенностью которого является направленное вниз по разрезу от юряхского пласта к вилючанскому и породам фундамента включительно снижение приведенных пластовых давлений) постоянно со времени его существования поддерживал нисходящую направленность миграции рассолов.

К другим факторам можно отнести нижнекембрийскую соленосную толщу, с которой связано поступление в тирский горизонт межкристальных рассолов, отжатых из пластов солей и глинистых пород. На севере НБА, где нет соляных пластов под осинским горизонтом, имеются благоприятные условия для пополнения запасов рассолов хлоридного кальциевого состава из верхневендско-нижнекембрийского комплекса за счет гравитационного перераспределения рассолов по их плотности [1].

Рассолы тирского горизонта отличаются повышенным содержанием магния (до 20 г/дм^3), что, возможно, объясняется реликтовостью хлоридных магниево-кальциевых рассолов, подтвержденной идентичным составом и минерализацией газово-жидких включений в седиментационном галите, являющимися остаточной после выпадения галита в бассейне осадконакопления рапой [2]. Сохранность рассолов обеспечивает магнезито-ангидритовый флюидоупор, надежно экранирующий рассоловмещающие ботуобинские песчаники [3]. Повышенные и высокие концентрации магнезита в ангидритах свидетельствуют о высоком его содержании в палеобассейне.

Главной гидрогеохимической особенностью вендского терригенного комплекса является эпигенетичность высококонцентрированных хлоридных кальциевых рассолов, локализованных в поровых коллекторах алевритово-песчаных образований. Кроме выше перечисленных факторов, которые оказывают влияние на формирование гидрогеохимической зональности, локальные неоднородности геохимического поля связаны с влиянием залежей углеводородов. Ранее было высказано мнение, что с нефтенасыщенной частью залежей связаны зоны высококонцентрированных хлоридных кальциевых рассолов, а в зоне ГНК и газонасыщения происходит снижение минерализации и изменение состава рассолов [4]. Эта закономерность подтвердилась на многих месторождениях. Предполагается, что подобная зональность сформирована под влиянием конденсационных вод.

Пластовые рассолы верхневендско-нижнекембрийского комплекса более концентрированы, по сравнению с вендскими, особенно это характерно для осинских рассолов. С севера на юг их минерализация возрастает, что

связано с большей мощностью экранирующей соленосной толщи (до 100 м), из которой поступали межкристальные рассолы. Другим фактором, повлиявшим на минерализацию и состав рассолов, является тепловое влияние интрузий. Воздействие магматического тепла и высокотемпературных рассолов на вмещающие породы вызвали диссоциацию доломитов и известняков и как следствие образование огромного количества диоксида углерода, кальция и магния, что повлекло за собой увеличение минерализации и смену состава рассола на хлоридный кальциевый.

Важным фактором формирования гидрогеохимической зональности являются процессы перекристаллизации солей и доломитов, которые сопровождаются высвобождением рассолов и изоморфных примесей, обогащающих рассолы такими элементами как стронций, литий, рубидий, тяжелые металлы. Например, породы юряхского пласта, распространенного в северо-восточной части антеклизы, в отличие от усть-кутского сравнительно слабо затронуты процессами перекристаллизации, выщелачивания и засоления, что повлияло на обеднение юряхских рассолов этими элементами.

На состав рассолов меж- и подсолевых карбонатных горизонтов существенное влияние оказали процессы доломитизации. Анализ распределения кальций-магниевого коэффициента, являющийся результирующим показателем доломитизации, и показатель диа- и катагенетической доломитизации, представляющий собой суммарное количество доломитизированных карбонатных пород в диагенезе подтверждает влияние процессов доломитизации на изменение состава рассолов [5]. Наиболее интенсивно доломитизация протекала в южной и центральной частях НБА, значение кальциево-магниевого коэффициента здесь достигает 8 – 9, в отличие от ее северо-восточных и северо-западных районов, где степень метаморфизации рассолов менее 5.

На состав рассолов и минерализацию на северо-востоке антеклизы могло оказывать влияние и глубокое охлаждение территории, обусловленное весьма длительным по времени поднятием северо-восточной части антеклизы, а также тем, что ее территория в период оледенения не покрывалась льдами, что приводило к более глубокому охлаждению недр.

Итак, установлено, что по минерализации и химическому составу пластовых рассолов зональность проявляется как в вертикальном, так и в региональном плане. В региональном плане удобно рассматривать северо-восточную и юго-западную части НБА, для которых характерны специфические черты геологического строения и гидрогеологии. Рассолы, распространенные в северо-восточной части, имеют меньшую минерализацию по сравнению с рассолами того же уровня, распространенных на юге. Для них характерны пониженные содержания калия, редких щелочей, стронция.

Вертикальная и региональная составляющие гидрогеохимической зональности тесно взаимосвязаны. Но вертикальная зональность более выражена, что проявляется в увеличении минерализации от верхоленского горизонта до осинского, где фиксируются максимальные величины минерализации. Ниже этого горизонта отмечена достаточно четкая гидрогеохимическая инверсия. Изменение минерализации рассолов с глубиной, сопровождающееся соответствующими изменениями хлорбромного, сульфатного и других коэффициентов, вызывает смену составов вод от хлоридно-натриевого к натриево-кальциевому и кальциевому. Последние являются преобладающими в подсолевой формации и характеризуются повышенным содержанием брома.

Литература

1 Анциферов А.С. Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Недра, 1989. 176 с.

2 Петриченко О.И., Чечель Э.И. Геохимические и палеогеографические особенности соленакопления в кембрийском эвапоритовом бассейне Восточной Сибири // Проблемы морского и континентального галогенеза. Сборник научных трудов. Новосибирск: Наука, 1991. С. 68–71.

3 Пустыльников А.М., Чернова Л.С. Магнезитоносный горизонт – новый тип флюидоупоров в отложениях венда-нижнего кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы // Геология нефти и газа. 1991. № 6. С. 17–20.

4 Вожов В.И. Гидрогеологические условия месторождений нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1987. 204 с.

5 Вожов В.И., Чернова Л.С., Богданова В.Н., Гущина Н.Е., Назарова М.Н. Формирование хлоридных кальциевых рассолов в процессе доломитизации известняков осинского горизонта Сибирской платформы // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия: Матер. Междунар. науч. конф. Томск: Изд-во НТЛ, 2000. С. 187–191.

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ ОБИ В УСЛОВИЯХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

В.В. Паромов, Л.Н. Шантыкова
Томский государственный университет

Климатические изменения, начавшиеся во второй половине XX в. в силу естественных и антропогенных причин, не могли не сказаться на характеристиках водных ресурсов отдельных территорий, в частности бассейна Верхней Оби. Среди наиболее чувствительных элементов гидрологического цикла к изменению климатических условий – сроки ледовых явлений. Они являются одними из наиболее ярких индикаторов начавшегося климатического сдвига в переходные сезоны года.

Совокупность дат появления, максимального развития и разрушения ледовых образований определяет ледовый режим водного объекта. А сам ледовый режим обусловлен климатом данной территории и размерами водной массы. Сезонные изменения температуры воздуха определяют термический режим водного объекта, а величина расхода воды пропорциональна запасам тепла в водной массе. Основным из этих двух факторов является климатический [2].

Таким образом, для выявления причин текущих изменений ледового режима необходимым условием является анализ соответствующих изменений температуры воздуха и водности рек бассейна Верхней Оби. Материалами для исследования послужили данные о среднемесячной температуре воздуха и осадках по 22 метеостанциям, а также сведения о стоке и датах появления и полного исчезновения ледовых явлений по более чем 30 гидрометрическим постам Западно-Сибирского управления Росгидромета.

Для выявления трендов и тенденций во временных рядах приземной температуры воздуха, атмосферных осадков, стока и дат появления и исчезновения ледовых явлений за 1951–1999 гг. применялись наиболее эффективные, на наш взгляд, методы тренд-анализа (критерий Аббе, критерий Питмена и т.д). Учитывая, что различные критерии обладают разной «мощностью», вывод о наличии (отсутствии) тренда делался на основе суммарного анализа полученных результатов. Существенность найденного параметра линейного тренда определялась по соответствующим статистическим таблицам при 5 %-ном уровне значимости. Не останавливаясь в данной работе на изложении конкретных формул для расчета статистических критериев, отошлем заинтересованного читателя к соответствующей литературе [1, 3, 4].

Наиболее полные сведения о современных изменениях регионального климата юга Западной Сибири изложены в соответствующих статьях авторов [3, 5]. В данной работе необходимо более подробно осветить вопрос об изменении климата переходных сезонов. Как видно из табл. 1, наблюдается постепенное потепление как весеннего, так и осеннего периодов года. Немногим более значимо теплеют весенние месяцы. Наиболее сильное увеличение температуры воздуха отмечается на предгорной равнине.

Анализ реакции атмосферных осадков на потепление выявил отсутствие значимых трендов и тенденций, но необходимо отметить, что в целом наблюдается их уменьшение, характерное для осенних месяцев. Сумма осадков за весенние месяцы испытывает тенденцию к постепенному увеличению, характерную для зоны высокогорья. А на предгорной равнине и в низкогорье Алтая отмечается их незначительное уменьшение [3].

Реки бассейна Верхней Оби по величине и знаку тенденции стока за отдельные месяцы делятся на две группы, причем состав групп свидетельствует о наличии четко оконтуренных районов.

Первый район включает реки, основная область питания которых – высокогорные снега и ледники, расположенные на западе, юго-западе Горного Алтая, горно-ледниковые реки Центрального Алтая, а также реки наветренного склона Салаирского кряжа. Основное условие – доступность их долин влажным воздушным массам, подходящим с запада – юго-запада. Средняя высота водосбора рек этого района в Горном Алтае обычно превышает 1200 м и постепенно поднимается при движении с запада на восток. Отличительной особенностью рек этого района является уменьшение стока с апреля по август [3, 5]. Как нам представляется, уменьшение стока половодья является следствием следующих причин: 1) смещение сроков активного таяния языков и фирновых зон ледников на более поздние сроки по причине увеличения весенних (майских) осадков, выпадающих здесь в твердом виде; 2) увеличение летних осадков, которые в горно-ледниковых бассейнах не увеличивают, а снижают расход воды [2].

Таблица 1

Параметр тренда температуры воздуха переходных сезонов

Район		Параметр линейного тренда (° С/10 лет)	
		Весна (апрель – май)	Осень (сентябрь – октябрь)
Горный Алтай	Низкогорье	0,34	0,09
	Высокогорье	0,31	0,13
	Котловины	0,27	0,10
Предгорная равнина		0,35	0,14

Таблица 2

Средние даты появления и полного исчезновения ледовых явлений в основных створах рек бассейна Верхней Оби

Река – створ	Площадь водосбора, км²	Средняя высота водосбора, м	1951–1980 гг.		1981–1999 гг.		Δ, дни	
			Dt1	Dt2	Dt1	Dt2	Dt1	Dt2
Бия – с. Турочак	25 300		14,11	17,4	17,11	16,4	3н	–1н
Бия – г. Бийск	36 900	1370	30,10	19,4	3,11	16,4	4	–3
Чулышман – с. Балыкча	16 600	2030	31,10	7,4	7,11	11,4	7	4
Катунь – с. Тюнгур	13 500	2000	30,10	10,4	4,11	17,4	5	7
Катунь – пгт. Чемал	48 900	2000	1,11	25,4	6,11	27,4	5	2н
Катунь – с. Сростки	58 400	1770	31,10	20,4	6,11	19,4	6	–1н
Кокса – с. Усть-Кокса	5 600	1600	24,10	23,4	26,10	25,4	2н	2
Р. Б.Терехта – с. Терехта	383	1980	21,10	21,4	26,10	27,4	5	6
Каменка – с. Советское	1 730	480	29,10	11,4	5,11	10,4	7	–1н
Песчаная – с. Точильное	4 720	900	27,10	13,4	2,11	11,4	6	–2
Ануй – свх. Ануйский	4 870	790	30,10	12,4	3,11	10,4	4	–2
Чарыш – с. Усть-Кумир	3 480	1500	21,10	18,4	26,10	18,4	5	0н
Чарыш – с. Карпово 2	13 900	1110	28,10	15,4	4,11	13,4	7	–2
Чарыш – свх. Чарышский	20 700	793	28,10	16,4	3,11	14,4	6	–2
Б.Речка – пгт. Троицкое	953	290	28,10	31,4	5,11	27,4	8	–4
Чумыш – с. Ельцовка	4 340	360	27,10	21,4	31,10	19,4	4	–2
Чумыш – с. Кытманово	11 000	326	25,10	20,4	3,11	18,4	9	–2
Чумыш – пгт. Тальменка	20 600	295	26,10	20,4	3,11	17,4	8	–3

Примечание. Dt1 – дата появления ледовых явлений, Dt2 – дата полного исчезновения ледовых явлений, Δ – средний абсолютный прирост за 1981–1999 гг., найденный по формуле: $\Delta = \frac{\sum_{i=1}^{n}(y_i - \bar{y})}{n-1}$, где y_i – дата текущего года, $\bar{y}$ – среднемноголетняя дата соответствующего показателя 1951–1980 гг. (база сравнения), n – число лет в 1981–1999 гг., жирным шрифтом отмечены значимые тренды, подчеркиванием – тенденции, наличие «н» указывает на отсутствие значимых трендов и тенденций

Второй район включает реки северного, северо-западного Алтая (Песчаная, Ануй и др.), реки внутренних областей Горного Алтая, часть водосборов которых занимают межгорные котловины (Сема, Абай, Чарыш в верхнем течении, Урсул, Башкаус и др.). Основной источник питания – сезонный снежный покров. Основная особенность – это значимое увеличение стока осенней и зимней межени. Возможная причина этого – увеличение снегозапаса в самых верхних частях водосборов этих рек, на склонах гор, окружающих котловины (рост зимних и весенних осадков, характерный для станций 1 района). Здесь нет ледников, а таяние и более поздняя по срокам водоотдача из снежников увеличивает сток межени.

Анализ дат появления ледовых явлений выявил существенный их сдвиг на более поздние сроки по сравнению с периодом (1951–1980 гг.) приблизительно отражающим климатические условия до начала изменений (табл. 2). В среднем по всем участвовавшим в анализе створам произошел сдвиг даты появления ледовых явлений на 6 дней. В целом заметна тенденция увеличения показателя Δ (см. табл. 2) с уменьшением высоты местности. Отсутствие характерных для рек региона существенных сдвигов сроков появления ледовых явлений в створе р. Кокса – с. Усть – Кокса и р. Бия – с. Турочак, по-видимому, является следствием местных микроклиматических особенностей.

Существенно разнообразнее выглядит картина изменения дат полного исчезновения ледовых явлений. Выявлено, что в створах рек со средней высотой водосбора более 1500 м наблюдается сдвиг дат исчезновения ледовых явлений на более поздние сроки, от 4 до 7 дней (значимый тренд), тогда как на реках с меньшей высотой водосбора, наоборот, на более ранние сроки (табл. 2). Величина сдвига дат во втором случае существенно меньше и составляет около 2 дней (тенденция). Таким образом, в высокогорной зоне Алтая сдвиг дат на более поздние сроки противоречит факту постепенного увеличения температур воздуха.

Причиной более поздних сроков исчезновения ледовых явлений в высокогорной зоне Алтая является увеличение осадков весенних месяцев [3]. Во-первых, это сдерживает начало интенсивного подъема воды, т.е. водность остается пониженной более длительный срок. Во-вторых, несмотря на общее потепление, среднемесячные температуры воздуха остаются в пределах 0–2 °С, поэтому осадки зачастую выпадают в твердом виде. А это препятствует прогреву водной массы и приводит к появлению снежуры и шуги.

Необходимо отметить еще одну особенность изменения ледового режима бассейна Верхней Оби. Это более интенсивный сдвиг сроков появления ледовых явлений, по сравнению со сроками их исчезновения на реках равнинной и предгорной областей исследуемой территории. В то же время, интенсивность потепления весеннего сезона существенно больше, чем осеннего (табл. 1). На наш взгляд, в осенний период дополнительным фактором является то, что наблюдается увеличение водности осенней межени (второй район по нашей терминологии). Соответственно на охлаждение водной массы требуется более длительный интервал времени.

Литература

1. Айвазян С.А. Прикладная статистика. Основы эконометрики. М.: Изд-во ЮНИТИ, 2002. Т. 2. 432 с.
2. Комлев А.М. Закономерности формирования речного стока. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1992. 119 с.
3. Паромов В.В. Ресурсы речного стока бассейна Верхней Оби. Томск: ТГУ, 2002. 113 с.
4. Христофоров А.В. Надежность расчетов речного стока. М.: Изд-во МГУ, 1993. 168 с.
5. Шантыкова Л.Н., Паромов В.В. Динамика гидрометеорологических характеристик высокогорья Алтая во второй половине XX в // Материалы гляциологических исследований. ИГ РАН, 2001. Вып. 90. С. 112 –116.

РЕКРЕАЦИОННАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ И НАГРУЗКА ОЗ. АЯ

Н.Г. Прудникова
Алтайский государственный университет, г. Барнаул

В настоящее время среди отечественных и зарубежных лимнологов существует единодушное мнение о том, что озера являются аккумулирующими элементами ландшафтов. Поэтому функциональные и структурные изменения любой лимногеосистемы являются индикатором соответствующих изменений в окружающем ландшафте.

При оценке современного состояния и естественной направленности природных процессов и при определении рекреационных нагрузок в первую очередь необходимо уделять внимание изучению наиболее распространенных и уязвимых звеньев природных экосистем и процессов, определяющих условия их существования. К таким относятся озерные геосистемы, являющиеся наиболее характерными элементами равнинных и предгорных ландшафтов Алтайского региона.

Озера способны накапливать информацию о биологических и физических процессах, происходящих в окружающей среде в результате действия естественных и антропогенных факторов. Как аккумулирующие системы они являются хорошими объектами для исследования изменения трофического статуса, таксометрического состава, продуктивности живых организмов, переноса загрязняющих веществ и др.

Для определения количественной оценки нагрузки водоемов рекреационного назначения использовались показатели биогенных веществ (азот и фосфор). Основными параметрами являлись площадь мелководной зоны и объем водной массы (береговая территория водоема и акватория, используемые для отдыха), и вместимость рекреационной зоны (определялись общим количеством людей, имеющих возможность одновременно отдыхать на выделенной территории с учетом устойчивости геокомплексов к рекреационным нагрузкам). Среднее количество биогенных веществ за год можно определить как количество смыва с тела и экскрементов отдыхающих, оставленное в рекреационной зоне в период купального сезона.

В оценках поступлений загрязняющих веществ (ЗВ) в результате купания с продуктами физиологического обмена человека и косметикой наблюдается большой разброс, а определение их весьма затруднено. По данным зарубежных исследователей, в суточной норме выделений человека содержится от 2 до 18 г азота и 2-5 г фосфора в сутки. По некоторым оценкам, поступления ЗВ от одного купающегося составляет от 0,08 до 2,4 фосфора и 0,7-14 общего азота [5]. Это не учитывая того, что по данным Российских санэпидемслужб «фекальность» пляжей составляет 80%. Вследствие этого нагрузка купальщиков не может быть более 50–100 чел./га пляжа в день [1].

На эти оценки влияет также вид используемой косметики, степень оборудованности пляжей, контингент отдыхающих и многие другие факторы. Дополнительно увеличение концентрации фосфора происходит за счет взмучивания донных отложений в зоне купания. Помимо биогенных элементов в расчете на 10 тыс. купающихся в воду поступает ежесуточно 7,8 кг натрия, 0,4 кг кальция и магния, 7,4 кг калия и 13,4 кг хлора [2]. Для любительского рыболовства удельные показатели поступающих ЗВ практически не разработаны. Ориентировочная оценка суточных поступлений ЗВ от рыболовов-любителей может быть получена на основе натурных исследований. В пересчете на 1 человека в течение суток в водоем поступает от любительского рыболовства 25 г взвешенных веществ, 3 г аммонийного азота, 1 г минеральных соединений фосфора, 4 г хлоридов и 280 г различных веществ, используемых для прикорма рыб [2].

Расчет поступления суточной составляющей концентрации i-го загрязняющего вещества в водный объект от отдельных видов отдыха (купание, любительское рыболовство, отдых на побережье и т.п.) в j-й рекреационной зоне может осуществляться с помощью зависимости

$$Cpi=AiFjAj/Vj \text{ [2]},$$

которая для видов отдыха на акватории преобразуется в зависимость

$$Cpi=AiAj/Hj,$$

где Ai – удельный показатель поступления i-го вещества от рассматриваемого вида отдыха (от одного отдыхающего, рыболова-любителя); Fj – площадь рекреационных зон на побережье и акватории; Aj – рекреационная нагрузка за сутки; Vj – объем водной массы в j-й рекреационной зоне; Hj – средняя глубина воды в j-й рекреационной зоне.

Исследования на оз. Ая показали, что отдыхающие проводят на пляже в среднем около 6 часов и лишь половина из них пользуются туалетом. Таким образом, с экскрементами купающихся, а также в результате смыва с тела в воду ежесуточно добавляется от одного человека 5,1 г азота и 1,6 г фосфора.

При длине береговой линии на пляже дома отдыха Ая (максимально 100 м), на территории п/лагеря и ООО «Долина» (максимально 100 м), при рекомендуемой ширине купания 25–30 м, средней глубине прибрежных участков 1,5–4 м и санитарно-гигиеническим показате-

лям и нормативам качества непроточных вод для рекреационной деятельности ПДК по общему азоту – 1,5 мг/л и фосфору – 0,5 мг/л рекреационная нагрузка (поступления биогенных веществ от любительского рыболовства не учитывались) за сутки на акваторию озера не должна превышать в среднем 600 человек (по N – 588 человек, а по P – 625). По нашей оценке при существующих нагрузках, особенно в выходные дни летнего периода, когда на пляжах одновременно отдыхают 1000–1300 человек, в озеро поступает около 5,1–6,6 кг азота, 1,6–2 кг фосфора в сутки от купающихся и составляет соответственно около 160–200 кг и 60–80 кг за рекреационный сезон.

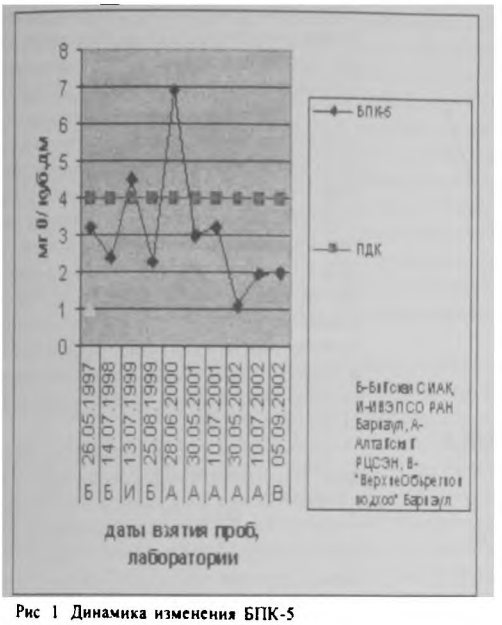


Рис 1 Динамика изменения БПК-5

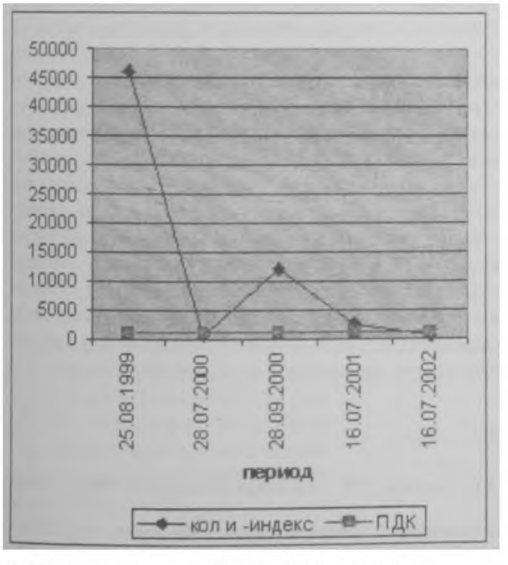


Рис 2. Данные Горно-Алтайской СЭС по показателю коли-индекса в воде оз. Ая

Согласно отраслевому стандарту ГДР (1982) в водоемах с объемом воды 1 млн куб. м (объем Айского озера – 1093740 куб. м) при посещении 1000 человек в сутки начинается эвтрофикация водоема, а при 500–600 – способность к самоочищению сохраняется.

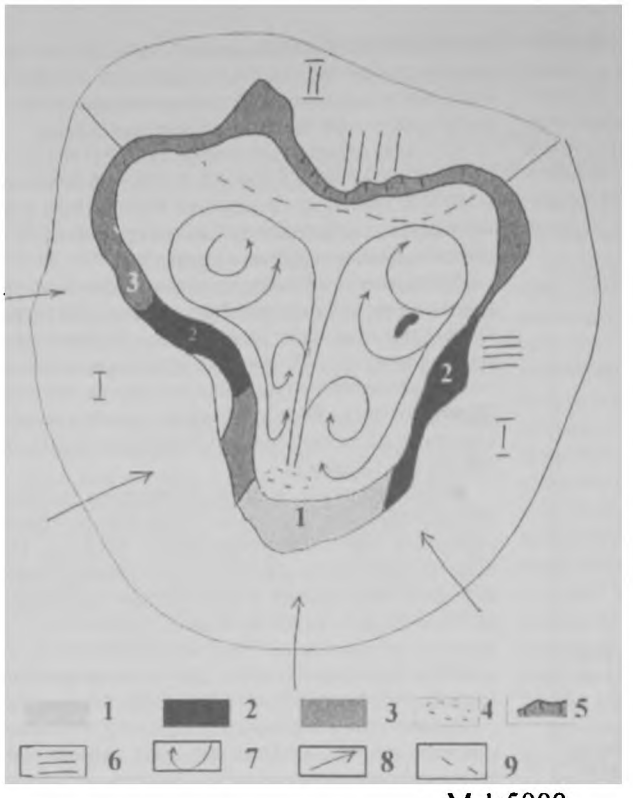
Критерием устойчивости является способность биоценоза к восстановлению. При определении нагрузки важное значение имеет способность естественного самоочищения воды. По данным зарубежных исследователей, ежедневно поступающие от одного купающегося ЗВ потребляют на биологическое разложение около 60 г кислорода в течение 5 сут, а БПКполн составляет около 100 г/сут на 1 человека.

Гидрохимическое, гидробиологическое и бактериологическое изучение предгорного Айского озера позволило установить нарушение устойчивости геосистем. Озеро является бессточным, происходит накопление органических и биогенных веществ, и оно не успевает самоочищаться, что приводит к развитию водных организмов, в таких условиях увеличивается общее число бактерий и создаются благоприятные условия для развития патогенной микрофлоры, приводящее к перестройке биоценозов.

Количество органического вещества (ОВ) в природных водах считается главным критерием качества, так как бактериальное разложение его напрямую связано с уменьшением содержания кислорода в воде и заболачиванием озера. Органическое вещество в озере обычно имеет такой разнообразный состав, что его почти невозможно охарактеризовать химически. Поэтому оценка уровня загрязнения проводится косвенным образом – используется тест на биохимическое потребление кислорода (БПК-5), который позволяет определить количество кислорода, расходуемого в процессе бактериального разложения органического вещества при стандартных условиях. Суточные колебания величины БПК-5 зависят от исходной концентрации растворенного кислорода, которая изменяется в течение суток в зависимости от соотношения интенсивности процессов его продуцирования и потребления.

Данные отчета ТГУ [3] показывают, что в 1972 г. величина БПК-5 составляла 1,5 мг/0дмі. Максимальное загрязнение было 28.06.2000 (данные Бийской СИАК) – 6,9 (рис. 1).

По степени загрязненности [4] озеро можно отнести к умеренно загрязненным в 1997, 1998 гг. и августе 1999, в июле 1999 и июне 2000 г. (БПК-5 – 6,9 мг/0дмі) оно относилось к грязным. По показателям 2001 и 2002 гг. – к умеренно-загрязненным и загрязненным. Основная задача - получение гигиенической оценки качества воды в отношении инфекционной опасности. В качестве санитарно-показательных микроорганизмов используются наиболее характерные представители микрофлоры кишечника человека (по ГОСТ 18963-73). Анализ включает в себя определение общего числа бактерий – «микробное число», ОМЧ – норма которого не должна превышать 500.



М 1:5000

Рис 3 Картосхема динамики берегов и общий вид циркуляции вод Айского озера *1* – зона эрозионных процессов, *2* – зона загрязнения, *3* – зона заболачивания, *4* – область родников, *5* – зона фильтрации, *6* – наиболее динамичные участки, *7* – циркуляция воды в микролимнионе (до глубины 7 м), *8* – направленность процессов, *9* – зона распространенности глыб, I – зона смыва грунтов, II – зона механического разрушения грунтов (по А М Малолетко)

По данным Горно-Алтайской СЭС в июне 2001 г. показатель ОМЧ был в норме -160. При использовании водного объекта в рекреационных целях к вышеуказанным показателям воды добавляются показатели санитарно-токсикологического контроля. Из бактериологических используется величина коли-индекса, которая определяет содержание в воде бактерий группы кишечной палочки. В воде поверхностных источников, используемых в рекреационной деятельности, он не должен превышать 1000 единиц. Из рис. 2 видно, что величина показателя коллиндекс меняется в очень широких пределах от 360 до 46000 (по данным Горно-Алтайской СЭС).

Избыточное цветение водоема в настоящее время ограничивает использование его для целей отдыха. По проведённым исследованиям вода в озере плохого качества (умеренно-загрязнённая), гидрохимический и газовый режим озера за 1972–2002 гг. приобрел тенденцию к эвтрофикации (закислению придонного слоя) и увеличению легкоокисляемой органики; содержание гидрокарбонат ионов снизилось с 135 до 98,9, происходит понижение кислотности; содержание хлоридов увеличилось с 5-7 до 17,55 (1999 г.) – 13,0 (2002 г.), т.е. загрязнение из-за увеличения органики; показатель растворенного кислорода остается относительно стабильным; происходило превышение ПДК pH, таким образом появляется щелочная среда; величина БПК-5 изменилась с 1,5, когда озеро можно было отнести к чистым (14) до 3,2 (2002 г.)–6,9 (1998 г.), сейчас по степени загрязненности озеро можно отнести к умеренно загрязненным и загрязненным; показатель колли-индекса изменяется в очень широких пределах (от 300 до 46000).

Побережье озера весьма уязвимо (рис. 3), а его рекреационная вместимость и способность к восстановлению ограничены. В зоне береговой полосы под влиянием деятельности человека изменяется рельеф (эрозия береговых склонов), растительность (вытаптывание травяного покрова), а также физико-химические и биологические характеристики воды и почвы.

Поступление загрязняющих веществ от рекреационной деятельности носит сезонный характер, но озеро не успевает самоочищаться, поэтому рекомендуется снизить нагрузку и провести ряд мероприятий по очистке озера, иначе через пару лет озеро нельзя будет использовать в деятельности человека.

Таким образом, с берегом и акваторией озера в настоящее время происходит следующее: дегрессия растительности, приводящая к эрозионным процессам; перегрузка пляжа, прибрежной полосы озера, вызывающая их бактериальное загрязнение; постепенное зарастание и заиление озера из-за увеличивающихся органических веществ; ухудшение санитарно-гигиенических свойств воды; деградация озера, приводящая его к эвтрофированию.

Литература

1 Биогеосистемы лесов и вод России / И В Стебаев, Ж Ф. Пивоварова, Б С. Смоляков, С.В Неделькина. Новосибирск Наука, Сибирская издательская фирма, 1993 348 с.

2 Васильев Ю.С., Кукушкин В А Использование водоемов и рек в целях рекреации. Л : Гидрометеоиздат, 1988. 230 с.

3 Отчет по комплексным (гидрологическим, геологическим, почвенным, геоботаническим) исследованиям в районе озера АЯ // НиР ТГУ НИИББ. Томск, 1972

4 Руководство по химическому анализу вод суши / Под ред. А.Д. Семенова Л : Гидрометеоиздат, 1977.

5 Sculz L. Nahrstoffeintrag in Seen durh Badegaste // Zbl Bakteriol. 1981 Abt.18 Bd 173. № 6. S. 528–548

ВОДНЫЙ РЕЖИМ РЕКИ ПОРОС КАК ИНДИКАТОР ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОБЬ-ТОМСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ

* О.Г. Савичев, ** О.В. Колоколова, *** С.Ю. Краснощеков, **** О.С. Шварцева
* Томский политехнический университет
** Томский филиал Института геологии нефти и газа СО РАН
*** Томский государственный университет

Водные проблемы с каждым годом приобретают все большее значение как один из ключевых факторов социально-экономического развития общества. От количества и качества доступной для использования воды уже в настоящее время зависит жизнь миллионов людей, что обусловливает актуальность исследований водного стока и выявления механизмов его формирования. Достаточно напряженная ситуация с обеспечением населения чистой питьевой водой сложилась и в бассейне р. Томи, в том числе в его северной части. Хозяйственно-питьевое водоснабжение населенных пунктов этой территории, где проживает около полумиллиона человек, осуществляется из месторождения подземных вод, расположенного в Обь-Томском междуречье.

Томский подземный водозабор, поставляющий ежесуточно до 220–230 тыс. м³, является одним из крупнейших в стране. За тридцать лет его эксплуатации удалось существенно улучшить водоснабжение г. Томска, поскольку до этого приходилось использовать для питьевых целей воды р. Томи, не отвечающие санитарно-гигиеническим нормам. Вместе с тем в районе расположения водозаборных скважин были отмечены случаи осушения болот и существенного снижения уровней грунтовых вод, что многими авторами связывается исключительно с влиянием водозабора. При этом следует отметить, что на рассматриваемой территории наблюдалось заметное снижение уровней р. Томи у г. Томска в 1970–1980-е гг. в связи с русловой добычей песчано-гравийного материала (ПГМ) и их некоторое увеличение после прекращения русловой добычи в 1985 г. [4]. Кроме того, отмечена неоднородность рядов средних за зимнюю межень расходов воды р. Томи, связанная с их заметным увеличением примерно во второй половине 1960-х - начале 1970-х гг. [3]. Причина этого увеличения не ясна и до сих пор детально не исследована. Пока лишь можно говорить, что это явление имеет неслучайный характер, поскольку нарушение однородности рядов годового стока по дисперсии, характеризующееся ее уменьшением в последние 2–3 десятилетия, выявлено для целого ряда рек обского бассейна [2].

Можно предположить, что перечисленные процессы в той или иной мере влияют на водный режим территории Обь-Томского междуречья. В связи с этим оценка влияния Томского подземного водозабора на окружающую природную среду Обь-Томского междуречья не должна проводиться в отрыве от анализа изменений водного режима малых рек рассматриваемой территории. Причем актуальность исследования динамики расходов и уровней речных вод, результаты которого приведены в данной работе, основывается на следующих соображениях:

1) на территории, подверженной влиянию Томского подземного водозабора, формируется сток нескольких малых водотоков; если водоотбор приводит к истощению запасов подземных вод, питающих эти реки и ручьи, то в этом случае речной сток должен заметно уменьшиться;

2) если уменьшение уровней грунтовых вод и связанного с ними стока малых водотоков связано не с эксплуатацией подземного водозабора, а с изменением вреза русла больших рек и, соответственно, их притоков, то следует ожидать значимое уменьшение уровней воды в малых реках при статистически неизменных их расходах воды.

ОБЪЕКТ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

На рассматриваемой территории формируется сток рр. Кисловки, Порос, Черной, Ум и ряда менее значительных водотоков. Краткая гидрологическая характеристика этих рек приведена в работе [1]. Наиболее полные гидрометрические наблюдения проводятся на р. Порос

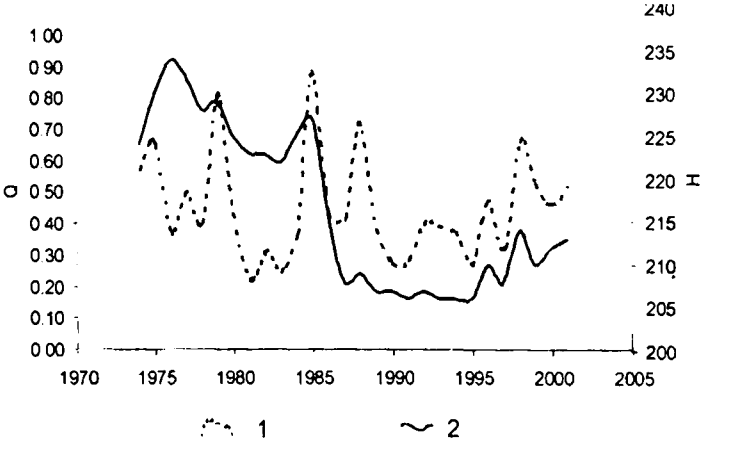


Рис. 1. Изменения среднегодовых расходов и уровней воды р Порос у с. Зоркальцево
1 – расходы воды, куб.м/с; *2* – уровни над нулем графика, см

Таблица 1

Фактические и критические значения критериев Уилкоксона (W, W_1, W_2) и Фишера (F, $F_{кр}$) для рядов расходов и уровней воды р. Порос

Показатель	Месяц, год	Однородные периоды	W	W_1	W_2	F	$F_{кр}$
Расходы воды	Январь	1974-1988, 1989-2001	110	55,3	141	**3,15**	2,73
	Февраль	1974-2001	92	45,7	125	1,17	2,58
	Март	1974-2001	89	45,7	125	1,50	**2,54**
	Апрель	1974-2001	122	53,8	138	1,66	**2,54**
	Май	1974-2001	83	51,8	135	2,41	**2,58**
	Июнь	1974-1983, 1984-2001	98	49,1	131	**8,31**	2,51
	Июль	1974-1988, 1989-2001	49	36,6	110	**2,89**	2,64
	Август	1974-1988, 1989-2001	73	60,1	150	**10,3**	2,71
	Сентябрь	1974-1988, 1989-2001	56	59,3	149	**5,45**	2,48
	Октябрь	1974-1988, 1989-2001	51	43,8	124	**9,31**	**2,46**
	Ноябрь	1974-1988, 1989-2001	76	59,3	149	2,79	**2,46**
	Декабрь	1974-1988, 1989-2001	90	55,4	143	**3,45**	**2,62**
	Год	1974-2001	97	52	135	1,12	**2,5**
Уровни воды	Год	1974-1986, 1987-2001	**195**	55	140	**3,37**	**2,54**

Таблица 2

Средние расходы и уровни воды (A), их стандартные отклонения (σ)

Показатель	Месяц, год	Однородные периоды	A	σ
Расходы воды, м³/с	Январь	1974-1988	0,14	0,041
		1989-2001	0,13	0,036
	Февраль	1974-2001	0,14	0,04
	Март	1974-2001	0,14	0,034
	Апрель	1974-2001	1,81	1,22
	Май	1974-2001	1,53	1,20
	Июнь	1974-1983	0,37	0,26
		1984-2001	0,46	0,29
	Июль	1974-1988	0,20	0,12
		1989-2001	0,22	0,071
	Август	1974-1988	0,20	0,16
		1989-2001	0,19	0,054
	Сентябрь	1974-1988	0,18	0,077
		1989-2001	0,27	0,19
	Октябрь	1974-1988	0,22	0,11
		1989-2001	0,38	0,32
	Ноябрь	1974-1988	0,16	0,045
		1989-2001	0,19	0,072
	Декабрь	1974-1988	0,13	0,042
		1989-2001	0,13	0,023
	Год	1974-2001	0,45	0,17
Уровни воды, см	Год	1974-1986	226	5
		1987-2001	209	3

Указанные факты свидетельствуют о том, что сток р. Порос не только не уменьшился вследствие отбора подземных вод, но в отдельные месяцы меженного периода даже увеличился. В то же время заметное снижение уровней речных вод произошло примерно одновременно с прекращением добычи ПГМ в русле р. Томи у г. Томска и некоторой стабилизацией ее среднегодовых уровней, что не позволяет связать уменьшение уровней воды р. Порос с углублением дна главной реки (Томи). Исходя из указанных фактов, можно сделать вывод о том, что отмеченные изменения водного режима р. Порос не связаны только с антропогенными факторами. Возможно, более точная оценка роли хозяйственной деятельности в формировании речного стока будет получена при детальном изучении режима эксплуатации подземного водозабора, последствий мелиоративных работ на болотах, расположенных в долине р. Порос, и строительства прудов на малых водотоках.

Работа выполнена при поддержке гранта ОИГГиМ СО РАН №1777 ВМТК (Водообмен).

Литература

1 Дубровская Л.И., Ермашова Н.А. Особенности гидрологического режима малых рек Обь-Томского междуречья // Вестник Томского государственного университета. Томск: Изд-во ТГУ, 2001. Т. 274. С. 101–103.

2 Земцов В.А., Паромов В.В., Савичев О.Г. Изменения водного стока крупных рек юга Западной Сибири // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов: Матер. научн. конф. Томск: Изд-во НТЛ, 2000. С. 321–324.

3. Савичев О.Г. Экология реки Томи: антропогенное загрязнение и ресурсы вод // Инженерная экология. 1998. № 4. С. 25–34.

4. Состояние поверхностных водных объектов, водохозяйственных систем и сооружений на территории Томской области в 2001 г. // Информационный бюллетень. Томск: ТЦ «Томскгеомониторинг», 2002. Вып. 4. 82 с.

ХАРАКТЕРИСТИКА МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ВОДЫ И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР ХАКАСИИ

Н.Г. Сидорина, Н.Г. Клопотова
Томский научно-исследовательский институт курортологии и физиотерапии

Изучение естественного содержания микроэлементов в озёрах актуально в связи с возросшей курортной значимостью внутренних водоемов и усилением антропогенного химического воздействия на данные природные объекты.

Геохимическое своеобразие миграции элементов степной зоны Хакасии отражается, прежде всего, в карбонатности и щёлочности продуктов разрушения пород водосбора, их замедленном переносе и влиянии на состав исследуемых озёрных вод и донных отложений. Значительную роль в этом играют поверхностные и подземные воды, формирующие сток в озеро, реакция среды, рельеф территории.

Микроэлементный состав вод и донных отложений озер Республики Хакасия исследовался с применением метода инверсионной вольтамперометрии, нейтронно-активационного и спектрального методов анализа.

В основе санитарно-гигиенического нормирования охраны водных объектов лежат критерии ранимости экосистемы в целом, поэтому при анализе результатов исследований решающее значение имели требования нормативных документов [1, 2], определяющих предельно допустимые концентрации компонентов в питьевых и минеральных водах, лечебных грязях. Отличаясь высокой минерализацией, исследуемые озёрные воды концентрируют и микроэлементы, относящиеся к разным классам опасности: ртуть (I класс), барий, кадмий, свинец, стронций (II класс), хром, медь, цинк (III класс).

Количественно баланс микроэлементов в водах и донных отложениях озёр оценивался коэффициентом концентрации Кк - отношение среднего содержания элемента в испытуемой пробе к предельно допустимому значению, а также суммарным содержанием определяемых токсичных микрокомпонентов (SKк). По результатам исследований, воды большинства изученных водоёмов содержат микроэлементы в концентрациях, не достигающих токсичных значений.

Наиболее высокий суммарный уровень содержания токсичных микрокомпонентов отмечается в водах озёр Бейского района. Так, для оз. Утиное значение этого показателя составило 25, оз. Красное – 19, оз. Бейское – 6,8. Вода оз. Утиное характеризуется наличием высокого уровня концентрации элементов 2 и 3 классов опасности (табл. 1).

Повышенное содержание ряда микрокомпонентов относительно норм ПДК в озёрных водах данного региона, как указывают С.Л. Шварцев [3], Е.Г. Язиков и Л.П. Рихванов [4], возможно, связано с особенностями гидрохимической среды и определяется способностью элементов к концентрированию. Озёрные воды Ширинского района следует выделить как наиболее экологически благополучные по содержанию токсичных микроэлементов.

В донных отложениях озёр распределение микроэлементов неравномерно. Поскольку наименьшие пороговые концентрации для донных осадков эмпирически установлены еще не для всех элементов, ориентировочную оценку допускается производить по их среднему содержанию (кларку) в данных природных объектах [5].

Полученные нами результаты исследования микроэлементов в донных отложениях озёр Ширинского района (табл. 2) свидетельствуют об их разнообразии и накоплении. На уровне кларка осадочных пород в них содержатся барий, серебро, скандий и кобальт. Коэффициент концентрации по урану в озёрных осадках Ширинского района изменяется в широких пределах: 1,5–3 в озёрах Красненькое (II, III), Слабительное – III, Шунет; в осадках озёр Тус – 5, Слабительном (I и II) - 9 и 10, в оз. Джирим – 14,5.

Отмечено превышение кларка осадочных пород в 1,5–2,5 раза по хрому и скандию в осадках озёр Джирим, Красненькое I, II, III, а также в 2–10 раз стронция. Повышенное содержание стронция в донных осадках объясняется высоким фоновым значением, обусловленным специфическими особенностями среднепалеозойского седиментогенеза данной территории [4].

Донные отложения озёр Шира, Шунет, Утичье I, II, III, Тус, Фыркал и Слабительное (I, II, III) характеризуются сравнительно низким содержанием токсичных микроэлементов, таких как хром, барий, кобальт. Их накопление в исследованных осадках не превышает кларковых значений для осадочных пород. Отмечено незначительное превышение кларка скандия в донных отложениях этих озёр.

Выявленные концентрации микроэлементов в осадках озёр Усть-Абаканского района относительно кларковых значений (Кк) по урану составили 6–8; озер Алтайского района – 3–5; Бейского района – 1,5–2, в и донных осадках озёр Аскизского района – 2–6.

Обнаруженные содержания элементов технеция, хрома, бария и стронция (за исключением озёр Усть-Абаканского района), а также скандия, цезия, кобальта, сурьмы и рубидия не превышают и незначительно изменяются в пределах кларковых концентраций. Обращает на себя внимание относительно высокое значение концентрации стронция в донных осадках озёр Хамысколь, Улуг-

Таблица 1

Результаты микроэлементного состава воды озёр Республики Хакасия (Метод НАА)

Название озера	Содержание элемента, мг/дм^3														
	Sm	U	La	Ce	Cr	Hf	Ba	Sr	Ag	Cs	Sc	Fe	Co	Sb	Th
Шира	0,006	0,0009	0,002	0,0013	0,007	0,0005	0,1	0,34	0,0003	0,0004	0,0002	1,0	0,0004	0,007	<0,0008
Шунет	0,0007	<0,002	0,0024	<0,001	0,007	0,003	0,1	0,13	0,002	0,0005	0,0003	1,0	0,0004	0,0003	<0,0008
Утичье-3	0,0008	<0,006	0,0014	<0,001	0,006	0,001	0,1	0,12	0,0172	0,0006	<0,00004	1,0	<0,001	<0,001	0,001
Белё	0,0042	<0,002	0,0014	<0,001	0,011	0,0016	0,1	0,1	<0,008	0,0002	0,00008	1,0	0,0002	0,0006	<0,0008
Алтай-ское-1	0,0012	<0,001	0,001	<0,001	0,062	0,0008	0,16	0,36	0,04	0,0002	0,0002	0,99	0,0006	0,0002	<0,0008
Алтай-ское-2	0,0008	<0,002	0,0034	0,002	0,036	0,002	0,16	0,442	0,0008	0,0002	0,0002	0,906	0,0006	0,0082	<0,0008
Горькое	0,0012	<0,004	<0,001	0,002	0,038	0,0014	0,16	0,344	0,0004	<0,0002	0,0002	0,932	0,0008	0,0008	<0,0008
Солёное	0,0008	<0,002	<0,0002	<0,001	0,042	0,0028	0,16	0,324	0,0006	<0,0002	0,0002	0,474	0,0006	0,0002	<0,0008
Аёвское	0,004	<0,001	<0,001	<0,001	0,007	0,022	0,432	1,596	<0,001	<0,0002	0,0002	0,882	0,0006	0,0004	<0,0008
Бейское	0,002	<0,001	0,002	<0,001	0,086	0,022	0,148	0,242	0,0008	<0,0002	0,0002	1,382	0,0008	0,0006	<0,0008
Ханкуль	0,0004	<0,001	<0,001	0,005	0,056	0,0014	0,16	2,162	0,0006	<0,0002	0,0002	0,962	0,0006	0,0008	<0,0008
Черное	0,0006	<0,001	<0,001	0,002	0,066	0,002	0,156	0,446	0,0008	<0,0002	0,0002	0,956	0,0008	0,001	<0,0008
Красное	0,0022	0,024	<0,001	0,0014	0,43	0,038	1,142	5,642	0,0074	<0,0002	0,0001	1,262	0,0042	0,008	<0,0008
Утиное	0,0008	<0,001	<0,001	0,001	0,924	0,104	0,002	0,001	0,0002	<0,0002	0,0001	0,082	0,286	0,0026	<0,0008
ПДК, мг/дм^3	**0,024**	–	–	–	**0,5**	–	**0,1**	**7,0**	**0,05**	–	–	—	**0,1**	**0,05**	–

• – Сан ПиН 2.1 4 559-96 «Питьевая вода Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения».

Таблица 2

Результаты количественного спектрального анализа донных отложений Республики Хакасия

Название озера	Элемент, г/т																				
	Pb	Cu	As	Mn	Ba	Zn	Cd	V	Cr	Ni	Sb	Sr	Ti	Sc	Ga	Ge	Bi	Yb	Ag	Co	Y
Шира	5	7	<100	200	340	–	<10	10	11	7	<30	340	800	2	10	–	–	2	1,4	–	7
Шунет	–	3	<100	150	–	–	<10	6	11	6	<30	220	500	–	3	–	–	1	–	–	6
Утичье-1	3	10	<100	240	–	–	<10	10		10	<30	850	700	2	5	–	–	1	–	–	10
Красненькое-3	13	10	<100	520	230	52	<10	57	35	13	<30	300	2100	7	12	3	3	3	–	–	13
Власьево	5	10	<100	470	250	41	<10	40	13	8	<30	1160	1040	3	10	–	3	2	–	–	8
Фыркал	14	65	<100	370	340	50	<10	88	40	13	<30	340	2800	9	13	–	4	3	1,2	13	13
Тус	3	7	<100	160	–	–	<10	8	11	7	<30	630	740	3	8	–	–	1	–	–	7
Слабительное-1	4	10	<100	450	260	30	<10	34	20	9	<30	3080	1400	4	9	–	4	2	–	12	9
Слабительное-2	6	11	<100	520	260	35	<10	45	37	11	<30	1260	2800	6	11	–	3	2	–	12	11
Слабительное-3	6	10	<100	360	–	35	<10	36	15	7	<30	1330	1100	3	9	–	3	1	–	11	7
Алтайское-1	8	10	<100	550	260	36	<10	90	43	11	<30	950	3400	8	11	–	3	2	–	13	11
Алтайское-2	7	10	<100	4450	–	38	<10	70	51	9	<30	660	2400	7	11	–	4	2	–	12	9
Аёвское	8	13	<100	420	200	41	<10	47	21	13	<30	1070	1900	4	10	4	3	3	–	–	13
Горькое	5	9	<100	390	260	53	<10	36	13	9	<30	420	1000	3	9	–	3	2	–	–	9
Солёное (Ханкуль)	7	10	<100	550	350	34	<10	47	26	14	<30	570	2300	5	9	–	3	3	–	–	14
Улугколь	11	12	<100	440	340	34	<10	41	23	11	<30	800	1700	5	11	–	4	2	–	–	11
Кларк*	**20**	**60,0**	**6,6**	**670**	**800**	**80**	**0,03**	**130**	**100**	**95**	**2**	**450**	**4500**	**10**	**30**	**2**	**1**	**3**	**0,9**	**20**	**30**

* – среднее содержание химических элементов в осадочных породах (Краткий справочник , 1977).

коль (Усть-Абаканский район) в среднем в 4 раза выше кларкового содержания, что можно объяснить геологическим строением и составом пород данного района.

Анализ приведённых данных по содержанию микроэлементов в водах и осадках минерализованных озёр Хакасии показывает, что их качественный и количественный состав разнообразен и подвержен в основном влиянию веществ терригенного генезиса.

Выявленные концентрации токсичных микроэлементов свидетельствуют об экологическом благополучии действующих (оз. Шира и оз. Тус) и перспективных (оз. Алтайское, оз. Горькое и оз. Аёвское) курортологических объектов на территории Республики Хакасия.

Литература

1 Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения // СанПиН 2.1.4.559-96.

2 Классификация минеральных вод и лечебных грязей для целей их сертификации: Методические указания МЗ № 2000/34.

3 Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. С. 365.

4 Язиков Е.Г., Рихванов Л.П. Организация геоэкологических практик в Хакасии // Обской вестник. 1999. № 1–2. С. 90–95.

5 Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ И МОНИТОРИНГ АТМОСФЕРЫ

РЕСУРСЫ ФОТОСИНТЕТИЧЕСКИ АКТИВНОЙ РАДИАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

И.М. Аблова
Омский государственный педагогический университет

Как основные принципы функционирования систем, так и биологическая продуктивность в первую очередь зависят от распределения энергии в солнечном спектре. Солнечный спектр в зависимости от длины волн делят на 3 части: ультрафиолетовую (УФР), видимую и инфракрасную (ИФА). У верхней границы атмосферы на видимую часть спектра приходится примерно 47%, на инфракрасную – 44%, на ультрафиолетовую часть – 9% всей поступающей солнечной радиации. Видимая часть света, создающая естественную освещенность, занимает узкий участок спектра между ультрафиолетовыми и инфракрасными лучами. Видимая часть спектра обладает большим биотропным значением: недостаточная освещенность обусловливает слабость стебля и соломины, ослабляет образование колосьев и початков, снижает содержание сахара, затрудняет использование растениями минерального питания и удобрений. Биологическое действие инфракрасных лучей состоит в тепловом эффекте при поглощении тканями растений. При этом изменяется кинетическая энергия молекул, происходит ускорение химических процессов.

Многочисленными исследованиями, выполненными еще в конце XIX в., было установлено, что процесс фотосинтеза, в результате которого образуется органическое вещество, составляющее 90–95% сухой биомассы растений, происходит при селективном поглощении лучистой энергии листьями растений. При этом зеленый лист поглощает в среднем 75% падающей на него лучистой энергии [1]. Было установлено, что в процессе фотосинтеза растения используют не весь спектр солнечной радиации. Интенсивность фотосинтеза зеленых растений непрерывно уменьшается по спектру от красного через желтый к зеленому свету. Эта часть спектра, лежащая в интервале с длинами волн 0,38–0,71 мкм, обусловливающая важнейшие физиологические процессы – фотосинтез, синтез пигментов, фотопериодизм и др., получила название фотосинтетически активной радиации.

Поток фотосинтетически активной радиации (ФАР) включает в себя доли прямой и рассеянной радиаций в диапазоне волн 0,38–0,71 мкм. Максимальное поглощение лучистой энергии листом приходятся на волны 0,30–0,48мкм (87–97%) и 0,64–0,68 мкм (80–93%) [2]. Несмотря на то, что ФАР ограничена ничтожно малым участком спектра солнечной радиации, она несет в себе большую долю солнечной энергии и обеспечивает энергетическую базу фотосинтеза. Энергия этой части спектра наиболее интенсивно воздействует на процесс фотосинтеза, так как именно в этом диапазоне длин волн кванты энергии способны приводить в возбужденное состояние молекулы хлорофилла.

Для расчета сумм фотосинтетически активной радиации, приходящейся на территорию Западной Сибири, был взят метод определения ФАР по интегральным потокам прямой- S" и рассеянной- D радиации, разработанный Х. Молдау, Ю.К. Росс [2]. Т.е. для определения дневных и месячных сумм фотосинтетически активной радиации была использована формула:

$$QФАР=0{,}43\,S`+0{,}57D`,$$

где QФАР – суммарная фотосинтетически активная радиация; S` – прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность; D` – рассеянная солнечная радиация на горизонтальную поверхность.

Характеристика пространственно-временного распределения ФАР по территории Западной Сибири выполнена на основании данных, полученных косвенным путем из наблюдений актинометрических станций по приходу интегральных потоков прямой и рассеянной солнечной радиации. В основу расчетов были положены материалы наблюдений ТМ-13 по 12 актинометрическим станциям Западной Сибири за 30-летний период [3]. Среднемесячный приход ФАР, определенный экспериментальным путем на актинометрических станциях Западной Сибири, имеет незначительные расхождения с динамикой прихода ФАР, полученной расчетным методом (табл. 1).

Таблица 1

Расчет соотношения ФАР, полученной экспериментальным путем и ФАР, полученной расчетным методом, $ФАР_э/ФАР_р$

Станция	Величина $ФАР_р$, полученная расчетным методом, МДж/м², средний год	Величина $ФАР_э$, полученная экспериментальным путем, МДж/м², средний год	Величина поправки $ФАР_э/ФАР_р$
Салехард	1546	1733	1,1
Сытомино	1718	1845	1,0
Тобольск	1821	1963	1,0
Омск	1965	2198	1,1

Для годового хода ФАР (табл. 2) характерно возрастание месячных сумм значений к июню, что связано с увеличением полуденной высоты солнца и продолжительности дня. В июле в некоторых районах эти максимальные величины сохраняются, но в ряде пунктов они меньше на 10–20 МДж/м², чем в июне. Во второй половине года наблюдается уменьшение значений сумм

Таблица 2

Фотосинтетически активная радиация, МДж/м² (средний год)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Салехард	6	36	131	235	298	309	325	215	105	50	12	2
Сытомино	20	60	134	243	298	318	324	228	131	62	28	12
Тобольск	33	82	176	240	300	332	302	234	136	76	40	22
Омск	48	98	200	244	315	354	323	260	162	105	55	35

ФАР, достигая минимального значения в декабре-январе. За вегетационный период с температурой воздуха выше 10 °С суммы ФАР изменяются широтно от 780 МДж/м² на севере территории до 1100 МДж/м² на юге.

Обеспеченность территории фотосинтетической радиацией имеет большое значение для оценки биологической продуктивности растительного покрова. Поэтому при характеристике агроклиматических ресурсов территории необходимо учитывать пространственно-временное распределение ФАР наравне с такими факторами, как сумма активных температур, продолжительность вегетационного периода и др.

Литература

1. Ефремова Н.А. Радиационные факторы продуктивности растительного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 214 с.
2. Молдау Х., Росс Ю.К. Географическое распределение фотосинтетически активной радиации (ФАР) на территории Европейской части СССР // Фотосинтез и вопросы продуктивности растений. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 149–158.
3. ТМ-13 за 1963–1996 гг.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

О.Н. Барышникова, М.В. Михаревич
Алтайский государственный университет, г. Барнаул

В формировании зональных типов ландшафтов ведущая роль принадлежит климатическому фактору, реализация которого прослеживается в особенностях растительного покрова территории. На фоне относительно постепенных изменений климатических параметров существуют рубежи, где соотношение тепла и влаги переходит на качественно новый уровень, как, например, на границе бореального и суббореального поясов, вблизи которой существуют широколиственные леса и лесостепи [4]. Севернее этой климатической границы, фитоценозы формируются в условиях недостатка тепла и достаточного или избыточного увлажнения. Рост увлажнения здесь ведет к снижению продуктивности фитоценозов и преобладанию видов, характерных для более северных территорий. Южнее – формирование фитоценозов происходит в условиях достаточной теплообеспеченности, недостаточного увлажнения, а рост увлажнения способствует увеличению продуктивности и формированию термофильной растительности. Фактору увлажнения вблизи данного рубежа принадлежит ведущее значение в формировании растительного покрова. В свою очередь конкретная величина увлажнения обусловлена степенью континентальности территории, характером рельефа, особенностями подстилающих пород.

А.А. Григорьев [3] обратил внимание на то, что циркуляционные факторы в западной части Русской равнины создают климат, искажающий проявление широтной зональности. В восточной части зональность проявляется более четко. Сохраняется ли эта закономерность при движении на восток в пределы Западно-Сибирской равнины? Северные и северо-восточные склоны Предуральской, Ишимской и Барабинско-Пихтовской равнин, Северо-западные и северные склоны Северо-Барабинской равнины заняты северной лесостепью, в растительном покрове которой преобладают леса. Степи приурочены к микросклонам южной экспозиции или к засоленным участкам. Подзона южной лесостепи на западе имеет преимущественно градиентную климатическую границу. В центральной наиболее пониженной части лесостепной зоны Западной Сибири важнейшая роль в формировании растительного покрова принадлежит реликтовой гидроморфности.

В ландшафтной структуре этой части лесостепи широко представлены озерные котловины, лугово-солонцово-солончаковые комплексы, озерные террасы. Часть территории представляет собой область внутреннего стока, где даже локальные понижения играют роль приемников стока. Повышенная гидроморфность в условиях значительного испарения предопределила основные черты растительного покрова, в котором преобладают бореальные виды. Особенность флоры этой части лесостепи состоит в том, что она содержит, прежде всего, мезофитные и гигрофитные виды [2]. В таких условиях в распределении грунтовых вод и атмосферных осадков велика роль микрорельефа, даже небольшой перепад высот вызывает значительные изменения в степени увлажненности и характере растительного покрова.

Восточнее южная граница лесостепи спускается на юг в субмеридиональном направлении и соответствует южным склонам Северо-Барабинской и юго-западным склонам Барабинско-Пихтовской равнин и Приобского плато. Ландшафтная структура образована здесь из видов ландшафтов, сравнительно слабо упорядоченных в пространстве. Ведущая роль в их дифференциации принадлежит микрорельефу и свойствам грунтов. Наиболее типичные комплексы этой части лесостепи: березовые, реже осиновые колки, чередующиеся с распаханными участками типчаково-разнотравных, типчаково-полынных степей, а по южным склонам - ковыльно-разнотравных степей.

Нижние части южных склонов рассмотренных равнин заняты колочной степью. Колки приурочены к микросклонам северных экспозиций, днищам оврагов и котловин. Площадь их незначительна. В растительном покрове преобладают разнотравно-ковыльные, а на склонах полынно-ковыльные и полынно-типчаковые степи (распаханы). Склоны разной экспозиции на одной географической широте находятся в условиях, типичных для разных природных зон (степной и лесостепной).

В восточной части северной лесостепи, которая сформировалась в результате барьерного эффекта уступа Обских террас, склона Бийско-Чумышской возвышенности, Салаира и Алтайских гор, современный растительный покров образуют интразональные сосновые боры, низинные болота, пойменные ассоциации и соответствующие лесостепной зоне луговые степи, остепненные луга, березовые, осиново-березовые и осиновые травянистые леса. Растительный покров района исследования лишь отчасти соответствует широтным климатическим показателям.

Нами проведен статистический анализ флоры Заобской лесостепи. Спектр двадцати крупнейших семейств местной лесостепной флоры (включающий от 0,9 до 13,2 % от общего состава видов) характеризует ее как флору, сочетающую признаки гумидных бореальных и термофильных средиземноморских флор. Индексы соотношения этих флор близки к единице. Эти показатели несколько отличаются от средних показателей, вычислен-

Индексы соотношения бореальных и термофильных семейств для региональных флор

Флора	Cyperaceae: Rosaceae	Ranunculaceae: Brassicaceae	Caryophyllaceae: Lamiaceae
Донецкая	0,5	1,2	0,6
Курская	0,9	1,2	0,6
Приволжская	0,8	0,9	0,6
Кокчетавская	0,8	0,8	1,0
Омская	1,3	1,0	-
Заобская	0,7	1,4	1,2
Красноярская	1,5	1,2	1,5
Иркутская	1,7	1,3	1,6
Саяно-Байкальская	1,6	1,2	2,3
Бурятская	1,2	1,9	1,8
Аргунская	1,5	2,2	2,4
Ононская	1,4	2,5	2,4
Яблоновая	1,9	1,7	2,5
Хангайская	1,4	2,1	2,4

ных И.А. Банниковой [1] для лесостепей Евразии в сторону увеличения термофильных семейств, а первый показатель демонстрирует даже преобладание термофильных семейств над бореальными (таблица).

Континентальность флоры Заобской лесостепи проявляется в высоком представительстве двадцати ведущих семейств (77,6% по числу видов, 71% составу родов), в многочисленности обедненных (содержание менее 1% видов) семейств, в высокой доле монотипных и олиготипных семейств, содержащих 1–5 видов.

Среди преобладающих родов на первом месте род Carex (признак бореальности и континентальности флоры). Но в процентном отношении видов Carex во флоре, исследуемой территории, меньше, чем в других флорах лесостепи. На следующих за ним местах роды, достигающие наибольшего разнообразия в областях с крайними условиями существования: Potentilla, Salix, Ranunculus, Artemisia. Термофильных родов представлено меньше, и они не играют ведущей роли.

В восточных флорах усиливаются черты бореальности и континентальности, что проявляется через высокие значения индекса. Для флоры Заобской лесостепи показатели континентальности сравнительно не велики.

Флору Заобской лесостепи можно охарактеризовать как умеренно континентальную. В ней современным природным условиям в большей степени соответствует бореальная растительность, оттесняющая термофильную средиземноморскую растительность. Эта флора ближе к западным флорам лесостепи и соответствует климату, сформированному орографическими и циркуляционными факторами.

Таким образом, в условиях критических значений зональных климатических характеристик ландшафтная структура лесостепной зоны Западной Сибири в равной степени обусловлена региональными климатическими и региональными, локальными орографическими факторами. Последние создают условия для проявления роли водного фактора. В формировании природных особенностей лесостепной зоны Западно-Сибирской равнины на разных меридиональных ее участках ведущая роль различных факторов изменяется. В западной части в организации растительного покрова и ландшафтной структуры ведущее значение принадлежит климатическим факторам. В центральной части эти факторы существенно преломляются реликтовой гидроморфностью. В восточной части зоны формирование растительности и ландшафтной структуры происходит в условиях воздействия на климат барьерного эффекта, здесь сформировалась наиболее сложная флористическая структура.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобразования РФ (грант УР 08.01.017).

Литература

1. Банникова И.А. Лесостепь Евразии (оценка флористического разнообразия). М.: Наука, 1998. 238 с.
2. Бекишева И.В. Флора Омской области: Автореф. дис. ... канд. географ. наук. 1999. 16 с.
3. Григорьев А.А. Типы географической среды. Избранные теоретические работы. М.: Мысль, 1970. 550 с.
4. Мильков Ф.Н. Физическая география: учение о ландшафте и географическая зональность. Воронеж: Изд-во Ворон. гос. ун-та, 1986. 325 с.

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ГЕНЕРАЦИИ ДОСТУПНОЙ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ ВСЛЕДСТВИЕ КРУПНОМАСШТАБНОЙ КОНДЕНСАЦИИ В ГЛОБАЛЬНОЙ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ГИДРОМЕТЦЕНТРА РОССИИ

А.Л. Ветров
Пермский государственный университет

С 2001 г. выпуск глобальных гидродинамических прогнозов на краткие и средние сроки в Гидрометцентре РФ осуществляется на основе спектральной модели T85L31. В названии модели отражены ее параметры: 31 сигма уровень по вертикали, область интегрирования охватывает толщу атмосферы от уровня подстилающей поверхности до высоты 10 гПа, треугольное усечение по 85 сферическим гармоникам, нелинейные и неадиабатические слагаемые вычисляются в узлах сетки. Модель предназначена для детерминированного прогнозирования синоптических ситуаций и погодных явлений. Интегрирование осуществляется по ежедневным оперативным данным глобального объективного анализа. Требования высокой степени адекватности воспроизводимых моделью процессов обусловливает исследования факторов, влияющих на формирование и эволюцию тропосферных структур синоптического масштаба. Наиболее эффективным способом оценки качества воспроизводства моделью атмосферных процессов и явлений является энергетический подход.

В настоящее время концепция доступной потенциальной энергии (ДПЭ) является наиболее эффективным и надежным средством оценки атмосферных процессов [2]. ДПЭ рассматривается как разность между полной потенциальной энергией и энергией в устойчивом гидростатическом равновесии. Таким образом, ДПЭ является источником кинетической энергии [1, 4]. Использование концепции доступной потенциальной энергии позволит оценить вклад в энергетику циклонов конденсации при крупномасштабном процессе.

В данной работе значения генерации ДПЭ вследствие крупномасштабной конденсации в циклонах умеренных широт рассчитывались путем параметризации по методике, изложенной в работе [3]. Используя поля температуры, геопотенциала, составляющих скорости ветра были получены поля генерации ДПЭ на изобарических поверхностях 900, 800, 700, 500, 600, 400, 300 гПа. Для оценки модели использовались вышеперечисленные прогностические поля метеорологических элементов с заблаговременностью 12, 24, 36 ч и поля объективного анализа Гидрометцентра РФ за 0 и 12 ч международного согласованного времени. В работе были исследованы 11 циклонических вихрей, наблюдавшихся в Северном полушарии в декабре 2002 г.

В результате исследования установлено, что модель в целом достоверно отражает поля распределения генерации доступной потенциальной энергии. Области генерации и диссипации ДПЭ имеют одинаковый характер для разных стадий развития циклонов, для различных широт по прогностическим и диагностическим данным. Полученные результаты подтверждают высокую точность модели и достаточно высокую оправдываемость прогнозов. Однако существует некоторое несоответствие модели с реальными энергетическими процессами в циклонах. Так, значения генерации ДПЭ в слое атмосферы от земли до поверхности 700 гПа, а в некоторых циклонических вихрях и до поверхности 500 гПа, в расчетах проведенных на основе прогностических полей больше, чем в реальной атмосфере. Обратная картина наблюдается в слоях выше 600 гПа. В этой части тропосферы прогноз генерации ДПЭ за счет энергии конденсации существенно занижен. Абсолютная ошибка значений генерации в нижней и средней тропосфере составляет 0,8 Вт/м^2·100 гПа, в верхней тропосфере – 2,3 Вт/м^2·100 гПа. Такая особенность распределения абсолютных ошибок характерна для всего ряда наблюдений независимо от стадии развития циклонического вихря, широты его расположения, интенсивности. Ошибка в поле генерации ДПЭ сохраняется для прогностических полей разной заблаговременности. Повторяемость ошибки прогноза генерации ДПЭ наблюдается в 95% случаев, что позволяет говорить о существовании систематической ошибки в прогностическом поле давления и температуры.

Дальнейшие исследования будут проводиться на базе прогностических полей большей заблаговременности (48, 72, 84 ч), в них будет отслеживаться характер ошибок прогноза полей генерации ДПЭ в зависимости от скорости передвижения циклона, от района его возникновения и направления перемещения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 01-05-64454).

Литература

1 Ван Мигем Ж. Энергетика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 327 с.
2 Калинин Н.А. Энергетика циклонов умеренных широт. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1999. 192 с.
3 Калинин Н.А., Ветров А.Л. Генерация доступной потенциальной энергии вследствие крупномасштабной конденсации в циклонах умеренных широт // Метеорология и гидрология. 2002. № 4. С. 17–27.
4 Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 259 с.

ОЦЕНКА ДОЛГОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ТЕРРИТОРИИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

М.А. Волкова, И.В. Кужевская
Томский государственный университет

В последние годы большое внимание уделяется региональному мониторингу метеорологических величин с целью исследования глобальных изменений климата. Наиболее часто рассматриваются долговременные тенденции изменения температуры воздуха. Большинство исследователей отмечают устойчивое потепление климата, как для всего северного полушария, так и для отдельных регионов. Наиболее отчетливо рост температуры прослеживается с конца 1960-х до 1990-х гг. [1]. Проведенное исследование для Томской области также показало потепление за 1955–1992 гг. [2].

Основная цель настоящего исследования заключалась в выявлении наличия колебаний в наметившихся тенденциях изменения температуры при добавлении к ряду наблюдений данных за последнее десятилетие. В этой связи задачей исследования стало выявление пространственно-временных характеристик температурного режима Томской области за 1955–2000 гг.

Материалами для исследования послужили временные ряды средних месячных значений температуры воздуха и сумм осадков за 1955–2000 гг. на 28 станциях Томской области. Для решения поставленной задачи временные ряды раскладывались на составляющие по признаку временного масштаба. Были построены карты распределения средних значений температуры, амплитуды годового хода и средней скорости изменения, исследуемых метеовеличин за исследуемый период.

Большинство исследователей в качестве характеристики изменения климата выбирают долговременный тренд. В качестве аппроксимирующей функции долговременного тренда выбирают полином первой степени $T_r = at + \beta$. Коэффициент пропорциональности a отражает скорость изменения величины метеорологического элемента и является относительным долговременным трендом.

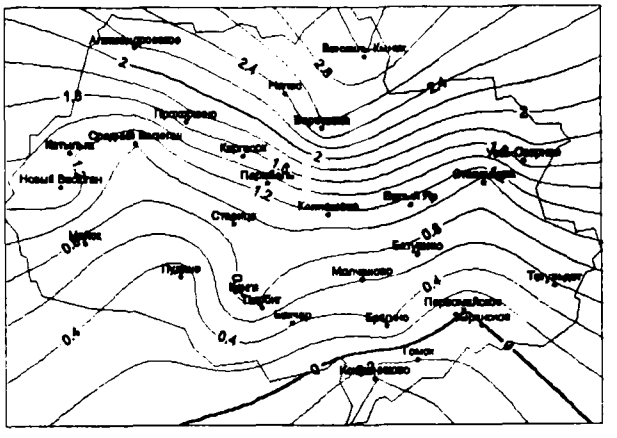


Рис. 1. Распределение средней температуры воздуха по территории Томской области

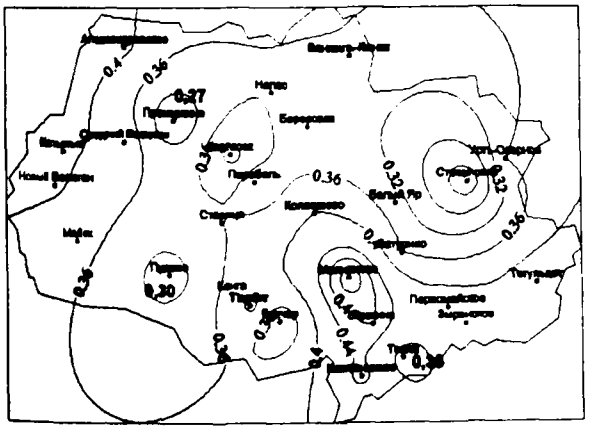


Рис. 2. Распределение средней скорости изменения температуры воздуха (°С/10 лет) по территории Томской области

В качестве характеристики структуры поля температуры над Томской областью были получены значения средней температуры воздуха, дисперсии скорости долговременного изменения температуры, амплитуда годового хода и фазовый сдвиг приведены в табл. 1.

Средняя температура на территории Томской области (как следует из табл. 1 и рис. 1) изменяется в диапазоне от –3,0 °С (Ванжиль-Кынак) до 0,4 °С (Кожевниково).

Конфигурация поля имеет волнообразный характер с ложбиной холода, ось которой ориентирована в направлении Ванжиль-Кынак – Кенга и двумя гребнями тепла на западе и востоке области.

Дисперсия среднемесячной температуры на территории области довольно значительная (172,5 °С на ст. Томск – 200,1 °С – ст. Березовка) и объясняется в основном сезонным ходом в условиях континентального климата. Как следует

Таблица 1

Основные статистические характеристики исходного ряда средней месячной температуры в Томской области, а также доли вклада составляющих временного ряда в общую изменчивость

Станция	Среднее, °С	Минимум	Максимум	Дисперсия, °С²	Относительный тренд, °С/10 лет	Амплитуда годового хода	Фазовый сдвиг, дни	Доля дисперсии, %		
								Годовой ход	Аномалия	Тренд
Александровское	–2,2	–32,0	21,5	194,3	0,407	19,1	0,9	94,00	5,8	0,2
Ванжиль-Кынак	–3,0	–33,0	22,0	201,7	0,356	19,5	0,1	94,30	5,6	0,1
Напас	–2,4	–32,1	22,0	197,8	0,358	19,3	0,1	94,60	5,3	0,1
Прохоркино	–1,7	–31,1	21,9	187,7	0,276	18,8	0,5	93,90	6,1	0
Березовка	–2,6	–32,3	21,8	200,1	0,337	19,4	0,1	94,60	5,3	0,1
Средний Васюган	–1,0	–31,0	22,5	184,7	0,388	18,6	–0,2	93,70	6,1	0,2
Катыльга	–1,2	–31,6	21,5	180,5	0,404	18,4	–0,3	94,40	5,5	0,1
Каргасок	–1,5	–31,5	22,4	192,7	0,418	19,1	0,4	94,40	5,4	0,2
Усть-Озерное	–1,7	–31,6	22,2	194,1	0,362	19,2	–0,7	94,60	5,3	0,1
Парабель	–1,3	–31,0	22,1	187,1	0,334	18,8	0,0	94,40	5,5	0,1
Степановка	–0,9	–30,9	21,6	178,9	0,207	18,4	–0,7	94,40	5,6	0
Новый Васюган	–1,4	–31,5	22,4	191,2	0,404	19,0	–0,3	94,50	5,4	0,1
Белый Яр	–1,1	–30,8	22,5	189,1	0,338	18,9	–0,4	94,70	5,2	0,1
Колпашево	–1,1	–31,0	22,3	187,4	0,401	18,8	0,0	94,80	5,0	0,2
Старица	–0,9	–31,4	21,2	181,0	0,360	18,5	–0,9	94,60	5,2	0,2
Майск	–0,7	–31,2	20,9	176,3	0,376	18,3	–1,0	94,70	5,2	0,1
Батурино	–0,7	–30,4	22,2	184,1	0,360	18,7	–0,6	95,00	4,9	0,1
Молчаново	–0,6	–31,2	21,6	180,1	0,499	18,5	–0,8	94,80	5,0	0,2
Пудино	–0,3	–29,9	22,9	179,0	0,300	18,4	–0,9	94,90	4,9	0,2
Кенга	–0,9	–31,3	20,7	177,3	0,375	18,3	–0,7	94,80	5,1	0,1
Тегульдет	–0,6	–31,1	21,7	180,0	0,430	18,5	–0,6	94,90	4,9	0,2
Парбиг	–0,7	–30,2	21,5	179,7	0,413	18,5	–0,4	94,90	5,0	0,1
Бакчар	–0,4	–30,4	22,1	177,9	0,320	18,4	–0,6	95,10	4,8	0,1
Первомайское	0,0	–29,4	22,9	178,9	0,427	18,4	–0,7	95,10	4,8	0,1
Брагино	–0,4	–30,2	22,1	177,8	0,461	18,3	0,0	94,90	4,9	0,2
Зырянское	0,0	–29,2	22,3	177,5	0,418	18,4	–0,5	95,10	4,8	0,1
Томск	0,2	–29,5	22,8	172,5	0,382	18,1	–0,4	95,20	4,7	0,1
Кожевниково	0,4	–29,8	22,9	177,1	0,448	18,3	–0,2	95,10	4,7	0,2

из полученных результатов (табл. 1), наибольший вклад в дисперсию исходного ряда температуры воздуха (около 95% в среднем по области) вносит годовой ход, доля аномалии составляет около 5%, на долю долговременного тренда приходятся лишь десятые и сотые доли процента.

Поле распределения средней скорости изменения температуры воздуха по территории Томской области (рис. 2) показывает, что для всей территории за исследуемый период отмечается рост температуры со скоростью 0,21 °С/10 лет (ст. Степановка) – 0,49 °С/10 лет (ст. Молчаново).

Очаги наибольшей скорости долговременного изменения за весь исследуемый период отмечаются в юго-западной части области. Следует отметить, что по сравнению с ранее исследуемым периодом (1955–1992 гг.) направленность процесса осталась прежней (потепление), при этом для большинства станций отмечено некоторое снижение скорости потепления на 0,01–0,08 °С/10 лет. В связи с наметившейся тенденцией показался актуальным вопрос об оценке вклада последних 11 лет.

Чтобы провести оценку вклада последнего десятилетия в общую картину потепления на территории Томс-

кой области, необходимо было провести процедуру проверки устойчивости значения δ во времени. Для этого вычислялись значения относительного тренда для каждой станции от 5 лет до 46 лет с шагом, равным одному году. На рис. 3 приведены результаты расчетов на станциях Степановка и Новый Васюган.

Выбор станций был основан на предварительной оценке последнего десятилетия на степень адекватности процессам изменения температуры, которые происходили ранее. Станция Степановка имеет наибольшую отрицательную тенденцию в изменении температуры воздуха за последние 11 лет (1990–2000), такая же тенденция характерна еще для 14 станций Томской области. На остальных 11 станциях рост температуры замедлился по сравнению с периодом 1955–2000 гг. Для двух станций (Парбиг и Новый Васюган) рост температуры еще более ускорился.

Из рис. 3 следует, что до 1969 г. поведение относительного тренда было неустойчивым, что объясняется короткими рядами (менее 15 лет), начиная с 1970 г. тренд стабилизируется, в большинстве своем плавно увеличивается, но с 1990 г. для ст. Степановка отчетливо прослеживается снижение скорости роста температуры воздуха. Усиление роста в последние годы наиболее заметно на ст. Новый Васюган (рис. 2) начиная с 1995 г.

В Томске средняя температура с 1955 по 2000 г. составила 0,23 °С, что на 0,1 °С выше, чем рассчитанная ранее средняя температура с 1955 по 1992 г. Тенденция потепления характерна для всего периода с небольшими колебаниями скорости (рис. 4).

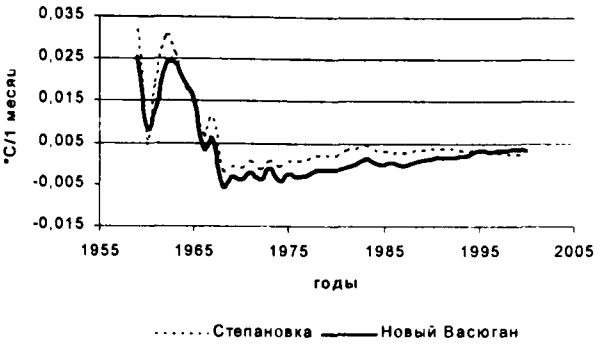


Рис. 3. Динамика относительного тренда в зависимости от периода (5–46 лет), для которого он рассчитывался

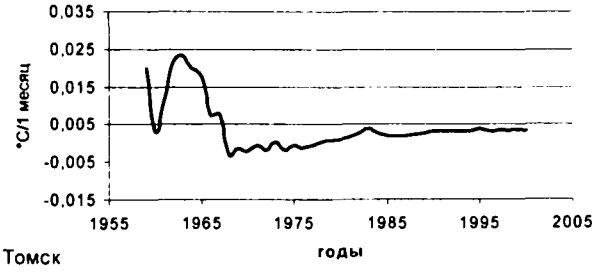


Рис. 4. Динамика относительного тренда в зависимости от периода (5–46 лет), для которого он рассчитывался

Таким образом, полученные результаты указывают на существование неоднозначной пространственно-временной картины поведения температуры воздуха на фоне происходящего потепления на территории Томской области за рассматриваемый период.

Литература

1. Зукерт Н.В., Замолодчиков Д.Г. Изменения температуры воздуха и осадков в тундровой зоне России // Метеорология и климатология. 1997. № 8. С. 50–57.

2. Волкова М.А. Оценка изменчивости температурно-влажностного режима на территории Томской области и его влияние на радиальный прирост Pinus sibirica Du Tour. Томск, 2000. 140 с.

ДИНАМИКО-СТОХАСТИЧЕСКАЯ ЭКСТРАПОЛЯЦИЯ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ОЦЕНКЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПОЖАРООПАСНОЙ СИТУАЦИИ НА ЗАДАННОМ МЕЗОМАСШТАБНОМ ПОЛИГОНЕ

Г.В. Горев, С.Н. Ильин

В настоящей работе применены оригинальная методология и алгоритмы динамико-стохастической экстраполяции полей температуры и относительной влажности в области мезомасштаба проводимой в интересах заблаговременного прогнозирования пожароопасной ситуации на ограниченной территории. По данным многолетних полигонных наблюдений проведено исследование качества алгоритма [1] при его использовании в задачи пространственного прогнозирования значений температуры и относительной влажности с целью оценки пожароопасности на заданной территории.

На возникновение и распространение лесных пожаров из всего многообразия метеорологических факторов наибольшее влияние оказывают: температура воздуха, низкая относительная влажность воздуха, повышенный фон солнечной радиации, а также ветер. Наиболее хороших результатов в прогнозировании пожароопасности в лесу, исходя из [2], удается достигнуть, связывая повышенную пожарную опасность в лесу с атмосферной засухой. Высыхание горючих материалов интенсивно осуществляется при относительной влажности воздуха 30 и менее процентов и температурах воздуха выше 25 °С.

Как указано в [1], для решения задачи прогнозирования мезомасштабных полей метеорологических величин предлагается динамико-стохастический подход, базирующийся на использовании аппарата калмановской фильтрации и обобщенной модели поведения метеовеличины в пространстве и времени, построенный на основе стохастических дифференциальных уравнений первого порядка. Следует отметить, что [1] является продолжением ранее опубликованных работ [3, 4]. Физическая постановка задачи пространственного прогнозирования поля метеорологической величины, согласно [1], состоит в том, что по данным S-1 измерительных станций необходимо сформировать оценку (прогноз) этой величины в S-й точке заданного пространства, где измерения отсутствуют. Решение этой задачи для мезомасштабного полигона подробно описано в [1]. Так как данная работа является схожей по своей физической сути с [1, 3, 4], то здесь мы не будем давать физико-математические выкладки работы калмановской фильтрации для оценки (прогноза) метеорологических величин. Сразу перейдем к рассмотрению результатов исследований качества алгоритма калмановской фильтрации при его использовании в задаче пространственного прогноза значений температуры (T) и относительной влажности (F).

В данной работе для оценки алгоритма калмановской фильтрации были использованы многолетние (1995–1999) наблюдения суточной максимальной температуры воздуха и суточного минимума относительной влажности по 5 стационарным метеорологическим станциям: Пудино (79° 26 с.ш., 57° 34 в.д.), Парабель (81° 29 с.ш., 58° 42 в.д.), Белый Яр (85° 03 с.ш., 58° 27 в.д.), Кожевниково (83° 58 с.ш., 56° 15 в.д.) и Бакчар (82° 06 с.ш., 57° 02 в.д.), представляющих типичный мезометеорологический полигон. В нашей работе были использованы только приземные данные вышеперечисленных станций, в отличие от [1], где используются среднеслойные значения метеовеличин по нескольким слоям в пределах тропопаузы. В связи с тем, что по данным многолетних исследований [5], имеются два ярко выраженных максимума в распределении числа дней и очагов возникновения лесных пожаров (май и июль), поэтому нами был отобран именно этот период. В качестве контрольной станции, имеющей данные измерений (на нее осуществлялся пространственный прогноз), была использована ст. Бакчар, которая находится на расстоянии 144 км от ближайшей ст. Кожевниково.

Важным обстоятельством является то, что в условиях среднезонального западно-восточного переноса ст. Пудино находится на территории, которая расположена западнее района, освещенного данными наблюдениями, т.е. нами, так же как и в [1], рассматривается случай, когда задача не решаема на основе гидродинамической модели.

В таблице приведены результаты статистической оценки качества алгоритма фильтра Калмана, при его использовании в процедуре пространственного прогнозирования параметров (T) и (F), приведенной с помощью среднеквадратических δ и относительных θ, причем $\theta = \delta/\sigma$, % (σ – среднеквадратическое отклонение параметра), погрешностей такого прогнозирования.

Исходя из таблицы, можно сделать вывод о том, что рассмотренный нами метод вполне может быть применим для дальнейшего прогноза пожароопасной ситуации на заданной территории. Небольшие сомнения могут возникнуть по поводу прогноза относительной влажности, результаты статистической оценки данного метеопараметра несколько завышены в связи с тем, что пространственно корреляционные

Среднеквадратические (δ) и относительные (θ,%) погрешности пространственного прогноза приземных значений температуры и относительной влажности, проведенного на основе алгоритма фильтра Калмана, а также среднеквадратические отклонения (σ) этих параметров

Месяц	Температура, °С			Относительная влажность, %		
	δ	σ	θ	δ	σ	θ
Май	1,9	7,1	27	8,4	13,2	63
Июль	1,2	3,8	31	7,1	13,3	51

связи намного слабее, чем у температуры, что не противоречит теории. Также следует отметить, что в таблице приведены результаты статистической оценки для весеннего и летнего сезона, когда в умеренных широтах северного полушария пространственно корреляционные связи существенно (по сравнению с зимой) ослаблены [6].

Литература

1. Комаров В.С., Ильин С.Н. и др. Динамико-стохастическое прогнозирование полей температуры и ветра применительно к оценке состояния загрязненности атмосферы на ограниченной территории // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15. № 5–6. С. 479–482.
2. Свердлова Л.И., Костырина Т.В. Засуха и лесные пожары на Дальнем Востоке. Хабаровск. 1985. С. 45–46.
3. Комаров В.С., Попов Ю.Б. Оценивание и прогнозирование параметров состояния атмосферы с помощью алгоритма фильтра Калмана. Ч. 1: Методические основы // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14, № 4. С. 255–259.
4. Комаров В.С., Попов Ю.Б. Оценивание и прогнозирование параметров состояния атмосферы с помощью алгоритма фильтра Калмана. Ч. 2. Результаты исследований // Оптика атмосферы и океана, 2001. Т. 14, № 4. С. 260–264.
5. Горев Г.В. Оценка зависимости возникновения лесных пожаров от грозовой активности в Томской области // Проблемы гляциоклиматологии Сибири и сопредельных территорий. Томск, 2002. С. 91–92.
6. Статическая структура метеорологических полей // Под ред. Л.С. Гандина, В.И. Захариева, Р. Цельман. Будапешт, 1976. 365 с.

ВЛИЯНИЕ ПОДЗЕМНЫХ, НАЗЕМНЫХ И ВОЗДУШНЫХ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ НА СЕМИПАЛАТИНСКОМ ИСПЫТАТЕЛЬНОМ ПОЛИГОНЕ НА ГРОЗОВОЙ РЕЖИМ ГОРНОГО АЛТАЯ

* А.Н. Дмитриев, ** А.В. Шитов, ** Н.А. Кочеева, ** Д.И. Щетинин
* Институт геологии СО РАН, г. Новосибирск
** Горно-Алтайский государственный университет, г. Горно-Алтайск

Атмосферное электричество (одно из проявлений которого – грозовая активность) реагирует на любые изменения в атмосфере, литосфере и гидросфере. Естественные вариации электрических полей подвержены существенному влиянию со стороны человека. Одним из наиболее сильных агентов такого влияния являются ядерные взрывы.

В связи с увеличением числа и интенсивности гроз на территории Горного Алтая возникла острая необходимость в изучении этого явления. В исследованиях в данном направлении заинтересованы, например, такие организации, как Авиалесохрана, «Горно-Алтайэнерго». Заинтересованность объясняется последствиями грозовых явлений, несущими урон хозяйству республики: 10–15 % лесных пожаров возникает от «сухих гроз», повреждения линий электропередач (ЛЭП) от ударов молнии превышают все остальные причины повреждений в среднем в десять раз.

Так возникает задача прогнозирования и предотвращения нежелательных последствий от грозовых разрядов. Для её решения необходимо детальное изучение характера грозовой активности и ее связь с природными и техногенными факторами. Однако для этого недостаточно учитывать только метеорологические характеристики. На характер грозоактивности не в малой степени влияют геолого-геофизическое строение подстилающей поверхности, гелиочувствительность Горного Алтая (т.е. территория Горного Алтая реагирует на солнечную активность, которая в свою очередь является регулятором климата). Нельзя не отметить факт техногенного влияния на грозовые процессы (ядерные испытания, запуски крупнотоннажных ракетоносителей).

В ряде работ [1] путем сопоставления геологических факторов и анализа их энергетического вклада определяется заметная роль динамических процессов, возникающих при землетрясениях. Учитывая существующую динамику аэрозолей, происходящую при сейсмических процессах, было интересно рассмотреть вопрос реагирования удаленных грозовых процессов на подземные ядерные испытания, проводимые на Семипалатинском испытательном полигоне (СИП).

Нами были рассмотрены импульсные энергоемкие технические процессы (ядерные взрывы), влияющие на земную кору, глубины и газоплазменные оболочки Земли. Как уже отмечалось, исследуемая территория – это особо чувствительная геолого-геофизическая среда, которая дополнительно находится в зоне интенсивного влияния серии ядерных взрывов на Семипалатинском ядерном полигоне (СИП) и полигоне Лобнор (Китай).

Как правило, при изучении последствий и прямого воздействия ядерных взрывов обращается внимание на метеорологическую обстановку. Естественно, что такое воздействие рассматривается в ближайшей окрестности испытательных полигонов. В этих исследовательских версиях учитываются основные метеорологические процессы, возникающие вслед за данным взрывом, зачастую без учета трансляций электрически заряженных радиоактивных аэрозолей на далекие расстояния. Перемещающееся в атмосфере взрывное радиоактивное облако – это своеобразный «электропровод», который производит опрос электрического состояния атмосферы и общего качества геолого-геофизической среды. В соответствии с многократными регистрациями влияния радиоактивного облака на приземную атмосферу выявлено [2], что в местах локализации сильноградиентных магнитных аномалий или повышенной электризации атмосферы даже слабое радиоактивное облако вызывает сильный метеорологический отклик, который сопровождается локальным высыпанием радиоактивных осадков. При этом, в большинстве случаев в районе взрывов развиваются большие грозовые фронты.

Для выявления грозоэффективности ядерных взрывов (в основном наземного и высотного базирования) нами была произведена своеобразная «съемка» грозовой активности территории республики Алтай в дни ядерных испытаний. Отметим, что эта съемка осуществлялась всеми 26 гидрометеостанциями исследуемой территории. Таким образом, достигалась возможная объективность опроса территории по реагированию фонового состояния атмосферного электричества на ядерные взрывы. В тропосфере, в связи с возникающей ионосферной турбулентностью, стадийное затухание которой в некоторых случаях происходило в течение суток, как правило, генерировались высокоградиентные атмосферные электрические неоднородности. Именно эти неоднородности в процессе своего возникновения и существования создают условия для скоростной грозогенерации. До настоящего времени нет удовлетворительных количественных моделей по физике «техногенных гроз», впрочем, таких моделей нет и для обычных грозовых процессов. Поэтому мы сосредоточимся на вопросах описания явлений.

Особо отметим, что на СИП за 1949–1990 гг. взорвано 418 ядерных зарядов (из них 343 подземных). Естествен-

но, в первую очередь рассматриваются возможные воздействия ядерных взрывов на грозу со стороны воздушных, высотных и наземных видов взрывов. Установлено, что Горный Алтай представляет собой своеобразный «сейсмоприемник» для всех разносредовых взрывов на СИП. Он находится в сейсмической связи с полигоном по всему спектру сейсмических волн. Это важно отметить, поскольку процессы сейсмического отклика участками земной коры и трансляции сейсмической энергии на расстояние изучались только в профиле военно-прикладных задач, но отнюдь не геолого-геофизических и экологических проблем. В значительной геолого-геофизической связи находится Горный Алтай и по отношению к ядерному испытательному полигону Китая на оз. Лобнор, на котором наземные испытания серии проводились с 1964 по 1980 г. Подчеркнем, что основные испытательные серии (во все годы) проводились в данном регионе за пределами сезонных максимумов грозоактивности, т.е. в августе–ноябре.

Попытка обнаружить грозоэффективность взрывов представлена на рис. 1, где приведена гистограмма встречаемости гроз по годам, учитывались грозы в дни ядерных взрывов. Согласно полученным данным выделены грозовые максимумы 1962, 1966,1969 годов. Отметим, что 1962 г. характеризуется повышенной работой СИП, на котором за этот год было проведено 40 испытаний. На 1966 г. пришелся испытательный максимум ядерных зарядов (общей энергией в 3,432 Мт) на Лобнорском полигоне. В 1969 г. в Китае осуществлено воздушное летнее испытание мощностью в 3,4 Мт тротилового эквивалента. Мегатонные взрывы, как выяснилось впоследствии [3], оказывают сильное воздействие на геодинамический режим особенно в геодинамически напряженных горных системах. Выявленный нами вид зависимости пока неясен физически и по своей природе, что требует дополнительных уточнений, имеющихся количественных данных и построения объясняющей модели.

Таким образом, даже общая постановка задачи об отклике грозоактивности на воздушные ядерные испытания позволяет говорить о грозовой эффективности ядерных взрывов. Этот результат подтверждает более ранние исследования о техногенной стимуляции грозоактивности, в том числе и ракетными пусками.

В результате проведенной работы по исследованию грозоактивности Горного Алтая был выявлен характер связей грозовой активности с ядерными испытаниями на Семипалатинском испытательном полигоне (СИП). Анализ полученных данных позволяет сделать выводы о существенном проявлении влияния атмосферных ядерных взрывов на грозовую активность Горного Алтая. Причем установлено, что грозовая активность меняется в результате ядерных испытаний двояко – в 61% случаев количество гроз после ядерного испытания увеличивается по сравнению со среднегодовыми значениями в течение 1–3 дней.

Значительно реже наблюдается феномен снижения количества гроз (около 12 %), отметим, что это снижение происходит, в основном, в 1-й день после испытания (см. рис. 1).

При изучении влияния ядерных испытаний на различные участки территории, по списку метеостанций Горного Алтая проводился сводный анализ фонового распределения грозовой активности. Этот анализ позволил сравнить природный фон по территории Горного Алтая и грозовую активность в день испытаний (рис. 2). Мы уже отмечали мозаичность геолого-геофизического строения исследуемой территории, поэтому не удивительно, что по некоторым районам (метеостанциям) отмечается значительно повышенная грозовая активность (особенно Чемал и Кош-Агач), а на других ГМС грозовой отклик на ядерные взрывы выражен более слабо.

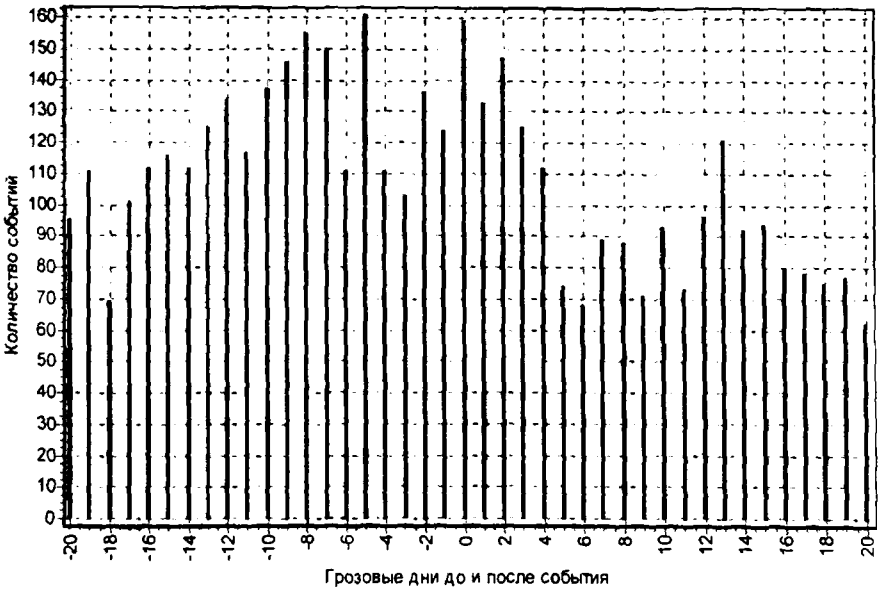


Рис. 1. Количество гроз до и после ядерного испытания

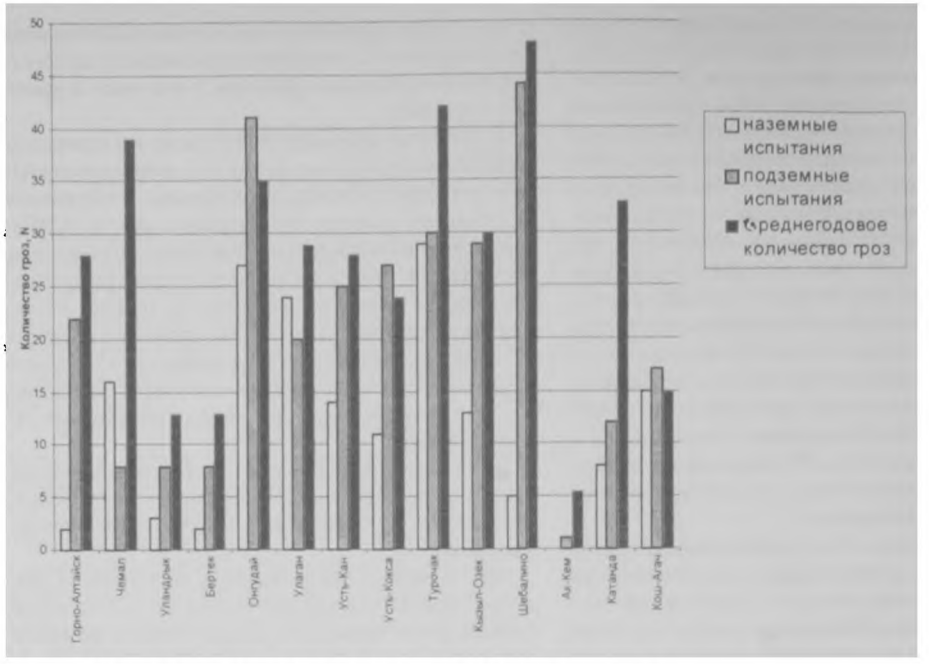


Рис 2 Сравнительные характеристики среднегодовых значений грозовой активности в день ядерных испытаний по ГМС

Анализ грозовой активности в день подземных ядерных испытаний на СИП показывает другую картину. Существенно выделяются ГМС Онгудай, Шебалино, Усть-Кан, Усть-Кокса, Горно-Алтайск. Известно, что перед землетрясениями и после них наблюдается выход из земли в атмосферу водорода и радона. Рост концентрации радона после землетрясения обусловлен образование трещин и вибрациями среды при основном подземном толчке и афтерштоках [5]. Выход радиоактивного радона из земли приводит к дополнительной ионизации воздуха продуктами радиоактивного распада радона, что ведет, в свою очередь, к росту концентрации ионов. Вследствие этого, в окрестности эпицентра возможно увеличение атмосферной проводимости и уменьшение электрического поля. Согласно расчетам рост электропроводности атмосферы перед землетрясением при ясной погоде может достигать до 20 % днем и до 40% ночью, таким образом, изменяется качественные и количественные характеристики атмосферы, что, в свою очередь, не может не влиять на грозовые процессы.

Кроме этого, существует предположение о возможности быстрых вариаций механических и пьезоэлектрических напряжений, которые создадут условия для генерации электромагнитных волн. Эти волны будут распространяться к поверхности вдоль разломов, связанных с очагом землетрясения, причем разломы будут играть роль своеобразных волноводов [4] и передавать энергию и вещество на расстояние.

Естественно, что ретроспективный анализ грозовых процессов на всех ядерных полигонах мира позволит обнаружить многие скрытые закономерности и может ориентировать на новые направления в исследовании физики гроз.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что наземные ядерные испытания на СИП являлись одним из факторов, влияющих на метеорологические характеристики Горного Алтая.

Работы проведены при финансовой поддержке программы «Университеты России», грант № УР.09.01.056.

Литература

1 Шило Н А., Измайлов Л И., Воропаев В Н., Мишин С В Влияние сейсмического фактора на процесс рудообразования на примере золоторудных месторождений // Тихоокеанская геология. 1983 № 5. С. 21–26.

2 Дмитриев А Н., Шитов А В О возможных откликах структур Горного Алтая на подземные ядерные взрывы на полигоне Лоб-Нор // Природные ресурсы Горного Алтая. Горно-Алтайск РИО Универ-Принт, 1997 С. 110–120

3 Дмитриев А Н., Кочева Н А., Шитов А В Анализ грозовой активности Горного Алтая за 1958–1999 гг Новосибирск, Горно-Алтайск, 2002. 40 с

4 Сурков В В Электромагнитные эффекты при землетрясениях и взрывах М МИФИ, 2000 448 с

5 Thomas D Geochemical precursor to seismic activity // Pure Appl Geophys. 1988. Vol 126 № 2–4 P 241.

ОЦЕНКА ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ И СПЕЦИФИЧЕСКИХ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ ГОРОДА ТОМСКА

*Г.Г. Журавлёв, **Э.В. Иванова, **А.В. Мананков
*Томский государственный университет
**Томский государственный архитектурно-строительный университет

Проблема охраны окружающей природной среды (ОПС) приобретает всё большее значение. Это вызвано тем, что слабый учет экологических факторов приводит к ухудшению здоровья населения, увеличению числа генетических нарушений, сокращению продолжительности жизни. Наибольший интерес представляют вопросы регулирования загрязнения атмосферного воздуха (снижение выбросов, их прогноз и др.). В этой связи возникла концепция мониторинга, который рассматривается как информационная система, состоящая из нескольких взаимосвязанных и последовательных этапов: наблюдения, оценка и прогноз изменений в состоянии окружающей среды.

Основной контроль загрязнения атмосферы городов проводится Росгидрометом на общегосударственной сети наблюдений. В г. Томске этими наблюдениями занимается Томская комплексная лаборатория по мониторингу среды (ТКЛМС), которая существует при Томском областном центре по гидрометеорологии и мониторингу среды. В настоящее время работает 6 стационарных постов наблюдения за загрязнением (ПНЗ): ПНЗ-2 – площадь Ленина; ПНЗ-5 – ул. Герцена, 68; ПНЗ-11 – перекресток ул. Пролетарской и пер. Баранчуковского; ПНЗ-12 – поселок Светлый; ПНЗ-14 – ул. Вершинина; ПНЗ-13 – ул. Лазо. ТКЛМС ведет наблюдения за основными (пыль, диоксиды серы (SO_2) и азота (NO_2), оксид углерода) и специфическими (сероводород, фенол, формальдегид, аммиак) примесями. К настоящему времени наблюдения за загрязнением атмосферы в г. Томске имеют достаточно длинный ряд (регулярные наблюдения начаты с 1975 г.), но существующее разрешение этой сети не позволяет достаточно подробно оценить пространственное распределение загрязняющих веществ по территории города.

В то же время, контроль загрязнения атмосферного воздуха в городе проводят и территориальные центры Госсанэпиднадзора. К сожалению, регулярность этих данных значительно меньше, но использование информации, полученной органами СЭС, позволяет значительно увеличить число точек наблюдения в городе и произвести более подробный анализ распределения вредных примесей по территории города.

Материалом для исследования послужили данные наблюдений Томского центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (ЦГМ) и городской СЭС за 1993–2001 гг. по следующим ингредиентам: диоксиды серы и азота, оксид углерода (CO), пыль, фенол, формальдегид.

В ходе исследования была выявлена динамика загрязнения атмосферы. На рис. 1–5 в качестве примера приведены среднегодовые концентрации диоксида азота, оксида углерода, пыли, фенола и формальдегида за рассматриваемый период, выраженные для большей наглядности в долях ПДК. Видно, что динамика загрязнения атмосферы различными ингредиентами за указанный период имеет различный характер и отражает динамику развития производства (перевод наибольшего источника загрязнения атмосферы ГРЭС-2 на газовое топливо и др.), а также развитие автотранспортного парка города.

Для пыли и диоксида азота (рис. 1, 3) характерно практически синхронное изменение концентраций на всех рассматриваемых пунктах. Максимальные уровни заг-

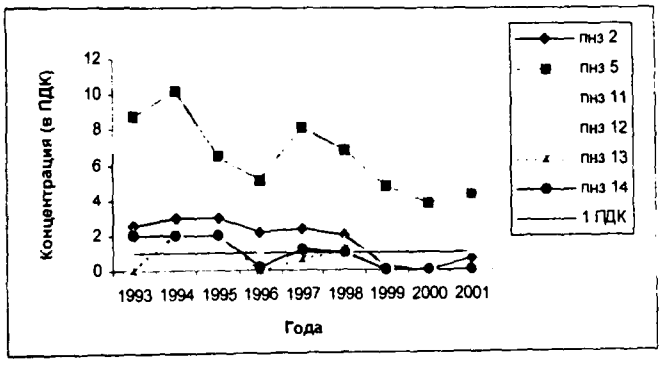


Рис. 1. Временной ход концентрации пыли

Рис. 2. Временной ход концентрации оксида углерода

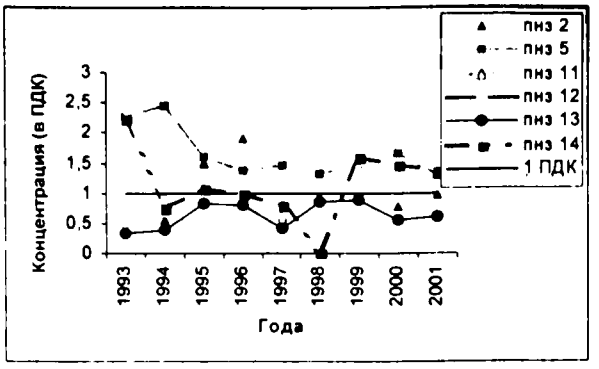


Рис 3 Временной ход концентрации диоксида азота

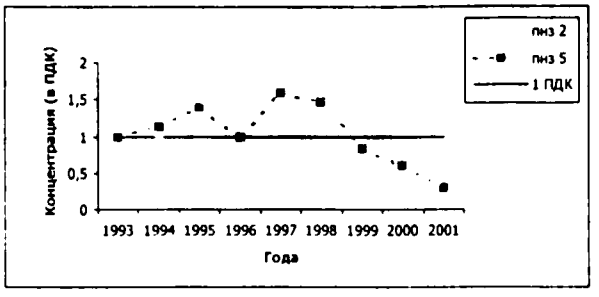


Рис 4 Временной ход концентрации фенола

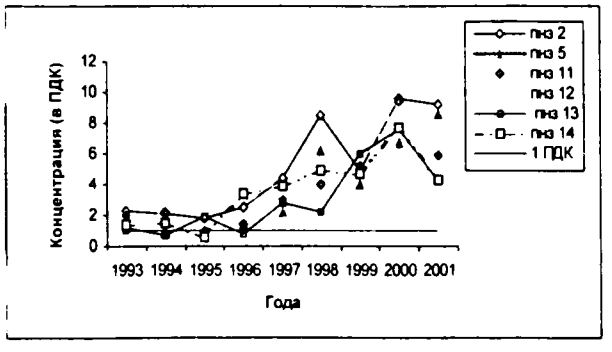


Рис 5 Временной ход концентрации формальдегида

рязнения наблюдались в период с 1993 по 1998 г., когда концентрации на всех пунктах превышали уровень ПДК. Начиная с 1998 г. происходило постепенное уменьшение концентрации пыли на всех пунктах наблюдения.

Максимальные значения концентрации пыли зафиксированы на ПНЗ-5, где и в настоящее время наблюдается превышение уровня ПДК. Распределение концентрации диоксида азота имеет несколько иной характер. В распределении этого ингредиента нет значительного снижения уровня концентрации и он практически всегда равен или выше ПДК, что указывает на высокую степень загрязнения атмосферы. Только в последние 5 лет на ПНЗ-2, ПНЗ-11 и ПНЗ-13 концентрации диоксида азота несколько ниже ПДК. Наибольшее загрязнение также наблюдается на ПНЗ-5 (район манометрового завода), что обусловлено расположением пункта рядом с крупными предприятиями и мощными транспортными потоками.

Загрязнение атмосферы оксидом углерода (рис. 2) показывает, что значение среднегодовой концентрации на рассматриваемых пунктах не превышает ПДК за весь период исследования.

Наибольшее значение наблюдалось на ПНЗ-5 в 2000 г. и составило 0,92 ПДК. Наименьшие значения концентрации оксида углерода наблюдались на ПНЗ-11 и ПНЗ-12 в 1998 г. и составляли 0,31 ПДК, 0,22 ПДК соответственно.

Рассматривая динамику загрязнения атмосферы г. Томска специфическими примесями, следует отметить, что наблюдения за ними проводятся не во всех районах, а только там, где имеются соответствующие производства. На рис. 4 изображен временной ход концентрации фенола, разброс значений находится в пределах от 0,3 ПДК до 1,5 ПДК. С 1993 по 1998 г. наблюдался рост концентрации фенола на рассматриваемых пунктах, максимальные значения составляли 1,5 ПДК. С 1998 г. происходило значительное снижение концентрации фенола и уже в 1999 г. все значения ниже уровня ПДК. К 2001 г. уровень загрязнения снизился до 0,3 ПДК. В настоящее время содержание фенола в атмосфере не превышает допустимую норму.

Таким образом, загрязнение фенолом по городу можно разделить на два временных интервала (до 1999 г. и после).

В первом интервале значения концентрации фенола примерно постоянны и превышают уровень ПДК, второй интервал характеризуется снижением концентрации ниже ПДК и дальнейшим уменьшением уровня загрязнения атмосферы.

Концентрация формальдегида в атмосфере г. Томска за период с 1993 по 2001 г. (рис. 5) испытывает практически синхронные изменения на всех рассматриваемых пунктах. С 1993 г. прослеживается постепенный рост концентрации с незначительными колебаниями на некоторых пунктах. Максимальные значения наблюдались на ПНЗ-2 (9,6 ПДК) и на ПНЗ-5 (8,61 ПДК) в 2001 г.

Необходимо отметить, что по городу сложилась серьезная ситуация относительно высокого загрязнения атмосферы формальдегидом, так как значения данного ингредиента превышают допустимую норму в несколько раз.

Для более наглядной оценки распределения средних концентраций примесей по территории города были построены карты-схемы, для этого, как уже отмечалось, дополнительно привлекались данные наблюдений городской СЭС. Для построения карт-схем использовались данные 40 точек наблюдений.

Анализ карт показывает, что наиболее неблагоприятная обстановка сложилась в атмосфере из-за высокого загрязнения пылью. Практически во всех районах города концентрации пыли превышают ПДК. В районе улиц Енисейской, Фрунзе, Пушкина среднегодовые концентрации достигали значений, в 4 раза превышающих ПДК, на улицах Шевченко и Кирова – в 9 раз. Наличие большего числа точек отбора проб также позволило выявить районы с высоким содержанием оксида углерода: ул. Кирова и Шевченко – 1,2 ПДК, на пр. Ленина и Комсомольском, на ул. Пушкина – 2 ПДК.

В качестве примера приведем карты-схемы пространственного распределения фенола и формальдегида (рис. 6, 7). Зона наибольших значений фенола располагается в районе ПНЗ-11, где его содержание в атмосфере превышает ПДК в несколько раз. Большие значения концентрации формальдегида на всех исследуемых пунктах (рис. 7) говорит о высокой степени загрязнения атмосферы города. Выделяются два максимальных очага загрязнения: 1) район манометрового завода; 2) район ТЭМЗа. Концентрация формальдегида в этих районах превышает ПДК в 4–5 раз.

В целом следует отметить, что на территории города достаточно четко выделяются три зоны загрязнения. Расположение центров этих зон практически совпадают, размеры этих зон и величина загрязнения для разных ингредиентов имеют некоторые вариации. Центр *первой зоны* находится примерно в районе «Сибкабеля», *второй зоны* – в районе завода «Манотомь» и *третьей* – в районе ТЭМЗа.

Рис. 6

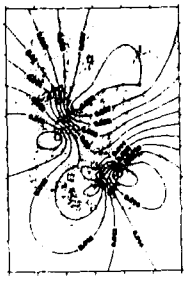


Рис. 7

Таким образом, анализ показывает, что, несмотря на значительное снижение производства, загрязнение атмосферы во многих частях города продолжает оставаться достаточно высоким. Локализация очагов повышенного загрязнения связана в первую очередь с близостью больших транспортных потоков и промышленных объектов. Повышенное загрязнение города пылью связано с низкой степенью благоустройства во многих частях города.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В СИБИРИ

* И.И. Ипполитов, * М.В. Кабанов,** Г.О. Задде
* Институт оптического мониторинга СО РАН, г. Томск
** Томский государственный университет

ВВЕДЕНИЕ

Повышенные темпы глобальных изменений окружающей среды и климата, достоверно зарегистрированные на планете в конце прошлого века, но не получившие пока однозначного заключения о причинах и возможных последствиях, продолжают быть актуальным и жизненно важным предметом научных исследований. Результаты исследований глобальных изменений в рамках международных и национальных программ за последние десятилетия позволяют сделать ряд обоснованных выводов по стратегии дальнейших исследований в этом направлении [1–2]:

1. Четыре компонента системы «Земля» (биологическая, химическая, физическая, человеческая деятельность) находятся в интерактивном взаимодействии. Поэтому исследования всех компонент должны предусматривать комплексный мониторинг и многофакторное моделирование.

2. При наблюдениях глобальных изменений антропогенные воздействия, выходящие за пределы природно обусловленных изменений, обнаруживаются, но пока на качественном уровне (на уровне «антропогенных сигналов»). Для количественных оценок необходим мониторинг не только первых, но и высших моментов наблюдаемых параметров.

3. Наблюдаемые региональные изменения не всегда адекватно описываются на основе существующих глобальных моделей. Поэтому при исследованиях (мониторинге и моделировании) необходимо учитывать региональные особенности по всем четырем компонентам системы «Земля».

Приведенные и другие более частные выводы о методологии необходимых исследований по закономерностям современных природно-климатических изменений подтверждают предложенную нами ранее концепцию регионального комплексного мониторинга [3]. Подтверждается эта концепция и выявленными к настоящему времени закономерностями наблюдаемых климатоэкологических изменений в Сибири. Для иллюстрации сказанного приведем некоторые закономерности, из которых следуют пространственные масштабы наблюдаемых неоднородностей и временная изменчивость (темпоральные закономерности) природно-климатических систем в сибирском регионе.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ

Одна из важных закономерностей пространственной неоднородности следует из статистической обработки результатов радиозондовых наблюдений в Северном полушарии для высотных профилей давления, температуры, влажности, озона и ветра за 1961–1975 гг. Результаты районирования климатов свободной атмосферы по средним значениям указанных характеристик и их дисперсий показали, что над территорией Северного полушария достаточно четко выделяется 51 мезомасштабная зона зимой и 48 таких зон летом. На рис. 1 для лета приведена карта выделенных зон, из которых для всей Сибири оказывается две (2.4 –

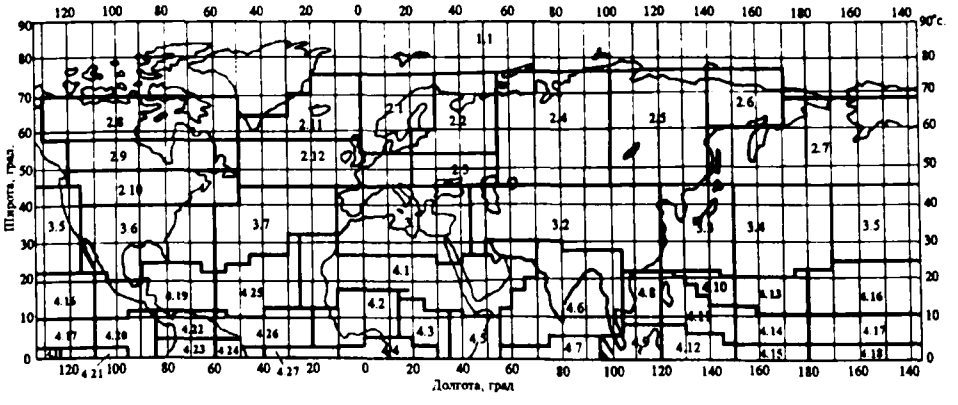


Рис 1 Карта климатических зон Северного полушария по комплексу вертикальных профилей для давления, температуры, влажности, озону и ветру Лето

для Западной Сибири, 2.5 – для Восточной Сибири). Как видно из рис. 1, зона Западной Сибири включает также значительную территорию Европейской части России. Аналогичная карта получается и для зимы.

Другая важная закономерность выявлена для температурных полей в приземном слое атмосферы и следует из статистической обработки временных рядов среднемесячной температуры по данным метеостанций за несколько последних десятилетий [4]. Для уменьшения влияния синоптических составляющих при обработке временной ряд рассматривался состоящим из трех составляющих: из долговременного тренда температуры, из среднего значения температуры для конкретного месяца и из отклонений (аномалий) среднемесячной температуры конкретных месяцев от их климатических значений. Результаты районирования по трендам температуры показаны на рис. 2.

Рис 2. Карта климатических зон Сибири по температурному тренду в приземном слое атмосферы

Во всех регионах Сибири наблюдается систематическое и неравномерное по территории повышение среднегодовых температур с трендом выше, чем на планете в среднем. При этом выделяются очаги ускоренного потепления с трендом до 0,5 °С/10 лет: один в Западной Сибири (в районе Сургута) и несколько очагов в Восточной Сибири (в том числе в районе Верхоянского полюса холода).

ТЕМПОРАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Одной из обоснованных математических реализаций нового подхода к спектральному анализу временных рядов является метод вейвлет-преобразований, который в последние годы успешно используется для выявления темпоральных закономерностей природно-климатических изменений [5]. В отличие от метода Фурье-преобразования, позволяющего выявить частотный спектр во временных рядах, этот метод с помощью солитоноподобной функции (вейвлета) позволяет выявить спектр статистически значимых периодов во временном ряде.

Для иллюстрации на рис. 3 приведен временной ряд среднегодовых температур для Томска (вверху) и результат вейвлет-преобразования этого ряда (внизу). Как видно из рисунка, статистически значимые периоды (шкалы) по изменению среднегодовой температуры претерпели за последнее столетие заметную эволюцию. Масштабы периодов (шкалы) в 20–30 лет в начале XX в. постепенно раздвоились на масштабы около 15 лет (с тенденцией к уменьшению в конце века) и на масштабы в 30–40 лет (с тенденцией к слиянию с большими масштабами в конце века).

Вейлет-образы для временных рядов были получены не только по приземной температуре для ряда городов Сибири, но и по нескольким геофизическим параметрам планетарного значения. К числу последних относятся: индекс геомагнитной активности Ap, число Вольфа W, индекс южного колебания SOI и другие. Последующий корреляционный анализ между вейвлет-образами временных рядов по разным параметрам для различных периодов (шкал) позволяет вскрыть статистически значимые корреляции. В табл. 1 приведены коэффициенты корреляции для нескольких городов и разных температурных периодов, центрированных по годам в 5, 11, 22 и 30 лет (верхняя часть таблицы). В нижней части таблицы приведены коэффициенты корреляции между городами по выбранным геофизическим параметрам только для периодов в 30 лет.

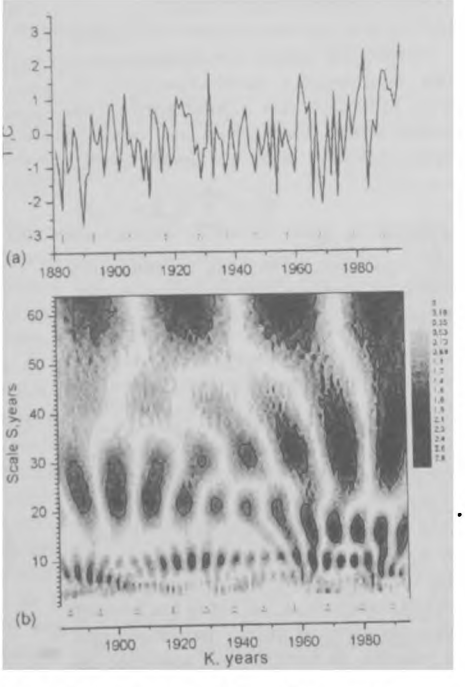


Рис. 3. Временной ряд среднегодовой температуры в Томске (вверху) и вейвлет-образ этого ряда (внизу)

Таблица 1

Коэффициенты корреляции амплитуды от вейвлет-образов приземной температуры (по масштабам в 5, 11, 22 и 30 лет) и некоторых геофизических параметров (по масштабу в 30 лет) для различных городов

Параметры	Омск	Томск	Красноярск	Иркутск	Благовещенск
Tm(5)	0,85	1	0,81	0,51	–
Tm(11)	0,88	1	0,81	0,75	–
Tm(22)	0,89	1	0,87	0,81	–
Tm(30)	0,97	1	0,79	0,95	0,91
Ap(30)	0,67	0,62	0,74	0,57	0,75
W (30)	0,80	0,67	0,73	0,67	0,72
SOI (30)	–	–	–0,78	–	–0,64

Из табл. 1 видно, что по температурным периодам Tm (5+30), (индекс m означает Томск, взятый за базовую основу, цифры в скобках – масштаб периодов) коэффициенты корреляции уменьшаются по мере удаления от базовой основы (от Томска), а для Благовещенска их значения вообще не имеют значимой величины для периодов в 5, 11 и 22 года (поставлены прочерки). Только для масштаба периода в 30 лет для всех указанных городов коэффициенты корреляции оказываются достаточно высокими. Заметное отклонение по Красноярску для этого 30-летнего масштаба объясняется таким мощным антропогенным воздействием, как заполнение Красноярского водохранилища в 1967–1970 гг., т.е. в пределах этого периода. Корреляционные связи по планетарным геофизическим параметрам для указанных в табл. 1 городов приведены для сравнительной иллюстрации и пока нами не интерпретируются, так как требуют более широкого и подробного географического охвата.

Для выявления характера темпоральных изменений нами разрабатываются методы, связанные с использованием некоторых интегральных характеристик рядов наблюдений. Первый из них основан на использовании кумулятивной суммы

$$S_k = \sum_{i=1}^{k} T_i, k = 1..N$$

временного ряда:

Тангенс угла наклона прямой, соединяющей две точки на графике кумулятивной суммы, равен среднему значению на данном интервале

$$T_m = tg(\alpha) = \frac{S_m}{m} = \frac{1}{m}\sum_{i=1}^{m} T_i$$

. Анализ показал, что ряд кумулятивной суммы хорошо аппроксимируется кусочно-непрерывной линейной функцией. Проводя аппроксимацию участков ряда сумм с первого до k-го элемента ряда методом наименьших квадратов, из всех участков выбираем отрезок, наилучшим образом аппроксимирующийся прямой. Затем аналогично выделяем следующий отрезок и так далее. В итоге – разбиваем весь ряд на участки, на которых ряд наиболее однороден. Эти периоды, называемые далее климатическими этапами, можно рассматривать как некоторые устойчивые состояния климата. На практике удобнее использовать кумулятивные суммы от ряда с убранным линейным трендом.

Были проанализированы временные ряды средних температур воздуха и сумм осадков за теплый (апрель–октябрь) и холодный (ноябрь–март) периоды года с 1881 по 2001 г. для метеостанции Томск. Для каждого ряда выявлено от 10 до 16 квазиоднородных этапов. На рис. 3 приведены ряды исходных данных, кумулятивные суммы и выделенные этапы для температуры и суммы осадков теплого периода года. Как правило, холодные этапы чередуются с более теплыми.

Аналогичная процедура выделения квазиоднородных участков временных рядов и определения климатических стадий была применена к длинным рядам температуры и осадков по 25 метеостанциям Западной Сибири и прилегающих районов. Всего по 25 метеостанциям для ряда температур воздуха в теплый период года было выявлено 270 климатических эта-

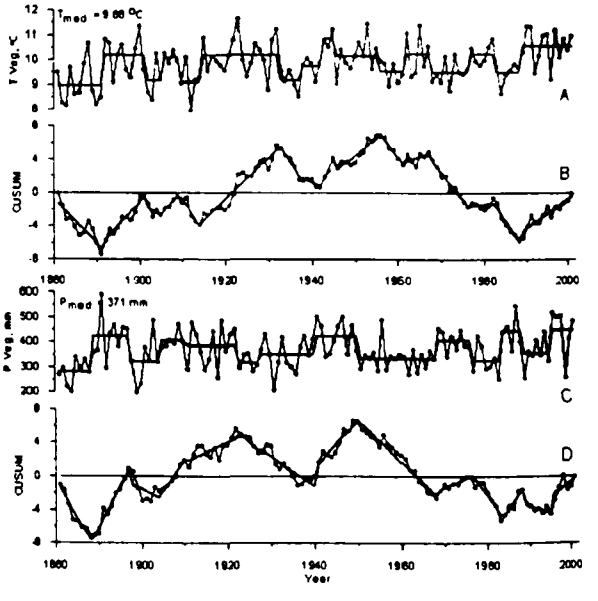


Рис 4 Температура воздуха (A), сумма осадков (C) теплого периода года и их кумулятивные (B, D) суммы для метеостанции Томск

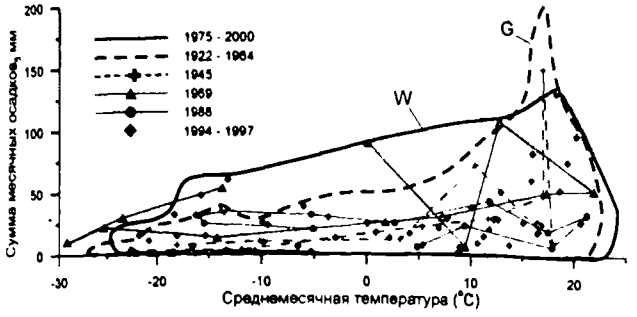


Рис 5. Двумерный фазовый портрет климата г. Омска за 1922-2000 гг

пов. Наиболее часто встречаются этапы с продолжительностью в 3–5 и 8 лет, причем во второй половине XX в. чаще встречаются короткие этапы с температурой, существенно отличающейся от среднего многолетнего значения. До 1950 г. выделено 4 этапа длиной в 2 года, а после 1950 г. – 11 этапов. Чем больше продолжительность этапа, тем меньше его интенсивность (разность между средним значением температуры на данном этапе к среднему значению для всего ряда). С уменьшением длины этапа разница со средним многолетним значением существенно возрастает.

Второй метод использует представление эволюции климатических характеристик в фазовом пространстве метеовеличин.

Для иллюстрации вековой изменчивости региональных климатов Сибири на рис. 5 приведен двухмерный фазовый портрет климата г. Омска. Каждое состояние (точки на рисунке) представлено оценочными характеристиками: средней месячной температурой и суммой месячных осадков. Прямыми на рисунке представлены траектории годовых циклов состояний 1945 г. (типичного для первой половины века), 1969 г. (характерного для непериодических переходных процессов преобразования), 1988 г. (характерного для засушливых лет). Выделены области G и W фазового пространства, ограничивающие области, включающие все состояния за 1922–1964 гг. и 1975–2000 гг. соответственно. Первую половину века можно характеризовать как относительно холодную с малоснежными зимами и влажным теплым периодом, а после 1975 г. произошла трансформация области существования климатических характеристик (область W), проявившаяся в увеличении среднемесячных температур, снижении осадков теплого периода и существенном увеличении осадков холодной части года.

Разработанный метод анализа обеспечивает достаточно полное строгое использование информации о состояниях с высоким временным разрешением, получение ансамбля состояний и траектории их эволюции описывающих особенности изменения климатических характеристик во всех сезонах и фазах годового цикла, выделение многолетних временных интервалов с особыми климатическими условиями и их количественную оценку посредством совокупности оценочных характеристик и набора определяющих метеовеличин.

ОБЪЕКТ ИЗУЧЕНИЯ – БОЛЬШОЕ ВАСЮГАНСКОЕ БОЛОТО

В отдельных регионах планеты, к которым относится и Сибирь, еще сохраняются природные комплексы с ненарушенными или слабо нарушенными естественными экосистемами. К таким природным комплексам следует отнести Большое Васюганское болото (БВБ).

Познание законов природы на примере таких комплексов имеет мировое значение, а исследования БВБ всегда осуществлялись как многими российскими учеными, так и научными группами из ряда стран Европы и Азии. Научный интерес к изучению БВБ усиливается еще и уникальными масштабами этого природного организма. В табл. 2 приведены некоторые из характеристик БВБ.

Таблица 2

Некоторые характеристики Большого Васюганского болота

Характеристика	Оценочные данные
Общая площадь в Новосибирской, Омской и Томской областях	53 тыс. км^2
Преимущественный тип болота	грядово-мочажинный, сфагновый
Возраст болота (для 25% территории)	6–10 тыс. лет (более 500 лет)
Запасы воды в 800 тыс. озерах	400 км^3
Торфяные залежи: максимальная глубина разведанные запасы	10 м более 1 млрд т

Для иллюстрации приведем один из важных результатов по климатическим особенностям БВБ. Он состоит в том, что на основании обработки экспедиционных, сетевых и спутниковых инструментальных данных, полученных для Большого Васюганского болота и прилегающих территорий, выявлены охлаждающий эффект болота преимущественно в летний период (до 1 °С) и отепляющий эффект болота в остальные сезоны (до 2 °С) как для приземной среднемесячной температуры, так и для профилей среднемесячной температуры над болотом вплоть до высот в 300 миллибар. Выявленные эффекты связываются с теплофизическими свойствами торфогрунтов и с особенностями содержания парниковых газов над болотом (в результате преобладания стоков CO_2 до 125 гС/м^2 год над эмиссией до 68 гС/м^2 год, а также в результате эмиссии и фотохимических превращений метана).

На рис. 6 приведены разности температуры на разных высотах для Большого Васюганского болота

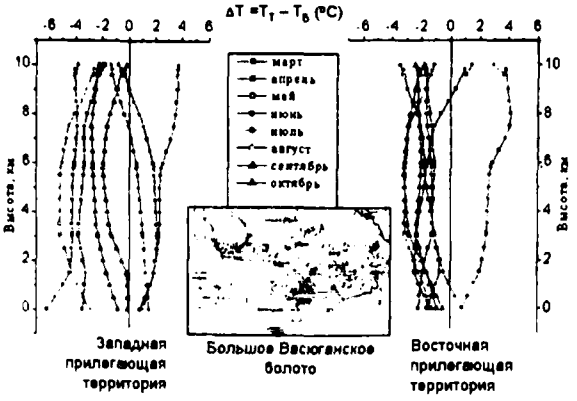


Рис. 6 Профили разности осредненных по территории температур

(показано в центре) и для прилегающих территорий. Как видно из рисунка, по спутниковым данным в масштабе пространственного осреднения 5° x 10° охлаждающие и отепляющие эффекты болота в вышележащих слоях атмосферы для отдельных месяцев проявляются даже сильнее (до 6 °С), чем в приземном слое.

Выполненные исследования показали:

– по значениям предельных характеристик и вертикальных профилей основных метеорологических величин Сибирский регион подразделяется на два квазиоднородных района, примерно соответствующих географическому определению Западной и Восточной Сибири;

– пространственное распределение трендов долговременного изменения температуры в пределах этих районов неоднородно: значение трендов изменяется от 0,3 до 0,5 °С/лет, причем компактные очаги ускоренного потепления отмечаются как в Западной Сибири, так и в Восточной Сибири;

– в межгодовой изменчивости основных метеорологических величин, помимо тренда, имеют место квазипериодические колебания с масштабами от нескольких лет до нескольких десятков лет;

– отдельные природные образования на территории региона, такие как БВБ, способны оказывать существенное влияние на характеристики регионального климата, причем их возмущающее воздействие может распространяться на атмосферу в целом.

Литература

1 Кондратьев, Лосев К.С. Проблемы экологии. Иллюзии и реальность стратегии устойчивого развития // Вестник РАН. 2002. № 7. С. 592–601.
2. Кабанов М.В. Итоги и задачи мониторинга современных природно-климатических изменений в Сибири. 2002. № 1. С. 110–115.
3. Кабанов М.В. Региональный мониторинг атмосферы. Ч. 1. Научно-методические основы. Томск: Изд-во СО РАН, 1997. 295 с.
4. Кабанов М.В. Региональный мониторинг атмосферы. Ч. 4. Природно-климатические изменения. Томск, 2000. 270 с.
5. Torrence and G.P. Compo. A practical guide to wavelet analysis. Bulletin of the American Meteorological Society. 1998. Vol. 79, № 1. S. 61–78.

РОЛЬ АГЕОСТРОФИЧНОСТИ ПОТОКА И ИНЕРЦИОННОСТИ ДВИЖЕНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТИ В ЦИКЛОНАХ

Н.А. Калинин
Пермский государственный университет

Вертикальные движения играют главную роль в вертикальном энергообмене в атмосфере и, следовательно, являются важным звеном в формировании циркуляционных систем. При этом важно правильно оценить влияние отдельных факторов на формирование вертикальной скорости в разных слоях атмосферы. Такая оценка позволяет, хотя и в очень общем виде, составить представление о механизме образования вертикальных движений в атмосфере [1, 2].

Как известно, определение вертикальных движений осложняется невозможностью их непосредственного измерения, поэтому вертикальная скорость рассчитывается по различным формулам, основанным на моделях связи поля вертикальных движений с полями измеренных метеорологических величин (давления, ветра, температуры). Существует ряд способов расчета вертикальных движений. Все они сводятся к вычислению упорядоченных, конвективных и орографических вертикальных скоростей. Но, как показывает практика, в атмосфере трудно выделить чисто упорядоченные или чисто конвективные вертикальные движения воздуха. Поэтому любая методика позволяет вычислять те вертикальные движения, которые адекватны гипотезе, лежащей в ее основе. Из всех существующих способов расчета вертикальных движений простотой вычисления и физической ясностью модели отличается метод, основанный на уравнении неразрывности и наиболее часто используемый при выполнении научных исследований. Найдем вертикальную скорость из уравнения неразрывности, записанного в изобарической системе координат

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial \tau}{\partial p}=0. \qquad (1)$$

Для уравнения (1) поставим два граничных условия по высоте:

$$\tau_s = 0 \quad \text{при} \quad p = p_s; \qquad (2)$$

$$\tau = 0 \quad \text{при} \quad p = 100\ гПа, \qquad (3)$$

где τ_s и p_s – соответственно τ и p на уровне моря.

Проведенный И.З. Лутфулиным [3] анализ изменений с высотой вертикальной скорости, рассчитанной по методике Н.И. Булеева и Г.И. Марчука, показал, что условие (3) может быть принято с удовлетворительной для вычисления τ точностью. В отношении краевого условия (2) необходимо отметить следующее. Исследованиями А.И. Фальковича [4] было показано, что с использованием граничного условия (2) рассчитывать вертикальные движения по данным аэрологического зондирования в умеренных широтах нельзя, потому что ошибка расчета дивергенции сравнима с самой дивергенцией. Поэтому τ на уровне моря необходимо определять из выражения

$$\tau_s = \frac{dp_s}{dt} = \frac{\partial p_s}{\partial t} + u_s\frac{\partial p_s}{\partial x} + v_s\frac{\partial p_s}{\partial y} + w_s\frac{\partial p_s}{\partial z}.$$

Здесь w_s, u_s, v_s – соответственно вертикальная и горизонтальные составляющие скорости ветра на уровне моря. Исключение составляют лишь области, включающие фронтальные разделы, и отдельные глубокие циклоны и антициклоны. Для обоснования использования при вычислении τ граничного условия (2) в циклонических вихрях, как наиболее важных с погодообразующей точки зрения барических системах, были произведены расчеты τ на уровне моря и на поверхности 900 *гПа* в 112 циклонах, находящихся на разных стадиях эволюции, в различные сезоны года умеренных широт Евразии. Среднее значение τ на уровне моря оказалось равным – 6,2 *гПа*/12 ч, а на поверхности 900 *гПа* – 41,3 *гПа*/12 ч. Таким образом, значение τ на поверхности 900 *гПа* в 6,7 раза больше τ_s. Поэтому с достаточной для вычисления τ точностью (погрешность 15%) можно принять условие (2).

Удовлетворить условиям (2) – (3) можно лишь, если

$$\int_{p_s}^{p} D_c\, dp = 0.$$

Здесь D_c – скорректированная дивергенция, которая, согласно методике Кришнамурти [5], определяется следующим образом:

$$D_c = D_u + \varepsilon |D_u|,$$

где D_u – нескорректированная (рассчитанная по исходным данным о ветре) дивергенция,

$$\varepsilon = -\frac{\int_{p_s}^{p} D_u \, dp}{\int_{p_s}^{p} |D_u| \, dp}.$$

Аналог вертикальной скорости на каждом уровне вычисляется по формуле

$$\tau(p) = \int_{p}^{p_s} D_c \, dp. \qquad (4)$$

Рассмотрим теперь пример, иллюстрирующий влияние агеострофических отклонений на развитие вертикальных движений. Представим u и v в виде суммы геострофической и агеострофической составляющих

$$u = u_g + u_a, \; v = v_g + v_a, \qquad (5)$$

где

$$u_g = -\frac{1}{l}\frac{\partial \Phi}{\partial y}, \; v_g = \frac{1}{l}\frac{\partial \Phi}{\partial x}. \qquad (6)$$

Здесь u_g, v_g – составляющие геострофического ветра, *м/с*; u_a, v_a — агеострофические составляющие, *м/с*; Φ – геопотенциал, $м^2/с^2$.

На основании (5) – (6) имеем

$$u = -\frac{1}{l}\frac{\partial \Phi}{\partial y} + u_a, \; v = \frac{1}{l}\frac{\partial \Phi}{\partial x} + v_a.$$

Подставив эти выражения в (1) и выполнив дифференцирование, получим

$$\frac{\partial \tau}{\partial p} = -\left(\frac{\partial u_a}{\partial x} + \frac{\partial v_a}{\partial y}\right) + \frac{\beta}{l} v_g, \qquad (7)$$

где $\beta = \frac{\partial l}{\partial y}$ – параметр Россби. В окрестности широты φ, на которой помещено начало координат, параметр β можно разложить в ряд по степеням y

$$\beta = \frac{\partial l}{\partial y} = \frac{2\omega}{R}\left[\cos\varphi - \frac{\sin}{1}\frac{y}{R} - \frac{\cos}{2!}\left(\frac{y}{R}\right)^2 + \ldots\right],$$

где R – радиус Земли.

Так как для рассматриваемой области (площадь циклона) $\frac{y}{R} << 1$, то l и β можно считать постоянными и равными соответственно $2\omega\sin\varphi$ и $2\omega\cos\varphi / R$. Поэтому вместо (7) можно записать

$$\frac{\partial \tau}{\partial p} = -\left(\frac{\partial u_a}{\partial x} + \frac{\partial v_a}{\partial y}\right) + \frac{ctg\varphi \, v_g}{R}. \qquad (8)$$

На основании уравнения (8) можно отметить, что поле вертикальных движений в свободной атмосфере определяется следующими двумя факторами: 1) агеострофичностью потока и 2) инерционностью движения.

Рабочая формула для диагностического расчета вертикальных движений по информации на изобарических поверхностях имеет вид

$$\tau_{p_{i+1}} = \tau_{p_i} + (p_i - p_{i+1})\overline{\left(\frac{\partial u_a}{\partial x} + \frac{\partial v_a}{\partial y}\right)} - (p_i - p_{i+1})\overline{\frac{ctg\varphi \, v_g}{R}}. \qquad (9)$$

Черта сверху означает осреднение по некоторому слою $\Delta p = p_i - p_{i+1}$, $i = 1, 2, \ldots, n$ – номер изобарической поверхности. Если p_1 – уровень моря, то $\tau_{p_1} = \tau_s$.

Вклад агеострофичности потока (АП) и инерционности движения (ИД) (%) в структуру вертикальных движений в циклонах на разных стадиях их развития

Факторы	Слой, *гПа*					
	p_s – 850	850–700	700–550	550–400	400–250	250–100
Начальная стадия						
АП	88,9	96,0	97,6	97,9	96,4	89,3
ИД	11,1	4,0	2,4	2,1	3,6	10,7
Стадия молодого циклона						
АП	89,5	96,4	98,0	96,9	97,1	88,6
ИД	10,5	3,6	2,0	3,1	2,9	11,4
Стадия максимального развития						
АП	89,7	95,9	97,4	97,8	97,2	89,6
ИД	10,3	4,1	2,6	2,2	2,8	10,4
Стадия заполнения						
АП	87,2	94,8	95,4	96,6	94,7	86,4
ИД	12,8	5,2	4,6	3,4	5,3	13,6
Средние значения без учета стадии развития						
АП	88,8	95,8	97,1	97,3	96,4	88,5
ИД	11,2	4,2	2,9	2,7	3,6	11,5

Используя возможность, которую дает метод расчета τ (уравнение 9), оценим средний вклад отдельных факторов (агеострофичности и инерционности движения) в формирование поля вертикальных скоростей в циклонах умеренных широт на разных стадиях их развития. Для этого обратимся к таблице, данные которой были получены из анализа 2500 зондирований атмосферы. Среди исследуемых были циклоны различной интенсивности.

Агеострофичность потока является результатом действия сил трения в пограничном слое атмосферы и нестационарности атмосферных движений. Вклад

этих двух факторов в структуру вертикальных движений является определяющим на всех высотах. Вклад инерционности движения значительно уступает вкладу агеострофичности. Физическая интерпретация инерционного фактора может быть следующей. Если масса воздуха, заключенная между соседними меридианами, движется в направлении от экватора к полюсу (в северном полушарии $v_g > 0$), то в ходе движения горизонтальные размеры такой массы воздуха вследствие сходимости меридианов к полюсам должны уменьшаться, а в соответствии с уравнением неразрывности вертикальные ее размеры должны увеличиваться. Такая масса воздуха, как следует из уравнения (9), становится поднимающейся массой ($\tau_{p_z} < 0$). При движении массы воздуха от полюса к экватору $v_g < 0$ и $\tau_{p_z} > 0$, т. е. в рассматриваемой массе под действием инерционного фактора будут развиваться нисходящие движения. При этом абсолютные значения вклада инерционности движения в вертикальную скорость на всех высотах не превышают 0,2 – 0,3 *см/с*.

Для того чтобы картина о соотношении вкладов агеострофичности потока и инерционности движения была более полной, в работе рассмотрено несколько частных случаев, где влияние инерционного фактора является не просто большим, а подавляющим. Это объясняется тем, что смена знака является результатом принципиального изменения условий, приводящих к возникновению вертикальных движений. Так, при изменении направления вектора агеострофических отклонений наступает момент, когда $u_a \approx v_a \approx 0$, а следовательно, $\left(\frac{\partial u_a}{\partial x} + \frac{\partial v_a}{\partial y}\right) \approx 0$ и главная роль отводится уже инерционному фактору, вклад которого в этом случае может достигать 90% и более. Такая изменчивость в соотношении исследуемых факторов отражает тонкий механизм формирования вертикальной скорости, заключающийся в ее зависимости от горизонтальной неоднородности и нестационарности поля давления, а также инерционности движения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 98–05–65462, 98–05–78121 и 01–05–64454).

Литература

1. Калинин Н.А. Энергетика циклонов умеренных широт. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1999. 192 с.
2. Калинин Н.А. Динамическая метеорология. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 260 с.
3. Лутфулин И.З. Новые методы предвычисления метеорологических полей. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 262 с.
4. Фалькович А.И. Динамика и энергетика внутритропической зоны конвергенции. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 246 с.
5. Krishnamurty T.N. Work book on numerical weather prediction for the tropics for the training of class 1 and class 2 meteorological personal. WMO, 1979.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА КАК ИНФОРМАЦИОННОЙ БАЗЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗА ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА СРЕДНИЕ СРОКИ

Н.А. Калинин, О.Ю. Булгакова
Пермский государственный университет

Разработке любого метода прогноза температуры воздуха на средние сроки должно предшествовать изучение термического режима района, для которого составляется прогноз. Это облегчает выбор направления исследования, а также способствует повышению качества прогнозирования. Была проведена статистическая обработка климатических рядов, входящих в информационную базу расчета регрессионных уравнений прогноза экстремальных температур воздуха у земли. Анализ температурного режима проводился по ст. Опытная с 1994 по 2000 г. и по ст. Б. Савино с 1996 по 2001 г. по международному согласованному времени (МСВ). Достаточно высокие коэффициенты корреляции между значениями среднесуточной, минимальной и максимальной температур на двух станциях (соответственно: 0,99, 0,95, 0,97) позволяют сделать вывод о сопоставимости данных. Используемые метеорологические ряды являются выборкой из генеральной совокупности. Будем предполагать, что данная выборка является однородной по следующим причинам: использовались непрерывные данные по температуре воздуха у земли ст. Опытная и Б. Савино, за исследуемый период существенных изменений характера окружающей местности не происходило; наблюдения в течение исследуемого периода осуществлялись одним и тем же типом приборов, по одной и той же методике.

Нами были вычислены средние месячные величины температуры воздуха по основным срокам, средние годовые температуры каждого месяца, средние месячные минимальные и максимальные температуры. Средняя годовая температура рассчитана как среднее арифметическое из средних величин за 12 месяцев. Как отмечено рядом климатологов, расчет среднего за больший период по средним за меньший является более целесообразным. Самой простой мерой рассеяния данных вокруг среднего значения является амплитуда *Am*. Годовая амплитуда средней температуры представляет собой разность между среднесуточной температурой воздуха самого теплого и самого холодного воздуха. По нашим данным с 1996 по 2001 г. эта величина составляет 6,6 °С. Была рассчитана также средняя абсолютная амплитуда колебания среднемесячных экстремальных температур *(Am)*абс., которая составила, как видно из табл. 1, за год 74 °С.

Такие статистические показатели, как *Mo* (мода) и *Me* (медиана), были использованы для контроля метеорологических рядов на симметричность и однородность. В качестве меры рассеяния принималось стандартное отклонение, также в качестве меры рассеяния рассчитана статистическая дисперсия *D*.

Коэффициент асимметрии *A* является показателем скошенности распределения приземных температур воздуха:

$$A = \frac{\sum_{1}^{n}(x_i - \bar{x})^3}{n\sigma^2} \quad . \qquad (1)$$

Таблица 1

Среднегодовые характеристики приземной температуры воздуха

Параметры	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Сред. t, °С	-13,9	-12,0	-4,5	3,5	10,7	17,4	19,5	14,9	9,3	3,2	-7,5	-11,8	2,4
Мин. t, °С	-17,4	-15,5	-7,8	-0,6	6,0	12,3	14,0	11,2	6,6	2,0	-10,1	-14,1	-1,1
Макс. t, °С	-12,7	-9,3	-0,4	7,6	14,6	21,6	23,8	18,8	12,8	5,1	-5,8	-10,8	5,4
*(Am)*ср.	4,7	6,2	7,4	8,2	8,6	9,3	9,8	7,6	6,2	3,1	4,3	3,3	6,6
*(Am)*абс.	41.0	41.3	37.2	41.9	35.5	32.1	30.8	34.1	30.9	34.0	38.7	36.1	74.0

Таблица 2

Статистические характеристики по средним за месяц среднесуточным температурам воздуха

Параметры	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Tср., °С	-13,9	-12,0	-4,5	3,5	10,7	17,4	19,5	14,9	9,3	3,2	-7,5	-11,8	2,4
Me	-11,5	-10,3	-3,5	3,5	10,7	17,1	19,3	14,4	9,5	2,6	-6,5	-10,7	3,0
Mo	-10,0	-9,7	-3,5	1,2	11,3	17,0	18,2	10,5	8,5	0,3	-3,7	-7,5	2,7
σ	6,7	6,3	3,3	4,6	4,9	3,6	3,5	3,1	3,8	3,6	7,2	6,7	4,8
D	64,0	57,6	18,5	36,1	34,0	19,6	16,8	14,9	21,2	20,8	74,4	62,7	36,7
A	-0,02	-0,52	-0,30	0,29	0,01	0,05	0,06	0,11	0,28	0,12	-0,44	-0,04	-0,07
E	-0,47	-0,67	0,30	0,29	-0,72	0,04	-0,87	0,23	-0,54	0,03	-0,33	-0,55	-0,27

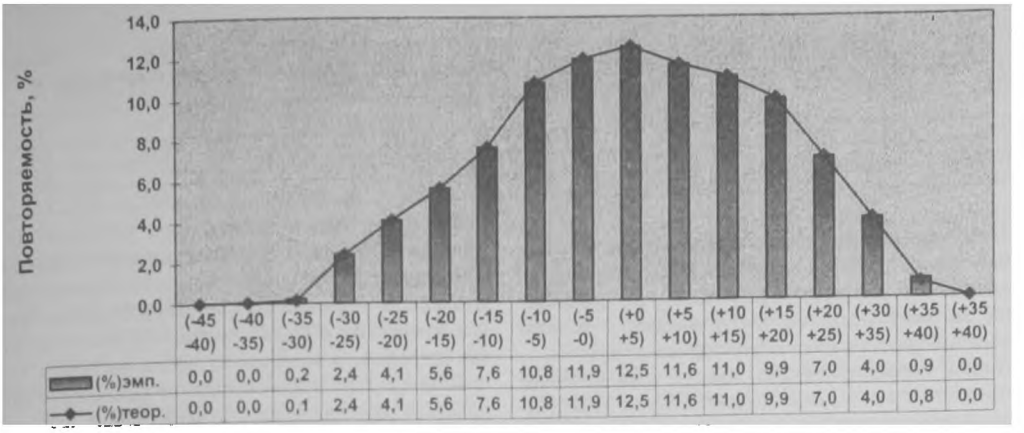


Рис 1 Эмпирическое и теоретическое распределение среднесуточной температуры воздуха

В качестве меры крутости использовался коэффициент эксцесса E:

$$E = \frac{\frac{1}{n}\sum_{1}^{n}(x_i - \bar{x})^4}{\sigma^4} - 3 \,. \qquad (2)$$

Далее приведем таблицу статистических показателей по среднемесячной температуре.

Зная $\bar{x}$, Mo, Me, σ, A и E, можно делать определенные заключения о распределении членов ряда. Анализ среднеквадратического отклонения и дисперсии показал, что наибольшие отклонения наблюдаются в зимний период и достигают 6–7 °С. Значительно меньшие значения мер рассеяния отмечаются в теплый период. Среднегодовое среднеквадратическое отклонение составляет 4,8 °С. Наблюдается в основном малая асимметричность распределения среднемесячной температуры. Умеренная асимметричность наблюдается с февраля по апрель. Прослеживается хорошо выраженный годовой ход скошенности распределения. С ноября по март наблюдается отрицательная левосторонняя асимметрия, с апреля по октябрь – положительная правосторонняя асимметрия. Коэффициент эксцесса, как мера крутости, достигает значений, соответствующих малому положительному эксцессу в основном в теплый период. Умеренный отрицательный эксцесс наблюдается в феврале, мае, июле. Малый отрицательный эксцесс отмечен и на протяжении всего холодного периода. Это говорит о том, что кривая распределения имеет более сглаженную форму относительно нормального распределения, но при этом почти все значения среднесуточных температур расположены в пределах ±3σ от среднего. Среднегодовые значения коэффициентов асимметрии и эксцесса имеют малые отрицательные значения. В целом среднегодовое распределение среднесуточных температур воздуха имеет слабую левостороннюю асимметрию с малой мерой крутости.

Расчет повторяемости пятиградусных градаций среднесуточных температур отражен на рис. 1. Температура воздуха, как правило, имеет распределение, близкое к нормальному. Этот закон распространяется на распределение, если каждое значение случайной величины можно рассматривать как сумму достаточно большого числа независимых случайных величин. Нормальный закон задается выражениями для плотности и функции распределения вида:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}} \,. \qquad (3)$$

Кривая плотности нормального распределения симметрична и одновершинна.

Проведенный анализ статистических характеристик по среднесуточным значениям приземной температуры воздуха, а также сравнительный анализ эмпирического и теоретического распределения повторяемости различных градаций температуры показал, что распределение данной выборки из генеральной совокупности близко к нормальному закону. Учитывая имеющуюся длину выборки, спрямление данного распределения по какому-либо закону нецелесообраз-

Таблица 3

Средняя межсуточная изменчивость температуры воздуха за шесть суток, °С

Температура	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Uод
Tср	3,9	2,5	2,9	2,9	3,9	3,7	2,6	3,0	4,7	2,9	5,1	5,6	3,6
Tмин	5,2	8,4	4,7	5,8	5,3	4,7	3,4	4,0	4,8	3,5	8,7	8,4	5,6
Tмакс	6,5	7,5	4,6	5,0	5,9	5,4	2,8	4,5	5,8	3,9	7,1	7,0	5,5

Таблица 4

Средние годовые значения коэффициентов корреляции по экстремальным и средним температурам со сдвигом до 7 сут

Температура, °С	τ1	τ2	τ3	τ4	τ5	τ6	τ7
Тмин	0,68	0,38	0,29	0,23	0,17	0,13	0,09
Тмакс	0,65	0,37	0,28	0,21	0,15	0,11	0,11
Тср.	0,75	0,54	0,37	0,27	0,21	0,17	0,11

Подобный анализ был проведен и по минимальным и максимальным температурам воздуха. Анализ статистических характеристик показал, что распределение экстремальных температур воздуха в используемой выборке близко к «почти нормальному».

Также была исследована межсуточная изменчивость со сдвигом от одних до шести суток. Изменчивость рассчитывалась по среднесуточной, минимальной и максимальной температуре воздуха отдельно за каждый месяц (табл. 3).

Межсуточная изменчивость является количественной характеристикой адвективных изменений температуры воздуха. Проведенный анализ позволил сделать следующие выводы:

1) наибольшей межсуточной изменчивостью обладает минимальная температура воздуха, несколько ниже изменчивость по максимальной температуре, самая маленькая изменчивость по среднесуточной температуре воздуха;

2) в годовом ходе максимальные значения изменчивости температур приходятся на холодный период, в основном на февраль, минимальная изменчивость наблюдается в теплый период с максимумом в июле;

3) на фоне общего годового хода наблюдается сезонная периодичность с четырьмя максимумами, объясняющаяся установившимся радиационным балансом, характерным для определенного сезона;

4) отмечается слабая периодичность изменчивости по среднесуточным температурам с периодом 4–5 сут, по экстремальным температурам с периодом 5–6 сут.

В рамках разработки схемы прогноза проводились исследования инерционных свойств экстремальных и средних температур воздуха с различным сдвигом по времени на срок до 7 сут. Представление о динамических свойствах процесса дает автокорреляционная функция. В общем случае автокорреляционная функция показывает степень зависимости между сечениями аргумента, в качестве которого выступают координаты времени. В зависимости от динамики развития процесса корреляционные функции имеют различную степень внутрирядной связности и как следствие различный вид и форму аппроксимации. Анализ автокорреляционной функции позволяет, во-первых, распознать некоторую периодичность поведения исследуемой функции, отсекая при этом случайные «шумы», во-вторых, по автокорреляционной функции можно судить об инерционности хода рассматриваемой величины.

Сравнительный анализ средних экстремальных и средних среднесуточных коэффициентов корреляции (табл. 4) с последовательным увеличением сдвига по времени необходим для уточнения схемы расчета прогностической модели.

Анализ автокорреляционных функций показал, что: 1) лучшими инерционными свойствами обладает среднесуточная температура; 2) по экстремальным температурам несколько выше коэффициенты корреляции по минимальной температуре. В целом, учитывая радиус инерции автокорреляционной функции, использование инерционных свойств температуры воздуха в схеме прогноза по экстремальным температурам для Перми возможно лишь на последующие сутки; по среднесуточной температуре допускается использование исходной температуры на первый и второй день прогноза.

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ ИНДЕКСА ПРЕЛОМЛЕНИЯ В НИЖНЕМ 20-МЕТРОВОМ СЛОЕ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

Л.И. Кижнер
Томский государственный университет

Продолжается исследование атмосферы с точки зрения влияния ее на распространение УКВ. При этом актуальным является изучение ее тонкой структуры. В этой связи определенную ценность представляют результаты градиентных ежечасных наблюдений в летний период (15.08 – 4.08) 1977 г. в п. Солнечная Долина (юго-восточная часть Крымского полуострова). Пункт наблюдений располагался непосредственно на границе суша – море. Метеорологические наблюдения выполнялись на высотах 2 и 20 м. Для непрерывной регистрации изменений температуры и влажности воздуха использовались самописцы (термограф и гигрограф). На уровне 20 м был установлен самописец скорости и направления ветра (М12).

Результаты наблюдений были представлены в рукописном Отчете ТГУ [1]. Использование возможностей, предоставляемых современной вычислительной техникой, позволяет получить дополнительные характеристики, обобщающие особенности поведения индекса преломления N в самом нижнем слое.

Известно, что вертикальный профиль индекса преломления для УКВ определяется влажностью воздуха, температурой и атмосферным давлением. Наибольший вклад при этом оказывает влагосодержание воздуха. Для анализа вертикального профиля индекса преломления N по метеорологическим параметрам были рассчитаны значения N на уровнях измерений с использованием известной формулы [2]. При этом погрешность определения N на каждом уровне при такой методике измерений составила 1,0 N-ед. [3].

Основные характеристики N_2 и N_{20} представлены в табл. 1.

Таблица 1

Основные статистические характеристики N на уровнях 2 и 20 м

Характеристика	Значение
Количество наблюдений	496
N_2 (средн.)	343,8
N_{20} (средн.)	336,3
Станд. отклонение N_2	16,7
Станд. отклонение N_{20}	23,1
Коэф. корреляции (R) N_2–N_{20}	0,867
Станд. ошибка расчета R	0,115
F	34,78
$F_{кр}$	3,85
P-Значение	5,05E-09

Для рассматриваемого пункта характерно уменьшение с высотой индекса преломления на 7,5 N-ед./18 м, что соответствует сверхкритическому градиенту, т.е. в нижнем слое наиболее вероятны волноводные условия.

Еще одна особенность – большая временная изменчивость N. В целом сложное поведение N вызвано испарением с поверхности воды (и в меньшей степени – суши), которое напрямую зависит от дефицита насыщения процессами турбулентной диффузии, способствующими переносу водяного пара вверх. На эти процессы накладывается влияние суточного хода метеовеличин. Большое влияние оказывают адвективные факторы, которые изменяют температурно-влажностный режим, и в конечном счете крупномасштабные синоптические процессы.

По рядам данных об N на двух уровнях выполнен дисперсионный анализ, который позволяет определить различие между группами данных. Из табл. 1 видно, что $F>F_{кр}$, т.е. различие между значениями N на двух уровнях не случайны. На это указывает и величина P – вероятность того, что расхождение случайно (она очень мала). Этот вывод говорит о большой изменчивости с высотой температуры и влажности воздуха в нижнем приводном слое атмосферы.

Несмотря на большую разницу в величинах N, существует достаточно хорошая корреляция между N_2 и N_{20} (табл. 1).

На этом основании были посчитаны коэффициенты уравнения линейной зависимости N_{20} и N_2:

$$N_{20} = 1{,}20 \cdot N_2 - 76{,}2 .$$

Средняя квадратическая погрешность расчета коэффициентов составила: при величине N_2 – 0,03; свободного члена – 10,65 (в целом это примерно 3% от N).

В работе было проведено сравнение профиля N при ветре с моря и суши. Были выбраны случаи, соответствующие потокам воздуха на высоте 20 м с моря и суши. Итоговые данные представлены в табл. 2.

Таблица 2

Характеристики вертикального профиля N при ветре с моря и суши

Характеристики	Ветер с моря	Ветер с суши
Число случаев	145	254
Средн. N_2	348,6	337,6
Средн. N_{20}	338,8	329,2
Станд. откл. N_2	16,3	16,5
Станд. откл. N_{20}	24,2	23,0
G_N	-0,544	-0,467

Таблица 3

Статистические характеристики G_N в приводном слое

Характеристика	Число случаев	G_N средн	Ст. откл	Max	Min	Асимм.	Эксцесс
Значение	496	-417	663	1111	-3111	-1,16	2,41

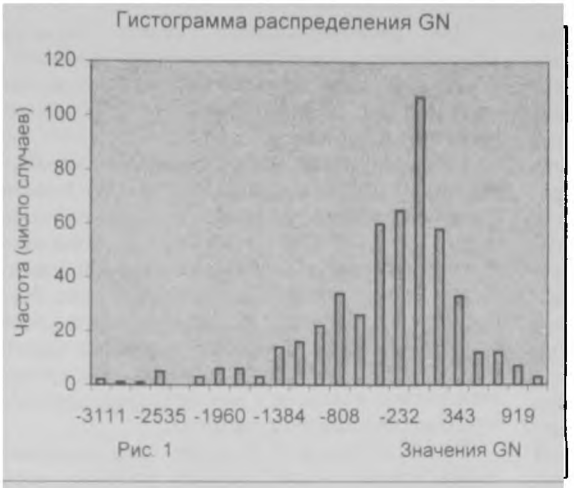


Рис. 1

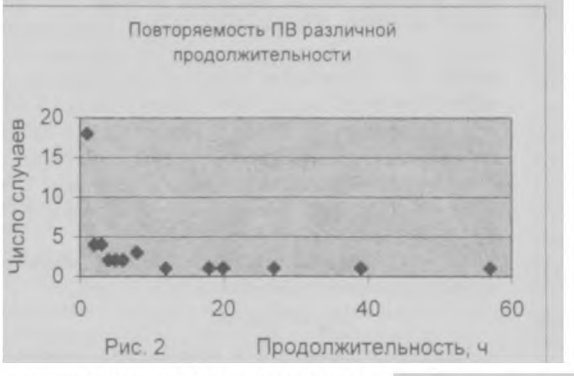


Рис. 2

Анализ показывает, что различие между профилями N при ветре с суши и моря статистически значимо (α=0,05). В целом при ветре с моря значения N выше примерно на 10 N-ед. При ветре с моря лучше выражены волноводные условия распространения УКВ.

Основные результаты расчета вертикального градиента G_N в слое представлены в табл. 3. Отметим, что при точности расчета N в 1 N-ед. погрешность в расчете G_N составляет 0,077 N-ед./м или 77 N-ед./км. Тогда с учетом погрешности G_N <-230 N-ед./км указывает на наличие приводных волноводов – слоев, способствующих распространению УКВ на большие расстояния.

Таким образом, существует очень большой разброс G_N относительно среднего значения. Асимметрия большая и эксцесс значительный. Таким образом, распределение G_N отлично от нормального [4], а кривая распределения имеет отрицательную асимметрию, т.е. скошена влево. На рис. 1 представлена гистограмма распределения G_N.

Волноводные условия отмечены в 54 % времени. При этом преобладают короткоживущие волноводы, их продолжительность 1 ч. С увеличением продолжительности повторяемость уменьшается. Максимальное время жизни ПВ составило 57 ч. (рис. 2).

Анализ синоптического положения показал, что наиболее благоприятными синоптическими условиями для возникновения приводных волноводов (ПВ) являются малоградиентное поле повышенного давления при слабых ветрах с моря, антициклоническая циркуляция (однородная воздушная масса), а также развитие антициклонической деятельности за холодным фронтом. Наиболее длительные по времени и интенсивные ПВ отмечались в период после вторжения более прохладного и сухого воздуха. При этом уменьшились значения N на уровнях 2 и 20 м. В дальнейшем при прогреве и увлажнении нижних слоев определенное время в слое 20 м N оставались низкими, что и вызывало сверхкритическую рефракцию. В такой ситуации зафиксирован и минимальный вертикальный градиент.

Слои субрефракции – это слои, в которых происходит увеличение N с высотой. Они также существенно влияют на распростра-

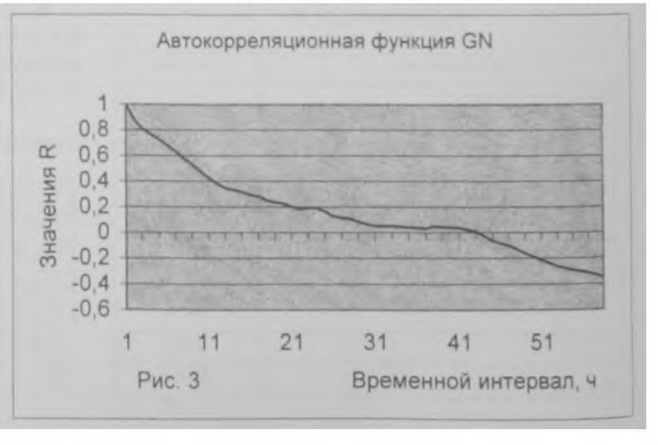


Рис. 3

нение УКВ, вызывая противоположный эффект. Общее время их существования составляет 17 %. Наибольшая продолжительность жизни такого слоя составила 21 ч. В рассматриваемом эксперименте субрефракционные слои отмечены в малоградиентном поле, независимо от направления ветра. Они зафиксированы также в период за 0,5- 1,5 ч до начала дождя и некоторое время после его начала, т.е. тогда, когда вышележащий слой более увлажнен.

В целом же 20-метровый слой очень изменчив, за короткий период волновод может смениться субрефракцией. Временная изменчивость G_N может быть проиллюстрирована графиком временной автокорреляционной функции (рис. 3). Из графика видно, что коэффициент корреляции постепенно убывает со временем, принимая значение $R>0,8$ в течение временного интервала до 3 ч.

Данные, представленные в работе, подтвердили и детализировали полученные ранее выводы.

Литература

1. Пространственно-временная изменчивость коэффициента преломления в районе Черного моря / Науч. руков. В.И. Слуцкий. Томск. 1977 119 с
2. Бин Б.Р., Даттон Е.Дж. Радиометеорология. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 362 с.
3. Наблюдения на гидрометеорологической сети СССР. Определение понятий гидрометеорологических элементов и оценка точности наблюдений. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 90 с
4. Исаев А.А. Статистика в метеорологии и климатологии. М.: Изд-во МГУ, 1988. 245 с.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИНВЕРСИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В Г. ПЕРМИ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПРОГНОЗА НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

А.С. Кожевников
Пермский государственный университет

В настоящее время для предотвращения высоких уровней загрязнения в крупных промышленных городах прогнозируются дни с неблагоприятными метеорологическими условиями (НМУ). Большинство исследователей сходятся на том, что инверсии и изотермии являются главным фактором, определяющим степень загрязнения атмосферы [1, 2]. Поэтому в целях прогноза НМУ важно знать повторяемость различных инверсий по сезонам года, повторяемость их мощности, интенсивности, высоты нижней границы.

Для исследования инверсионных слоев в г. Перми были использованы данные аэрологического зондирования атмосферы Пермского центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды в срок 03 ч СГВ за 5 лет (1997–2001 гг.). Исследовались инверсионные слои только в пограничном слое атмосферы до высоты поверхности AT_{850}.

Анализ повторяемости различных инверсий по сезонам года показал, что наибольшая повторяемость приземных инверсий наблюдается летом (70,6%), наименьшая – осенью и зимой (40,6 и 40,8% соответственно). Наибольшая повторяемость приподнятых инверсий наблюдается зимой и составляет 43,6%. Наименьшая – летом (8,4%). Такое «обратное» распределение инверсий, возможно, связано с тем, что летом, ночью, приземная инверсия обычно формируется к сроку 03 ч СГВ. Она не успевает разрушиться в нижнем слое, поэтому летом, как правило, наблюдаются либо приземные инверсии, либо безынверсионное состояние. Высокая повторяемость приподнятых инверсий летом характерна для срока 15 ч СГВ. Отсутствие радиозонда за 15 ч СГВ не позволило их выявить. Повторяемость приземных и приподнятых инверсий зимой примерно одинакова, в отличие от лета. Всего в среднем повторяемость приземных инверсий более чем в два раза превышает повторяемость приподнятых инверсий. В сумме повторяемость приземных и приподнятых инверсий составила 75,1%.

Приземные инверсии. Инверсий с мощностью меньше 100 м практически не наблюдалось, что скорее всего связано с плохой чувствительностью датчиков радиозонда. Зимой наблюдается наибольшая повторяемость мощных приземных инверсий (ΔH>500 м), что связано с сильным выхолаживанием приземного слоя в ночное время. В остальные сезоны отмечается наибольшая повторяемость высоты 300–400 м.

Наиболее интенсивные инверсии (ΔT>15,0 °С) наблюдались только зимой. Максимум повторяемости зимой приходится на интервал температур 5,1–10,0 °С и составляет 40,4%; весной и летом интенсивность инверсий приходится на интервал 2,1–5,0 °С и составляет 40,1 и 40,8% соответственно. Осенью наибольшая повторяемость наблюдается в интервале 5,1–10,0 °С (29,7%).

Приподнятые инверсии. Л.Р. Сонькин в своих работах указывает, что приподнятая инверсия с высотой нижней границы до 500 м оказывает наибольшее влияние на загрязнение воздуха в приземном слое воздуха от отдельных источников и групп источников при расположении предприятий за пределами городской черты [2].

Как показал анализ данных, повторяемость высоты нижней границы (НГ) приподнятой инверсии >500 м является наибольшей во все сезоны. Во все сезоны велика повторяемость высоты НГ 300–400 м с максимумом повторяемости летом (41,4%).

Наиболее интенсивные приподнятые инверсии (ΔT>15,0 °С), как и в случае приземных инверсий, наблюдались только зимой. Однако от распределения интенсивности приземных инверсий распределение приподнятых отличается тем, что максимум повторяемости сместился в сторону меньшей интенсивности. Летом наблюдается максимум повторяемости малоинтенсивных инверсий (0–1,0 °С) – 72,4%.

Эффективность инверсий. По методике, предложенной А.В. Назаренко, была рассчитана эффективность задерживающих слоев по данным радиозондирования за указанный период.

Инверсии различной интенсивности по-разному влияют на вертикальные движения в атмосфере. В этих случаях вертикальный градиент температуры не может служить в качестве показателя, так как, во-первых, при одинаковых его значениях задерживающие слои могут быть и значительными, и слабыми (γ= –1,0 С/100 м при ΔH=100 м и ΔT=1,0 °С и при ΔH=1000 м и ΔT=10,0 °С), во-вторых, при больших отрицательных значениях градиента температуры инверсия может быть слабой, а при относительно малых

Таблица 1

Среднемесячные значения коэффициента эффективности задерживающих слоев Э в г. Перми (°С·100 м), его среднее квадратическое отклонение σ (°С·100 м) и коэффициент вариации Cv

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Э	19,5	21,3	7,0	8,6	7,9	7,7	8,3	5,6	7,2	5,0	22,9	35,0	13,4
σ	29,1	24,2	8,8	8,1	6,6	6,4	5,1	4,4	6,1	4,9	29,4	45,4	22,4
Cv	1,49	1,14	1,26	0,95	0,84	0,84	0,62	0,79	0,84	0,98	1,28	1,30	1,66

– очень значительной (γ = –4,0 С/100 м при ΔН = 50 м и ΔТ = 2,0 ° С, а γ=0,67° С/100 м при ΔН=300 м и ΔТ=2,0° С) [1].

В своей методике [1] А.В. Назаренко предложил ввести следующие градации эффективности задерживающих слоев:

1) Э < 10,0·100 м – малоэффективные задерживающие слои, не приводящие к существенным изменениям режима атмосферы;

2) 10,0 ≤ Э ≤ 50,0 °С·100 м – эффективные задерживающие слои, оказывающие влияние на метеорологический режим атмосферы;

3) Э > 50,0 °С·100 м – очень эффективные задерживающие слои, в подавляющем большинстве случаев приводящие к формированию густой дымки, мглы, тумана и к высоким концентрациям загрязнения атмосферы, эти слои исключают всякий вертикальный перенос различных субстанций.

Нами в работе рассчитана эффективность только тех инверсий и изотермий, которые начинаются в пределах пограничного слоя атмосферы (точнее, до высоты поверхности $АТ_{850}$). Если нижняя граница приподнятой инверсии или изотермии расположилась ниже поверхности $АТ_{850}$, то расчет эффективности производился и при этом рассчитывалась эффективность до верхней границы задерживающего слоя, а не до уровня $АТ_{850}$. В случае приземной инверсии с мощностью, превышающей высоту $АТ_{850}$, расчет производился аналогично. Если до высоты рассматриваемого уровня наблюдалось несколько задерживающих слоев, не связанных между собой, то их эффективность суммировалась только в том случае, если высота нижней границы инверсии (изотермии) не превышала 500 метров.

Результаты статистической обработки ряда коэффициента эффективности свидетельствуют о том, что эффективность инверсий и изотермий подвержена значительным временным колебаниям (табл. 1). Так как коэффициент эффективности является комплексным показателем, то его изменения отражают влияние наиболее существенных факторов, определяющих режим задерживающих слоев [1].

Среднее полученного ряда 13,4 °С·100 м, это значит, что в среднем наблюдаются эффективные задерживающие слои. Средние квадратические отклонения коэффициента эффективности довольно велики и в пяти месяцах и за год даже превышают средние значения. Это связано с тем, что использовался ряд срочных, не осредненных за какой-либо период, значений эффективности.

Коэффициент эффективности имеет хорошо выраженный годовой ход. Самые высокие средние значения его наблюдались с ноября по февраль, с максимумом в декабре (35,0 °С·100 м). К марту отмечалось резкое снижение эффективности, которое сохранилось вплоть до октября. Минимальное значение средней эффективности отмечено в октябре (5,0 °С·100 м). Высокая эффективность задерживающих слоев зимой объясняется радиационным выхолаживанием в ночные часы при антициклональной погоде. Годовая амплитуда коэффициента Э составила 30,0 °С·100 м.

Анализ повторяемости задерживающих слоев различной эффективности по сезонам и за год (табл. 2) показал, что во все сезоны и в целом за год наблюдается наибольшая повторяемость малоэффективных инверсий, максимум повторяемости которых отмечается весной и составляет 69,3%. Наибольшая повторяемость эффективных и очень эффективных инверсий характерна для зимы (33,7 и 17,1% соответственно). Повторяемость эффективных задерживающих слоев во все сезоны примерно одинакова и составляет около трети всех случаев.

Таблица 2

Повторяемость задерживающих слоев различной эффективности, %

Сезон	Эффективность задерживающих слоев, °С·100 м		
	<10	10–50	>50
Зима	49,2	33,7	17,1
Весна	69,3	30,4	0,3
Лето	67,0	33,0	0,0
Осень	66,9	25,0	8,1
Год	64,2	30,9	5,0

Абсолютный максимум коэффициента эффективности (175,2 °С·100 м) зарегистрирован 7 декабря 2000 г. В этот день отмечалась приземная инверсия мощностью 1200 м и интенсивностью 20,4 °С, которая образовалась в малоградиентном поле повышенного давления.

Синоптические процессы оказывают значительное влияние на распределение эффективности задерживающих слоев. Были проанализированы синоптические ситуации, при которых наблюдаются очень эффективные задерживающие слои (Э>50 °С·100 м). Всего отмечено 46 таких случаев. В результате анализа было выявлено, что чаще всего очень эффективные задерживающие слои наблюдаются в холодный период года, в периферии и гребнях антициклона (18 случаев), центральной части антициклона (9 случаев), малоградиентном поле повышенного давления (8 случаев).

Полученные в данной работе результаты рекомендованы к использованию в Пермском центре по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды для прогноза неблагоприятных метеорологических условий как в целом по городу, так и для отдельных источников.

Литература

1. Назаренко А.В. Эффективность инверсий температуры и их влияние на загрязнение атмосферы // Труды ГГО. 1992. Вып. 539. С. 86–95.
2. Сонькин Л.Р. Синоптико-статистический анализ и краткосрочный прогноз загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 224 с.

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. ГОРНО-АЛТАЙСКА

Н.А. Кочеева, А.И. Эгисман
Горно-Алтайский государственный университет

В настоящее время значительно участились климатические катастрофы, что подтверждается различными СМИ, статистическими отчетами МЧС и научными исследованиями. Эти события вызывают сочувствие к пострадавшим людям и заставляют задуматься о положении дел в этой области на нашей территории.

Горный Алтай в целом и город Горно-Алтайск, в частности, относительно благополучная территория в плане чрезвычайных ситуаций природного характера. Однако и нас не обошли стороной климатические изменения.

В связи с тем, что в городе вместе с окрестностями проживает почти треть населения (с учетом студентов и новостроек), свои исследования мы начали именно с самого крупного урбанизированного пункта РА.

Природно-климатические условия характеризуются множеством характеристик, но на комфортность и стоимость жизни людей большое значение оказывает температурный режим. Именно с температурного показателя мы и начали свои исследования.

Проведенный предварительный анализ показал, что наибольшие изменения температуры происходят в холодный период года – с октября по март. За период наблюдения с 1968 по 2002 г. отклонения среднедекадных температур от нормы в период с апреля по сентябрь составляют единицы, тогда как в холодный период это количество возрастает до сотни декад. На данном этапе мы считаем целесообразным использование показателя средней температуры декады, принятого в методиках гидрометеорологических наблюдений.

На рисунке приводится распределение аномальных декад по месяцам холодного периода. Хорошо видно, что октябрь, апрель и май характеризуются почти стабильным температурным режимом, тогда как ноябрь и март дают значительные его колебания. Самыми градиентными месяцами являются декабрь, январь и февраль.

Таким образом, к имеющимся факторам дискомфортности: низким температурам, дефициту света добавляется высокая изменчивость температурного и ветронапорного режима. В некоторые годы перепады температур января составляли около 30 °С. В недавнем прошлом такие явления тоже наблюдались. Характерной чертой исследуемого периода является то, что 75% температурных отклонений приходятся на аномально высокие температуры. В декабре и январе количество отклонений средней декадной температуры в сторону увеличения в три раза превышает количество декад с отрицательными значениями отклонений, в феврале – в восемь раз, в марте – в пять раз. Приведенный анализ позволяет говорить

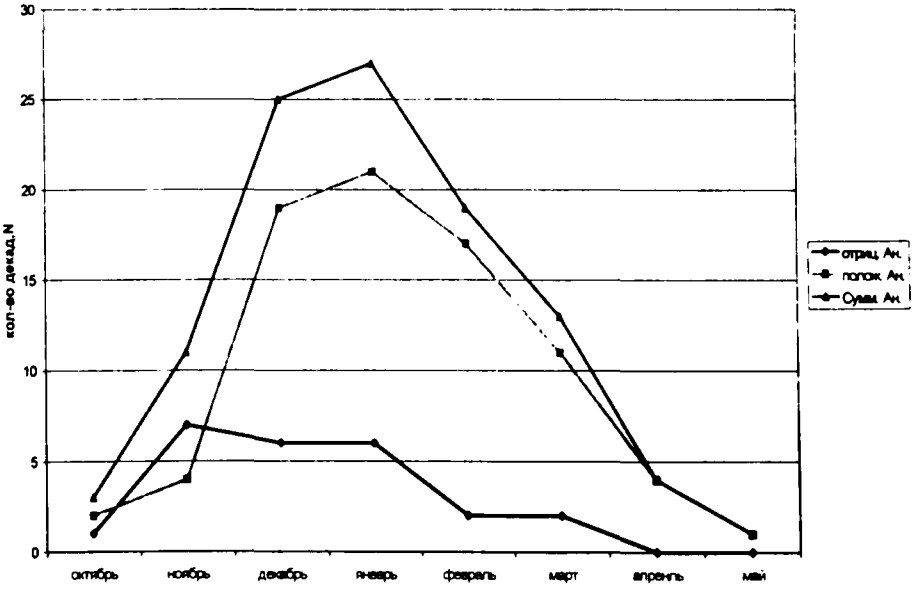


Рис. 1. Распределение декад с аномальными температурами в холодный период года

о существенном потеплении холодного периода года на территории города и его окрестностей.

Обращает на себя внимание характер временного распределения количества аномальных декад. Из тех наблюдений, что имеются в нашем распоряжении, видно, что 3 зимних месяца всегда отличались низкими температурами. Были и отклонения температур от средних многолетних в одну и другую сторону (рис. 1).

До середины 80-х годов количество таких отклонений не превышало три декады в полгода. Кроме того, октябрьских, мартовских и апрельских отклонений не было зафиксировано на территории города и окрестностей. Начиная с 1989 г. количество декад со средними температурами выше и ниже нормы существенно возрастает и достигает 7–8 декад.

На особом месте стоит зима 2001/02 г. Это самая теплая зима за весь период наблюдений. Несмотря на это отмечено повреждение древесины и почек ягодных кустарников и плодовых деревьев. Плодовые деревья, сохранившиеся после существенных (до –46 °С) заморозков января 2001 г. (был средний снежный покров), не пережили самую теплую зиму. Причина в практически отсутствовавшем снежном покрове (в январе–феврале 2002 г. отмечена самая маленькая высота снежного покрова с 1970 г.) и резких перепадах температур.

Необходимо подчеркнуть, что с экологической точки зрения данная ситуация не вселяет оптимизма. Кратковременные, но частые резкие понижения температуры воздуха приводят к снижению комфортности климатических условий проживания. Общая тенденция к повышению зимних температур провоцирует снижение качества жилья в целом и его теплоизоляции, особенно в частном секторе. Аномальное повышение зимних температур в городских условиях ведет к образованию гололеда на дорогах, что повышает аварийность и травматизм. Первая декада января 2002 г. – яркое подтверждение сказанному: 1.01, 4.01, 6.01, 9.01, 10.01 – дождь, гололед. Средняя температура первой декады января –3,5°, что на 12° выше нормы.

Проведенная работа позволяет предположить дальнейшую дестабилизацию температурного и ветрового режима в холодную часть года. Однако на фоне общего среднего потепления будут проявляться резкие частые похолодания с температурами существенно ниже нормы. Такой характер будет иметь помесячный и годовой режим хода температур. Одна зима будет похожа на другую только наличием резких скачков температуры.

ОСОБЕННОСТИ ВЕТРОВОГО РЕЖИМА САРАТОВА

С.Н. Лапина, Г.А. Пужлякова, Л.М. Фетисова
Саратовский государственный университет

Атмосферный воздух является одной из основных составляющих окружающей среды. Для решения задач управления ее качеством необходимо изучение процессов формирования уровня загрязнения и его изменения под влиянием метеорологических факторов. Ветер – одна из наиболее изменчивых величин, оказывающих существенное влияние на уровень концентраций и распространение примесей вредных веществ [1, 2].

Общая циркуляция атмосферы обусловливает преобладание в Саратове в течение года северо-западного, западного и южного ветра. Средняя за год скорость ветра 4,4 м/с, годовой ход скорости выражен достаточно хорошо. Наименьшая скорость наблюдается в теплое время года, наибольшие среднегодовые скорости ветра отмечаются при западных, юго-западных ветрах и составляют 5,4 и 5,3 м/с соответственно. Среднегодовая повторяемость штилей равна 9%, хотя повторяемость их от года к году меняется.

Характеристики ветра приведены по одной из трех метеостанций города – метеостанции Саратов, ЮВ, расположенной на северо-западной окраине города с абсолютной отметкой метеоплощадки 120 м. Ее данные считаются климатической нормой и используются для расчета различных показателей, в том числе и для оценки рассеивания и накопления примесей в атмосфере города [3].

В действительности поле ветра в разных районах города имеет сложную структуру, обусловленную рельефом местности и градостроительной освоенностью.

Саратов расположен на правом крутом берегу Волги в условиях сложного рельефа. Перепад высот составляет 250 м. Основная территория города расположена в котловине, имеет ступенчатое строение и постепенно спускается к Волге.

Особенности ветрового режима города можно обнаружить, сравнив результаты наблюдения за ветром на трех метеостанциях.

На метеостанции Саратов АМСГ, расположенной на северной окраине города на правом возвышенном берегу Волги с абсолютной высотой 160 м, преобладающими ветрами, как и на метеостанции Саратов, ЮВ являются северо-западные, западные и южные, но происходит резкое перераспределение этих направлений от зимы к лету. Кроме того, роза ветра приобретает еще более выраженную асимметрию при скоростях 6 м/с и более, повторяемость которых на АМСГ Саратов в 2 раза больше, чем на других метеостанциях.

На метеостанции Саратов, Южный, расположенной на юго-восточной окраине города на открытой со стороны Волги площадке с абсолютной отметкой 83 м, свой ветровой режим. Здесь с равной вероятностью (12–16%) наблюдаются ветры северо-восточного, восточного, юго-западного, западного, северо-западного направлений.

Особенность местоположения метеостанции – открытость со стороны обширной акватории Волгоградского водохранилища, определенная конфигурация береговой линии обусловливают значительную повторяемость восточных, северо-восточных ветров, в то время как на других метеостанциях их меньше.

Еще более убедительно динамическое влияние города на деформацию ветрового потока можно подтвердить, рассмотрев структуру ветра на ПНЗ, расположенных в разных районах города.

На каждом из шести пунктов наблюдений во все сезоны года наблюдается свой ветровой режим, отличный от фонового (Саратов АМСГ), обусловленного лишь атмосферной циркуляцией и не возмущенного городским ландшафтом (рис. 1). Так на ПНЗ-5 ветры имеют два четко выраженных направления – юго-восточное и северное, совпадающее с направлением улиц Московской и Октябрьской, на пересечении которых расположен этот пункт. Эти улицы создают эффект аэродинамической трубы, и штили здесь наблюдаются лишь в 5% случаев зимой и в 12% летом.

На ПНЗ-7, расположенном в районе основного воздуховода города, проходящего по наиболее низким отметкам, штили отсутствуют совсем, а роза ветра имеет два четко выраженных преобладающих направления – северо-западное и юго-восточное, которые совпадают с направлением пр. 50 лет Октября. Скорости ветра на этом пункте превышают 4 м/с в 21% случаев зимой и в 12% – летом.

На ПНЗ-8 роза ветра имеет выраженную асимметрию в направлении север-юг, совпадающую с направлением крупных автомагистралей, что приводит к увеличению повторяемости преобладающих направлений ветра во все сезоны года. Подобное имеет место и на других ПНЗ.

На ПНЗ-2 и 6, расположенных среди плотной застройки, происходит значительное ослабление ветра, что проявляется прежде всего в увеличенной повторяемости штилей (летом до 25–39%). Влияние ориентации улиц на изменение ветрового потока на этих пунктах прослеживается в меньшей степени, тем не менее существуют различия в распределении направлений ветра относительно реперной станции (Саратов АМСГ), особенно проявляющиеся при слабых фоновых ветрах в малоградиентных полях.

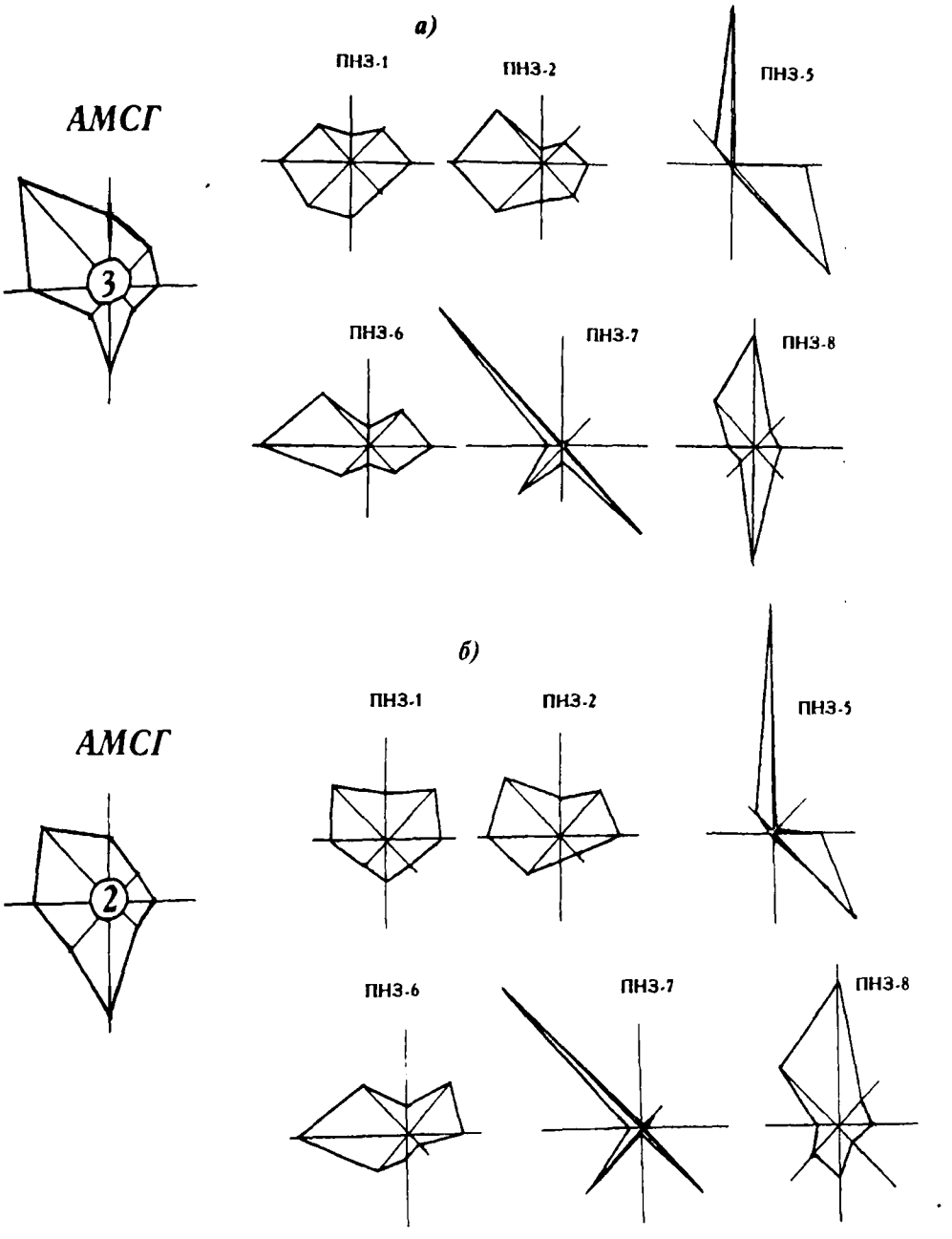


Рис. 1. Повторяемость направлений ветра и штилей на АМСГ и отдельных ПНЗ зимой (*а*) и летом (*б*), %

Таблица 1

Повторяемость скоростей ветра на ПНЗ в разные сезоны, %

Пункты	Скорость ветра, м/с									
	0		1		2–3		4–5		более 6	
	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето
АМСГ Саратов	3	2	3	4	26	34	32	35	36	25
ПНЗ-1	3	4	18	21	40	46	28	24	11	5
ПНЗ-2	37	39	27	20	28	35	7	5	1	1
ПНЗ-5	5	12	20	29	57	46	14	12	4	1
ПНЗ-6	18	25	31	38	39	35	10	2	2	0
ПНЗ-7	0	1	34	52	45	35	15	10	6	2
ПНЗ-8	10	26	40	40	44	30	5	3	1	1

Город ослабляет ветер почти повсеместно. Скорость ветра в городе тесно связана с абсолютной высотой и плотностью застройки вокруг пункта наблюдения, поэтому влияние города на скорость ветра в различных районах проявляется по-разному. На АМСГ Саратов преобладающая скорость ветра в 60–70% случаев составляет 4–6 м/с и более, а вероятность штилей не превышает 3%. Внутри города повторяемость скоростей более 4 м/с значительно сокращена (на ПНЗ-2 и 8 более чем в 10 раз). Скорости, равные или превышающие 6 м/с на разных ПНЗ, отмечаются в 1–6% случаев, и только на ПНЗ-1 их вероятность в разные сезоны составляет 5–11%.

Коэффициенты ослабления ветра, рассчитанные на разных ПНЗ, свидетельствуют о том, что на некоторых пунктах (ПНЗ-5, 7) достаточно велика повторяемость ослабления ветра более чем на 60%, хотя при определенных направлениях ветер ослабевает менее чем на 40% от скорости невозмущенного потока. В 13% случаев ослабления ветра практически не происходит. На ПНЗ-2 это имеет место лишь в 5% случаев. Кроме того, слабые фоновые ветры (до 2 м/с) в некоторых районах могут даже усиливаться. Так, на ПНЗ-1 это происходит в 11, на ПНЗ-7 – в 4, на остальных пунктах – в 1–2% случаев. Усиление ветра чаще всего наблюдается на тех ПНЗ, где устойчиво выражены преобладающие направления.

Проведенное исследование позволяет дать оценку влияния урбанизированной территории на воздушный поток, что может быть использовано при разработке и совершенствовании градостроительной концепции.

Литература

1 Безуглая Э.Ю. Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения воздуха городов. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 184 с.

2 Ландсберг Г.Е. Климат города. Пер. с англ. / Под ред. А.С. Дубова. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 247 с.

3 Климат Саратова / Под ред. д-ра геогр. наук Ц.А. Швер. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 150 с.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ АГРОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕСУРСОВ КОТЛОВИН АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

Т.Д. Модина, М.Г. Сухова
Горно-Алтайский государственный университет
Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул

Межгорные котловины – это основные районы земледелия на Алтае и в Саянах. Они представляют собой своеобразные морфолого-ландшафтные комплексы. Общими чертами межгорных котловин являются удаленность от морских бассейнов, расположение в центральной части материка в пределах одной горной страны, преобладание степных ландшафтов. В то же время широтное, секторное, высотное положение, степень орографической замкнутости, особенности морфометрии, новейшей истории развития местных климатических условий, флористического состава растений создают индивидуальные отличия каждой котловины.

На Алтае котловины находятся в Центральном и Юго-Восточном Алтае. К котловинам Центрального Алтая относятся Урсульская, Уймонская, Канская, Абайская Катандинская. Абсолютная высота днищ этих котловин от 800 до 1300 м. В Юго-Восточном Алтае находятся Курайская и Чуйская котловины, с абсолютными высотами их днищ 1500–1900 м. В котловинах Алтая превышение склонов над днищами изменяется от 1200 до 2000 м. Все котловины Алтая относительно небольшие, лишь Чуйская котловина имеет длину 70 км, ширину 40 км. К северу от Алтая между Горной Шорией, Салаирским кряжем и Кузнецким Алатау более чем на 300 км вытянута в меридиональном направлении Кузнецкая котловина, абсолютная высота днища которой от 200 до 350 м, превышение склонов над днищем – 400–600 м.

В отличие от котловин Алтая в Саянах котловины очень крупные по размерам, имеют небольшую высоту днищ над уровнем моря (200–500 м) и различаются по широтному положению (от 50 до 57° с.ш.). На севере расположена Назаровская котловина, на юге – Тувинская.

Лесостепные ландшафты на обыкновенных и южных черноземах преобладают в Уймонской, Катандинской и Минусинской котловинах; сухостепные ландшафты на южных черноземах и темно-каштановых почвах распространены в Урсульской, Канской, частично в Минусинской и Тувинской котловинах; полупустынные ландшафты на светло-каштановой почве находятся в Чуйской, Курайской и на юге Тувинской котловин. Широтное положение и морфометрические показатели оказывают существенное влияние на агроклиматические ресурсы котловин. Известно, что агроклиматические ресурсы оцениваются количеством света, тепла и влаги. Приход фотосинтетическиактивной радиации за вегетационный период в котловинах 2,5–3,4 млрд ккал/га. Теоретически возможные уровни урожайности при 2%-ном использовании ФАР составляют для зерновых 40–55 ц/га, для картофеля 275–325 ц/га, зеленой массы силосных культур 550–650 ц/га. Однако уровень реально возможного урожая кроме ФАР определяется ресурсами тепла, влаги, плодородием почв и культурой земледелия.

В распределении тепла и влаги важно учитывать климатические особенности сезонов года. Зимой над юго-восточной территорией Алтая и Саянами действует Монгольский антициклон. Над обширными котловинами активизируется местный антициклогенез, поэтому происходит очень интенсивное выхолаживание воздуха и абсолютный минимум достигает –60 °С. Развитие Азиатского антициклона в редких случаях допускает распространение циклонической циркуляции, с чем и связана малоснежность и морозность зим на рассматриваемой территории. За зимние месяцы с ноября по март в большинстве котловин выпадает около 20% осадков от годовой нормы. Средняя высота снежного покрова изменяется от 5 до 20 см, в Тувинской котловине снег часто отсутствует. Более снежными являются северные котловины – Назаровская и Кузнецкая, где высота снежного покрова 15–40 см.

Продолжительность зимы (т.е. периода с температурой ниже 0 °С) – 180–200 дней. Наиболее длинная зима – в котловинах Юго-Восточного Алтая. Во всех котловинах зима отличается суровостью погоды. Средняя температура января лишь в Назаровской и Кузнецкой котловинах – 18–(19) °С, в остальных котловинах от –20 до –34 °С. Наибольшей суровостью зимы отличается климат Чуйской и Тувинской котловин (табл. 1). В этих котловинах промерзание почвы распространяется глубже 3,2 м, и промерзший слой смыкается с вечной мерзлотой. С переходом средней суточной температуры через 0 °С начинается весна. В зависимости от высоты днищ котловин сроки наступления весны растянуты от начала до конца апреля.

Массовые выходы теплого воздуха из Ирана и Средней Азии ускоряют разрушение Азиатского антициклона. Выпадение осадков связано с циклонами полярного фронта. Короткие, но интенсивные фронтальные явления выражаются в усилении ветра, образовании облачности и выпадении осадков. Над Алтаем происходит обострение фронтальных циклонов. Однако в Восточную Сибирь циклоны приходят в окклюдированном состоянии, поэтому в Минусинской и Тувинской котловинах весна очень сухая. Вероятность сухих месяцев от 65 до 99%. Происходит интенсивная потеря почвой продуктивной влаги.

В мае чередование холодных вторжений с севера и выносов тепла обусловливает большую изменчивость

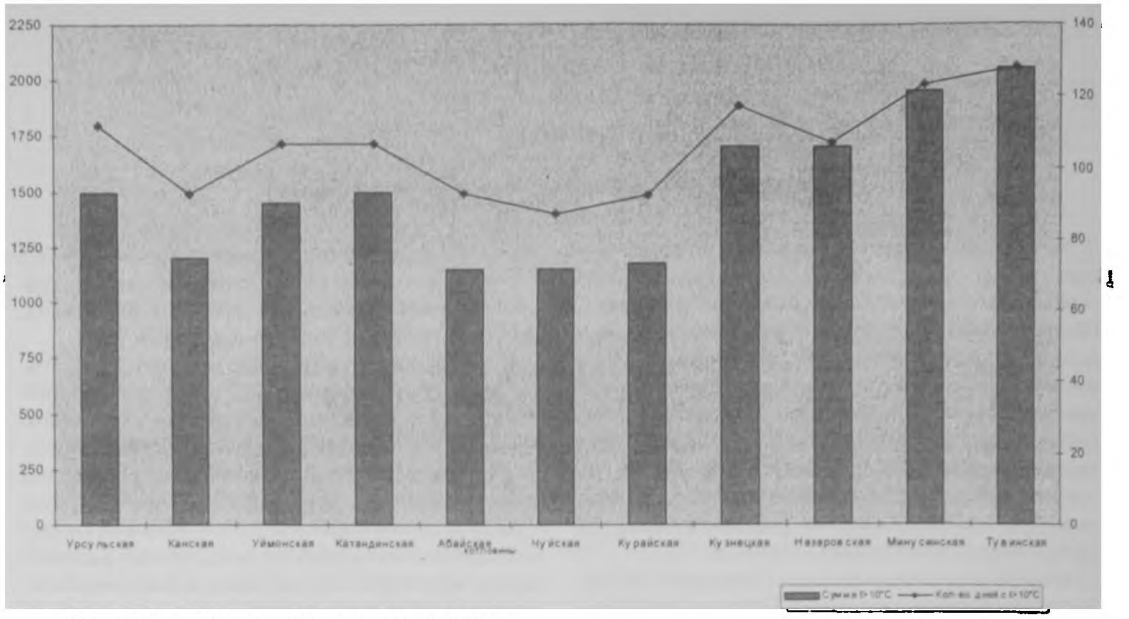


Рис 1 Теплообеспеченность котловин Алтая и Саян

погоды. Заморозки на почве и в воздухе бывают до конца мая.

Летом с установлением над материками барической депрессии вырастает значение западного переноса. Циклоническая деятельность усиливается, фронтальные разделы обостряются. На холодных участках фронтов, приходящих с запада, наблюдается образование волновых возмущений, сопровождающихся пасмурной погодой с перемежающимися интенсивными осадками. При стабилизации полярного антициклона над Западной Сибирью циклоническая деятельность прекращается и устанавливается или жаркая, или прохладная сухая погода. Наиболее характерна жаркая сухая погода для Минусинской и Тувинской котловин. Средняя температура июля в этих котловинах 19–20 °С, в дневные часы обычно бывает 30 °С и более. В котловине Горного Алтая этот показатель составляет 13–16 °С с дневным максимумом 23–25 °С.

Начало осени обнаруживается в быстром падении температур. Обычно это третья декада августа. В конце августа ночные заморозки, вызванные вторжением арктического воздуха, быстро прекращают вегетацию большинства растений. В октябре развивается азиатский антициклон и завершается переход к зимней циркуляции.

Теплообеспеченность определяет потенциальные природные ресурсы сельского хозяйства. Они обусловливают набор сельскохозяйственных культур по их требованиям к теплу. Термические ресурсы обычно характеризуются суммами положительных температур за период активной вегетации растений в воздухе и в почве и продолжительностью безморозного периода. За показатель теплообеспеченности вегетационного периода котловин принята годовая сумма температур выше 10 °С или сумма активных температур (рис. 1). Сумма активных температур в котловинах Алтая изменяется от 1100 до 1600 °С, в котловинах Саян соответственно от 1600 до 2100 °С. Продолжительность периода с активными температурами в котловинах Алтая – от 85 до 115 дней, в Саянах – от 105 до 130 дней Аналогичная закономерность прослеживается и в распределении продолжительности безморозного периода, которая на Алтае составляет от 50 до 90 дней, в Саянах – от 105 до 125 дней.

В котловинах Саян обеспечены теплом на 90% лет среднеранние культуры, т.е. средние и поздние сорта пшеницы, зернобобовых, сахарной свеклы, картофеля и других овощей. В Кузнецкой, Назаровской и Минусинской котловинах почти ежегодно обеспечены теплом все сорта озимой ржи, овса, ячменя, гречихи, гороха, льна, раннеспелые сорта мягкой и твердой яровой пшеницы, картофеля.

В Урсульской, Уймонской и Катандинской котловинах теплом обеспечены ранние сорта яровых зерновых на 60–70% лет. В Канской и Абайской котловинах обеспеченность ранних яровых культур составляет 50%. В Курайской и Чуйской котловинах могут вызревать овощи с очень коротким периодом вегетации, холодостойкие и морозоустойчивые, и комовые травы. Теплообеспеченность котловин Алтая несколько повышается за счет теплового содержания почв. Почвы обеспечены суммами активных температур в пахотном горизонте на 400–800 °С больше, чем воздух.

Влагообеспеченность сельскохозяйственных растений при достаточном количестве света и тепла определяет их продуктивность. Для оценки условий влагообеспеченности широко применяются показатели увлажнения, учитывающие соотношение сумм осадков и испаряемости. По значениям коэффициента увлажнения, во всех котло-

Таблица 1

Основные агрометеорологические показатели

Показатели	КОТЛОВИНЫ АЛТАЯ							КОТЛОВИНЫ САЯН			
	Урсульская	Канская	Уйонская	Катандинская	Абайская	Чуйская	Курайская	Кузнецкая	Назаровская	Минусинская	Тувинская
Высота днища у м, м	850–900	1100–1200	850–1000	900–950	1000–1300	1700–1800	1500–1600	200–350	200–300	200–300	500–700
Σt>10 °C	1400–1600	1100–1300	1400–1500	1450–1550	1100–1200	1100–1200	1100–1250	1600–1800	1650–1750	1900–2000	2000–2100
t января, °C	-22 – (-23)	-19 – (-20)	-23 – (-25)	-23 – (-24)	-9 – (-20)	-30 – (-32)	-28 – (-30)	-18– (-19)	-18 – (-19)	-20 – (-21)	-32 – (-34)
t июля, °C	16–17	13–14	15–16	15–16	13–14	13–14	13–14	17–18	18–18.5	19–20	19–20
Безморозный период, дни	75–90	55–65	85–95	80–90	50–60	50–60	55–65	110–115	105–110	115–120	120–125
Осадки, мм	250–300	250–300	450–500	350–400	500–550	100–150	150–200	400–450	370–400	310–320	200–220
Баланс увлажнения	-390– (-400)	-220–(-240)	-115–(-120)	-115–(-120)	-115– (-120)	-500–(-520)	-480– (-500)	-280–(-300)	-310–(-320)	-310–(-320)	-470–(-480)
Вероятность сухих лет, КУ<0,33%	20–25	20–30	15–20	15–20	15–20	75–80	70–75	15–20	15–20	20–30	70–75
Коэф атм увл, год	0,6–0,7	0,5–0,6	0,7–0,8	0,6–0,7	0,9–1,0	0,1–0,2	0,2–0,3	0,7–0,8	0,45–0,5	0,45–0,5	0,25–0,3
Кол-во дней с t>10 °C	110–115	90–95	105–110	105–110	90–95	85–90	90–95	115–120	105–110	120–125	125–130
Кол-во дней с t>0 °C	190–195	180–185	185–190	185–190	180–185	200–205	190–200	180–190	185–195	180–185	185–190

винах Алтае-Саянской горной страны проявляется различная степень засушливости, а в Чуйской, Курайской и Тувинской – сухостои (табл. 1).

В зависимости от количества выпавших осадков изменчивость содержания продуктивной влаги в почве составляет 60–80%. В засушливые и сухие годы недостаток влаги в почве нарушает биологический и минеральный баланс, что ослабляет процессы роста, резко снижает урожайность, иногда приводит к гибели посевов.

Оптимальное обеспечение возделываемых культур в течение всего вегетационного периода в котловинах с сухим климатом возможно лишь в условиях орошения, так как горные котловины очень уязвимы в экологическом отношении. Чтобы полностью исключить отрицательные последствия орошения, необходимо выполнение комплекса природоохранных мероприятий в сочетании с высокой культурой земледелия.

ЭТАЛОННЫЕ ПОЛЯ ДАВЛЕНИЯ КОНТРАСТНЫХ ПО ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТИ ДЕКАД ВЕГЕТАЦИОННОГО ПЕРИОДА

С.В. Морозова, Е.А. Полянская, Г.А. Пужлякова
Саратовский государственный университет

Засухи наносят огромный ущерб народному хозяйству страны. Особенно это актуально для засушливых регионов, каким является Саратовская область. Избыточное увлажнение – также нежелательное явление для сельского хозяйства, так как затрудняет созревание и уборку, отрицательно влияет на качество зерна.

Безусловно, весь вегетационный период не бывает полностью засушливым или полностью увлажненным. Обычно влажные и сухие декады произвольно чередуются. Прогноз погодных условий вегетационного периода в целом не устраивает аграриев, поэтому целесообразно разрабатывать методы, позволяющие детализировать погодные условия периода роста и развития растений. Для устранения субъективизма и сокращения затрат времени на прогноз представляется необходимым автоматизировать как можно большее число этапов их составления, что достигается путем создания автоматизированных технологий.

На первом этапе разработки информационной технологии необходимо провести объективный анализ с целью создания классификации контрастных по влагообеспеченности декад.

В настоящей работе предпринята попытка объективно определить синоптические условия возникновения контрастных по условиям увлажнения декад вегетационного периода. В вегетационный период вошли месяцы с апреля по сентябрь и для каждой декады каждого месяца определилась степень увлажнения.

Степень увлажнения каждой декады рассчитывалась с помощью критерия засушливости Д.А. Педя *Si* (τ) [1] по формуле

$$Si(\tau) = \frac{\Lambda T}{\sigma_T} - \frac{\Lambda R}{\sigma_R},$$

где i – пункт; $\Delta T = T - T_n$ – декадная аномалия температуры; $\Delta R = R - R_n$ – декадная аномалия осадков; σ – среднее квадратическое отклонение; τ – время.

Если $Si < 0$, то имеет место нормальное увлажнение, если $Si > 0$, то засушливость.

Исследовалось 360 декад вегетационного периода за 1986–2001 гг., из которых 55% были засушливыми, а 45% – нормально увлажненными.

При дальнейшем анализе для более четкого разделения двух контрастных по влагообеспеченности периодов выбирались декады с $Si \geq 3$ и $Si \leq -3$.

Для каждой из выбранных декад определялось эталонное поле – то фактическое поле выборки, которое ближе по расстоянию ко всем остальным полям класса (декады), и, следовательно, наиболее информативно описывает все поля, входящие в неё. Каждое поле декады представлялось ежедневными данными о давлении воздуха на уровне моря на территории, ограниченной параллелями 70° и 40° с.ш. и меридианами 30° з.д. и 70° в.д. с шагом по широте и долготе 5°. Множество полей каждой декады выглядит следующим образом:

$$X = \{X(z)\} = (X(1), X(2), \ldots, X(k)),\ 1 < z < k,$$

где k – число дней в декаде; X(k) – конкретное поле из архива, представленное в виде матрицы

$$\begin{vmatrix} x_{11} & x_{12} & \ldots & x_{1n} \\ x_{21} & x_{22} & \ldots & x_{2n} \\ \ldots & \ldots & \ldots & \ldots \\ x_{m1} & x_{m2} & \ldots & x_{mn} \end{vmatrix},$$

где x_{mn} – значение давления в узле регулярной сетки; m – число параллелей, m = 1,7; n – число меридианов, n = 1, 21.

Для определения эталонных полей применен подход, основанный на статистической оценке минимальных расстояний между барическими полями по формуле

$$C(i,p) = \frac{1}{q}\sqrt{\sum_{j=1}^{q}(x(i,j) - x(p,j))^2},$$

где $C(i,p)$ – параметр близости (удаленности) между i-м и p-м барическими полями; $x(i,j)$, $x(p,j)$ – давление в j-й точке i-го и p-го полей; k – число полей в декаде; q – число узлов регулярной сетки.

По формуле

$$Q(i) = \frac{1}{k}\sum_{p=1}^{k} C(i,p)$$

определялось подобие i-го поля со всеми остальными. Наименьшее значение $Q(i)$ указывает, что i-е поле наиболее информативно описывает все p-поля и поэтому его можно считать эталоном для этих полей. Таким образом определено эталонное поле для каждой декады.

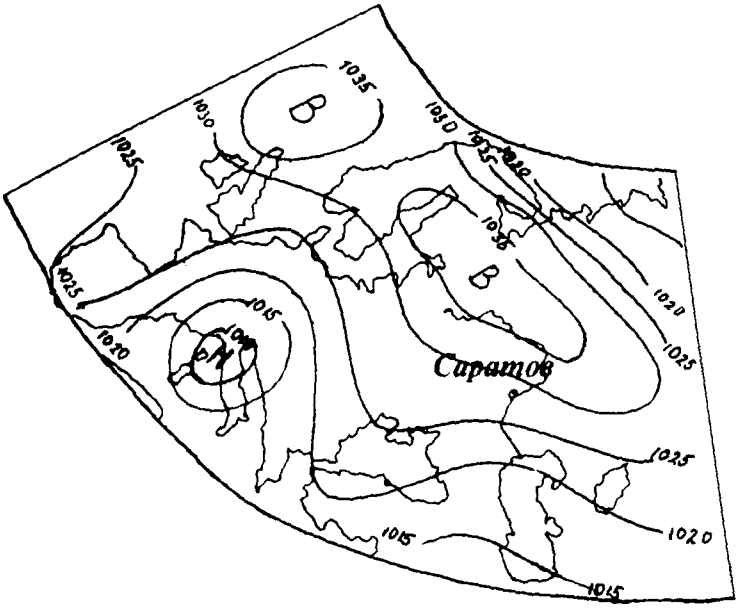


Рис 1 Давление воздуха на уровне моря 23 апреля 1995 г.

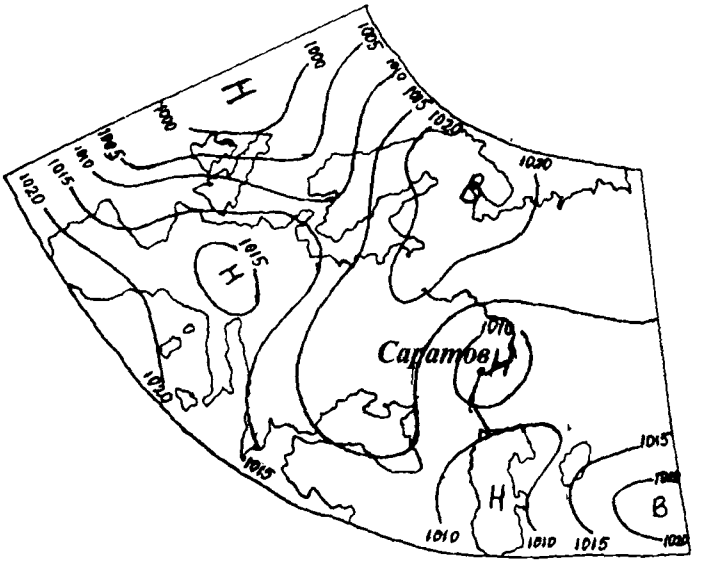


Рис 2 Давление воздуха на уровне моря 9 мая 1994 г.

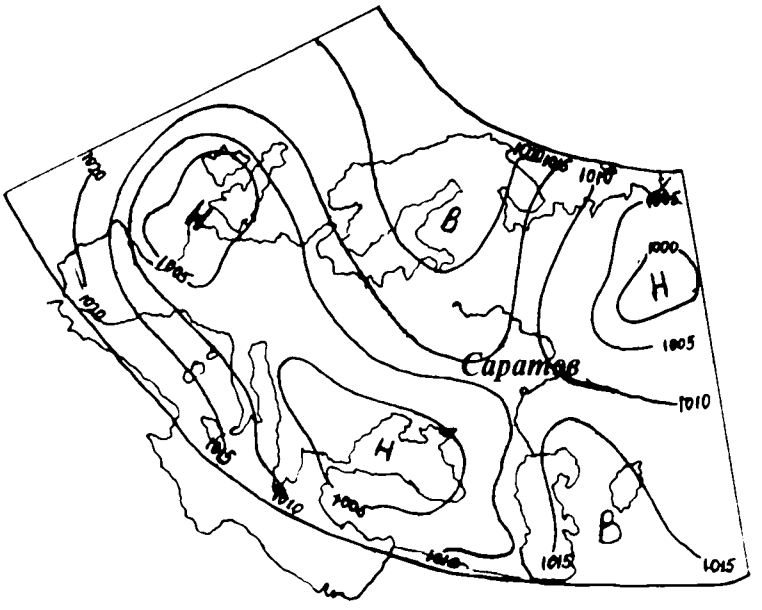


Рис 3 Давление воздуха на уровне моря 12 сентября 1993 г

Синоптический анализ выделенных эталонных полей показал, что засушливые условия формируются под воздействием обширных антициклонов. В данном случае засушливые условия формируются под воздействием обширного антициклона, который пополняется свежими арктическими ядрами в районе Гренландии. Отроги этого антициклона направлены на Балканы и Казахстан. В этих отрогах за счет динамического, трансформационного и адвективного факторов формируется засушливая погода. Пример, отражающий такой процесс, приведен на рис. 1.

При исследовании эталонных полей, определяющих нормальное увлажнение, выявлено, что увлажнение определяется двумя типами процессов. К первому типу отнесены случаи, когда над регионом Средней и Нижней Волги наблюдается циклоничность. В качестве примера можно привести поле давления 9 мая 1994 г. (рис. 2). Второй тип эталонных полей влажных декад встречается реже и представлен деформационым полем над районом Поволжья (рис. 3).

Оправдываемость выполненного объективного разделения контрастных по влагообеспеченности декад составляет 80%. Достаточно большая оправдываемость выделенных эталонных полей дает возможность их дальнейшего использования при прогнозировании контрастных по влагообеспеченности декад вегетационного периода.

Литература

1 Педь Д А О показателе засух и избыточного увлажнения // Труды ГМЦ СССР 1975. Вып 156

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЛЕЙ СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ГОРНОМ АЛТАЕ

* О.В. Нарожная, ** А.И. Кусков
*Томский государственный университет
**Томский государственный педагогический университет

Задача описания и интерпретации полей температуры, даже при их усреднении за месяц, осложняется тем, что рельеф оказывает большое влияние на формирование величины приземной температуры. Априори следует ожидать сложную структуру температурных полей, тем более что горизонтальные градиенты температуры на два-три порядка меньше вертикальных. Тем не менее информация о средних месячных значениях температуры необходима для решения целого ряда прикладных задач, таких как дендрохроноиндикационные, гляциоклиматические исследования и т.д. В этих условиях, и это относится ко всем горным странам, возникает проблема репрезентативности сети станций, используемой для восстановления пропущенных значений и для получения характеристик поля температуры в пунктах, где отсутствуют непосредственные измерения. Понятие репрезентативности станции достаточно широкое и не имеет точного определения, тем не менее под репрезентативностью можно понимать возможность оценивать величины полей приземной температуры, в окрестностях станции по значению поля на самой станции.

В 30–40-х гг. в работах О.А. Дроздова и А.А. Шепелевского [1, 2] была введена количественная характеристика репрезентативности. Авторы предложили оценивать степень репрезентативности средней квадратической ошибкой интерполяции (Е). При этом они считали, что условие репрезентативности выполняется тогда, когда ошибка интерполяции не превосходит ошибку измерений или расчетов, хотя допускали, что критическая ошибка, с которой сравнивается величина Е, может быть любой. Метод интерполяции авторами [1, 2] специально не оговаривался (он тоже может быть любым), хотя от метода зависит ошибка интерполяции.

В этой связи целью исследования являлась оценка ошибки восстановления пропущенных значений приземной средней месячной температуры на станциях Горного Алтая. Для достижения поставленной цели был применен один из упрощенных вариантов метода оптимальной интерполяции. Интерполированное (восстановленное) значение температуры $\hat{T}_j$ на j станции выражалось как линейная комбинация значений температуры на окружающих станциях

$$\hat{T}_j = \overline{T}_j + \sum_{i=1}^{n} a_i T_i \,, \qquad (1)$$

где $\overline{T}_j$ – многолетнее среднемесячное значение температуры; $\hat{T}_j$ – результат интерполяции; T_i – фактическое значение на i станции. Для определения интерполяционных весов a_i решалась система уравнений

$$\sum_{i=1}^{n} m_{i,j}\, a_i = m_{0,i} \quad (i=1,\ldots,n), \qquad (2)$$

где $m_{i,j}$ – элементы ковариационной матрицы между температурой на привлеченных станциях i и j, a_i – интерполяционные коэффициенты; $m_{0,i}$ – ковариация между точкой 0, в которую происходит интерполяция, и i станцией. Используемая в работе упрощенная система уравнений отличается от полной тем, что в левой части (2) опущено слагаемое, характеризующее меру ошибки измерения (или расчета). По оценкам [3], для всех месяцев года этим слагаемым можно пренебречь без существенной потери в точности определения весовых коэффициентов (a_i). Для построения матриц $m_{i,j}$ и $m_{0,i}$ использовались отклонения от многолетних среднемесячных значений температуры, что позволило учесть изменение температуры как от долготы, так и от высоты пункта.

Средняя квадратическая ошибка интерполяции (E_j) в пункт j определяется как

$$E_j = \sqrt{\overline{(T_j - \hat{T}_j)^2}} \,. \qquad (3)$$

Технология оценки ошибки интерполяции (E_j) заключалась в том, что в пункте интерполяции значения температуры отсутствуют при известной ковариационной функции. Для расчета $\hat{T}_j$ использовались от 1 до 15 соседних станций. Выбор соседних станций осуществлялся из принципа близости станций к пункту, в который происходит интерполяция. Средняя квадратическая ошибка интерполяции при различном числе соседних станций представлена на рис. 1.

Из анализа рис. 1 следует, что с увеличением числа привлеченных для интерполяции станций, как и следует из теории, уменьшается ошибка интерполяции. Причем при увеличении числа станций от 1 до 15 значение E_j уменьшается в 1,2–4,1 раза. Характер изменения ошибки интерполяции при увеличении числа станций тоже разный. В основном отмечается

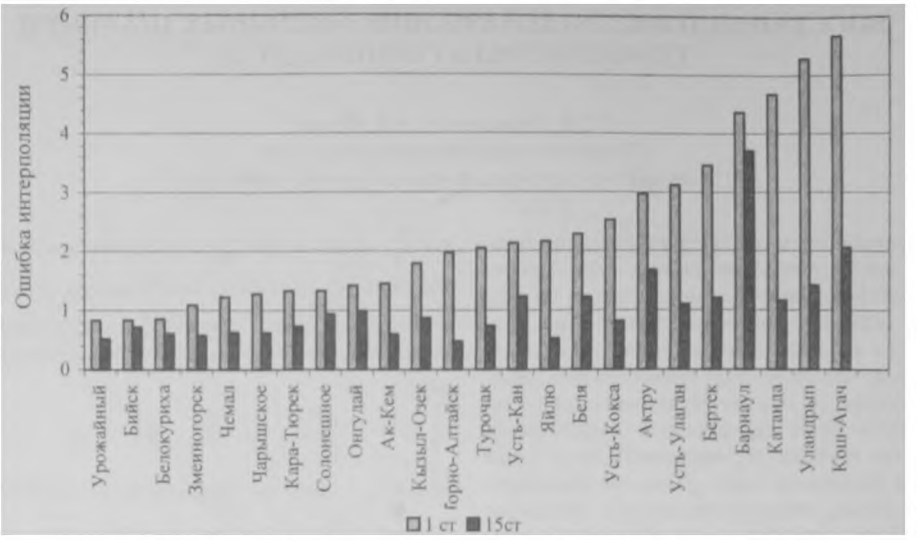


Рис. 1 Распределение ошибок интерполяции по территории Алтая в зависимости от числа соседних станций

плавное уменьшение величины E_j, хотя на некоторых станциях увеличения числа привлеченных к интерполяции станций до трех уменьшают ошибку интерполяции более чем в 3 раза (Горно-Алтайск), на шести станциях в той же ситуации ошибка уменьшается в 2 и более раз. С увеличением числа соседних станций до 15 диапазон ошибок уменьшился (0,48–3,71 °С), а число станций с ошибкой интерполяции менее 1 °С увеличилось до 15. Следует отметить, что верхняя граница диапазона ошибок –3,71 °С отмечается в Барнауле, хотя предыдущая по величине ошибка равна 2,06 °С (Кош-Агач). Отсюда вытекает, что привлечение равнинной станции (Барнаул) к восстановлению значений средней месячной температуры в Горном Алтае нецелесообразно, потому что при использовании метода оптимальной интерполяции весовой коэффициент для этой станции будет мал, а при использовании других (формальных) методов ошибка интерполяции резко увеличится.

В процессе анализа распределения ошибки интерполяции (Е) по исследуемой территории была выявлена зависимость Е от высоты местности (рис. 2). Эта зависимость с одинаковым качеством аппроксимируется полиномом 2-й степени или логарифмической кривой. Коэффициент корреляции в обоих случаях составляет 0,852, что указывает на высокую тесноту связи. При аппроксимации не были учтены две высокогорные станции – Ак-кем (2050 м) и Кара-Тюрек (26000 м) и равнинная – Барнаул (157 м) в связи с тем, что поведение ошибки интерполяции на этих станциях отличается от общей закономерности. Полученная зависимость характеризуется увеличением ошибки интерполяции с высотой места. Однако наиболее быстрый рост ошибки отмечается в интервале высот 200–1000 м, для больших высот скорость роста Е уменьшается.

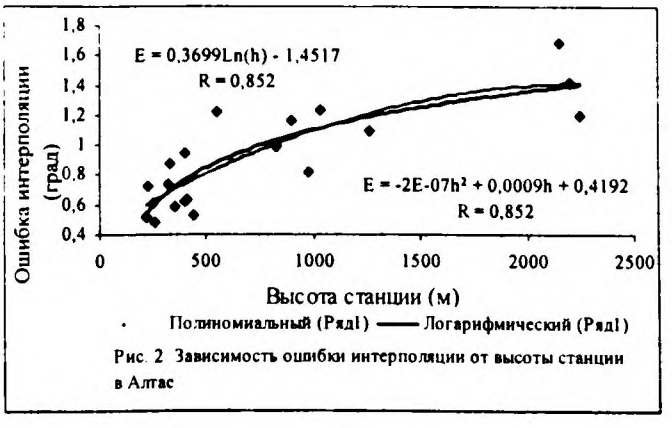


Рис. 2 Зависимость ошибки интерполяции от высоты станции в Алтае

Средняя квадратическая ошибка интерполяции относится к обобщающим параметрам, между тем представляет интерес распределение ошибок интерполяции по величине на каждой станции. Для этой цели была рассчитана повторяемость ошибок различной величины на станциях Горного Алтая. Результаты расчета приведены на рис. 3.

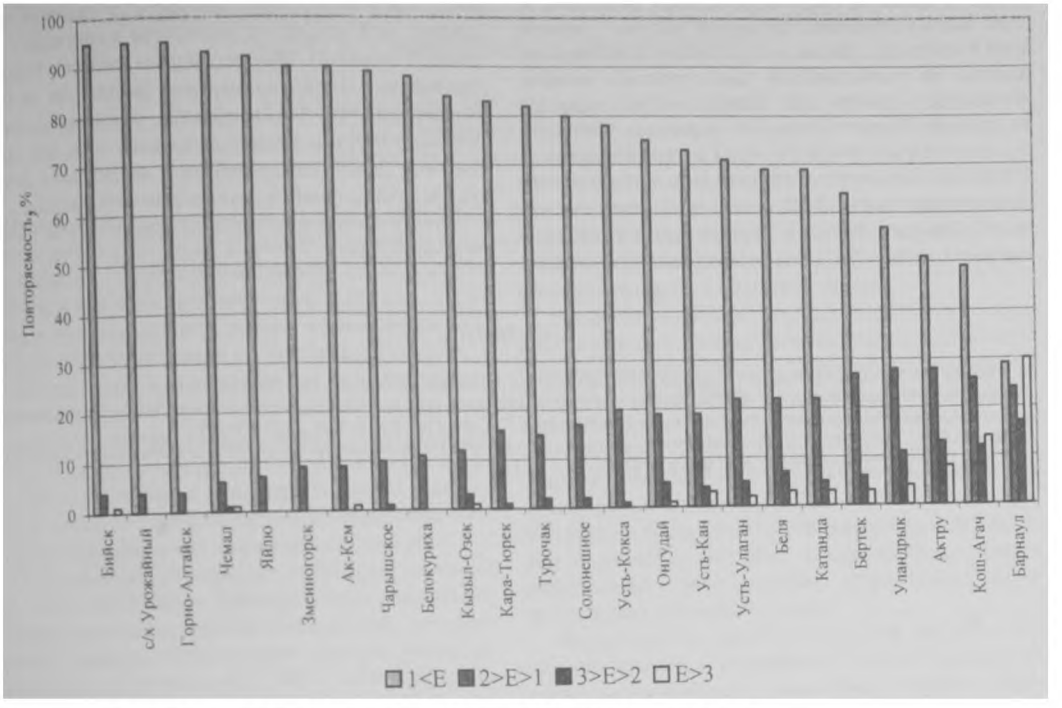


Рис 3. Повторяемость ошибок интерполяции различной величины на станциях Алтая

Из анализа рис. 3 следует, что практически на всех станциях (кроме Барнаула), повторяемость ошибок интерполяции с величинами менее |1°C| превышает повторяемости ошибок в других градациях.

При увеличении величины ошибок интерполяции их повторяемость значительно снижается. Так, величина ошибок интерполяции |E|>3 для этой группы станций составляет 1% и менее.

Для группы станций, на которых среднеквадратическая ошибка интерполяции колеблется от 1 до 1,5 °C, повторяемость ошибок менее |1 °C| уменьшается по сравнению с первой группой до 0,51–0,71, увеличивается повторяемость ошибок больших градаций, ошибки более |1 °C| составляют в этой группе станций 2–4%.

Отличие характера распределения ошибок интерполяции по величине на станциях Актру и Кош-Агач от распределения ошибок во второй группе станций заключается в резком увеличении крупных ошибок. Так, повторяемость ошибок более |3°C| составляет 8 и 14% для Актру и Кош-Агач соответственно. Распределение ошибок интерполяции в Барнауле резко отличается от распределения на других станциях. Ошибки по величине распределены практически равномерно, даже повторяемость крупных ошибок (>|3°C|) составляет 30%.

Зависимость повторяемости ошибок аппроксимации менее 1 °C по абсолютной величине приведена на рис. 4. Зависимость описывается экспоненциальной функцией, с очень высокой теснотой связи между фактической и теоретичес-кой повторяемостью (коэффициент корреляции составляет 0,97).

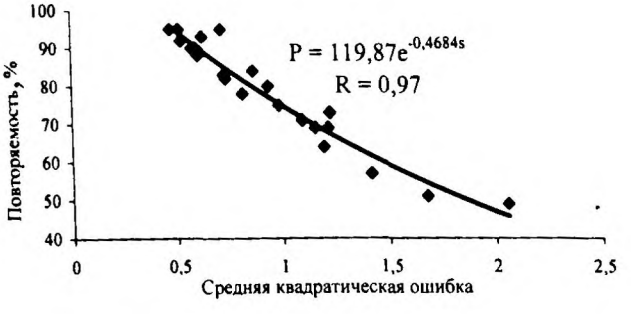


Рис. 4 Зависимость повторяемости ошибок менее 1 °C (P) от средней квадратической шибки

Характеристики ошибок интерполяции рассчитывались в целом за год, без разделения на сезоны. В этой связи необходимо проверить наличие годового хода в величине ошибки интерполяции и оценить его влияние на статистические характеристики ошибок. Амплитуда годового хода ошибки интерполяции (А) на станциях Горного Алтая (без Барнаула) изменяется в узких пределах от 0,0 (Ак-Кем) до 0,42 (Кош-Агач). Однако на большинстве станций амплитуда годового хода не превышает 0,2 °С, только на четырех станциях (А) больше 0,20 °С. В Горном Алтае выделяется два типа годового хода, для первого типа максимум в годовом ходе приходится на март – апрель (12 станций), для второго типа максимум в годовом ходе сдвинут на 6 месяцев и отмечается в сентябре – октябре (7 станций). Для оставшихся четырех станций годовой ход совсем не выражен (амплитуда не превышает 0,05 °С.) Таким образом, учитывая незначительные величины амплитуд годового хода, для практических целей нецелесообразно исследовать структуру величины ошибки интерполяции по месяцам.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 02-05-65339.

Литература

1 Дроздов О.А. Метод построения сети метеорологических станций равнинной местности // Тр. ГГО. 1961. Вып. 123. С. 33–46.
2. Дроздов О.А., Шепелевский А.А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и её применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети // Тр. НИУ ГУГМС. 1946. Сер.1. Вып. 13. С. 65–115.
3 Лугина К.М., Тараканова В.П. Пространственная структура поля средней месячной температуры // Исследования статистической структуры метеорологических полей. М.: Гидрометеоиздат, 1975. Т. 1. С. 73–79.

СОВРЕМЕННОЕ ГЛОБАЛЬНОЕ ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА И ЕГО РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Ю.П. Переведенцев, М.А. Верещагин, Э.П. Наумов,
К.М. Шанталинский, В.Д. Тудрий
Казанский государственный университет

Исследования глобальных и региональных изменений окружающей среды и климата стали в настоящее время как никогда актуальными в связи с усиливающимся влиянием антропогенных факторов, в том числе с продолжающимся ростом концентрации CO_2 и других парниковых газов в атмосфере. Согласно новейшим расчетам с использованием глобальных климатических моделей, в течение XXI в. средняя глобальная температура воздуха может повыситься на 1,5–5,8 °С, если концентрация CO_2 удвоится [2]. В последние годы большое внимание уделяется природным и социально-экономическим последствиям глобальных и региональных изменений климата [1].

Особенностью потепления последних десятилетий, зафиксированного мировой сетью инструментальных метеорологических наблюдений, согласно данным Межправительственной группы экспертов по изменениям климата (МГЭИК), является то, что оно охватывает и тропическую зону. В умеренных и высоких широтах Северного полушария оно выражено главным образом в холодное время года, в летних же температурах не обнаруживается тенденции к потеплению. В предыдущую же эпоху потепления 1910–1940 гг. оно происходило одновременно и зимой и летом.

В настоящей работе приведены результаты анализа современных глобальных изменений климата путем использования архива данных об аномалиях средних годовых температур воздуха, осредненных для Северного, Южного полушарий и Земли в целом за 1856–1997 гг., а также его изменений на территории Атлантико-Европейского региона (30–80° с.ш., 60° з.д.–70° в.д.) по ежедневным данным о температуре воздуха и геопотенциале в узлах регулярной географической сетки 2,5 х 2,5° от земли до изобарической поверхности 200 гПа за 1958–1997 гг., полученным с официального сайта Отдела климатических исследований университета Восточной Англии.

Изучение многолетнего хода средних годовых температур воздуха на полушариях и Земле в целом показало, что в изменениях глобального термического режима доминирует длительная тенденция потепления [3, 5]. Средние темпы потепления составили для Земли в целом 0,41 °С/100 лет. Скорость потепления в Южном полушарии была выше (0,43 °С/100 лет), чем в Северном (0,39 °С/100 лет), что может быть связано, в частности, с большей прозрачностью атмосферы Южного полушария. Потепление в Южном полушарии наиболее интенсивно развивалось в 1908–1944 гг., со второй половины 1950-х гг. скорость его заметно снизилась и оказалась почти в два раза меньше, чем в Северном полушарии в последние годы.

Вековой ход средних годовых температур воздуха в Южном полушарии отличается большей устойчивостью термического режима. Объяснением сказанному, по-видимому, могут служить существенные различия в физическом составе и условиях функционирования климатической системы в каждом полушарии. В Южном полушарии велик «удельный вес» наиболее инерционных ее компонентов – Южного океана и массивного ледникового щита Антарктиды. В Северном полушарии, напротив, в климатических связях значительное место занимает сравнительно малоинерционная компонента – суша.

Внутривековые изменения средних годовых температур воздуха в Северном и Южном полушариях также характеризуются достаточно хорошо выраженной обособленностью. По сравнению с Северным, в Южном полушарии многолетние периоды потепления отличались большей продолжительностью проявления, а периоды похолодания, напротив, были заметно короче. Различия в ходе средних годовых температур воздуха в полушариях проявились и в несовпадении хронологий следования фаз потеплений и похолоданий.

Детальный факторный анализ показал, что в Северном полушарии более 80% мощности «полезного сигнала», создаваемого ансамблем космико-геофизических факторов, определяется вариациями механизмов взаимодействия атмосферы и океана (ледовитость Северной Атлантики + Эль-Ниньо/Южное колебание). В Южном полушарии, напротив, более 72% всех особенностей векового хода средних годовых температур воздуха объясняется вариациями CO_2, а с учетом Эль-Ниньо/Южное колебание – более 93%.

Рассмотрим теперь результаты анализа современных изменений температурного режима (1958–1997 гг.) на обширной территории Атлантико-Европейского региона. Выбор региона исследования обусловлен, с одной стороны, доступностью материала (данных реанализа), а с другой – наличием в нем океанической акватории и континента.

Для оценки степени аномальности полей температуры исследуемого региона рассчитывались два интегральных критерия аномальности – параметры Багрова и Токарева для каждого месяца рассматриваемого периода по данным в узлах регулярной сетки.

Параметр аномальности Н.А. Багрова рассчитывался по известной формуле

$$K_Б = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(\Delta T_i/\sigma_i)^2, \qquad (1)$$

где $K_Б$ – коэффициент аномальности; ΔT_i – аномалия температуры в точке i; σ_i – средние квадратические отклонения температуры в той же точке i; N – количество точек.

Параметр аномальности Н.А. Багрова, согласно (1), имеет только положительное значение. Параметр же аномальности В.Г. Токарева позволяет учитывать не только величину, но и знак аномалии. Он рассчитывается по формуле [4]:

$$K_u = \frac{1}{N+M}\left[\sum_{n=1}^{N}(\Delta T_+/\sigma_i)_n^2 - \sum_{m=1}^{M}(\Delta T_-/\sigma_i)_m^2\right], \qquad (2)$$

где N – количество точек с положительной аномалией; M – количество точек с отрицательной аномалией.

Изучение временного хода параметров аномальности температуры воздуха показало, что наблюдаются существенные межгодовые колебания степени возмущенности температурного поля. При этом начиная с 1984 г. параметр K_u принимает положительные значения, резко увеличивается по величине и практически совпадает с параметром $K_Б$, что свидетельствует о том, что площадь, занятая аномалией одного знака (в данном случае положительной), превышает 70%. Действительно, 90-е гг. XX столетия отличаются, как отмечалось, стремительным ростом температуры. Вместе с тем следует отметить неоднородность происходящего процесса изменения температуры как на суше, так и на акватории Атлантического океана в рассматриваемый период. Так, за 1960–1979 гг. параметр K_u принимал отрицательные значения, что свидетельствует о похолодании, особенно в 1964 и 1972 гг. И, наконец, в ряде лет (1960, 1970, 1973, 1977, 1992, 1994) значение K_u было близко к нулю, что происходит тогда, когда площади, занимаемые аномалиями разного знака, примерно одинаковы. Интересно отметить, что начиная с 1978 г. (начало активного процесса потепления) индексы $K_Б$ и K_u изменяются синфазно (до этого изменения происходили в противофазе). Следует отметить, что многолетний ход осредненных аномалий годовых температур воздуха Атлантико-Европейской половины полушария и всего Северного полушария достаточно тесно взаимосвязаны. При этом за 1961–1990 гг. средняя температура воздуха Атлантико-Европейской половины полушария составляла 15,4, Северного полушария – 14,6, а Южного – 13,4 °С.

Тренд-анализ среднемесячных значений температуры воздуха выявил значительную пространственно-временную неоднородность в тенденциях современных изменений температурного поля в различных частях региона. Особенности распределения годового хода значений коэффициента наклона тренда A у земной поверхности таковы: в январе они отрицательны у западного побережья Гренландии (–2,0 °С/10 лет), над Балканами (-0,8 °С/10 лет) и Малой Азией (-1,4 °С/10 лет), т.е. над горными районами, включая Пиренеи, наблюдается понижение температуры при ее росте в других районах. Максимальные положительные значения A формируются в протяженной зоне 70–80° с.ш., 20° з.д.- 60° в.д. с экстремумами в арктическом районе западнее островов Шпицберген (~ 3 °С/10 лет) и Новая Земля (~ 2 °С/10 лет), а также в Прибалтике (0,8 °С/10 лет). В Атлантике к северу от 45° с.ш. и западу от Англии, наоборот, наблюдается снижение температуры в рассматриваемый период. В течение года картина распределения A заметно меняется, появляются все новые области с положительными и отрицательными его значениями. Так, в мае – июне Скандинавия и север Европейской части России (ЕЧР) находятся в зоне $A < 0$ (экстремумы достигают –1 °С/10лет). В летний период значения A не столь велики, как в зимний. В июле почти вся территория Европы находится в зоне $A>0$. С сентября начинается перестройка поля A, особенно заметная в северных районах. На северо-западе ЕЧР максимальное потепление наблюдается в марте, похолодание – в октябре. В ноябре область отрицательных значений A занимает большую часть Европы и Северной Атлантики. Так, в районе Венгрии A равно –1,6 °С/10 лет. В Гренландии же и Средней Азии A~1 °С/10 лет, т.е. больше нуля. Таким образом, величина A постоянно меняется по знаку и значению как в пространстве, так и во времени. Привычное представление о повсеместном потеплении Европы не находит подтверждения. Налицо региональное климаторазнообразие. При этом тенденции поведения сумм температур, количества дней в году с отрицательными и положительными температурами в целом согласуются с поведением среднемесячных температур.

С высотой происходит перестройка поля величин A, пестрота их заметно исчезает и в отдельных местах уже на AT_{500} A меняет знак. Так, на уровне 500 гПа над Балканами в январе коэффициент наклона становится положительным, а над Восточной Европой отрицательным. По своей структуре поля величины A для температуры на AT_{500} и температуры слоя OT_{1000}^{500} достаточно близки.

Что касается более высоких уровней, например AT_{300}, то здесь нулевая изолиния представляет собой кривую, прогибающуюся в виде ложбины с севера в юго-восточном направлении на Апеннины, Балканы (отрицательные значения A), на западе же гребень с $A>0$ распространяется от юго-западной части Африки через Пиренеи на Атлантику, а на востоке от Средней Азии простирается гребень с положительными значениями A на Европейскую часть России, Урал, Сибирь.

В последующие месяцы картина постоянно меняется, преобладает крупномасштабная и более сглаженная структура поля, все происходит достаточно динамично. В частности, в июле Атлантика и Гренландия, а также Восточная Европа и Западная Сибирь находятся в области $A > 0$, а между ними расположена полоса $A<0$. Центральная часть России отличается похолоданием в октябре – ноябре. Коэффициент детерминации в отдельных местах достаточно велик (до 16%).

Значение коэффициента наклона линейного тренда A, рассчитанное для нижнего слоя тропосферы по данным OT_{1000}^{500} и для нижней стратосферы – AT_{200}, как правило, имеет противоположный знак в одних и тех же областях, т.е. процесс неоднороден по вертикали: если вблизи земной поверхности имеет место рост температуры, то в верхней тропосфере и нижней стратосфере, наоборот, падение.

Рассмотрение вертикальной структуры хода процессов на примере построенных высотно-долготных разрезов величины A для широтных кругов 40, 55 и 70° с.ш.: от 60° з.д. до 70° в.д., от уровня Земли до 12 км показало, что нет однородной картины, происходит чередование зон с различными знаками, интенсивностью изменений значений A. Для океанических районов наиболее характерно $A < 0$, в полярной области знак A зависит от сезона, имеет место трансформация полей A. Следовательно, обнаруживаются существенные различия полей A между сезонами; океанической и континентальной поверхностью. На акватории Атлантики северная часть и южная ведут себя противоположно.

Для выявления роли региональных факторов сравнивался также ход средней годовой температуры воздуха в Казани с вековым ходом средней годовой температуры воздуха в Северном полушарии. Тренд-анализ хода средней годовой температуры воздуха в Казани показал, что, как и на Земле в целом, в рамках рассматриваемого исторического периода (1856–1997 гг.) также наблюдалась длительная тенденция потепления. При этом если средняя за весь период скорость потепления в Северном полушарии составила 0,39°/100 лет, то темпы потепления в Казани оказались почти в 3,5 раза выше (1,39°/100 лет), что, по-видимому, явилось результатом наложения на общепланетарные факторы изменений климата региональных и особенно городских (тепловые выбросы, отепляющие влияние антропогенного аэрозоля и парниковых газов на ночные температуры воздуха). В итоге за последние 142 года общий прирост средней годовой температуры воздуха в городе за счет систематической составляющей (линейный тренд) составил 1,97 °С. Результаты анализа показали, что в указанном росте температуры 58% принадлежит городским факторам и 42% – всем другим, что соответственно составляет 0,80 и 0,59 °С/100 лет. За период же 1958–1997 гг. потепление в городе происходило со скоростью 0,22 °С/ 10 лет.

Литература

1. Глобальные и региональные изменения климата и их природные и социально-экономические последствия / Под ред. В.М. Котлякова М.: Геос, 2000. 262 с.
2. Израэль Ю.А., Груза Г.В., Катцов В.М., Мелешко В.П. Изменения глобального климата. Роль антропогенных воздействий // Метеорология и гидрология. 2001. № 5. С. 5–21.
3. Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Шанталинский К.М. и др. Потепление климата земли в XIX-XX столетиях и его проявления на территории Европы // Проблемы и перспективы географических исследований. Пермь: Изд-во ПГУ, 2001. С. 89–96.
4. Токарев В.Г. Об изменчивости и аномальности сравнений средней сезонной температуры воздуха в первую половину лета в Западной Сибири // Труды ЗапСибНИИ Госкомгидромета. 1983. Вып. 59. С. 20–26.
5. Jones P.D., New M., Parker D.E., Martin S. and Rigor I.G. 1999. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. Reviews of Geophysics 37. P. 173–199.

ВЛИЯНИЕ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА НА СРОКИ СЕВА ЯРОВОЙ ПШЕНИЦЫ В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ

С.И. Пряхина, Г.С. Зачетнова, Ю.Н. Фридман
Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского

В решении проблемы увеличения производства зерна в России большое значение принадлежит Нижнему Поволжью. В структуре посевных зерновых и зернобобовых культур региона более 45% занимают озимая и яровая пшеница. Меняющиеся климатические условия требуют новых технологических приемов возделывания зерновых культур и оптимизацию их посевных площадей.

Используя ежедневные данные по ст. Саратов за 1941–2000 гг., авторами были подсчитаны средние суточные температуры воздуха с ноября по март за каждый зимний сезон. Средняя многолетняя сумма отрицательных температур за 60-летний период составила –1041,1 °С. Самый холодный зимний период наблюдается в 1941/42 г., когда сумма отрицательных температур составила –1651,2 °С, самый теплый – 1989/90 г. В этот зимний сезон сумма отрицательных температур составила всего –362,4 °С. Средняя сумма температур за зимний период по десятилетиям: 1941–1950, 1951–1960, 1961–1970, 1971–1980, 1981–1990, 1991–2000 гг. составила соответственно -1174, -1214, -1040, -932, -875, -907 °С. Потепление и увеличение осадков в зимний период создают благоприятные условия для озимых зерновых культур.

Авторами по 25 станциям Нижнего Поволжья проведен расчет биоклиматического потенциала (БКП) и определен его показатель хозяйственного использования различными зерновыми культурами. Оценка степени использования БКП культурами проводилась по общепринятой шкале уровней продуктивности, разработанной Д.И. Шашко [1].

Результаты расчетов коэффициентов хозяйственного использования климата различными зерновыми культурами показали, что на всей территории Нижнего Поволжья складываются самые благоприятные условия для произрастания озимых культур. Только озимая рожь использует климатические ресурсы на III ступени почвенного плодородия при очень высоком уровне биологической продуктивности. Озимая пшеница использует природные ресурсы на II ступени почвенного плодородия и характеризуется 2-м высоким уровнем биологической продуктивности.

В группе ранних яровых культур также на II ступени почвенного плодородия используют БКП ячмень и овес, но в отличие от озимой пшеницы, ячмень и овес характеризуются только 1-м высоким уровнем биологической продуктивности. Яровая пшеница и просо используют природные ресурсы слабо на I ступени почвенного плодородия при среднем и повышенном уровне биологической продуктивности [2].

В разрезе почвенно-климатических зон области зерновые культуры по степени эффективности использования ими природных ресурсов можно расположить в следующем порядке (табл. 1).

Из табл. 1 видно, что с потеплением климата создаются благоприятные условия для возделывания озимых культур. Потенциально наиболее высокоурожайной культурой в области является озимая рожь и озимая пшеница. Они используют природные ресурсы на III и II ступени почвенного плодородия при высоком уровне биологической продуктивности. Однако необходимо учитывать и то, что во все времена традиционно регион был поставщиком сильных и твердых пшениц, а твердые сорта пшениц возделываются в основном в яровых посевах, причем и белковость яровых культур выше озимых.

За счет больших запасов белковых веществ яровая пшеница устойчиво сохраняет свои высокие хлебопекарные качества и является улучшителем слабых пшениц. Поэтому несмотря на то, что яровая пшеница слабо использует климатические ресурсы и урожайность её в 2 раза, а в засушливые годы – в 3 раза меньше, чем озимой пшеницы, она является главной культурой современного рынка.

Таблица 1

Распределение зерновых культур по степени использования ими природных ресурсов

Природные зоны	Зерновые культуры					
	Распределение культур по БКП					
	1	2	3	4	5	6
Лесостепь	Озимая рожь	Озимая пшеница	Ячмень	Овес	Яровая пшеница	Просо
Засушливая черноземная степь	Озимая рожь	Озимая пшеница	Ячмень	Овес	Яровая пшеница	Просо
Сухая степь	Озимая рожь	Озимая пшеница	Ячмень	Яровая пшеница	Просо	Овес
Полупустыня	Озимая рожь	Озимая пшеница	Ячмень	Просо	Яровая пшеница	Овес

Таблица 2

Средняя декадная температура воздуха (°С) и количество осадков (мм) в апреле по ст. Саратов

Годы	Температура				Осадки			
	I	II	III	ср.	I	II	III	ср.
Среднее многолетнее значение	2,5	6,7	10,5	6,6	9	10	10	29
1985–2001	4,3	8,5	11,7	8,1	9,4	8,6	13,4	31,5
Отклонение	1,8	1,8	1,2	1,5	0,4	-1,4	3,4	2,5
1999–2001	6,4	11,3	15,5	11,1	2,7	7,7	6,6	16,9
Отклонение	3,9	4,6	5,0	4,5	-6,3	-2,3	-3,4	-10,1

Потепление климата в зимний период и повышение температуры апреля способствует более раннему поспеванию почв и изменению агротехнических работ весеннего периода. Сроки проведения полевых работ зависят от характера предшествующей осени. Годы с малым увлажнением почв в предшествующую осень, как правило, отличаются дружной весной, большой интенсивностью таяния снега. И наоборот, после влажной осени чаще бывает затяжная весна.

Начало полевых работ, а следовательно, и сроки в большей степени зависят от характера погоды весеннего периода. Весна может быть очень ранней или слишком поздней, сухой или дождливой. В соответствии с этим необходимы коррективы в предпосевную обработку почвы, норму высева и сроки посева.

На агротехнику весенних полевых работ большое влияние оказывают такие показатели, как время схода снежного покрова и поспевание почв, а также период между сходом снега и поспеванием почвы к обработке, который зависит от температуры воздуха и количества осадков.

Конец снеготаяния по территории наблюдается в среднем с 28 марта по 11 апреля. В Саратове – с 8 по 30 марта [3]. Продолжительность периода от схода снежного покрова до наступления мягкопластичного состояния (спелости) почвы колеблется от 4–6 до 28–30 дней. В среднем этот период равен 16–17 дням.

Средняя многолетняя температура апреля по ст. Саратов составляла 6,6 °С, а с 1985 по 2001 г. она возросла и составила 8,5 °С, т.е. на 1,5 °С выше нормы. Количество осадков за тот же период осталось в пределах нормы (табл. 2).

С повышением температуры в апреле и более ранним переходом ее через 0, 5, 10 °С поспевание пашни происходит раньше средних многолетних значений, а значит, и весенние полевые работы (в том числе и сев яровой пшеницы) должен проходить в более ранние сроки. В степных районах области посев ранних яровых культур можно проводить на 16–17-й день после схода снежного покрова, т.е. 15–17 апреля. Средние многолетние сроки сева яровой пшеницы в Саратове – 28 апреля.

В последние годы тенденция к потеплению климата сохраняется. За последние три года аномалия температуры в апреле составила +4,5 °С, осадков выпало всего 58% от нормы, а это значит, что посев ранних яровых культур возможен и до 15 апреля. Так, в 2000 г. сход снега произошел 27 марта, а температура первой и второй декады апреля составила 8,2 и 10,4 °С, что на 5,7 и 3,7 °С выше нормы, полевые работы можно было начинать с 7–8 апреля, а сев – с 12–13 апреля.

Многолетняя практика земледелия в засушливом Поволжье показывает, что в выборе сроков сева ранних яровых культур решающее значение имеют не календарные сроки, а спелость почвы, которая зависит от погодных условий данного года.

Различия в урожайности яровой пшеницы в разные сроки сева составляют значительные величины. Ранние сроки сева обеспечивают формирование более высокой урожайности, чем поздние. При посеве позже многолетних сроков на 10 дней урожай снижается на 25–30%, так как к этому времени почва теряет большое количество влаги, а развитие яровой пшеницы начинается при повышенных температурах, что способствует снижению урожая.

Литература

1. Шашко Д.И. Агроклиматические ресурсы СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 247 с.
2. Пряхина С.И., Скляров Ю.А., Заварзин А.И. Природные ресурсы Нижнего Поволжья и степень их использования зерновыми культурами. Саратов: Аквариус, 2001. 66 с.
3. Агроклиматический справочник по Саратовской области. Л.: Гидрометеоиздат, 1958. 227 с.

ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДКОВ В ГОРНОМ АЛТАЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ РАЗЛИЧНЫХ СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Ж.В. Рыбакова
Томский государственный университет

В Горном Алтае основное количество осадков выпадает в теплое время года, в зависимости от особенностей циркуляции атмосферы и характера рельефа максимум осадков падает на июль или август. Зимние осадки в Алтае невелики главным образом из-за господства над этой территорией антициклонических влияний, в частности, азиатского антициклона. В летнее время (хотя в целом над Сибирью циклоническая деятельность получает более яркое развитие зимой) над Горным Алтаем влияние циклонов становится значительно более вероятным событием, чем зимой, из-за сезонных изменений в барическом поле. Активизируют осадкообразующие процессы горы.

На кафедре метеорологии и климатологии ТГУ была разработана типизация синоптических процессов над Сибирью, в частности, над Алтаем. Данная типизация включала в себя семь типовых процессов. Позднее эта типизация перерабатывалась и расширялась, хотя основа ее оставалась прежней. В летний период (июнь-август) среди всех выделенных процессов чаще всего встречается тип, связанный с влиянием циклонов полярного фронта (более 26 % всех случаев), причем этот тип процесса имеет достаточно большую вероятность сохранения на следующий день – около половины всех возможных случаев; сменяется же этот тип процесса с наибольшей вероятностью малоградиентным полем. Малоградиентное поле является вторым по повторяемости и устойчивости во времени процессом над Горным Алтаем в летний период. Сменяется же этот тип процесса чаще всего влиянием циклонов на полярном фронте, хотя обратная цепочка событий более вероятна.

Погода антициклонического типа в летний период на исследуемой территории наблюдается реже, чем циклонического типа, а влияние ультраполярных, полярных антициклонов и субтропического максимума в сумме составляют менее 9 %, однако последний тип антициклонического процесса встречается исключительно в летнее время. Разнообразные варианты воздействия антициклонов на погоду Алтая не могут изменить основного вывода – в летний период в Горном Алтае характерными процессами являются циклоны на полярном фронте и малоградиентные поля.

В формировании осадков основная роль в летний период принадлежит двум вышеуказанным процессам. При этом роль циклонов полярного фронта в формировании осадков в июне и августе больше, чем в июле (более 36% в июне и августе, около 27% в июле). Однако в июле усиливается влияние циклонов арктического фронта, когда высотно-фронтальная зона преобразована меридионально, что делает возможным более или менее глубокое проникновение вглубь исследуемой территории «ныряющих» циклонов.

Кроме того, в июле в связи с наибольшим прогревом подстилающей поверхности и прилегающего слоя воздуха устанавливается депрессия.

Итак, летние осадки в Алтае связаны, прежде всего, с циклонами полярного фронта, затем – с малоградиентными полями; на третьем месте – циклоны арктического фронта.

Рассмотрение выпадения осадков по градациям при разных синоптических процессах над Горным Алтаем привело к следующим выводам. При прохождении теплого фронта выпадающие осадки обычно попадали в градации >0,0 мм и >2,0 мм, тогда как при прохождении холодного фронта – в градацию >5 мм.

Между собой осадки, выпадающие на различных станциях, менее всего различались при прохождении циклонов полярного фронта, более всего – при малоградиентных полях. Действительно, в условиях малоградиентного поля под влиянием сложного рельефа интенсивность конвекции и, следовательно, процессов облако- и осадкообразования сильнее, чем в других случаях, зависят от местных особенностей каждой станции. Кроме того, кучево-дождевые облака, формирующиеся при этом типе процесса, характеризуются ливневыми осадками. Известно, что последние отличаются локальностью проявления во всех параметрах осадков.

В настоящей работе использовались материалы наблюдений над осадками за 1970–1995 гг. по 23 метеостанциям Горного Алтая.

ТРАНСФОРМАЦИЯ И ПРИТОК КИНЕТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ПРОЦЕССОВ ВИХРЕОБРАЗОВАНИЯ В ЦИКЛОНАХ

Е.М. Свиязов, Е.Г. Рубцова
Пермский государственный университет

Развитие циклонов умеренных широт определяется процессами различных масштабов. Главная роль при этом отводится макромасштабным процессам. Однако процессы более мелкого масштаба, к которым относятся трансформация и приток различных видов энергии, могут оказывать значительное влияние на формирование циклонической циркуляции.

В данной работе проведено исследование трансформации и притока средней кинетической энергии горизонтальных движений (K) в циклонах умеренных широт, обусловленных вихревым турбулентным обменом (масштаб движений не более 1500 *км*). Изменения средней кинетической энергии за счет вихревой турбулентности в циклонических вихрях умеренных широт определяются притоком средней кинетической энергии вследствие горизонтального (K_1) и вертикального (K_2) вихревого турбулентного перемешивания, а также трансформацией данного вида энергии в вихревую кинетическую энергию под действием горизонтального (K_3) и вертикального (K_4) турбулентного обмена.

В ходе исследования были проанализированы вышеуказанные характеристики по данным 5 циклонов, прошедших полный жизненный цикл. При этом под циклоном понимался столб атмосферы от поверхности земли до изобарической поверхности 100 *гПа*. За боковую границу циклона принималась последняя замкнутая изобара на приземной синоптической карте. В качестве исходного материала использовалась база данных температурно-ветрового зондирования за 0 и 12 ч гринвичского времени, восстановленных на изобарические поверхности кратные 50 *гПа* методом кубической сплайн-интерполяции. Расчет характеристик производился с использованием нерегулярной сетки. Более подробно методика и технология расчетов изложена в [1, 2].

По данным расчетов были построены вертикальные профили исследуемых величин, осредненных по площади циклонов, а также поля, характеризующие распределение данных характеристик по площади циклонов в трех слоях (p_1–700, 700–400 и 400–100 *гПа*).

Анализ этих материалов показал, что в слое p_1–700 и 700–400 *гПа* в передней части циклона под действием горизонтальной вихревой турбулентности происходит приток средней кинетической энергии, а в тыловой части – ее отток. Причем максимумы притока K находятся вблизи теплого фронта, а максимальный отток – за холодным фронтом. В слое 400–100 *гПа* горизонтальный приток энергии среднего движения смещается на восточную периферию циклона, а отток занимает почти всю площадь циклонического вихря. Таким образом, в этом слое наблюдается вынос средней кинетической энергии через боковые границы циклона под действием горизонтального вихревого турбулентного обмена. В процессе эволюции область занятая оттоком K, увеличивается, захватывая большую часть циклона, и только в нижнем слое приток преобладает над оттоком. Однако здесь максимальные значения притока смещаются на восточную или юго-восточную периферию циклонического вихря. Осредненные по площади циклонического вихря значения K_1 показывают, что максимальный приток кинетической энергии в область циклона наблюдается в средней и нижней тропосфере. Можно отметить, что в целом по циклону за все время его существования преобладает приток средней кинетической энергии через боковую границу вихря, исключение составляет стадия заполнения, на которой отток доминирует над притоком K. Однако отрицательные значения K_1 в последней стадии существования циклона меньше положительных значений этой характеристики в трех других стадиях. Поэтому в среднем за все время существования циклонический вихрь является областью стока средней кинетической энергии вследствие горизонтального вихревого турбулентного обмена.

В общих чертах распределение притока K вследствие вертикальной турбулентности по площади циклона аналогично распределению притока средней кинетической энергии, обусловленного вихревой турбулентностью по горизонтали. Однако вертикальные профили K_2 имеют некоторые особенности. Во-первых, профили данной характеристики, в отличие от профилей K_1, имеющих, как правило, один ярко выраженный максимум, характеризуются наличием нескольких экстремумов, расположенных на разных высотах. Во-вторых, в слое 400–100 *гПа* распределение притока средней кинетической энергии за счет вертикальной вихревой турбулентности по площади циклонического образования противоположно распределению этой же характеристики в других слоях, т.е. если в верхнем слое в некоторой области наблюдается приток K, то в нижних слоях в этой же области циклона происходит отток энергии среднего движения, и, наоборот, отток в верхнем слое соответствует притоку в нижележащих слоях. Необходимо также отметить, что значения K_2 по абсолютной величине меньше значений K_1 в среднем в 4 раза. В целом по циклону вклад вертикального притока средней кинетической энергии за счет вихревого турбулентного обмена равен нулю. Причиной тому является условие «непроницаемости» верхней границы циклона (вертикальные движения на поверхности 100 *гПа*

равны нулю), что достаточно точно отражает действительную картину распределения вертикальных движений [2]. Таким образом, в циклонических образованиях вихревая турбулентность способствует лишь вертикальному перераспределению средней кинетической энергии.

Приток (отток) средней кинетической энергии под действием горизонтального и вертикального вихревого турбулентного обмена определяется конвергенцией (дивергенцией) средней скорости ветра. Так, например, в слое p_s–700 *гПа* приток K происходит, главным образом, за счет конвергенции агеострофической составляющей скорости ветра, возникающей вследствие взаимодействия воздушного потока с земной поверхностью. В этом случае роль геострофической составляющей скорости ветра мала. С высотой влияние земной поверхности уменьшается, и приток (отток) происходит за счет конвергенции (дивергенции) средней скорости ветра, вызванной нестационарностью и неоднородностью поля давления (потенциальной энергии). Причем с высотой роль геострофической составляющей скорости ветра в формировании полей K_j и K_z возрастает.

Трансформация средней кинетической энергии за счет горизонтального вихревого турбулентного обмена имеет более сложное пространственное распределение, чем приток K, поскольку определяется в большей степени не полем давления (потенциальной энергии), а полем ветра, структура которого является более сложной. Несмотря на это, в распределении K_j можно выделить некоторые особенности, характерные для всех исследуемых циклонов. В слое p_s–700 *гПа* вследствие взаимодействия воздушного потока с подстилающей поверхностью средняя кинетическая энергия переходит в вихревую кинетическую. Выше 700 *гПа* доминирующим процессом становится генерация кинетической энергии, т.е. кинетическая энергия вихрей переходит в кинетическую энергию среднего движения. Иными словами, циклонический вихрь питает энергией средний поток (движения с отрицательной вязкостью). Однако в слоях, расположенных выше поверхности 700 *гПа*, может происходить и диссипация энергии среднего движения в вихревую. Совместный анализ полей K_j, K_z и запасов средней кинетической энергии позволил выявить некоторые закономерности в распределении трансформации K за счет горизонтальной вихревой турбулентности в слоях 700–400 и 400–100 *гПа*. Если приток средней кинетической энергии (K_j >0) происходит в область с большими запасами средней кинетической энергии, или наблюдается отток (K_j <0) из областей с пониженным содержанием K, то трансформация кинетической энергии за счет горизонтальной вихревой турбулентности принимает положительные значения. Это приводит к увеличению контрастов в распределении запасов средней кинетической энергии (отрицательная вязкость [3]). Если приток кинетической энергии за счет горизонтальной вихревой турбулентности осуществляется в область с небольшими запасами K, или отток отмечается там, где эти запасы велики, то происходит диссипация кинетической энергии среднего потока в вихревую кинетическую энергию. В слоях 700–400 и 400–100 *гПа* в большинстве случаев генерация кинетической энергии (K_j >0) наблюдается в передней части циклона, а диссипация – в тыловой.

Для того чтобы уточнить причины такого распределения K_j по площади циклонического вихря, поля этой величины были рассмотрены совместно с полем трансформации кинетической энергии за счет силы горизонтального барического градиента. Анализ этих двух полей показал, что процессы трансформации кинетической энергии за счет горизонтальной вихревой турбулентности и за счет силы горизонтального барического градиента стремятся компенсировать друг друга. В большинстве случаев в областях циклона, где средняя кинетическая энергия генерируется посредством работы силы горизонтального барического градиента, наблюдается диссипация K за счет горизонтальной вихревой турбулентности. Наоборот, там, где происходит диссипация K за счет работы силы горизонтального барического градиента, вихревая кинетическая энергия превращается в кинетическую энергию среднего движения (K_j >0). Таким образом, вихревая турбулентность уменьшает по абсолютной величине агеострофическую составляющую, возникающую за счет нестационарности и неоднородности поля давления (потенциальной энергии) и является одной из главных причин адаптации полей давления и ветра. Следовательно, в циклонах умеренных широт вихревая турбулентность регулирует процесс перехода доступной потенциальной энергии в кинетическую. Это доказывает тот факт, что циклоны умеренных широт в определенных пределах способны регулировать свои параметры, приспосабливаясь к условиям меняющейся внешней (по отношению к циклонам) среды. Именно поэтому они способны к длительному существованию в условиях изменяющейся подстилающей поверхности и в условиях различного поступления солнечной радиации. Таким образом, в масштабе движений таких вихревых структур как циклоны умеренных широт уже имеется способность, которая характерна для общей циркуляции атмосферы в целом – способность к саморегуляции. Все это наводит на мысль о том, что низкий коэффициент полезного действия циклонов умеренных широт по преобразованию доступной потенциальной в кинетическую [1] является оптимальным с точки зрения эффективности межширотного обмена энергией в системе общей циркуляции атмосферы. При больших или меньших значениях этой характеристики существование таких циркуляционных систем как циклоны и антициклоны умеренных широт могло бы оказаться под вопросом. Естественно, эффективность межширотного теплообмена вследствие этого уменьшилась бы.

При рассмотрении распределения трансформации кинетической энергии за счет вертикальной вихревой турбулентности необходимо отметить следующее. Если вертикальный перенос средней кинетической энергии

происходит из слоя с меньшим содержанием K в слой, где запасы ее велики, то наблюдается переход вихревой кинетической энергии в среднюю кинетическую энергию ($K_4 > 0$). Вертикальный перенос из слоя с большим содержанием K в слой с меньшим ее содержанием приводит к диссипации средней кинетической энергии вследствие вертикального вихревого турбулентного обмена. Запасы кинетической энергии, как правило, возрастают с высотой, поэтому в большинстве случаев восходящие вертикальные движения приводят к генерации средней кинетической энергии, а нисходящие – к диссипации. В целом по циклону вертикальный вихревой турбулентный обмен приводит к генерации кинетической энергии. По сравнению с другими характеристикими, рассмотренными нами в данной работе, в среднем вклад K_4 в баланс кинетической энергии незначителен. Однако его роль в энергетических процессах в отдельных случаях может быть определяющей.

В целом вышеуказанные закономерности распределения величин ($K_1 - K_4$) характерны для всех исследуемых циклонов, поэтому полученные выводы относятся ко всем циклонам умеренных широт. В некоторых случаях направленность энергетических преобразований может отклоняться от приведенных выше схем. Выяснение причин этих отклонений является целью наших дальнейших исследований.

Литература

1. Калинин Н.А. Энергетика циклонов умеренных широт. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1999. 192 с.
2. Калинин Н.А., Свиязов Е.М. Трансформация и приток кинетической энергии в циклонах вследствие вихревой турбулентности // Метеорология и гидрология. 1999. № 12. С. 13–20.
3. Старр В.П. Физика явлений с отрицательной вязкостью. М.: Мир, 1971. 260 с.

ЭКОЛОГО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ ГОР ЮЖНОЙ СИБИРИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

В.В. Севастьянов
Томский государственный университет

В последнее столетие происходят значительные глобальные изменения климата и биосферы Земли. Это связано с ростом хозяйственной деятельности человека, с антропогенным загрязнением атмосферы, гидросферы, почвы и планетарным потеплением климата. Отсюда исходит возможность наступления глобального экологического кризиса. Таким образом, климат как важнейший экологический фактор имеет региональное и глобальное значение, причём следует подчеркнуть изначальную экологичность климата (Реймерс Н.Ф., 1990; Кобышева Н.В., 1997; Исаев А.А., 2001 и др.).

В последние годы внимание мирового сообщества особенно привлечено к горным территориям, чему способствовало понимание важности их изучения для оценки состояния и прогнозирования устойчивости региональных и глобальных природных и социально-экономических систем. На Всемирной конференции по окружающей среде и развитию в Рио-де-Жанейро в 1992 г. горные регионы отнесены к хрупким экологическим системам, и их изучение признано международной общественностью одной из приоритетных тем. Проблема климатических изменений также приобрела глобальный характер и стала предметом специального рассмотрения. По итогам Всемирной конференции была принята Рамочная конвенция об изменении климата. С 1992 г. началось выполнение Всемирной климатической программы. Её целью явилось развитие мониторинга глобальной климатической системы, совершенствование знаний о климате, оценка воздействий климата на людей, разработка соответствующих рекомендаций правительствам.

Особенностью исследования эколого-климатических ресурсов горных стран является проблема недостаточной их изученности по сравнению с равнинными территориями. Решение этих задач затруднено из-за крайне малого числа метеорологических станций в горных районах Сибири. Большая часть горных территорий, особенно верхние уровни, оказываются совершенно неосвещёнными в метеорологическом отношении. Положение осложняется ещё и тем, что получение климатических характеристик в горах расчётным путём и моделированием затруднено в связи с разнообразием природных условий.

Повышение экономического потенциала России немыслимо без дальнейшего освоения горных регионов, характеризующихся высокой концентрацией разнообразных природных ресурсов. Высотная зональность климатов в сочетании с достаточной теплообеспеченностью и повышенным увлажнением создаёт в горных районах широкие возможности для развития сельского хозяйства, особенно животноводства. В связи с задачами интенсивного освоения природных ресурсов, создания современной энергетической, рекреационной, транспортной инфраструктуры изучение природных ресурсов Алтае-Саянской горной страны представляется, несомненно, актуальным.

В любой горной стране горные склоны занимают наибольшие площади. Агроклиматические условия горных склонов в настоящее время освещены с климатологической точки зрения недостаточно. Гидрометеорологические станции характеризует условия только на днищах отдельных широких долин и котловин. В настоящее время в связи с резким уменьшением возможностей применения средств интенсификации сельскохозяйственного производства (удобрений, гербицидов) особенно остро встаёт проблема наиболее полного использования природных ресурсов территории.

Для горных районов Алтая характерны значительные суммы суммарной радиации, особенно в юго-восточных районах (средние годовые значения достигают 5180 Мдж/м^2). Величина фотосинтетически активной радиации (ФАР) за вегетационный период с ростом абсолютной высоты местности быстро убывает. Это связано с уменьшением продолжительности вегетационного периода. На высоте 2000 м над уровнем моря, на открытой местности величина ФАР изменяется от 1000 до 1200 Мдж/м^2, в долинах и на склонах эта величина уменьшается ещё на 25–30%.

Аэроклиматические характеристики температуры воздуха в верхнем поясе гор позволяют с достаточной точностью для практических целей оценить тепловые ресурсы на горных склонах. Исходными характеристиками для расчётов многих показателей тепловых ресурсов служат средние месячные температуры воздуха, по которым для склонов вычислены продолжительность периода с температурами выше и ниже заданных пределов, суммы температур выше или ниже заданного предела, высоты изотерм, средние максимальные и минимальные температуры и другие показатели, имеющие широкое практическое использование. Для производственной оценки агроклиматических условий принципиальное значение имеют дополнительные агроклиматические показатели. К ним относятся максимальные и минимальные температуры, амплитуды температуры, средние дневные и ночные температуры и их суммы. Характеристика показателя увлажнения горных склонов получена с использованием данных о годовых суммах осадков и о дефиците влажности воздуха в свободной атмосфере (Шашко Д.И., 1985). Годовые суммы осадков на склонах определялись с использованием гляциоклиматических показателей.

В пределах Горного Алтая показатели увлажнённости уменьшаются с северо-запада на юго-восток в соответствии с уменьшением количества осадков и повышением уровня хионосферы. Во всех агроклиматических районах (даже в засушливых) степень увлажнённости верхних частей склонов существенно выше, чем на днищах долин и котловин. Это связано с увеличением осадков и уменьшением дефицита влажности воздуха на склонах.

При решении многих практических вопросов в сельскохозяйственном производстве большое значение имеет сравнительная оценка возможной биологической продуктивности сельскохозяйственных угодий. Биоклиматический потенциал (БКП) (Шашко Д.И., 1985) характеризуется комплексом климатических факторов, определяющим возможности сельскохозяйственного производства. В таблице в качестве примера приведены агроклиматические показатели на различных высотах на склонах горных хребтов для некоторых агроклиматических подрайонов.

Наиболее благоприятные агроэкологические условия наблюдаются в низкогорных районах северного Алтая. Отмечается увеличение БКП на нижних частях склонов по сравнению с днищами долин и котловин. Причём увеличиваются не только тепловые ресурсы на склонах в связи с ослаблением эффекта застоя воздуха, но возрастает увлажнённость, что играет важную роль в засушливых районах.

Реальная оценка агроэкологических ресурсов на горных склонах подтверждает, что исторически сложившаяся система земледелия, ориентированная лишь на производство кормовых культур, не полностью реализует биоклиматический потенциал земледелия на Алтае (Модина Т.Д., 2000). Полный учёт агроэкологических ресурсов показывает, что в одних районах природопользование должно быть больше ориентировано на производство кормовых культур, в других – продовольственных, в третьих – садоводческих. Большое значение имеет оценка природных условий на склонах для повышения эффективности отгонно-пастбищного животноводства.

По разным критериям вся территория Горного Алтая характеризуется неблагоприятными и крайне неблагоприятными условиями для рассеивания примесей в атмосфере. Застой воздуха, инверсионное распределение температуры способствуют накоплению примесей в атмосфере и ухудшению экологической ситуации. Эти особенности эколого-климатических условий горных районов ставят очень остро вопрос о широком развитии альтернативных источников энергии. Причём в первую очередь это должно быть связано с уменьшением экологической опасности и лишь во вторую – с вопросами удешевления энергетических ресурсов. Дальнейшее развитие эколого-экономического района Республики Алтай немыслимо без расширения энергетической базы. Этого требует не только развивающееся сельское хозяйство и промышленное производство, но и широчайшие перспективы развития туризма, расширения рекреационной

Теплообеспеченность ($\Sigma t_{>5}$), осадки, увлажнение (M_d), биоклиматический потенциал (БКП), биологическая продуктивность ($Б_к$). Горный Алтай

Подрайон	Форма рельефа	Высота, м	Осадки, год, мм	M_d	Зона увлажнения	$\Sigma t_{>5}$	БКП	$Б_к$
Северный Алтай								
Катунско-Майминский	Долины	250–350	550–750	0,73	Влажная	2210	2,2	121
	Склоны	500	900	1,12	–	2510	2,5	138
	–	1000	1200	1,33	–	2110	2,1	116
Центральный Алтай								
Урсульский	Долины	500–700	300–350	0,40	Ум. влаж.	1920	1,7	94
	Склоны	1500	520	0,53	Влажная	1600	1,6	88
	–	2000	700	0,92	–	910	0,9	50
Чарышский	Долины	650–800	500–550	0,71	Влажная	1540	1,5	83
	Склоны	1000	600	0,74	–	2240	2,2	121
	–	1500	750	0,77	–	1600	1,6	88
	–	2000	800	1,01	–	910	0,9	50
Уймонский	Котловина	900–1050	450–500	0,52	Влажная	1800	1,8	99
	Склоны	1500	780	0,80	–	1600	1,6	88
	–	2000	1000	1,26	–	910	0,9	50
	–	2500	1000	2,17	–	370	0,4	22
Юго-Восточный Алтай								
Улаганский	Долины	1200–1450	430–450	0,43	Ум. влаж.	1380	1,3	72
	Склоны	1500	400	0,41	–	1640	1,5	83
	–	2000	500	0,63	Влажная	1020	0,9	50
	–	2500	450	0,98	–	410	0,4	22
Курайский	Котловина	1500–1600	230–260	0,22	Засушлив.	1410	0,9	50
	Склоны	2000	600	1,07	Влажная	1020	1,0	55
	–	2500	700	1,52	–	410	0,4	22
Чуйский	Котловина	1750–1900	100–150	0,11	Сухая	1410	0,5	28
	Склоны	2500	400	0,87	Влажная	410	0,4	22

базы и улучшение социальных условий жизни местного населения.

Важными особенностями горных стран являются большое рассредоточение потребителей электрической и тепловой энергии, неравномерная нагрузка в течение года и отсутствие собственных источников энергии. Мелкие населённые пункты, обслуживающие сельскохозяйственное производство, потребляют относительно небольшое количество энергии и тем самым не способствуют формированию мощной централизованной энергетики. Это становится особенно актуальным в современных условиях, когда лишённые бюджетной финансовой помощи горные территории юга Сибири буквально оставлены наедине с собственными проблемами. Такими автономными экологически чистыми источниками энергии могут служить гелиоэнергетические установки (ГЭУ), ветроэнергетические установки (ВЭУ).

В Горном Алтае среди возобновляемых источников энергии солнечная радиация по масштабам ресурсов, экологической чистоте и повсеместной распространённости наиболее перспективна. Для учёта потенциальных гелиоресурсов в Горном Алтае было построено поле суммарной радиации и рассчитаны её годовые суммы. Приведённые годовые суммы суммарной радиации являются фоновыми значениями. Они характерны для условий открытости горизонта, средних условий облачности и средних значений прозрачности атмосферы.

Наиболее значительны гелиоэнергетические ресурсы на юге и юго-востоке территории (48–50 °с.ш.), особенно в Чуйской, Курайской, Бертекской, Джулукульской котловинах, на плато Укок, в районах, примыкающих к Республике Казахстан. Из-за уменьшенного количества облаков над этими районами потенциальные гелиоресурсы превышают фоновые на 5–10% и могут достигать 1600 кВтЧч/м² за год. В глубоких долинах, расположенных в этих широтах, из-за уменьшения открытости горизонта и влияния облачности годовые суммы солнечной радиации уменьшены, по сравнению с фоновыми, на 12–15% и в среднем изменяются от 1000 до 1200 кВтЧч/м² за год. На открытых водораздельных участках годовые суммы суммарной радиации на 5–7% меньше, чем фоновые, в связи с увеличенными значениями облачности.

В Центральном Алтае (50–52 ° с. ш.) на большей части территории, в том числе и в котловинах Уймонской, Катандинской, Урсульской, Улаганской и др., потенциальные суммы гелиоресурсов изменяются от 1200 до 1300 кВтЧч/м² за год. В долинах эта величина составляет в 1100–1200 кВтЧч/м². В Северном Алтае севернее 52 °с. ш. в предгорных районах, в широких долинах годовые суммы суммарной радиации уменьшаются до 1000–1200 кВтЧч/м², а в узких долинах – до 900–1100 кВтЧч/м² за год.

Данные о ветровом режиме на водоразделах позволили оценить потенциальные ветроэнергетические ресурсы Горного Алтая. Наибольшими ветроэнергетическими ресурсами располагают северные и западные районы. По данным о средних месячных скоростях ветра на водоразделах рассчитаны основные части ветроэнергетического кадастра. Годовая повторяемость скоростей ветра более 3 м/с составляет на водораздельных участках 70–80%. Повторяемость скоростей ветра 5 м/с и более составляет до 50%. В центральной части Горного Алтая для водораздельных участков выше 1500 м над уровнем моря при скоростях ветра более 4 м/с удельная мощность составляет от 150 до 850 Вт/м². За зону большой энергетики могут быть приняты районы с удельной мощностью более 500 Вт/м², при этом ВЭУ способны выдавать мощность до одного и более МВт, причем обеспечена работа в течение всего года. Такая зона выделена в центральной части Горного Алтая, начиная с 2200 м и выше. Зона малой ветроэнергетики – районы с удельной мощностью ветрового потока от 200 до 500 Вт/м². В таких условиях могут эксплуатироваться относительно небольшие ВЭУ мощностью 1–5 КВт. Продолжительность их эффективной работы 50–70% времени за год. Такие условия на Алтае возникают с высоты около 1000 м. Отметим, что использование ВЭУ средней и малой мощности может оказаться наиболее рентабельной и способствовать достижению минимальной стоимости единицы производимой энергии.

При оценке ветроэнергетических ресурсов в горных районах Алтая обязательно следует учитывать местные ветры. Эффективная работа ВЭУ возможна в отдельных горных долинах, где наблюдается большая повторяемость фёнов (меридиональная часть долины р. Катуни, р. Чулышман, Телецкого озера и пр.).

Полученные результаты подтверждают целесообразность дальнейшего развития экологических и климатических исследований в горных районах Сибири и позволяют сделать ряд выводов и рекомендаций по рациональному природопользованию. Разработанные научно-методические подходы к оценке эколого-климатических ресурсов могут быть использованы в других горных странах.

РАДИАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КЛИМАТА ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Л. М. Севастьянова
Томский государственный университет

Современные процессы изменения климата требуют всестороннего рассмотрения динамики большого числа климатических факторов и процессов.

Радиационные характеристики климата являются одними из важнейших факторов климатообразования. До последнего времени их обобщение выполнялось главным образом по крупным регионам или в целом по территории России [1, 2 и др.]. Задачей настоящего исследования является выяснение региональных особенностей распределения составляющих радиационного баланса на юге Западной Сибири и их временной изменчивости.

Для характеристики радиационного режима использованы данные [3], [4], актинометрических ежемесячников за 1965–1986 гг. по актинометрическим станциям, расположенным на территории Алтайского и Красноярского краёв, Омской, Новосибирской, Кемеровской и Томской областей. Список станций и их координаты приведены в табл. 1.

Для оценки пространственного распределения составляющих радиационного баланса построены поля этих величин в виде полиномов первой степени

$$S = A_0 + A_1 \cdot X + A_2 \cdot Y,$$

где S – характеристика радиационного режима; A_0, A_1, A_2 – весовые коэффициенты; X, Y – координаты станций в декартовой системе (сотни км). Ось X направлена на восток, Y – на север.

Географические координаты были пересчитаны в прямоугольные по формулам

$$X = a \cdot \cos\varphi \cdot (\lambda - \lambda_0); \qquad Y = a \cdot (\varphi - \varphi_0),$$

где φ и λ – широта и долгота станции (градусы); φ_0 и λ_0 – координаты начала прямоугольной системы координат (градусы); φ – средняя широта исследуемого района (градусы); a – коэффициент, равный 111,2 км/градус, это – средняя длина одного градуса дуги меридиана.

Эти формулы, хотя и являются приближенными, но для умеренных широт дают хорошие результаты для площадей, поперечник которых не превышает 2000–3000 км [5].

Аналитическое представление осредненных полей средних месячных величин составляющих радиационного баланса в виде полинома позволяет оценить их горизонтальное распределение. Физический смысл весовых коэффициентов предельно прост и заключается в следующем: A_0 – характеризует величину радиационного потока в начале координат ($X = 0$, $Y = 0$); A_1 – показывает его изменение в направлении с запада на восток на 100 км, знак минус означает убывание с запада на восток; A_2 – показывает изменение с юга на север на 100 км, знак минус соответствует уменьшению с увеличением широты местности. Таким образом, коэффициенты A_1 и A_2 являются горизонтальными градиентами составляющих радиационного баланса.

Весовые коэффициенты рассчитываются методом наименьших квадратов. Характеристики полей составляющих радиационного баланса, рассчитанные методом наименьших квадратов, получаются сглаженными, но при этом выделяются главные особенности их распределения, связанные с географическим положением и влиянием циркуляционных факторов.

Для пространственно-временной характеристики радиационного режима исследуемой территории рассчитаны поля прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность (S'), рассеянной (D), суммарной (Q), радиационного баланса подстилающей поверхности (B), альбедо (A) подстилающей поверхности. Приведение данных на станциях, расположенных на равнине, к единой высоте не проводилось, так как разность высот составляет не более 100–250 м. Характеристики многолетних средних горизонтальных градиентов составляющих радиационного баланса приведены в табл. 2.

Для всех составляющих радиационного баланса характерна очень большая изменчивость как во времени, так и в пространстве. Пространственное распределение суммарной радиации в пределах юга Западной Сибири носит в основном зональный характер. Месячные и годовые суммы её уменьшаются в направлении с юга на север. В направлении с запада на восток изменение годовых сумм значительно меньше, чем в меридиональном на-

Таблица 1

Список актинометрических станций юга Западной Сибири

Станция	Широта, °с ш	Долгота, °в д	Высота, м
Александровское	60,5	77,7	47
Колпашево	58,8	83,0	71
Енисейск	58,3	92,0	78
Татарск	55,0	76,1	110
Огурцово	55,0	82,9	131
Хакасская	53,8	91,4	255
Кузедеево	53,3	87,2	291
Ново-Благовещенск	52,4	85,5	125
Кош-Агач	50,0	88,7	1758

Таблица 2

Характеристика полей месячных сумм прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность (S'), рассеянной радиации (D), суммарной радиации (Q), радиационного баланса (B), альбедо (A)

Показатели	A_0	A_1	A_2	A_0	A_1	A_2
	Январь			Апрель		
S', МДж/м^2	25,5	-1,17	-3,98	241,3	-4,82	-8,88
D, МДж/м^2	54,1	-0,54	-4,53	236,7	4,32	3,94
Q, МДж/м^2	79,6	-1,76	-8,50	478,0	-0,46	-4,90
B, МДж/м^2	-36,0	1,68	-1,09	176,8	1,26	-15,92
A, %	75,2	-0,37	1,65	36,3	-0,18	4,48
Показатели	A_0	A_1	A_2	A_0	A_1	A_2
	Июль			Октябрь		
S', МДж/м^2	366,6	-1,22	-10,10	58,2	-0,75	-8,00
D, МДж/м^2	268,6	2,64	-0,21	104,8	0,88	-2,93
Q, МДж/м^2	635,0	1,40	-10,30	163,0	0,13	-10,9
B, МДж/м^2	349,4	0,71	-6,29	19,7	0,13	-5,87
A, %	18,5	-0,07	0,78	32,4	0,39	2,98

Примечание A_0, A_1, A_2 – весовые коэффициенты

правлении. Большую часть года отмечается уменьшение сумм суммарной радиации в восточном направлении.

Прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность и рассеянная радиация в целом за год убывает с юга на север. В направлении с запада на восток отмечается уменьшение прямой радиации и увеличение рассеянной радиации большую часть года.

Для оценки современных колебаний характеристик солнечной радиации использованы данные о месячных и годовых суммах прямой, рассеянной и суммарной радиации и радиационного баланса по сетевым актинометрическим станциям южной части Сибири. Исследование колебаний солнечной радиации затруднено из-за малого числа станций и относительно небольших рядов наблюдений, что не позволяет пока в полной мере выявить долгопериодные колебания.

В результате исследований получены зависимости между прямой, суммарной радиацией и продолжительностью солнечного сияния в Западной Сибири. Коэффициент корреляции между месячными суммами прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность, суммами суммарной радиации и продолжительность солнечного сияния довольно высок для всех месяцев (0,70–0,96). В целом за год на большинстве станций в Сибири наблюдается уменьшение продолжительности солнечного сияния. Величина тенденции составляет 3–5 ч за 10 лет.

Взаимные связи продолжительности солнечного сияния, прихода солнечной радиации и температуры воздуха являются достаточно сложными и неоднозначными. В летний период увеличение продолжительности солнечного сияния связано с уменьшением количества облаков, что соответственно способствует увеличению потоков солнечной радиации, а также повышению температуры воздуха. В зимний период в условиях Западной Сибири увеличение продолжительности солнечного сияния обычно связано с активизацией Азиатского антициклона, что приводит к усилению процесса выхолаживания нижней атмосферы и понижению температуры воздуха. В тёплый период приход солнечной радиации меняется от года к году в более широких пределах, чем в холодный.

На всех станциях годовые суммы солнечной радиации испытывают периодические колебания. В общем же отмечается хорошо выраженная тенденция к уменьшению прямой и суммарной радиации. Средняя величина линейного тренда суммарной радиации составляет 9–11 МДж/м^2 за год. Для рассеянной радиации характерно наличие трендов разных знаков: на одних станциях – положительного тренда, на других – отрицательного. Тенденция уменьшения годовых сумм прямой радиации вызвана, главным образом, увеличением в последние десятилетия рассматриваемого периода повторяемости западной (W) и восточной (E) форм циркуляции по Г.Я. Вангенгейму и А.А. Гирсу. Одной из причин уменьшения сумм прямой и суммарной радиации является тенденция увеличения числа дней с циклонами в Сибирском секторе, а, следовательно, и количества облачности, которая оказывает непосредственное влияние на приход солнечной радиации. За исследуемый период наблюдается уменьшение числа дней с антициклонами во все месяцы.

Определяющим фактором изменения радиационного баланса на исследуемой территории является широта места, от которой зависит высота солнца. Радиационный баланс растёт с уменьшением широты, хотя и неравномерно. Наименьшие годовые суммы радиационного баланса наблюдаются на ст. Александровское (1175 МДж/м^2), наибольшие – на ст. Кош-Агач (1802 МДж/м^2).

Средние месячные суммы радиационного баланса на станциях меньше всего различаются в январе. Наибольших различий они достигают в марте и октябре, что связано с появлением и разрушением снежного покрова на станциях в разное время.

На всех станциях месячные и годовые суммы радиационного баланса испытывают периодические колеба-

ния. Однако в основном на исследуемой территории наблюдается тенденция к уменьшению месячных сумм радиационного баланса. Для годовых сумм радиационного баланса также характерна тенденция к уменьшению значений на большинстве рассматриваемых станций: величина линейного тренда составляет от –17,6 МДж/м² за 10 лет на ст. Александровское до –182,5 МДж/м² за 10 лет на ст. Ново-Благовещенск. Исключением является лишь ст. Кош-Агач, на которой отмечается тенденция увеличения годовых и месячных сумм радиационного баланса, кроме января, октября и ноября.

Выявленные тенденции уменьшения со временем прямой, суммарной радиации и радиационного баланса в южной части Западной Сибири тем не менее не приводят к понижению температуры воздуха в регионе. В рассматриваемый период прослеживается тенденция повышения температуры на разных станциях на 0,1–0,8 °С за 10 лет.

Литература

1 Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 335 с.

2 Кондратьев К.Я. Радиационные факторы современных изменений глобального климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 278 с.

3 Справочник по климату СССР. В 34 вып., 5 ч. Л.: Гидрометеоиздат, 1966, 1967. Вып. 20, 21; Ч. 1: Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние.

4. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. Сер. 3. Ч. 1–6. Вып. 20. 716 с.

5. Каган Р.Л. Осреднение метеорологических полей. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 213 с.

ИНСТИТУТ ИССЛЕДОВАНИЯ СИБИРИ В ТОМСКЕ (1919–1920 ГГ.)

В.И. Слуцкий
Томский государственный университет

В один из экстремальных моментов истории России в истории организации науки Сибирь переживала драматический период, когда на фоне революций и разрушительной гражданской войны в Томске создавался **Институт исследования Сибири** (ИИС) – государственное учреждение, предназначенное для планомерного научно-практического исследования природы, жизни и населения Сибири, рационального использования естественных богатств края и культурно-экономического его развития.

Июля 29-го дня 1919 г. ***Верховный Правитель Адмирал Колчак*** утвердил Постановление Совета Министров, в котором указано «1. Учредить в городе Томске Институт исследования Сибири с Отделением Средне-Сибирским и Дальне-Восточным. .». В мае 1920 г. должен был состояться съезд для избрания постоянного состава руководящих органов, но уже с 1 июля 1920 г. Сибревком постановил институт закрыть «...в целях экономии научных и ученых сил Сибири и централизации дела научного исследования Сибири» и заменить его организацией Бюро и Научных Секций при Томском университете (ТГУ) и Томском технологическом институте (ТТИ).

Несмотря на короткий срок существования Института исследования Сибири, это была яркая страница, свидетельствующая об энтузиазме ученых, стремлении их даже в такое смутное время проводить разносторонние исследования с благородной целью – познать Сибирь и улучшить жизнь на этой суровой земле.

Инициатива и громадная работа по созданию такого научного центра принадлежит ученым томских вузов и, главным образом, профессору Технологического института и университета (по совместительству) Борису Петровичу Вейнбергу.

В 1910 г. при Томском обществе изучения Сибири (его основал Г.Н. Потанин) была организована метеорологическая комиссия, в состав которой входили Б.П. Вейнберг, Г.К. Тюменцев, Г.Н. Потанин, А.В. Игнатьев, В.Д. Дудецкий. Заметим, что у всех членов комиссии, кроме Г.Н. Потанина, были опубликованы серьезные работы по метеорологии и они четко понимали необходимость улучшения «метеорологического дела» в Сибири. Метеорологическая комиссия по предложению Б.П. Вейнберга решила принять участие в Первом Сибирском метеорологическом съезде и поставить вопрос о создании комплексного института по изучению Сибири как своеобразного региона России. Нужна был весомая поддержка этой идеи научной общественностью.

Такой съезд состоялся 27 октября 1917 г. в Иркутске. Парадоксально удивительная ситуация: в Петрограде революция, а в Иркутске спокойно собирается метеорологический съезд! Более того, этот ученый форум решил выйти за пределы своих задач, и, как первый вообще научный съезд в Сибири, обсуждал различные вопросы об улучшении организации исследовательских работ [1].

Почетный председатель съезда Б.П. Вейнберг как представитель первой сибирской высшей школы в приветственном слове (его выступление опубликовано в иркутской газете «Сибирь» № 237 от 29 октября 1917 г.) подчеркнул, что метеорологи первые почувствовали потребность путем личного общения обсудить задачи этой отрасли в стране. Он убедительно обосновал причины активности метеорологов в данном вопросе:

– метеорология изучает атмосферу – самую динамичную оболочку Земли, поэтому региональность метеорологических условий выражена более резко, чем в других науках о Земле (географии, геоботанике, геологии, гидрологии и т.п.). По Вейнбергу, метеорология из всех «местных» наук самая «местная».

– метеорология наиболее тесно связана с сельским хозяйством – основой жизни в России вообще и Сибири, в частности.

– Метеорологи «...руководствуясь быть может, инстинктивно тем здоровым и здравомыслящим областничеством, которое можно противопоставить вредным с общегосударственной точки зрения сепаратистическим течениям некоторых окраин России, ясно видели недостатки того пути развития метеорологического дела в Сибири, какой был обычно до сих пор». Этот тезис носит явно положительный политический оттенок (Сибирь есть неотъемлемая часть России).

Однако Б.П. Вейнберг предлагал перенести Центр руководства в деле изучения Сибири с Петрограда, «лежащего на окраине России в географический центр России Томск или в географический центр Сибири Иркутск». У Б.П. Вейнберга была твердая идея заложить прочный организационный фундамент объединения исследователей Сибири, причем два варианта. Он считал, что наиболее широкою формой такого объединения было бы образование особого «Ведомства исследования Сибири» (Министерство науки) из тех частей различных ведомств и министерств, связанных с исследованием Сибири, как, например, переселенческое управление, управление государственными имуществами, геологический комитет, военно-топографическое управление и т.д. Второй вариант – создание ИИС. Первый вариант был категорически отвергнут, а для реализации второго сформировали Организационное Бюро в Иркутске. Однако через некоторое время был создан оргкомитет по учреждению ИИС в Томске, в него вошли Б.П. Вейнберг, А.П. Поспелов,

М.А. Усов и В.П. Дмитриев. Это была первая конфликтная ситуация между Томском и Иркутском.

Временное правительство Сибири при интенсивной поддержке Министра народного просвещения профессора ТГУ В.В. Сапожникова разрешило проведение съезда в Томске и выделило 40 000 рублей [2].

Судя по публикациям сибирской печати «Воля Сибири» (Красноярск), «Голос Сибири» (Иркутск), «Сибирская жизнь» (Томск) съезду придавалось большое значение.

Оргкомитет съезда провел колоссальную работу по обеспечению проезда делегатов, размещения их, подготовки аудиторий для проведения общих и секционных собраний, были предусмотрены экскурсии по лабораториям и музеям вузов.

15 января 1919 г. в 1 ч 45 мин дня в зале библиотеки Томского университета (актовом зале) (обширный актовый зал почти полон, члены съезда, приглашенные гости, много публики, – писала «Сибирская жизнь») состоялось первое общее собрание учредительного съезда, которое открыл Министр Народного Просвещения заслуженный профессор томского университета В.В. Сапожников: «...Научное пламя, сосредоточенное здесь в небольшом фокусе, будет расширяться все более и более, освещая в значительных частях темную Сибирь...».

Председателем первого заседания съезда был известный петербургский геолог путешественник Я.С. Эдельштейн (удивительная судьба: Золотая медаль ВГО, в начале 1949 г. награжден орденом Ленина, «суд чести» Мингео СССР за «космополитизм», а 31 марта 1949 г. арестован по Красноярскому делу, получил 25 лет, умер в тюремной больнице в 1952 г., реабилитирован в 1954 г.). Он сказал: «...Съезд собрался в исключительно тяжелое время, ...они там в несчастной растерзанной России переживают быть может величайшую трагедию, являясь свидетелями гибели лучших ценностей русской культуры и науки».

С горячей поддержкой создания ИИС выступили руководители вузов Томска. Ректор Томского университета (ТУ) профессор А.П. Поспелов подчеркнул, что «...съезд открылся в библиотеке университета, где с такой любовью собирались труды по исследованию Сибири за все существование Томского университета. ...Здесь вынашивались экспедиции Сапожникова, Крылова, здесь обдумывались исследования Смирнова, Кащенко и др. Если будущему институту удастся организовать большую, сильную, мощную рать исследователей Сибири, то не будем забывать, что первые пионеры этих исследований были сильны энтузиазмом».

Ректор Томского технологического института (ТТИ) профессор Бобарыков отметил, что «...Томский Технологический институт никогда не забывал, что на нем помимо его прямых обязанностей лежат и работы научного характера ... Среди преподавательского состава имеется достаточно имен, которые зарекомендовали себя в области исследования Сибири. Русские по сравнению со своими культурными соседями отличаются, между прочим, одной особенностью: они чрезвычайно низко ценят свое время и свой труд. ... В настоящий тяжелый момент, когда наша родина стоит перед вопросом – быть или не быть, оказывается, что мы нашу родину знаем достаточно мало, а между тем, собранных материалов имеется много. Такой непроизводительной затрате наших сил, главным образом наших научных сил, конечно, должен быть положен предел».

В работе съезда приняли участие деятели науки по различным отраслям знаний (геология, геодезия, химия, почвоведение, история и т.д.), всего участвовало 240 человек, в том числе 169 из Томска. В числе участников 40 официальных представителей 8 Министерств, Геолкома России и Сибири. В годы гражданской войны в Томске оказались видные ученые («беженцы») из Петрограда, Казани, Перми, их присутствие усилило представительность форума.

Активное участие в дискуссиях на общих и секционных собраниях принимали целое созвездие томских ученых, которые или в то время или в будущем стали знаменитыми в стране, основоположники ряда направлений в географии, геологии, биологии, медицине, физики, химии и т. д. Среди них геологи М.А. Усов, П.П. Гудков (профессор, председатель геолкома), Н.Н. Урванцев (один из первооткрывателей Норильского рудного района), Д.А. Стрельников; гидролог М.А. Великанов (будущий чл.-корр. АН, заложивший основы динамики русловых процессов), ботаник П.Н. Крылов (основатель ботанического музея и ботанического сада); зоологи М.Д. Рузский, Г.Э. Иоганзен, С.М. Курбатов, Н.Н. Лавров; медики М.Г. Курлов, К.Н. Завадовский, С.И. Залесский (зав. кафедрой химии), Н.В. Вершинин, Н.И. Горизонтов, Т.М. Иосифов, М.Ф. Львов, В.Н. Савин, Н.С. Спасский; физики В.Д. Кузнецов, И.А. Соколов; химики Н.П. Чижевский, Я.И. Михайленко, М.П. Орлова, П.М. Силин; историк П.Г. Любомиров, М.М. Хвостов; юрист Б.Е. Будде; филолог Э.В. Диль; архитектор А.Д. Крячков; металлурги В.Я. Мостович, Н.П. Чижевский и др. Многие из них увековечены в энциклопедиях и справочниках.

Делегаты съезда направили благодарственную телеграмму Верховному Правителю, который по свидетельству очевидца "с восторгом проводил в Совете Министров мысль об открытии ИИС, съезд приветствовал А.В. Колчака «...как носителя объединения России и как человека, потрудившегося над исследованием полярных Сибирских вод». Ответ гласил:

"Глубоко обрадован приветствием съезда. Назначение и цели, преследуемые съездом, являются крайне близкими и дорогими для меня, отдавшего лучшие годы своей службы делу исследования сибирских полярных морей и арктической Сибири. Как старый работник в научном исследовании Сибири, всегда поддерживающий близкую связь с Академией наук и географическим обществом, я от всей души приветствую создание Института, придавая огромное значение его будущей работе, которой буду рад содействовать всеми зависящими от меня способами. Адмирал Колчак".

Съезд получил много приветствий и для того, чтобы подчеркнуть противоречивость и неоднозначность того времени, приведу несколько выдержек.

«На долю Сибири выпала высокая и почетная роль государственного объединения России, возрождения нашей настрадавшейся родины... Я убежден, что по мере того, как будет расширяться сфера освобожденной России, по мере того, как, наконец, мы увидим освобожденное сердце России – Москву, затем Петроград и всю Россию до ее естественных пределов – окраин, народившийся здесь научный и практический центр – эта Сибирская Академия Наук – сумеет вдохнуть жизнь в то израненное тело, которое представляют отдаленные от нас сейчас части европейской России. В.Ю. Ульянинский, начальник отдела вузов Министерства Народного Просвещения».

«Для армии исследование государства является неизбежной необходимостью, потому что все средства армия в мирное время, так и в особенности для боевого столкновения, армия черпает из страны из ее народонаселения из ее естественных богатств. Исследования в Сибири производились, но мы все же очень многого не знаем о том, что таит в своих недрах Сибирь, что таит она в своем населении. С военной точки зрения нам необходимо знать все, что находится на этой территории потому что это единственна территория, которая возрождает Россию. А.И. Медведев, генерал-лейтенант, профессор Всероссийской Академии Генерального штаба».

«Выражаю твердую надежду, что съезд, избегая нежизненной односторонности, отведет подобающее место гуманитарным наукам, памятуя полную неизвестность многоязычной разноплеменной Сибири, давно ждущей для своего расцвета изучения языка, обычаев, истории, социального, правового и экономического быта своих сынов» Ректор Иркутский государственного университета Рубинштейн (по телеграфу).

«Считаю эту мысль очень счастливой и своевременной. Ненормальному положению, при котором научные пособия, библиотеки и коллекции составляются в местностях, которые находятся от исследуемого края на расстоянии нескольких тысяч верст, а самый край по прежнему совершенно пустым, будет положен конец. Приветствую институт как зарю новой жизни Сибири. Г.Н. Потанин».

«Настоящий день в истории Сибири я считаю высокознаменательным днем. ...Сибирь, 330 лет сиднем сидевшая на своих богатствах, парализованная невежеством, инертностью, познавши себя, несомненно проявит всю мощь своих дремлющих сил в строительстве своей жизни и духовной и материальной... Я хотел бы, чтобы осознание своей Родины возможно скоро проникло в народные массы и осенило возможно большее число населения Сибири. П.И. Макушин». Наш земляк П.И. Макушин, видный общественный деятель, пионер просвещения в Сибири: внес 5000 руб. для учреждения премии за выдающееся по достоинству популярное сочинение.

Заседания проходили в большой горной, большой и малой химических аудиториях ТТИ, а секционные заседания – в различных кабинетах ТТИ и ТГУ. Из-за низкой температуры заседания переносились в более теплые аудитории, и часто выключали свет, в 11 ч вечера вообще отключали электроэнергию. «Университету грозит закрытие, у университета нет дров. На днях придется закрыть работу и заморозить библиотеку (единственную серьезную библиотеку в Сибири)», – писали в газетах.

На заседаниях секций и общих собраниях шли острые дискуссии по структуре ИИС, его задачах и способах их реализации. Геологи, например, подтверждая желательность эффективного взаимодействия, твердо решили не входить в Состав ИИС, т.к. уже был создан Сибирский Геолком. М.А. Усов письменно заявил: «*Предвидя интенсивную работу в уже утвержденном Сиб.Геол. комитете, членом коего я должен состоять, чувствуя замотанность и ухудшение своего здоровья для исправления коего прийдется отказаться от части имеющихся у меня обязанностей. Кроме того не вполне разделяю основы организации ИИС – отказываюсь от включения меня в члены Совета ИИС* (Ф26. Оп. 1, д. 45).

После острой дискуссии был принят устав ИИС и решены разные организационные вопросы. Место пребывания института – Томск (единогласно и при аплодисментах), только отдел геофизики в Иркутске. Директором института был избран В.В. Сапожников, его помощником Б.П. Вейнберг. Съезд продолжался двенадцать дней вместо восьми по первоначальному плану, что вызвало затруднение отъезда членов съезда, (организаторы просили у начальника томской железной дороги отдельный вагон для едущих на восток и хотя бы пол вагона – едущих на запад, а немного позже уже просили два места в теплушке для беспересадочного проезда в Омск!).

Анализируя архивные документы по организации ИИС, создается впечатление, что инициаторы этой идеи были твердо убеждены в том, что власть Колчака и его Совета Министров стабильна и она определит будущее России. Иначе как понимать слова Б.П. Вейнберга в докладной записке Министру Народного Просвещения «...что касается организации съезда до освобождения Сибири от большевиков, об этом не могло быть и речи...» (ГАТО. Ф26. Оп.1, д. 11) или письмо В.В. Сапожникова Военному Министру (1 ноября 1919 г.) «В задачи вверенного мне института входит всестороннее исследование Сибири. В виду необходимости в настоящее время напрячь все силы для борьбы с большевизмом, Институт предлагает Военному Министерству свои услуги по производству исследования Сибири для нужд военного времени... (ГАТО. Ф26. Оп. 1, д. 24)».

Но время-то было очень тревожное и надо было оценивать и другие факты и события:

– на станции Ачинск 23.12.1919 г. при грандиозном взрыве был разрушен вагон, в котором отправлялись в Иркутск часть персонала экспедиции с отчетами Север-

ного Морского пути с отчетами и приборами и т.п. Спасся лишь начальник Д.Ф. Котельников и еще кто-то;

– управляющий губернии поручик Михайловский докладывал в МВД (21.01.1919 г.), что из Советской России под видом возвращающихся из Австрии и Германии наших военнопленных и из центральной и южной России беженцев проследовало в Сибирь значительное количество большевиков из числа видных сотрудников Ленина и К°с целью. Организовать в Сибири одновременно всеобщее вооруженное восстание. Растет партизанское движение.

– организация экспедиции для исследования и учета белого угля по Алтайским рекам не могла быть выполнена истекшим летом ввиду событий момента (!);

– субсидированное ИИС обследования озер Зауралья было прервано в самом начале приближением театра военных действий;

– 4.03.1920 г. в Томске 2 марта в артиллерийские казармы, где предполагался спектакль, была брошена бомба. Пострадало 40 человек, двое умерли.

Приходишь к выводу, что в то время даже умнейшие ученые, видимо, не могли понять, оценить и спрогнозировать ход истории. Ведь уже при Советской власти по просьбе Томского Совнархоза в этом же ИИС теми же людьми был подготовлен доклад о значении Томска и его губернии в народно-хозяйственной жизни Сибири, о значении его как областного центра. Постановили, что город Томск, где сосредоточены научно-культурные силы края, является умственным центром всей Сибири.

ИИС начал работать в сложнейших условиях, не было стационарных помещений (Сибирскому Геолкому в этом отношении повезло!), не сформировался стабильный штат, но даже в условиях постоянного сокращения сметы, в начальный период были «живые» деньги.

Это давало возможность покупать книги и создавать музей, заказывать приборы и оборудование, организовывать или содействовать в организации экспедиций, выплачивать вознаграждение не только основному и вспомогательному штату, но и лицам, принимавшим участие в заседаниях Советов Отделов и различных комиссиях. Есть документ об оплате за проведение метеорологических наблюдений по Инструкции ИИС в размере 1000 руб. школьникам В. Саввинову и И. Павлову из Верхнеудинска, причем они спрашивают куда деть 500 руб., которые остались!?! Ответ – сдать в Народный Банк и прислать квитанцию!).

В январе 1920 г. происходила реорганизация власти, и надо было решать вопрос о том, какие исследовательские учреждения надо внести в состав ИИС, как сохранить ИИС.

По оценке Сибирской советской энциклопедии, «Институт сделался центром интеллигентских сил, враждебно настроенных к Советской власти, и опорой колчаковщины». Вряд ли можно согласиться с таким утверждением. Труды (6 выпусков Известий) издавались еще в 1921 г. В 1923 г. под руководством Б.П. Вейнберга был создан Институт прикладной физики (потом СФТИ).

Литература

Труды Первого Сибирского метеорологического съезда в Иркутске 26–30 октября 1917 г. Благовещенск, 1918. 306 с.
Труды съезда по организации Института исследования Сибири. Томск, 1919

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЧИСЛЕННЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ПОЛЕЙ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЛАЧНОСТИ

А.А. Смирнова
Пермский государственный университет

Поля облачности обладают большой пространственно-временной изменчивостью, поэтому информации, поступающей с метеостанций, недостаточно для построения полей распределения облачности. По оценкам В.Ф. Лапчевой, для получения достоверной информации о распределении облачности расстояние между станциями не должно превышать 15–20 км, тогда как в 1978 г. даже в Московской области, где наиболее густая сеть станций, это расстояние в среднем составляло 40–50 км, на Урале – 100 км, а в Сибири и на Дальнем Востоке – 100–200 км [4]. За последнее время количество метеорологических станций значительно сократилось, но требования к точности метеорологических прогнозов постоянно возрастают.

На сети Росгидромета существуют различные методы наблюдений, позволяющие получать одну и ту же метеовеличину. Например, информацию об интенсивности и количестве осадков можно получить по данным сети метеостанций (контактный метод наблюдений), а также дистанционными методами: с помощью метеорологического радиолокатора (МРЛ) или геостационарного спутника. Несмотря на разные способы получения информации и различную погрешность измерений, все три метода наблюдений в конечном итоге характеризуют одно и то же поле. Поэтому совместный анализ этих полей должен дать более надежные результаты.

Преобразование сигналов, поступающих с дистанционных наблюдательных систем, и согласование их с данными станционных наблюдений существенно повышают качество анализа. Такое согласование лучше всего проводить на основе численного анализа, позволяющего снизить погрешности каждого метода [1].

Методы численного анализа и прогноза погоды давно и надежно вошли в метеорологическую науку. Но использование математических моделей применительно к атмосфере допустимо при введении некоторых упрощений, ведущих к снижению качества анализа. Тем не менее поля объективного анализа зачастую надежнее, чем поля, полученные в результате осреднения или линейной интерполяции значений метеовеличин, полученных по наблюдениям на редкой сети метеорологических станций [2].

Точность конечного поля численного анализа зависит от надежности исходного поля метеовеличин. Поэтому методике построения поля первого приближения должно уделяться большое внимание. Чаще всего в качестве поля первого приближения используется поле метеоэлементов, полученное на основе решения системы гидродинамических уравнений. В такое поле вносятся реальные значения наблюденных метеоэлементов, и с помощью математических методов строится конечное поле анализа. Однако зачастую дистанционные методы дают более подробную информацию о пространственном распределении метеоэлементов по сравнению с осредненными данными станционных наблюдений. Учитывая вышесказанное, была разработана методика численного анализа полей облачности на основе вариационного согласования двух видов информации (с метеостанций и МРЛ).

Для анализа использовались данные наблюдений за количеством общей облачности с сети метеорологических станций и информация МРЛ–5 (место расположения – г. Пермь) за 1998–2002 гг. Территория исследования представляла собой прямоугольник 400x400 *км* с центром в точке расположения радиолокатора.

Проведенный анализ доказывает возможность использования радиолокационных данных в численном анализе полей облачности, так как поле радиолокационных наблюдений обладает большими горизонтальными градиентами и при введении некоторых поправок на смещенность оказывается приближенным к реальному полю распределения облачности.

Исследование проводилось по следующим этапам:

1. Климатический контроль станционных данных.

2. Формирование поля нулевого приближения посредством перевода радиолокационного изображения в балл облачности.

3. Формирование поля первого приближения с использованием различных подходов с целью достижения наилучшего результата анализа.

4. Построение анализа на основе полей нулевого и первого приближения с использованием итерационной процедуры.

5. Оценка качества анализа.

Полученные в результате исследования поля облачности обладают точностью станционных измерений и большим пространственным разрешением радиолокационных измерений. Использование предложенной методики позволяет снизить среднеквадратическую ошибку анализа в 1,5 раза по сравнению со станционными данными [3].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 01–05–96454) и Программы «Университеты России» (проект УР.08.01.016).

Литература

1. Белов П.Н., Бор ісенков Е.П., Панин Б.Д. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 376 с.
2. Калинин Н.А., С мирнова А.А. Численный анализ полей облачности по данным радиолокационных и станционных наблюдений // Фундаментальные исследования взаимодействия суши, океана и атмосферы: Материалы Всерос. науч. конф. М.: МаксПресс, 2002. С. 77–78.
3. Калинин Н.А., С мирнова А.А. Численный анализ данных радиолокационных и станционных измерений облачности // Метеорология и гидрология (в печати).
4. Лапчева В.Ф. Ве роятность обнаружения конвективных явлений погоды сетью метеорологических станций и постов // Тр. ГГО. Л.: Гидрометеоизд т, 1978. Вып. 201. С. 81–93.

БИОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЛАНДШАФТОВ КОТЛОВИН АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

М.Г. Сухова
Горно-Алтайский государственный университет

Характерной особенностью Алтае-Саянской горной страны является наличие межгорных котловин. Большинство котловин приурочено к линиям тектонических разломов. Общим свойством котловин является преобладание на их днищах степной растительности, поэтому в геоботанической литературе котловины получили название "островных степей". Котловины различаются по своему возрасту, морфометрическим характеристикам, местным климатам, видовому составу растений, характеру почвенного покрова и другим показателям.

Для большинства котловин характерна ландшафтная асимметрия. В основе этой асимметрии лежит неодинаковое поступление солнечной радиации на склоны северной и южной экспозиций. Неравномерность в поступлении энергии выражается в различиях теплового режима, условий увлажненности. Северные склоны более теневые и сухие. Важными показателями, влияющими на формирование ландшафтов котловин, являются: абсолютные высоты днищ и окружающих гор, закрытость, контрастность сочленения с окружающими горами, специфика рельефообразования и почвообразования.

Котловины различаются по своему возрасту. На Алтае преобладают молодые котловины, которые находятся в среднегорье и высокогорье, и имеют относительно небольшие размеры. Наибольшая по размерам Чуйская котловина, длина которой 70 км, ширина 40 км. Остальные меньших размеров. Высота днищ котловин над уровнем моря от 800 до 1800 м. Превышение хребтов над днищами от 1000 до 2000 м.

В Саянах межгорные котловины древнего возраста, преимущественно больших размеров. Минусинская котловина имеет длину 250 км, ширину 120 км. Высота её днища над уровнем моря всего 200–300 м. Чуть меньше по своим размерам Назаровская котловина (200 и 80 км). Поверхность этой котловины носит равнинный характер, высота днища над уровнем моря составляет 200–220 м, а превышение склонов 400–600 м.

Климат котловин отличается высокой континентальностью. В показателях климата проявляется так называемый «котловинный эффект». В холодное время года и суток со склонов на днища котловин стекает холодный воздух и над ними происходит инверсионное распределение температур. В.В. Севастьянов [2] нашел зависимость между степенью охлаждения воздуха на днищах котловин и их морфометрическими показателями. Свой показатель он назвал параметром котловинности и рассчитал его для котловин Алтае-Саянской горной страны. Величина параметра котловинности в этих котловинах изменяется от 0,05 в Назаровской котловине, до 1,10 и 1,25 в Чуйской и Тувинской котловинах (таблица).

В холодное время года в котловинах господствуют антициклональные условия циркуляции. Преобладает ясная безветренная погода. Температура воздуха в котловинах определяется характером общециркуляционных условий в сочетании с котловинным эффектом, обусловливающим застой холодного воздуха на днищах котловин.

Наиболее холодные зимы в Чуйской и Курайской котловинах на Алтае, где средняя температура января около –30 °С и в Тувинской котловине в Саянах, со средней температурой января обычно ниже –25 °С. В остальных котловинах горной страны средняя январская температура изменяется от –17 до –25 °С.

Снежный покров маломощный либо отсутствует. Часто бесснежные зимы бывают в Тувинской котловине. Наибольшее количество снега бывает в восточных районах Минусинской и Назаровской котловин, наветренных по отношению к направлению движения относительно влажных воздушных масс, поступающих с запада.

Весной и осенью, когда происходит перестройка термо-барического поля, господствуют сухие погоды с заморозками, сильными ветрами.

Термический режим лета в котловинах в основном определяется высотой над уровнем моря. Некоторое влияние на температуру оказывает и широтный фактор. В наиболее северной Назаровской котловине средняя температура июля составляет 17–18 °С, сумма температур за период с температурой выше 10 °С составляет 1650–1800 °С. В Минусинской котловине лето более теплое. Средняя температура июля 18–20 °С, сумма активных температур (выше 10 °С) около 2100 °С. В Тувинской котловине лето теплое. Средняя температура июля около 20 °С, сумма активных температур 1800–2000 °С.

Менее обеспечены теплом котловины Алтая. Днища котловин на Алтае высоко подняты над уровнем моря, высота днищ в основном в пределах 1000–1800 м, поэтому лето в них прохладное. Средняя температура июля 13–16 °С, суммы активных температур от 1000 до 1600 °С.

Наибольшей влагообеспеченностью характеризуются Назаровская, Минусинская, Уймонская и Катандинская котловины, годовая норма осадков в них 400–500 мм. Коэффициент увлажнения за вегетационный период составляет 0,6–0,8. В Урсульской, Канской, Улаганской и северной части Тувинской котловинах коэффициент увлажнения уменьшается до 0,4–0,5. Наименее увлажненными являются южная часть Тувинской котлови-

Биоклиматические показатели ландшафтов котловин

Показатели	Лесостепные ландшафты	Степные ландшафты	Сухостепные ландшафты	Полупустынные ландшафты
Абс. высота, м	200–400	400–1000	400–1500	500–1800
Параметр котловинности	0,05–0,10	0,1–0,5	0,5–1,0	Более 1,0
Условная температура января, °С	-16 – (-17)	-15 – (-20)	-20 – (-25)	-25 – (-30)
ЭЭТ, июль, °С	12–13	11–13	9–13	8–14
∑t>10 °С	1650–1800	1500–1900	1200–2000	1100–2100
∑t>10 °С	1900–2100	2000–2500	2100–3000	2800–3800
Число дней с благоприятной погодой	120–140	150–180	150–170	80–150
ПББКУ, январь	0,30–0,40	0,30–0,40	0,20–0,30	0,05–0,1
ПББКУ, июль	0,30–0,40	0,40–0,55	0,40–0,60	0,30–0,40
Категория комфортности биоклимата	Зимой-дискомфорт, летом – умеренно дискомфорт	Зимой-дискомфорт, летом – умеренно дискомфорт до субкомфорта	Зимой – остро дискомф. до ум дискомф., летом – ум. дискомфорт и субкомфорт	Зимой – остро дискомф., летом – умеренно дискомф.

вины, Чуйская и Курайская котловины с годовой нормой осадков от 100 до 300 мм и коэффициентом увлажнения от 0,1 до 0,4.

В соответствии с особенностями климатических условий, т.е. с характером тепло- и влагообеспеченности изменяются и ландшафты котловин. В котловинах Алтае-Саянской горной страны доминирующими являются следующие ландшафты: лесостепные, степные, сухостепные и опустыненные.

Каждая из котловин отличается местными ландшафтными особенностями. Однако в пределах каждой котловины отмечается концентрическая зональность ландшафтов. Наиболее ксерофитные находятся в центре котловин и несколько сдвинуты в сторону подветренных горных хребтов.

Лесостепные ландшафты представлены в Назаровской и в наиболее влажной восточной части Минусинской котловины. Степные ландшафты характерны для котловин с резкой континентальностью климата и значительным снежным покровом, предохраняющим почвы от значительного промерзания. Типичными в этом отношении являются Уймонская, Катандинская и западная часть Минусинской котловины.

Сухостепные ландшафты представлены в котловинах большей части Тувинской, а также в Канской и Урсульской. Опустыненные ландшафты сформировались под влиянием специфических условий природы. Это резкая континентальность климата, очень суровая малоснежная зима, глубокое промерзание почвы, наличие вечной мерзлоты, недостаточное увлажнение и большая продолжительность солнечного сияния. Такие условия характерны для Чуйской, Курайской и южной части Тувинской котловины.

Межгорные котловины являются основными районами проживания населения, поэтому весьма актуальна биоклиматическая оценка ландшафтов котловин для жизнедеятельности человека. В основу исследований положены данные метеостанций и материалы полевых наблюдений. В качестве основных показателей биоклиматов использованы кассы погод момента, выделенные в соответствии с методикой В.И. Русанова [1] за последний 25-летний период.

Для интегральной оценки биоклиматов котловин было проведено объединение классов погод в четыре группы: с благоприятной, относительно благоприятной, неблагоприятной и крайне неблагоприятной погодой.

Напряжение систем терморегуляции человека при благоприятных классах погоды – от минимального до слабого; при относительно благоприятных – среднее; при неблагоприятных – сильное; при крайне неблагоприятных – возникает острый дискомфорт. При четвертой группе погод работа на открытом воздухе невозможна и исключается всякая рекреационная деятельность.

На основании методики оценки ландшафтов по комфортности их биоклиматических условий, разработанной М.Г. Суховой [3, 4], биоклиматические условия лесостепных ландшафтов, представленных в Назаровской котловине, по степени комфортности относятся к умеренно дискомфортным. Комфортность климата понижена из-за высокой повторяемости холодной, облачной, дождливой и ветреной погоды.

В Минусинской, Уймонской и Катандинской котловинах, где господствуют степные ландшафты, биоклиматические условия различаются зимой от дискомфортных до умеренно дискомфортных, летом – от умеренно дискомфортных до субкомфортных. Число дней с благоприятной погодой изменяется от 150 до 180, величина показателя благоприятности биоклиматических условий (ПББКУ) зимой 0,30–0,40, летом 0,40–0,55.

Сухостепные ландшафты, преобладающие в Тувинской, Урсульской котловинах, характеризуются суровой зимой и теплым или жарким летом, поэтому биоклимат

этих ландшафтов зимой различается как остро дискомфортный или дискомфортный; летом – как умеренно дискомфортный или субкомфортный. Число дней с благоприятными биоклиматическими условиями 160–180; ПББКУ зимой 0,20–0,30, летом возрастает до 0,40–0,60. Очень морозная погода с перерывами для обогрева в течение сезона составляет 15–20 дней. Летом 15–20 дней в Тувинской котловине наблюдается очень жаркая погода, затрудняющая терморегуляцию организма.

На юге Тувинской котловины и в высокогорных котловинах Алтая – Чуйской и Курайской господствуют полупустынные ландшафты. Зимы в этих котловинах очень суровые и почти отсутствует погода, благоприятная для организма человека. Величина ПББКУ составляет 0,05–0,10. Функциональное напряжение организма очень сильное, нередко чрезмерное. Летом величина ПББКУ возрастает до 0,30–0,40. В Чуйской котловине дискомфорт создает холодная погода, в Тувинской – жаркая.

Таким образом, в котловинах с полупустынными ландшафтами биоклиматические условия зимой преобладают остро дискомфортные, летом – умеренно дискомфортные.

Литература

1 Русанов В И Методы исследования климата для медицинских целей Томск: Изд-во Том. ун-та, 1973 190 с

2 Севастьянов В В Климат высокогорных районов Алтая и Саян Томск, 1998. 202 с.

3 Сухова М Г Особенности методики биоклиматической оценки ландшафтов на примере Горного Алтая // Фундаментальные проблемы охраны окружающей среды и экология природно-территориальных комплексов Западной Сибири Матер конф. Горно-Алтайск, 2000. С 43–45

4 Сухова М Г Климаты ландшафтов Горного Алтая и их оценка для жизнедеятельности человека Автореф дис ... к.г.н. Барнаул, 2001. 21 с

ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОН АКТИВНОЙ КОНВЕКЦИИ ПО ДАННЫМ МРЛ И ИСЗ

Н.И. Толмачева
Пермский государственный университет

Для решения прогностических задач большое значение имеет спутниковая информация об облачности, которая в отличие от дискретных данных сети метеорологических станций дает полную картину ее распределения по территории. Кроме того, тенденция процессов проявляется раньше в поле облачности, чем в поле давления.

Грозы носят локальный характер и не всегда регистрируются метеостанциями. Существующая сеть не позволяет дать полную картину распределения гроз по площади. Существенную помощь оказывает радиолокационная и спутниковая информация. По космическим снимкам хорошо определяются площади, занятые кучево-дождевыми облаками, но не всегда удается однозначно их интерпретировать. Снимки дают качественную оценку облачного поля, в то время как радиолокационные данные – сведения о подготовленности облака к появлению того или иного явления, о верхней границе облаков, горизонтальных размерах, скорости и направлении его перемещения.

В целях комплексного использования различных видов информации в анализе и прогнозе погоды в работе исследованы характеристики *Cb* с грозами по данным МРЛ и ИСЗ, а также возможности взаимозаменяемости этих двух видов информации.

В работе использовалась радиолокационная информация МРЛ-5 г. Перми, данные метеорологических станций в районе обзора МРЛ, приземные карты погоды и ИК снимки за 1998–2000 гг. Составлялась выборка, содержащая характеристики очагов гроз. По данным МРЛ была определена их площадь, отражаемость и высота верхней границы облачности, по космическому снимку – площадь очагов гроз, текстура и мезоструктура облачного поля, а также синоптическая ситуация. Площадь очагов снималась с АМРК «Метеоячейка» по минимальным радиолокационным ячейкам 4×4 км. Для подсчета площадей грозовых очагов по ИК снимкам определялись их географические координаты, а затем переводились в координаты совмещенного радиолокационного изображения. Далее производилось вычисление площади поверхности в программе SURFER.

Для анализа было отобрано 274 случая. В зависимости от занимаемой площади грозовые очаги были разбиты на три группы: мезо-α (200–2000 км), мезо-β (20–200 км) и мезо-γ (2–20 км) зоны. За единицу площади был выбран квадрат размером 4x4 км. К мезо-γ зонам относили площади 1–5 ячеек, мезо-β – 6–50 ячеек, мезо-α – 51–500 ячеек.

Максимальное число случаев приходилось на мезо-β (51%) и мезо-α (36%) площади. Мезо-γ зоны отмечались в 13% случаев. Средние размеры зон, подсчитанные по радиолокационным данным, меньше, чем определенные по снимкам: мезо-γ меньше в 1,2 раза, мезо-β и мезо-α – в 0,8 раз. Наличие перистой облачности в грозовых облаках дают увеличение размеров зоны при ее определении по снимку.

В работе исследованы синоптические ситуации с очагами гроз различного масштаба и связь мезоструктуры облачного поля грозовой зоны с синоптической ситуацией. Было выделено восемь типов синоптических ситуаций, при которых наблюдались грозы. Наибольшая повторяемость грозовых очагов отмечена на фронтах (основные – 29%, вторичные – 25% случаев), а также на фронтах окклюзии (11% случаев), в центральных частях циклонов (16% случаев) и внутри однородных воздушных масс (19% случаев). Анализируя масштабы грозовых зон при различных синоптических ситуациях (табл. 1), можно говорить о том, что для холодных фронтов характерны мезо-β и мезо-α зоны, для фронтов окклюзии – зоны мезо-β, для центральный частей циклонов – мезо-α.

Таблица 1

Повторяемость (%) масштабов очагов гроз при различных синоптических ситуациях

Синоптическая ситуация	Мезо-γ	Мезо-β	Мезо-α	Число случаев
Холодный фронт	9	47	44	63
Вторичный холодный фронт	22	48	30	51
Теплый фронт	23	73	4	16
Фронт окклюзии	15	65	20	30
Центр циклона	20	36	44	31
Ложбина	32	59	9	14
Гребень	42	37	21	11
Внутримассовая ситуация	56	28	16	12
Число случаев	43	111	74	228

Таблица 2

Повторяемость (%) мезоструктур облачного поля на космических снимках в зонах активной конвекции при различных синоптических ситуациях

Синоптическая ситуация	Ячейки	Гряды, полосы	Скопление *Cb*	Отдельные *Cb*	Мелкие *Cu*, *Cb*	Число случаев
Холодный фронт	4	38	30	23	5	65
Вторичный холодный фронт	23	20	32	11	14	53
Теплый фронт	2	14	12	28	44	9
Фронт окклюзии	3	23	24	41	9	24
Центр циклона	9	52	23	15	1	30
Ложбина	30	23	7	37	2	23
Гребень	58	2	19	20	1	11
Внутримассовая ситуация	2	26	30	27	15	13
Число случаев	56	59	45	38	30	228

В табл. 2 представлены данные о мезоструктуре облачного поля, характерного для гроз при 8 типах синоптических ситуаций. Выделено пять основных типов мезоструктуры облачного поля грозовых очагов: ячейки, гряды и полосы, крупные скопления *Cb*, отдельные яркие *Cb*, мелкие кучевообразные облака (имеющие серый тон изображения и соответствующие грозам с отражаемостью 30–45 dBz). Независимо от синоптической ситуации для грозовых очагов из выбранных 5 типов мезоструктуры облачного поля наибольшая повторяемость отмечалась у трех видов: гряды – полосы, скопления *Cb* и отдельные *Cb*. Грозовым очагам, выявленным по данным МРЛ, на космическом снимке соответствовали: на основных холодных фронтах – гряды, скопления и отдельные *Cb*; на вторичных холодных фронтах – скопления *Cb* и ячейки. Большое число грозовых зон наблюдалось в центрах циклонов с характерной мезоструктурой в виде гряд и полос.

Характеристикой зон активной конвекции по данным МРЛ является радиолокационная отражаемость. В каждом грозовом очаге были выбраны ее преобладающие значения и выделены 8 групп сочетаний (первая группа имеет преобладающее значение, вторая – второстепенное). Явно выделяются три группы сочетаний отражаемости: 30–45, 30–45 и 46–57, 46–57 и 30–45 dBz. Рассмотрим значения отражаемости, характерные для каждого типа мезоструктуры облачного поля (табл. 3). Для гряд, полос и скоплений *Cb* характерны высокие значения отражаемости, качественно оцениваемые от умеренной до сильной, от сильной до очень сильной.

В работе проанализированы радиолокационные характеристики зон активной конвекции с учетом их площади, интенсивности отражаемости и высоты радиоэха. По интенсивности все случаи разбиты на 3 группы: слабые (14–29 dBz), умеренные (30–45 dBz) и сильные (46–57 dBz). При умеренной и сильной отражаемости чаще выделяются зоны мезо-β и мезо-α. При слабой отражаемости отмечается большое число случаев зон мезо-γ. В группе умеренной интенсивности характерно развитие облаков от 9 км и выше, а в группе сильной интенсивности – более 11 км.

Для определения грозоопасных районов следует рассматривать сочетание параметров по данным МРЛ и ИСЗ (площадь распространения явления, мезоструктуру (рисунок облачного поля), верхнюю границу и радиолокационную отражаемость). Рисунок облачно-

Таблица 3

Повторяемость (число случаев) максимальной радиолокационной отражаемости при различных мезоструктурах облачного поля

Максимальная радиолокационная отражаемость, dBz	Ячейки	Гряды, полосы	Скопление *Cb*	Отдельные *Cb*	Мелкие *Cu*, *Cb*	Общее число случаев
14–29, 30–45	1	2	2	4	1	10
30–45	12	15	20	23	10	80
30–45, 46–57	15	28	25	16	8	92
30–45,46–57,57–65	1	4	3	1	1	10
46–57	1	6	6	5	2	20
46–57, 30–45	8	21	8	12	2	51
46–57, 57–65	1	2	1	2	–	6
57–65, 46–57	–	2	2	1	–	5
Всего	39	80	67	64	24	274

го поля наиболее активных гроз имеет вид: гряды-полосы, скопления Cb мезо-β и мезо-α масштаба с преобладающей интенсивностью радиоэха 30–45, 46–57 и 46–57, 30–45 dBz и верхней границей более 9 км. Очаги активных гроз располагаются в передней части облачной полосы или центральной части циклона, представленной скоплением *Cb*. При использовании спутниковой информации полезно привлекать все характеристики облачности, но учитывать, что в различных ситуациях они неоднозначно связаны с грозами.

Проведенные исследования показали необходимость использования радиолокационной информации для более полной интерпретации грозовой облачности на космическом снимке.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 01-05-96454).

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ОБЛАЧНЫХ ПОЛЕЙ С ОСАДКАМИ ПО РАДИОЛОКАЦИОННЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ

Н.И. Толмачева, Л.Н. Ермакова
Пермский государственный университет

Свойства полей осадков (ярко выраженная пространственная и временная изменчивость, дискретность) делают задачу исследования пространственной структуры этого явления очень сложной. Известно, что геометрические характеристики полей осадков разного происхождения сильно отличаются. Представление о размерах площадей, на которых одновременно выпадают осадки, дают немногие работы. Приводимые в них данные характеризуют площади распространения осадков, но количественные характеристики, отражающие мезоструктуру полей осадков, отсутствуют.

По данным наблюдений сети метеостанций, которая во многих районах является очень редкой, не все осадки регистрируются, особенно если они обладают малой продолжительностью существования и малой скоростью движения. В работе [1, 2] была выполнена оценка влияния дискретности полей осадков на их измерения при различной плотности осадкомерной сети. По данным этой работы на площади 600 км^2 для обеспечения 100%-ной вероятности обнаружения только самого факта выпадения осадков необходима плотность сети 1 прибор на 10 км^2.

В связи с тем, что современная сеть метеорологических станций не позволяет детально исследовать пространственную мезоструктуру осадков, необходимо использовать радиолокационную информацию, где возможно изучение полей осадков по ячейкам пространства 4x4 км.

Целью исследования являлась оценка роли различных облачных объектов в образовании осадков. В работе проанализированы осадки, выпадающие из облачных образований различного вида и масштаба на территории обзора радиолокатора МРЛ–5 г. Перми в теплый сезон (май – сентябрь) 1998–2000 гг.

В течение периода существования облачного образования происходит как перемещение этой системы под действием крупномасштабного потока, так и его эволюция. В настоящей работе сделана попытка разделить компоненты пространственно-временной изменчивости облачных образований мезомасштаба и на основе этого выделить различные типы этих систем.

Поскольку очень четких границ между спектрами атмосферных движений, по-видимому, не существует, мы воспользуемся классификацией, предложенной Орлански (1975) [1], она наиболее распространена среди метеорологов, занимающихся моделированием мезомасштабных процессов. В соответствии с этой классификацией выделяются следующие масштабы:

– мезо-α (200–2000 км): фронты и тропические циклоны;

– мезо-β (20–200 км): низкоуровенные струйные течения, внутренние волны, скопления облаков, орографические возмущения;

– мезо-γ (2–20 км): кучево-дождевые облака, внутренние гравитационные волны, городские эффекты.

Более удобной как с генетической, так и с морфологической точки зрения является классификация, предложенная Мэддоксом [1]. В своем оригинальном виде она относится к конвективным системам масштаба мезо-α (более 200 км), однако большинство ее генетических и морфологических характеристик может быть отнесено и к конвективным системам масштаба мезо-β. Выделенные крупные классы представляют собой как с морфологической, так и с генетической точки зрения предельные случаи, между которыми могут существовать некоторые переходные формы организации конвективных течений.

Исследовательская работа велась в несколько этапов. На первом этапе проводилось исследование пространственно-временного распределения радиолокационных характеристик облачности и осадков, а затем статистический анализ фронтальных облачных полей. На втором – объективный анализ полей осадков по радиолокационным и станционным измерениям, далее определялись характеристики изолированных очагов осадков.

Радиолокационная классификация облачных полей (РКО, РСО, РКСО и РОЗО) не учитывает конфигурацию, скорость, эволюцию, интенсивность осадков, явления, связанные с облачностью. По мере разработки вопроса уточнялась классификация мезомасштаба и окончательно нами предложена эволюционная классификация мезомасштабных облачных полей, в которой учтена скорость движения облачного поля и степень развития зоны осадков.

На первом этапе нами были изучены 78 систем глубокой конвекции. Выбирались объекты с радиолокационной отражаемостью, превышающей 30 dBz, и продолжительностью существования несколько часов. Эти системы были предварительно разделены на два типа в соответствии с пространственным распределением конвективных элементов:

– системы глубокой конвекции линейной формы (мезомасштабные линии шквалов и гряды *Cb*), в которых конвективные элементы образуют зоны осадков горизонтальной протяженностью более 200 км и соотношением длины и ширины этих зон 4:1 и более;

– системы глубокой конвекции нелинейной формы, в которых конвективные элементы располагаются произ-

вольно (скопления *Cb* облаков, мезомасштабные конвективные комплексы (МКК), конвективные ячейки).

Исследованные системы были организованы линейно в 55% случаев. Их ядра с радиолокационной отражаемостью 30 dBz часто выстраиваются в длинные, плотные образования. В некоторых из этих систем наблюдается область осадков, выпадающих из слоистообразных облаков, расположенная за конвективной облачностью. Поверхности с радиолокационной отражаемостью 25 и 40 dBz отмечаются на высоте более 3 км. В 43 % случаев существование этих систем связано с деятельностью циклонов, в остальных – с синоптической ситуацией, определяемой размытыми ложбинами, малоградиентными полями давления.

Эволюция мезомасштабного облачного поля проходила три стадии: начальную, которая начинается после формирования конвективных элементов линейной структуры, стадию зрелости, когда облака с отражаемостью 30 dBz образуют плотные непрерывные образования и диссипацию со значительным уменьшением отражаемости в течение одного часа и более.

Вся обнаруженная радиолокатором облачность была разделена на 6 групп:

1. Мезомасштабные конвективные комплексы (большие сплошные зоны облаков) площадью (S) более 10000 км^2.

2. Линии шквалов (полосы) длиной (L) более 150 км и при соотношении (L/d)≥3, где d – ширина полосы.

3. Мезомасштабные облачные зоны (мелкая конвекция) 400 км^2 < S ≤ 10000 км^2.

4. Гряды, 30 км< L ≤ 150 км, (L/d) ≥ 3.

5. Скопления *Cb* облаков (кластеры, включающие как многоячейковые облака, так и группы облаков типа *Cu cong – Cb*), 100 км^2 < S ≤ 400 км^2.

6. Конвективные ячейки (изолированные облака), S ≤ 100 км^2.

Представленные диапазоны размеров облачных образований согласуются с известными классификациями других авторов.

Работы [2, 3] по исследованию геометрии полей осадков дали основание выделить три системы по степени покрытия территории осадками: синоптическая – площадь покрытия более 10^4 км^2, длительность существования несколько дней; мезомасштабная – площадь 50–10000 км^2, длительность существования от 1 ч до нескольких часов. Эта система, в свою очередь, разбивается на малую мезомасштабную (площадь покрытия 50–1000 км^2) и большую мезомасштабную площадь (10^3–10^4 км^2). Выделяют также ячейку или микромасштабную площадь – наименьший пространственный элемент поля осадков (площадь покрытия менее 50 км^2).

Несмотря на разнообразие зон осадков, нами была сделана попытка их классифицировать. Анализ 1336 случаев полей облачности с осадками по данным МРЛ–5 за 1998–2000 гг. показал, что синоптическая система состоит из нескольких больших мезосистем (БМС). Число БМС на площади 160000 км^2 варьировало от 1 до 8. Среднее число малых мезосистем (ММС) колебалось от 4 до 10.

Интерес представляют полученые зависимости между характеристиками ячейковых элементов пространственной структуры полей осадков (интенсивностью, протяженностью и продолжительностью). Анализ показал, что большинство ячеек характеризуется продолжительностью 1 ч, соответствующие им значения интенсивности группируются около значений 5–15 мм/ч, протяженность 4–8 км [3]. Распределение пространственных образований по степени вытянутости, т.е. по отношению ширины к длине соответствует образованиям, ширина которых составляет 0,2–0,5 длины (наибольшее число случаев).

По результатам радиолокационных наблюдений установили, что циклонические системы имеют многополосную структуру. Полосы сильных ливней образуются мезосистемами, состоящими из отдельных ячеек или групп ячеек, размер которых составляет 4–8 км в диаметре. В 60 % случаев ливни и грозы имеют одноячейковую структуру. Средняя площадь такого пятна 32 км^2. Наибольшей интенсивностью процесса выпадения осадков отличаются самые мелкие пространственные образования – ячейки.

Короткопериодные поля осадков (30–60 мин) имеют очаговую или полосовую структуру. Выделено шесть видов систем полос короткопериодных полей осадков, связанных с различными барическими образованиями: полосы теплого фронта, теплого сектора циклона, полосы узкого и широкого холодных фронтов, фронта окклюзии, фронтального возмущения и полосы за фронтом.

На основании проведенных исследований предложена мезомасштабная классификация радиолокационных облачных полей, учитывающая их пространственно-временную изменчивость, проанализирована структура осадков, выпадающих из облачных образований различного масштаба и установлена зависимость ширины зоны осадков от степени развития облачной системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 01-05-96454).

Литература

1. Облака и облачная атмосфера: Справочник / Под ред. И.П. Мазина и А.Х. Хргиана. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 432 с.

2. Толмачева Н.И. Объективный анализ полей осадков по радиолокационным и станционным измерениям // Вопросы прогноза погоды, климата, циркуляции и охраны атмосферы. Пермь, 1998. С. 44–58.

3. Толмачева Н.И. Характеристики зон активной конвекции на территории Уральского Прикамья по данным МРЛ и МСЗ // География и регион: Матер. междунар. науч.-практ. конф. Пермь, 2002. С. 21–25.

ОЦЕНКА КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ И СРЕДНИХ ГОДОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В Г. ПЕРМИ

А.С. Устинова, Е.П. Хрущева
Пермский государственный университет

Исследование внутривековых изменений температуры воздуха базируется на материалах массовых наблюдений на длиннорядных станциях. Климатологическая обработка этих данных ставит своей задачей получение небольшого числа климатических показателей, с помощью которых можно было бы составить достаточно полное представление об изменении температуры воздуха.

В связи со значительными изменениями окружающей среды и возможными негативными влияниями на климат очень важно привлекать к исследованию возможного изменения климата ряды, прошедшие необходимую климатологическую обработку.

Используя данные длиннорядной станции Пермь-опытная за 1883–1996 гг., в настоящей работе были рассчитаны некоторые климатические показатели, определена их точность, границы доверительных интервалов.

На протяжении всего периода наблюдений метеостанция переносилась три раза, что могло быть причиной неоднородности ряда. Поэтому была проведена оценка статистической однородности (неоднородности) исследуемых рядов. Полученные результаты отражены в табл. 1–3.

Величины многолетней средней месячной и средней годовой температуры ($\overline{X}$) дают представление о характере многолетнего распределения температуры. Среднее квадратическое отклонение (σ) средней месячной и средней годовой температуры отдельных лет от многолетней дает представление об устойчивости средней температуры воздуха во времени. Коэффициент асимметрии (А) и эксцесса (Е) дают возможность выразить существенные особенности эмпирического распределения, не обращаясь к исходному ряду наблюдений. Кроме того, они позволяют определить параметры аналитического выражения при выравнивании эмпирических распределений. Мода (M_o) и медиана (M_e) дают полезную информацию о законе распределения исследуемой величины.

В табл. 1 приведены указанные выше статистические показатели, рассчитанные за исследуемый 114-летний период. Дополнительно в таблице помещены и другие характеристики: $\overline{X}$ – нормы средних месячных и годовых значений температуры, взятые из «Научно-прикладного справочника по климату СССР» [1]; $\overline{X}^*$ – пересчитанные нормы за весь исследуемый период; σ_x и σ_y отражают точность вычисления $\overline{X}^*$ и σ; Δ T – разность $\overline{X} - \overline{X}^*$.

Таблица 1

Расчетные климатические показатели

Статистические характеристики	Месяцы												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
$\overline{X}$ (справочник)	-15,3	-13,4	-6,9	2,6	10,2	15,7	18,0	15,4	9,3	1,4	-6,3	-12,7	1,5
$\overline{X}^*$	-14,7	-13,1	-6,6	2,8	10,3	15,9	18,0	15,3	9,2	1,6	-6,4	-12,5	1,7
σ_x	0,37	0,31	0,25	0,23	0,23	0,18	0,17	0,17	0,19	0,22	0,29	0,36	0,25
Δ T	0,6	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2	0,0	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	0,2	0,2
σ	3,96	3,34	2,71	2,47	2,39	1,89	1,82	1,79	1,97	2,36	3,08	3,83	0,79
σ_y	0,26	0,22	0,18	0,16	0,16	0,16	0,13	0,12	0,12	0,13	0,16	0,20	0,26
M_o	-14,0	-11,9	-7,2	2,7	10,3	15,6	17,7	14,7	8,9	1,9	-5,4	-11,9	1,7
M_e	-14,4	-12,7	-6,8	2,7	10,3	15,8	17,9	15,1	9,1	1,8	-6,0	-12,1	1,7
A	0,06	-0,12	-0,16	0,2	0,04	0,15	0,01	-0,16	-0,2	-0,13	-0,6	-0,4	-0,2
E	4,1	2,5	2,7	2,7	3,0	3,2	2,6	4,6	3,6	2,8	3,4	2,6	3,4

Таблица 2

Доверительные интервалы средних ($\overline{X}$) и среднеквадратических отклонений (σ) температуры воздуха

Хар-ка	Месяцы												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
$\overline{X}$	-15,2	-13,6	-7,0	2,3	10,0	15,6	17,7	14,8	8,9	1,3	-6,7	-12,8	1,5
	-14,0	-13,0	-6,2	3,08	10,6	16,2	18,3	15,3	9,5	2,0	-5,9	-11,6	1,8
σ	2,7	2,4	1,9	1,8	1,6	1,3	1,3	0,8	1,3	1,6	2,0	2,9	0,7
	3,5	3,1	2,5	2,3	2,1	1,7	1,7	1,2	1,7	2,1	2,6	3,7	0,9

Таблица 3

Оценка статистической однородности (неоднородности) температуры воздуха с помощью методов трех сигм, Уилкоксона и критерия Фишера

Метод	Месяцы												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Уилк α=5% β=0,95	H_o данные двух выборок (n_1=35; n_2=79) принадлежат к одной генеральной совокупности $F_1(n_1)=F_2(n_2)$												
	999	1504	1079	1133	1208	955	1371	1287	1137	1170	1075	1222	821
t_ϕ	601	601	601	601	601	601	601	601	601	601	601	601	601
	2164	2164	2164	2164	2164	2164	2164	2164	2164	2164	2164	2164	2164
α=1% β=0,99													
t_ϕ	353,8	353,8	353,8	353,8	353,8	353,8	353,8	353,8	353,8	353,8	353,8	353,8	353,8
	2411,2	2411,2	2411,2	2411,2	2411,2	2411,2	2411,2	2411,2	2411,2	2411,2	2411,2	2411,2	2411,2
	Нулевая гипотеза принимается												
Трех сигм	H_o расхождение между средними x и y двух выборок n_1 и n_2 случайны и незначительны ($\bar{X} = \bar{Y}$); H_1: нулевая гипотеза неверна ($\bar{X} \neq \bar{Y}$)												
t_T	3,03	3,03	3,03	3,03	3,03	3,03	3,03	3,03	3,03	3,03	3,03	3,03	3,03
T_i	-1,18	-0,40	-0,80	-1,09	-0,50	-1,00	0,10	-0,40	-0,30	-0,70	-1,39	-1,09	-0,70
	$t_T<T_i$	$t_T<T_i$	$t_T<T_i$	$t_T<T_i$	$t_T<T_i$	$t_T<T_i$	$t_T<T_i$	$t_T<T_i$	$t_T<T_i$	$t_T<T_i$	$t_T<T_i$	$t_T<T_i$	$t_T<T_i$
	Нулевая гипотеза принимается												
Крит Фишера													
l_1	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35
l_2	79	79	79	79	79	79	79	79	79	79	79	79	79
F_i	2,18	1,19	1,16	1,14	1,17	1,33	1,10	2,16	1,08	1,68	1,44	1,21	1,72
	$F_i>F_T$	$F_i<F_T$	$F_i<F_T$	$F_i<F_T$	$F_i<F_T$	$F_i<F_T$	$F_i<F_T$	$F_i>F_T$	$F_i<F_T$	$F_i<F_T$	$F_i<F_T$	$F_i<F_T$	$F_i<F_T$
F_T при α=1% равно 2,14	не прин	прин	прин	прин	прин	прин	прин.	не прин.	прин	прин	прин	прин.	прин
F_T при α=5% равно 1,70	не прин	прин	прин	прин	прин	прин	прин	не прин	прин	прин.	прин.	прин.	не прин

При рассмотрении данных, помещенных в таблицу, обращает на себя внимание устойчивое увеличение средних месячных и средних годовых значений температуры во все месяцы, за исключением августа, сентября и ноября. Самые большие величины отмечаются в январе (0,6 °С), феврале и марте (0,3 °С). Наблюдается и рост многолетней средней годовой температуры на 0,2 °С. Таким образом, перечисленные значения многолетней средней месячной и средней годовой температуры («норма») за большой период времени (114 лет) свидетельствует о преимущественном повышении температуры, особенно в зимние месяцы. Так, величина ΔT изменилась от 0,2 °С в декабре до 0,6 °С в январе; в феврале она составила 0,3 °С. В августе, сентябре, октябре величина ΔT оказалась отрицательной (-0,1 °С).

Сильная отрицательная асимметрия со значением (-0,6 °С) отмечена только в ноябре; умеренная отрицательная – в декабре (-0,4 °С); в остальные месяцы преобладала слабая асимметрия разных знаков.

Значения коэффициентов эксцесса оказались положительными во все месяцы. Самые высокие отмечались в августе – 4,6 и январе – 4,1.

M_o, M_e и $\bar{X}^*$ средних месячных значений температуры близки между собой. Рассчитанные по средним годовым значениям M_o, M_e и $\bar{X}^*$ равны 1,7 °С.

В качестве примера показаны доверительные интервалы при α=5% для $\bar{X}^*$ и σ (табл. 2).

Анализ однородности исходной информации необходим как в решении прикладных аспектов климатологии, так и в теоретических исследованиях. С однородностью метеорологических данных тесно связаны вопросы точности расчета средних многолетних значений, надежности выводов в исследованиях, относящихся, например, к изменению и колебанию климата.

Для проверки статистических гипотез однородности нами были использованы три метода: 1. Непараметрический критерий Уилкоксона; 2. Правило трех сигм; 3. Критерий Фишера (табл. 3).

На уровне значимости α=5% и α=1% принимается нулевая гипотеза однородности средних месячных и средней годовой температуры воздуха (критерий Уилкоксона). По правилу трех сигм также принимается нулевая гипотеза о статистической однородности средних месячных и средней годовой значениях температур.

Выявление однородности дисперсий с помощью критерия Фишера свидетельствует о статистической однородности рядов во все месяцы, за исключением января и средних многолетних годовых значений температуры.

В связи с тем, что в данной работе не проводилась детальная проверка статистических рядов по температуре на согласие нормальному закону, целесообразно воспользоваться результатами выявления статистической однородности по критерию Уилкоксона и правилу трех сигм, т.е. считать ряды однородными.

Таким образом, с учетом анализа статистической однородности рядов температуры воздуха полученные средние значения температуры за период 114 лет за каждый месяц и за год можно рекомендовать для использования в качестве нормы.

Литература

1. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. Вып. 9. 557 с.

АППРОКСИМАЦИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ВЕТРА В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ПЕРЕНОСА ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

В.А. Шкляев, Л.С. Шкляева
Пермский государственный университет

Одна из актуальных задач, которую необходимо решить при моделировании переноса загрязняющих веществ в атмосфере, – определение граничных условий, в частности на боковых границах области интегрирования. Целесообразно задавать их в виде непрерывных функций, обладающих гладкостью. Это может быть обеспечено при аппроксимации экспериментальных профилей кубическим сплайном. Кубический сплайн в точках наблюдений состыкован таким образом, что производные до второго порядка включительно непрерывны на всем рассматриваемом промежутке. Сплайн обеспечивает большую гладкость функции, чем кусочно-линейная интерполяция. В этом случае, при использовании сглаженных профилей ветра в качестве начальных или граничных условий в моделях переноса примеси, характеристики турбулентного обмена будут отражены более естественно, чем при задании профилей с изломом [2]. Известно, что характер изменения скорости ветра с высотой зависит от многих факторов: состояния устойчивости атмосферы, наличия и мощности инверсий, типа барического поля, типа подстилающей поверхности и других [1, 3, 4]. В связи с этим исходные данные группировались по разным категориям. Выделялись 5 типов барических полей: циклон, антициклон, малоградиентное поле, барическая ложбина, барический гребень. При анализе особенностей профилей по перечисленным типам барических полей учитывалось время суток (03 или 15 ч.) для холодного (октябрь – март) и теплого (апрель – сентябрь) периода. Кроме этого, все результаты наблюдений подразделялись по типам инверсий: приземная и приподнятая; при этом также учитывалось время суток и сезон наблюдений. Таким способом были обработаны результаты ежедневных наблюдений за 2 года. Скорость ветра соответствовала высотам 100, 300, 600 и 900 м над поверхностью земли. Интерполяция сплайном выполнялась с шагом 50 м от поверхности земли до высоты 900 м. В результате интерполяции были получены коэффициенты сплайна для каждого из типов выбранной классификации.

Сглаженные профили ветра для различных типов инверсий в утренние и дневные сроки представлены на рис. 1, 2. Вертикальные профили ветра в утренние часы для приземных инверсий незначительно различаются для разных сезонов года. Нарастание скорости происходит до высот 150–250 м, затем она либо уменьшается с дальнейшим ростом, либо незначительно растет до верхней границы пограничного слоя. В дневные сроки быстрое нарастание скорости ветра происходит до высот около 150 м. Затем, также как и в утренние сроки, происходит незначительный рост либо уменьшение скорости с дальнейшим ее ростом.

Профили ветра, построенные для различных типов барического поля, также имеют ряд особенностей. Для

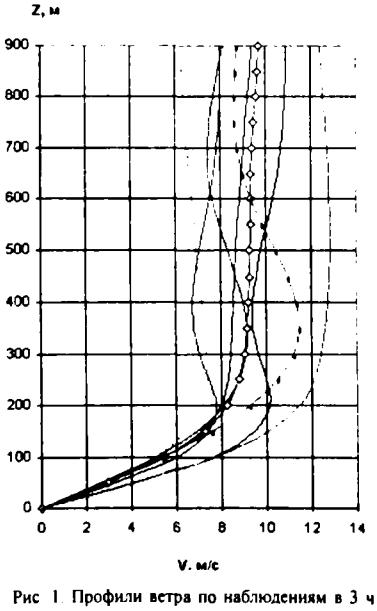


Рис 1. Профили ветра по наблюдениям в 3 ч

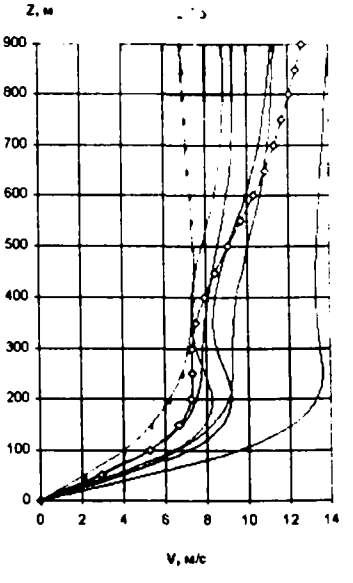


Рис 1. Профили ветра по наблюдениям в 15 ч

ложбины характерен быстрый рост скорости ветра с высотой до 8–10 м/с на высоте 270–300 м. Наиболее быстрый рост скорости ветра на нижних уровнях (до 300 м) наблюдается в холодный период как утром, так и днем, что объясняется особенностями подстилающей поверхности в этот период (наиболее резкий изгиб на высотах 100–200 м). Выше 300 м этот рост замедляется или прекращается. Для теплого периода характерен менее интенсивный рост скорости ветра на нижнем уровне (более плавный изгиб профиля) по сравнению с предыдущим случаем.

Для барического гребеня характерен быстрый рост скорости ветра до скорости 6–8 м/с на высотах 300–400 м. Наиболее интенсивный рост на нижнем уровне наблюдается в холодный период как утром, так и днем. Выше 800 м скорости с высотой практически не изменяются.

Профили ветра в циклоне подобны профилям для барической ложбины. До высоты 300 м наблюдается нарастание скоростей ветра до 9–12 м/с. Выше 300 м в теплый и холодный период днем скорости ветра продолжают расти, но более медленно. Профили ветра в антициклоне также подобны профилям для барической ложбины. Для этой ситуации характерен резкий рост скоростей ветра до значений 7–9 м/с на высоте около 300 м. Наиболее интенсивный рост скоростей наблюдается в холодный период. В этот период выше 300 м наблюдается постепенный, медленный рост скоростей ветра с высотой.

В малоградиентном поле всегда наблюдается быстрый рост скорости ветра с высотой до 6–8 м/с в слое до 300 м. В холодный период года этот рост чуть более интенсивен, чем в теплый. Выше 300 м наблюдается постепенный рост скорости ветра.

Таким образом, в результате аппроксимации сплайном были найдены коэффициенты разложения, которые позволяют восстановить профили ветра и получить различные дифференциальные характеристики, используемые при моделировании переноса загрязняющих веществ в атмосфере.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 02-05-96401).

Литература

1 Берлянд М.Е. Теория изменения ветра с высотой // Тр. НИИ ГУГМС. Сер. 1. № 25. С. 14–67.
2 Берлянд М.Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 272 с.
3 Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 264 с.
4 Орленко Л.Р. Строение пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 270 с.

РАСЧЕТ ВОЗМОЖНЫХ СЦЕНАРИЕВ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МАСШТАБОВ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ОПАСНЫМ ВЕЩЕСТВОМ НА ОДНОМ ИЗ ПРЕДПРИЯТИЙ Г. ПЕРМИ

Л.С. Шкляева, А.С. Кожевников
Пермский государственный университет

Сегодня особенно остро стоит проблема ограничения антропогенного воздействия на окружающую среду. Одним из наиболее активных факторов взаимодействия человека и природы является развитие промышленного производства, которое чаще всего сосредоточено на территории городов. Наращивание темпов выбросов вредных загрязняющих веществ, увеличение их объемов в процессе развития и интенсификации производства привели к загрязнению всех составляющих окружающей природной среды (ОПС).

Выбросы загрязняющих веществ промышленными предприятиями, энергетическими системами и транспортом в ОПС на современном этапе развития достигли таких размеров, что в ряде районов, особенно в крупных промышленных центрах уровни загрязнения во много раз превышают естественные уровни и санитарно-гигиенические нормативы.

Кроме постоянного поступления загрязняющих веществ (ЗВ) из источников загрязнения атмосферы (ИЗА) на некоторых опасных производствах возможны различного рода аварийные ситуации: взрывы, повреждения технологического оборудования, разрывы или выбросы в атмосферу взрывоопасных и вредных веществ при разрушении оборудования, разгерметизации технологических систем, переполнении резервуаров, емкостей, аппаратов, железнодорожных цистерн. Все виды этих аварий могут привести к гибели людей, взрывам, пожарам или вредному воздействию на окружающую среду.

Согласно Постановлению правительства РФ «О декларации безопасности промышленного объекта Российской Федерации» все предприятия, деятельность которых связана с повышенной опасностью производства, подлежат декларированию в целях обеспечения контроля за соблюдением мер безопасности, оценки достаточности и эффективности мероприятий по предупреждению и ликвидации чрезвычайных ситуаций на промышленном объекте.

Для реализации мер безопасности на таких предприятиях можно использовать «Методику прогнозирования масштабов загрязнения сильнодействующими ядовитыми веществами (СДЯВ) при авариях и разрушениях. РД 52.04.253-90 [2]. В качестве примера нами было выбрано ОАО «Минеральные удобрения» («МУ»), расположенное на левом берегу р. Камы на юго-западной окраине г. Перми в промузле «Осенцы». Предприятие производит жидкий аммиак и карбамид и соответственно имеет опасные производства: наличие высоких температур и давления на установках; горючие, легковоспламеняющиеся и самовоспламеняющиеся жидкости; сжиженные газы, пары углеводородов, емкости для хранения жидкого аммиака и т.д.

Целью данной работы является расчет масштабов загрязнения аммиаком в случае аварии на изотермическом хранилище аммиака ОАО «МУ», согласно методике [2].

В работе подробно рассмотрены возможные варианты аварий на этом хранилище при различных метеорологических условиях. Прогноз последствий аварии составлялся с учетом следующих метеорологических условий: температура воздуха (зима, лето), скорость ветра (0,5, 1, 3, 6, 9, 12, 15 м/с), степень вертикальной устойчивости атмосферы (инверсия при скорости ветра 0–4 м/с и изотермия при скорости более 4 м/с). В данной работе нами был расширен диапазон: увеличено количество возможных сценариев аварий за счет привлечения большего числа

Расчетные характеристики заблаговременного прогноза последствий аварий на предприятии ОАО «Минеральные удобрения» при различных метеорологических условиях

Опасное вещество	Количество вещества		Г, м	Т, ч	$S_в$, км^2	$S_ф$, км^2	V, м/с
	$Q_{э1}$	$Q_{э2}$					
Аммиак	Изотермия						
	0,0009	0,06	710	1,40	0,80	0,07	0,5
		0,06	710	1,40	0,80	0,07	1
		0,07	670	0,82	0,20	0,06	3
		0,12	560	0,50	0,12	0,04	6
		0,2	580	0,40	0,13	0,04	9
		0,21	600	0,30	0,14	0,05	12
		0,24	600	0,20	0,14	0,05	15
	Инверсия						
	0,004	0,07	670	0,82	0,20	0,04	3
		0,50	1200	0,50	0,60	0,10	6
		0,70	1090	0,40	0,50	0,10	9
		0,90	1100	0,30	0,50	0,10	12
		0,80	1060	0,20	0,44	0,09	15

случаев скорости ветра, так как скорость ветра является самой важной характеристикой и определяет быстроту перемещения зараженного облака на территорию города. Результаты расчета приведены в таблице.

В таблице представлены следующие характеристики: опасное вещество, количество этого вещества в первичном и вторичном облаке ($Q_{э1}$, $Q_{э2}$), глубина заражения (Г, м) – это зона (территория) вероятного заражения, на которой концентрация особо опасных веществ достигает значений опасных для жизни; продолжительность поражающего действия или время испарения опасного вещества с площади разлива (Т, ч); площадь зоны возможного заражения ($S_в$, км^2) – это площадь территории, в пределах которой под воздействием изменения направления ветра может перемещаться облако опасного вещества; площадь зоны фактического заражения ($S_ф$, км^2) – это площадь территории, зараженной опасным веществом в опасных для жизни пределах; скорость ветра (V, м/с). Дополнительно к таблице были построены полуокружности с осью следа облака опасного вещества, ориентированной по преобладающему направлению ветра (210°), т.е. с ЮЮЗ на ССВ.

Согласно таблице при небольших скоростях ветра 0,5–1 м/с и изотермии глубина заражения составит 710 м. Время подхода зараженного облака к границе Индустриального района г. Перми составит 3 ч 30 мин. Продолжительность поражающего действия 1 ч 24 мин. Площадь зоны возможного заражения 0,8 км^2, а площадь зоны фактического заражения – 0,07 км^2. Так как глубина заражения небольшая, то никакие жилые объекты в зону поражающего действия не попадают. Если рассматривать предельно возможную глубину заражения, то она составит 6 км, и будет представлять собой полуокружность; ось следа облака вытянется по преобладающему направлению ветра (210°), и в этом случае в зону поражения попадают многочисленные жилые поселки (для всех случаев строились окружности, показывающие преобладающее направление ветра на соответствующей карте выбранного масштаба).

Подробный анализ таблицы и рисунков позволил сделать следующие выводы:

– Глубина зоны заражения опасным веществом увеличивается в трех возможных вариантах аварий с увеличением скорости ветра при условии изотермии и в двух вариантах при условии инверсии. В двух вариантах глубина зоны заражения уменьшается с увеличением скорости при инверсии и изотермии.

– Наибольшая глубина заражения возможна: а) при скорости ветра 0,5–1 м/с и изотермии и составит 710 м; б) при скорости 6 м/с и инверсии и составит 1200 м.

– Наименьшая глубина заражения 560 м наблюдается при изотермии и скорости ветра 6 м/с, а также при инверсии и скорости ветра 3 м/с – 670 м.

– Наибольшая предельно возможная глубина заражения составляет 88 км и наблюдается в условиях изотермии и скорости ветра 15 м/с. Наименьшая предельно возможная глубина заражения составляет 6 км. Таким образом, предельно возможная глубина заражения напрямую зависит от скорости ветра, т.е. при увеличении скорости ветра увеличивается и предельно возможная глубина заражения.

– Самым важным выводом проведенных расчетов является выделение зон заражения с попадающими в них населенными пунктами. В зону заражения они попадают только при учете предельно возможной глубины заражения, при скорости ветра 0,5–1 м/с – это все близлежащие деревни и поселки, находящиеся от ОАО «МУ» в радиусе 6 км.

– При скорости ветра 3 м/с зона предельно возможной глубины заражения представляет собой сектор с осью следа облака опасного вещества, ориентированного по преобладающему направлению ветра, т.е. на город. При этой скорости в сектор попадают многие районы города.

– Продолжительность поражающего действия опасным веществом в среднем составляет 0,6 ч. Самая большая продолжительность поражающего действия составила 1,4 ч (при скорости ветра 0,5–1 м/с и изотермии).

Полученные результаты найдут применение в комитете чрезвычайных ситуаций Пермской области и в Пермском центре по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

Литература

1. Методика прогнозирования масштабов заражения сильно действующими ядовитыми веществами при авариях на химически опасных объектах и транспорте РД 52.04 253-90 / Госкомгидромет СССР. М., 1991. С. 27.
2. Охрана природы. Экологический паспорт промышленного предприятия ГОСТ 17.0.0.04-90 / Государственный комитет СССР по охране природы. М.: Изд-во стандартов, 1990. С. 23.

БИОКЛИМАТИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ КУРОРТОВ И ЛЕЧЕБНО-ОЗДОРОВИТЕЛЬНЫХ МЕСТНОСТЕЙ ТУВЫ

Э.С. Яковенко
Томский НИИ курортологии и физиотерапии МЗ РФ

Южнее выпуклой к северу дуги Западного и Восточного Саяна располагается своеобразная территория горных хребтов и межгорных котловин Республики Тува. Территория Тувы, расположенная в самом центре материка Азии, богата рекреационными ресурсами. Уникальные особенности ландшафтно-климатических ресурсов особо привлекательны для курортного освоения, а также развития туризма и отдыха.

Рельеф образует чрезвычайно своеобразное сочетание гольцовых хребтов с высокими и плоскими нагорьями слабохолмистых равнин и котловин. В северной ее половине преобладают холмистые равнины обширных межгорных котловин, на юге и востоке поднимаются высокие и сложно-расчлененные горные хребты и массивы, достигающие 2500–3200 м.

Значительную часть области занимает пониженное пространство Тувинской котловины, окаймленной на севере отрогами Западного Саяна, на юге – северными склонами Западного и Восточного Танну-Ола. В пределах котловины, вытянутой в широтном направлении почти на 400 км и располагающейся на высоте 500–1000 м, преобладают участки с холмисто-равнинным и мелкосопочным останцовым рельефом.

Степная растительность господствует в Тувинской котловине на высоте до 1000–1100 м. Горно-лесная зона занимает более половины площади Тувы. Преобладают лиственничные леса южно-сибирского типа, и только в северо-восточных присаянских районах, отличающихся более влажным и прохладным климатом, сменяются темнохвойной и лиственнично-елово-кедровой горной тайгой, заболоченными лугами и сосновыми борами.

В настоящей работе обобщены результаты многолетних исследований по оценке качества ландшафтно-климатических условий курортов и лечебно-оздоровительных местностей Тувы с применением современных методических подходов и критериев оценки их пригодности для рекреационного освоения [1–3].

Таблица 1

Основные показатели климатокурортологического потенциала (ККП) курортов и лечебно-оздоровительных местностей (ЛОМ) Тувы

Элементы оценки ландшафтно-климатических факторов	Курорт «Уш-Бел-дыр», и ЛОМ «Шивилиг»	Баллы	ККП курорта «Чедер» и ЛОМ «Озеро Сватиково»	Баллы
Ландшафтно-климатическая зона Широта, ° с. ш Высота, м	Среднегорье, горно-таежные леса, межгорные долины Южнее 52° 1150–1750 м	3	Низкогорье, степная зона межгорной котловины 51°20′ – 51°30′ 700 м	3
Число часов солнечного сияния, год	> 1900	2	> 2400	3
Периоды (месяцы) с Уф-дефицитом (избытком), гелиотерапии,	УФ комфорт (0) Возможной (7) Оптимальной (3)	3 2–3	УФ комфорт (0) Возможной (7) Оптимальной (5)	3 3
Безморозный период	100–125	2–3	115–120	3
Число благоприятных для рекреации погод, дни	> 250	3	>260	3
Степень биотропности климата	0,4 – 0,6	2–3	0,4	3
Степень комфортности климата	> 2,5	3	2,5	3
Число дней с суровой погодой	26–45	2	40–45	2
Климаторекреационный потенциал (КРП)	59–66	3	60–61	3
Давление воздуха, мб	< 800	1	< 800	1
Продолжительность комфортного периода, дни	94	2	154	3
Потенциал загрязнения атмосферы	Низкий	3	Высокий	0
Сумма баллов		30–33		33
Ранг местности по климатокурортологическому потенциалу (ККП)	1-й		1-й	
Характеристика лечебно-оздоровительной местности	С высоким ККП, особо благоприятная для рекреации		С высоким ККП, особо благоприятная для рекреации	
Профиль лечебно-оздоровительных местностей и курортов	Климатический, климатобальнеологический, сезонное климатолечение		Климатический, климатобальнеологнческий, сезонное климатолечение	

Основная из составляющих климатокурортологического потенциала – световые ресурсы. Годовое число часов солнечного сияния (табл. 1) создает световые условия, которые по степени пригодности для климатолечения характеризуются как особо благоприятные. В сезонном ходе солнце светит более всего весной и летом.

По обеспеченности естественной солнечной УФ радиацией Тува относится к зоне ультрафиолетового комфорта [4]. Период с возможным проведением гелиотерапии длится около 6–7 мес, из них с мая по август, а в среднегорье только в летние месяцы создаются оптимальные условия для проведения солнечных ванн на открытом воздухе (см. табл. 1). В остальные месяцы возможна кабинная гелиотерапия, требующая утепленных климатосооружений.

Радиационные условия возможной гелиотерапии характеризуются не только наличием биологически активного УФ-излучения, но и большим числом часов солнечного сияния – 1900–2400 ч. Наличие световых ресурсов, их распределение в дневном и сезонном ходе, оптимальный режим естественной УФ радиации создают достаточно высокую рекреационную ценность климата, особенно в теплый период года.

Основу климатокурортологического потенциала составляет режим погоды, который характеризует степень функционального напряжения систем терморегуляции организма и отражает возможности проведения определенного объема лечебно-оздоровительных мероприятий на открытом воздухе, степень его комфортности и биотропности (см. табл. 1).

Величина климаторекреационного потенциала (КРП) той или иной местности, который рассчитывается с учетом повторяемости различных типов погоды, определяет ресурсный потенциал климатолечения, климатопрофилактики в разные сезоны года. В течение года в дневные сроки на рассматриваемых курортах и лечебно-оздоровительных местностях число погод, благоприятных для рекреации, составляет от 250 до 260 дней. В теплый период такие погоды, пригодные для различных форм климатотерапии, туризма и отдыха, составляют 130–154 дня, в холодный таких дней значительно меньше – 107–126 (табл. 2).

Неблагоприятные для рекреации неудовлетворительные и крайне неудовлетворительные погоды составляют 103–114 дня, из них 26–45 приходится на зимние месяцы с крайне низкими температурами воздуха.

Основной вклад в значительный климаторекреационный потенциал (43–45 балла) проходится на теплый период года (см. табл. 2). В зимние месяцы на территории Тувы КРП не высок. Однако даже в холодный период года, за исключением декабря и января, создаются условия для подвижных форм климатотерапии на воздухе, возможно дозированное пребывание на воздухе с лечебными целями: дозированных пешеходных прогулок, ходьбы, ближнего туризма, спортивных игр.

В переходные сезоны года погоды преимущественно с ясным небом, с положительными дневными температурами, при которых к зимним формам климатолечения дополнительно можно назначать длительное пребывание на воздухе, аэротерапию в сочетании с лечебной физической культурой, а также гелиотерапию в зимних климатопавильонах за счет большого числа ясных погод.

Летние месяцы благоприятны для всех видов и форм климатотерапии и климатопрофилактики: аэрогелиотерапии, дозированной ходьбы, спортивных игр на воздухе, ближнего и дальнего туризма, лечебной гимнастики на воздухе, конного спорта, купаний в водоемах. Аэрогелиотерапия и купания должны строго дозироваться во избежание перегрева и переохлаждения, а также из-за наличия избыточной инсоляции в летние месяцы.

В организации климатолечения главная роль принадлежит созданию необходимой научнообоснованной материальной базы, оснащенной климатопавильонами, рекреационно-оздоровительными комплексами, позволяющими максимально использовать физиологическое воздействие климата во все сезоны года.

В состав оздоровительных центров должны входить аэросолярии, фотарии, климатоверанды для дневного и ночного сна на воздухе, залы ЛФК, бассейны, сауны, кабинеты психоэмоциональной разгрузки. К комплексам круглогодичного действия должны примыкать игровые площадки, терренкуры, лыжные трассы, прогулочные

Таблица 2

Составляющие климаторекреационного потенциала по сезонам года

Ландшафты	Число дней с погодами					
	благоприятными	т.п. / х.п.	неблагоприятными	т.п./ х.п.	КРП т.п. / х.п.	КРП год
Среднегорные, лесные 1000–1500 м курорт «Уш-Белдыр»	251	144 / 107	114	69 / 45	43 / 16	59
Среднегорные, лесные 1500–2000 м ЛОМ «Шивилиг»	257	131 / 126	105	80 / 26	44 / 22	66
Низкогорье, межгорно- котловинные, степные 500–700 м курорт «Чедер» и ЛОМ «озеро Сватиково»	262	154 / 108	103	59 / 44	43 / 17	60

Примечание. т.п. – теплый период года (IV–X); х.п. – холодный период (XI–III); КРП – климаторекреационный потенциал (баллы); ЛОМ – лечебно-оздоровительная местность.

ночного сна на воздухе, залы ЛФК, бассейны, сауны, кабинеты психоэмоциональной разгрузки. К комплексам круглогодичного действия должны примыкать игровые площадки, терренкуры, лыжные трассы, прогулочные дорожки, оборудованные в соответствии со своим назначением.

В зависимости от местных ландшафтных условий и наличия водных бассейнов могут быть организованы лодочные станции, маршруты ближнего и дальнего, горно-пешеходного, конного туризма и другие виды оздоровительно-закаливающих средств.

Ландшафт изучаемых районов отличается мозаичностью горно-долинного рельефа и растительности типичных для среднегорных, низкогорных, межгорных долин и котловин таежных, лесостепных и степных зон, что представляет собой самостоятельный оздоровительный фактор.

Перспективными для курортно-рекреационного освоения в условиях резко континентального климата Тувы являются в основном ландшафты низкогорий и среднегорий, которые характеризуются наиболее благоприятными для лечения и отдыха погодами, так как зима здесь менее холодная, а лето менее жаркое.

Профиль лечебно-оздоровительных местностей и курортов Тувы, располагающей большим разнообразием уникальных минеральных вод, лечебных грязей преимущественно климатический, климатобальнеологический, включающий сезонное климатолечение.

Таким образом, биоклиматический потенциал рассматриваемых местностей Тувы создает хорошую базу для большого разнообразия оздоровительных мероприятий с широким диапазоном воздействия климата от щадящего до экстремального.

Литература

1. Яковенко Э.С., Слуцкая Г.Ф. Основные категории климата Западной Сибири с позиций курортно-рекреационного освоения // Вопр. курортол., физиотер. и ЛФК. 1998. № 1. С. 44–47.
2. Башалханова Л.Б., Буфал В.В., Русанов В.И. Климатические условия освоения котловин Южной Сибири. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
3. Рациональное использование природных лечебных ресурсов региона Большого Сочи, Кавказских минеральных вод, Урала, Западной Сибири: Методич. рекомендации / Сост.: Н.П. Поволоцкая, Э.С. Яковенко, Н.К. Джабарова и др. Пятигорск, 1992. 20 с.
4. Белинский В.А., Андриенко Л.М. Ультрафиолетовая радиация Солнца и неба на земном шаре. М., 1976.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

ГЕНЕТИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУЧНОЙ РАБОТЕ КАФЕДРЫ ПОЧВОВЕДЕНИЯ ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Л.И. Герасько
Томский государственный университет

Первая кафедра почвоведения в Сибири была открыта в Омском сельскохозяйственном институте на агрономическом факультете [3]. Возглавлял ее крупный ученый-почвовед С.С. Неуструев, а с 1922 г. его сменил К.П. Горшенин (впоследствии доктор сельскохозяйственных наук, профессор, заслуженный деятель науки, лауреат государственной премии). В Томском государственном университете кафедра почвоведения была создана в 1930 г. и явилась первой школой подготовки почвоведов в Сибири. Активными организаторами кафедры были проф. Ревердатто, геоботаник Л.В. Шумилова и почвовед И.И. Смирнов, который и возглавил кафедру. Студенты участвовали в экспедициях кафедры и широко развернувшихся работах Сибирской станции агротехнической организации территории. В этих работах наряду с почвоведами участвовали геоботаники и землеустроители под руководством проф. К.П. Горшенина. Для вновь образующихся колхозов и совхозов создавались почвенные и геоботанические карты, производилось организационно-хозяйственное устройство земель. Работы проводились на обширных территориях от Урала до Дальнего Востока. Все это время кафедра существовала на правах самостоятельного почвенного отделения. С 1932 г., когда коллегией Наркомпроса была восстановлена в университетах факультетская система и кафедра вошла в состав вновь созданного геолого-почвенно-географического факультета, ее возглавил выпускник Ленинградского университета, ученик известного почвоведа-географа академик К.Д. Глинки К.А. Кузнецов. Направление научных исследований кафедры отвечало требованиям народного хозяйства, а научное мировоззрение формировалось под влиянием идей энтузиастов науки, таких как Р.С. Ильин. Лекции в университете он не читал, но студенты старших курсов посещали его лекции и научные сообщения в геолого-разведочном институте при ТПИ.

Почвенно-географические исследования, начатые И.И. Смирновым, были успешно продолжены под руководством К.А. Кузнецова. Проводятся экспедиции по изучению почвенного покрова и составлению почвенных карт в масштабе 1:100 000 ряда районов Кемеровской области. Изучались почвы окрестностей г. Томска. В 1934 г. в составе сотрудников кафедры появился молодой талантливый исследователь, один из первых выпускников кафедры – Б.Ф. Петров. Его первое научное исследование было проведено еще в студенческие годы и опубликовано в 1934 г. под названием «Наносы и почвы бассейна р. Конды (приток Иртыша)» [4]. За свою короткую жизнь (он умер в 40-летнем возрасте) Борис Феодосьевич успел изучить обширнейшие территории равнин и гор юга Сибири. Кроме почв Нарыма, он изучал почвы юго-восточных районов Томской области, юга Красноярского края, Барабы. Большая же часть его работ посвящена горным территориям Кузнецкого Алатау и Алтае-Саянской горной системе. Почвенный покров именно этих территорий послужил предметом защиты кандидатской и докторской диссертаций. Материалы исследований большей частью были опубликованы в центральных изданиях – в журнале «Почвоведение» и Трудах Почвенного института АН СССР. Наиболее фундаментальная монография «Почвы Алтайско-Саянской области», опубликованная в 1952 г. после смерти ученого, не потеряла своей актуальности до сих пор.

1936 г. был знаменательным в истории кафедры. Это был год первого массового выпуска почвоведов – 19 человек. Большинство из них всю свою жизнь посвятили избранной специальности, стали известными учеными и педагогами, кандидатами и докторами наук. Среди них: Т.П. Славнина, Н.Ф. Тюменцев, К.А. Уфимцева, С.А. Коляго, Е.С. Кускова, Л.Г. Шубина и др. Значительная часть исследований, проведенных в 30-е годы сотрудниками и студентами кафедры, была проведена на территории юго-восточных и северных районов Томской области. Так, Ф.Н. Ульященко, будучи преподавателем кафедры с момента ее основания, в конце 20-х и в 30-е гг. провел почвенную съемку междуречных пространств между Иксой и Чаей, Парбигом и Кенгой, Четью и Чулымом [3]. Им были изучены также почвы Кулундинской и Приканской степей. В работах многих авторов в этот период отчетливо прослеживается интерес к проблеме эволюции почв. К.А. Кузнецов на примере почв террас р. Томи изучил процессы реградации, а Б.Ф. Петров, изучив почвы Причулымья, осветил в своей публикации взгляд на происхождение почв со вторым гумусовым горизонтом [3]. Происхождение этих почв привлекало внимание исследователей с начала прошлого века, существует множество гипотез, а интерес к этой проблеме не ослабевает до сих пор. Об активном развитии географо-генетического направления в этот период свидетельствует тот факт, что вышедший в 1937 г. т. 92 трудов Томского университета был целиком посвящен работам почвоведов-географов.

В это же время управления землеустройств начали систематическое исследование почв для целей внутриколхозного землеустройства, а с 1936 г. под руководством Л.И. Прасолова проводятся работы по картографированию почв Сибири, в которых принимают активное участие сотрудники и студенты кафедры. Значимым событием в истории кафедры явилось создание Почвенного музея, первым заведующим которого стал выпускник 1937 г. Н.И. Немкин. Еще ранее в фонды создававшегося музея часть своих коллекций по почвам северных районов Томской области передал Р.С. Ильин.

В 1939 г. на основании распоряжения Наркомпроса РСФСР геолого-почвенно-географический факультет был преобразован в геолого-почвенный. Важным событием

этого периода явилось проведение в университете весной 1939 г. Сибирской научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири, в составе которой работала секция почвоведения. Секция была представительной. На ней выступили с докладами такие виднейшие ученые, как акад. Л.И. Прасолов, Н.Н. Розов и др. Материалам заседаний секции был посвящен VII том трудов научной конференции. В конце 30-х гг. на кафедре появились первые кандидаты наук: В.И. Ефремов, К.А. Кузнецов, Б.Ф. Петров.

В годы Великой Отечественной войны прием студентов был временно прекращен, сузился и объем научно-исследовательских работ. В контакте с производственными организациями под руководством К.А. Кузнецова проводилось почвенное обследование южных районов Томской области, исследовались и почвы северных районов с целью изучения возможности более широкого использования в сельском хозяйстве. В 1941 г. К.А. Кузнецовым была защищена докторская диссертация на тему: «Почвы юго-восточной части Западно-Сибирской равнины» с присвоением ученой степени доктора геолого-минералогических наук и звания профессора.

В послевоенный период генетико-географические исследования проводились при активном участии доцентов кафедры С.Н. Селякова, С.А. Коляго, И.С. Сметанина, Н.Ф. Тюменцева, ассистентов Е.М. Непряхина, Е.И. Симоновой, аспиранта Д.Н. Костикова [1]. К.А. Кузнецовым была разработана классификация лесостепных почв, на основании изучения дерново-подзолистых почв со 2-м гумусовым горизонтом предложена новая гипотеза их происхождения. В результате многолетних исследований была составлена обзорная почвенная карта М 1:2 500 000 и карта районирования. Впоследствии эта работа была продолжена сотрудниками кафедры С.А. Коляго, Н.Ф. Тюменцевым и Е.М. Непряхиным. Итогом работы явилась схематическая карта почвенно-географических зон и районов Томской области. Позднее (1963 г.) Е.М. Непряхин составил почвенную карту на группу южных и юго-восточных районов М 1:200 000, схему агропочвенного районирования и на основании обобщения этих материалов защитил кандидатскую диссертацию на тему «Почвы южных и юго-восточных районов Томской области».

Почвенно-географические исследования выполнялись сотрудниками кафедры и в других регионах: Е.М. - Непряхиным – в Кулунде, С.Н. Селяковым изучались солонцы Барабы. Исследование почв правобережья Енисея в пределах Минусинской впадины завершилось составлением С.А. Коляго почвенной карты М 1:200 000, схемы дробного почвенного районирования с обоснованием дифференцированного хозяйственного использования почв и монографией «Природные условия и почвенный покров правобережной части Минусинской впадины» (1954). Кандидатская диссертация С.А. Коляго также была выполнена на основании материалов, полученных при изучении почв Красноярской лесостепи. Ее тема – «Буроподзолистые почвы Красноярской лесостепи». Доцентом кафедры И.С. Сметаниным совместно с сотрудниками Омского областного управления сельского хозяйства были обобщены многолетние почвенно-географические исследования почв территории Омской области в виде монографии с одноименным названием.

Ассистентом Е.И. Симоновой совместно с ботаником С.В. Гудошниковым были изучены почвенный и растительный покров Долгунской гари в Тегульдетском районе как территории перспективной для сельскохозяйственного освоения. Ею одной из первых проводилось изучение качественного состава гумуса почв Томской области и Красноярского края.

С 1961 по 1964 г. сотрудники и студенты кафедры провели работу по договору с Кемеровской землеустроительной экспедицией на территории трех административных районов: Ленинск-Кузнецкого, Беловского, Юргинского [2]. Крупномасштабное картографирование было осуществлено на территории более 500 тыс. га под общим руководством доцентов кафедры С.А. Коляго и Т.П. Славниной. Руководство полевыми работами осуществляли сотрудники кафедры: Т.И. Хохлова, Л.И. Герасько, М.И. Кахаткина, Н.В. Мелентьева. Многие студенты, участвовавшие в этих экспедициях, стали впоследствии докторами (Н.М. Костенков, В.М. Курачев, В.Д. Константинов) и кандидатами наук (А.Ф. Кайдалова, А. Диденко, Т. Шардакова, В.П. Старостенко и др.). Было проанализировано 2,5 тыс. образцов, выполнено свыше 35 тыс. определений [2]. На основании полученных материалов для 27 хозяйств были выполнены почвенные карты и картограммы, объяснительные записки к ним, переданные для внедрения в производство. Эти материалы послужили основой для выполнения 47 курсовых и дипломных работ, а также кандидатской диссертации Т.И. Хохловой, были доложены на ряде Всесоюзных и региональных конференций.

С середины 60-х гг. в связи с открытием нефте- и газоносных месторождений на Севере Западной Сибири Томский университет организует комплексные экспедиции по изучению природы и экономики северных районов Томской области. В них участвует большая группа специалистов: геологи, географы, почвоведы, биологи, экономисты. Активно участвовали студенты разных курсов и специальностей. В труднейших условиях обследовались пространства с высокой степенью заболоченности, достигающей 70-80%. Некоторые территории до этого времени являлись «белыми пятнами». Результаты проведенных работ были опубликованы в виде трех коллективных монографий и многочисленных статей. Почвенные исследования были проведены Е.М. Непряхиным и Л.И. Герасько при участии студентов: Л.М. Татаринцева, Л.И. Инишевой, А.Г. Дюкарева, Н.Н. Пологовой, Н.И. Курочкина и др. Все они стали кандидатами и докторами наук, работают в учебных заведениях и научных учреждениях Сибири. Л.И. Герасько и Л.М. Татаринцевым в дальнейшем эти исследования были продолжены, более подробно изучен генезис почв и почвенный покров и впоследствии защищены кандидатские диссертации. Тема диссертации Л.М. Татаринцева – «Почвы бассейна р. Парабель», Л.И. Герасько – «Автоморфные и полугидроморфные почвы северо-западной части Томского Приобья». Выпускница кафедры 1969 г. Л.И. Ини-

шева награждена медалью на лучшую студенческую работу на Всесоюзном конкурсе (1970).

С 1966 г. в стране и области создается ряд производственных мелиоративных организаций, в связи с чем возрастает спрос на специалистов этого профиля и появляется необходимость научных изысканий. Почти одновременно в структуре Томского университета возникает новый институт – НИИ биологии и биофизики, в состав которого входит лаборатория генезиса и бонитировки почв, руководимая проф. Н.Ф. Тюменцевым. Все это способствовало дальнейшему развитию генетико-географических исследований. За 1969–1971 гг. почвоведами и геоботаниками университета и НИИББ по хозяйственному договору с Ленгипроводхозом проведено почвенно-ботаническое исследование поймы р. Оби под руководством ст. н. с. гербария Н.Ф. Вылцан и доцента Т.П. Славниной. В нем участвовали сотрудники НИИББ Г.И. Лиханова и Е.Я. Мульдияров. Почвенно-геоботаническая съемка была проведена на 19 геоморфологических профилях в среднем течении р. Оби. В результате разработаны рекомендации по наиболее рациональному использованию почв и растительности. Многочисленные материалы впоследствии использованы для написания коллективной монографии, доложены на ряде конференций.

В 1972 г. по хозяйственному договору с Томским филиалом Ленгипроводхоза под руководством доц. Ю.А. Львова и асс. Л.И. Герасько проведено почвенно-геоботаническое обследование мелиоративного фонда среднего течения р. Чулым на отрезке от г. Асино до северной границы Первомайского района. В 1973 г. по договору с Союзтомскмелиорацией начинается многолетний цикл работ комплексной экспедиции под руководством ст.н.с. Г.Е. Пашневой, которая становится заведующей лабораторией НИИББ, сменив на этом посту Т.П. Славнину. На протяжении нескольких лет изучались почвенный покров, растительность южных и юго-восточных наиболее освоенных сельскохозяйственных районов Томской области. В них принимает участие большая группа сотрудников БПФ, НИИББ, ГГФ: Ю.А. Львов, Л.И. Герасько, Н.Н. Пологова, Н.С. Евсеева, В.В. Хахалкин, Е.Я. Мульдияров, Л.К. Цыцарева, М.Д. Абрамова, Т.С. Степанова и др. Общая площадь района исследования составила более 2,5 млн га. Задачей исследования было выявление почвенно-мелиоративного фонда. Съемка проводилась на почвенно-геоботанических профилях в М 1:10 000. Наряду с маршрутными велись стационарные исследования режима паводковых, грунтовых вод, температурного, водного и пищевого режимов. Были составлены почвенно-мелиоративные карты, проведено почвенно-мелиоративное районирование.

Одновременно в бассейне р. Кеть исследовались почвенный покров, болотные ландшафты, механизмы заболачивания (Ю.А. Львов, Л.И. Герасько) при участии большой группы молодых сотрудников и студентов (Н.Н. Пологова, В.А. Базанов, Е.Я. Мульдияров, В.Д. Несветайло, Е.Д. Лапшина, С.Н. Кирпотин, И.Н. Росновский, С.Н. Воробьев, В.П. Орищенко и др.). Наряду с маршрутными проводились стационарные исследования водного и температурного режима почв. На основании полученных материалов выполнены кандидатские диссертации Н.Н. Пологовой, В.В. Базановым, Е.Я. Мульдияровым. Результаты исследований докладывались на Всесоюзном съезде почвоведов в Минске, Всесоюзных конференциях по структуре почвенного покрова в Москве, Кишиневе и др., обобщены в монографии Н.Н. Пологовой.

Наряду с разносторонним изучением почв и почвенного покрова Томской области проводилось длительное – с 1963 г. и до настоящего времени – исследование почв Хакасии под руководством М.Г. Танзыбаева. Кроме генезиса основных типов почв Хакасии, с 1973 г. детально исследовались их мелиоративные свойства. В разные годы участие в этих работах принимали сотрудники, аспиранты и студенты кафедры: В.З. Спирина, защитившая по этой тематике диссертацию, Г.П. Горб, В.П. Середина, а позднее С.П. Кулижский, Е.В. Каллас, Т.П. Соловьева, В.Ф. Шамшаева, Н.Ю. Булатова и др. Результаты многолетних исследований отражены в сериях статей, монографии М.Г. Танзыбаева «Почвы Хакасии», его докторской диссертации. Впоследствии в итоге проведенных работ, на основе изучения генезиса типов почв, их свойств были защищены кандидатские диссертации: Г.П. Горб, В.П. Перфильевой, С.П. Кулижского, Е.В. Каллас, Т.П. Соловьевой, Н.Ю Булатовой и докторская (С.П. Кулижский).

В конце 80–90-х гг. сотрудники кафедры и НИИББ проводили работы по крупномасштабному картографированию и изучению структуры почвенного покрова (Л.И. Герасько, С.Н. Воробьев, А.В. Захарченко). В 1989 г. С.Н. Воробьев защитил кандидатскую диссертацию на тему «Основные закономерности формирования почвенного покрова междуречья ЯЯ-Чулым-Кия». Исследованиями почв поймы р. Оби, а также горных территорий Алтая занимается А.В. Огородников совместно с аспирантами и студентами: О.Ю. Читоркиной, О.Э. Мерзляковым и др. Продолжаются работы по Хакасии (А.В. Родикова).

Таким образом, генетико-географические исследования, начатые с момента основания кафедры, успешно продолжаются и в настоящее время.

Литература

1. Коляго С.А. О научной работе кафедры почвоведения Томского госуниверситета в послевоенный период // Почвоведение. 1957. № 6. С. 119–122.
2. Славнина Т.П. Экспедиции кафедры почвоведения Томского университета по изучению почв колхозов и совхозов лесостепных районов Кузбасса // Ученые записки ТГУ. Сер. Биология и почвоведение. 1967. Вып. 53. С. 156.
3. Славнина Т.П. Развитие сибирского почвоведения // Тр. НИИ ББ при Томском ун-те. 1970. Т. 1. С. 187–202.
4. Славнина Т.П. Вклад Б.Ф. Петрова в развитие сибирского почвоведения // Почвоведение. 1991. № 6. С. 113–117.

РОЛЬ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ПОЧВ ТРАНСАККУМУЛЯТИВНЫХ И АККУМУЛЯТИВНЫХ ЛАНДШАФТОВ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ ТОМИ

Л.И. Герасько, О.Н. Кряк
Томский государственный университет

Правый берег р. Томи на отрезке от Лагерного сада до Синего утеса характеризуется высокой расчлененностью рельефа, наличием большого количества крутых склонов, легко размываемыми породами, близостью грунтовых вод. Функциональное назначение этой территории, используемой в качестве рекреационной зоны города, усиливает прессинг на и без того ранимые экосистемы. Все перечисленные факторы способствуют тому, что наряду с зональными процессами (гумусонакопление, оподзоливание, оглеение и т.п.) все более значимую роль в формировании почв и почвенного покрова играют склоновые процессы. Иногда они имеют катастрофический характер (оврагообразование, оползни, осыпи), вследствие чего происходит нарушение или полное исчезновение сформировавшегося профиля. В других случаях движения замедлены и изменения в строении почвенных профилей зависят как от скорости процесса, так и от повторяемости (цикличности) причин, его вызывающих. К таковым в первую очередь относятся изменения климата и тектонические процессы. Интерес к такого рода явлениям существует с момента возникновения науки о почве, особенно в те времена, когда она, совершенно справедливо причислялась к циклу наук о Земле. Но и впоследствии по мере развития эволюционного направления в почвоведении этим проблемам уделялось все большее внимание

Так, с 30–40-х гг. прошлого столетия и в более поздние годы многие исследователи, изучая эволюцию рельефа, теснейшим образом связывали ее с эволюцией почв. Наряду с геологами, геоморфологами, гидрологами эти процессы привлекали внимание и ученых почвоведов. И.П. Герасимов в работе «О движении почвенно-грунтовых масс на склонах» (1941) отмечает, что в грунтах, богатых коллоидами, на определенных пределах содержания влаги наблюдается переход в пластичное состояние, а пластичная масса грунта способна к передвижению вниз по склону при углах наклона, значительно меньших, чем углы осыпания этой же массы. Следовательно, химическое выветривание подготавливает массы грунта, залегающие на склонах, к движению во влажном состоянии вследствие приобретения им свойств пластичности или плывунности (текучести). Перемещение по склону вызывается воздействием сил гравитации при объемных изменениях почвогрунта, главными причинами которого являются: 1) расширение и сжатие материала при температурных колебаниях, 2) замерзание и оттаивание почвенной и грунтовой влаги, 3) набухание и усадка почвогрунта при увлажнении и усыхании.

Установлено [3], что колебания температуры и влажности приводят к периодическим изменениям объема грунта, вследствие чего в грунте возникают напряжения, направленные во все стороны. Но к напряжению, направленному вниз по склону, добавляется сила тяжести. Поэтому смещение частиц вниз по склону превосходит их смещение в других направлениях. Наибольшее смещение испытывает поверхностный горизонт, поскольку колебания температуры и влажности наиболее значительны у поверхности.

Разрушение и смыв почв наиболее интенсивно происходит во время весеннего снеготаяния и выпадения ливневых осадков. Талые воды, стекая по оттаявшему и разжиженному верхнему слою почвы, размывают его, вынося большое количество почвенных частиц. Величина смыва зависит от крутизны, длины и экспозиции склонов, характера почвенного покрова и степени задернованности. В зависимости от этого меняются спектры склоновых процессов, их интенсивность и направленность. В зависимости от экспозиции склонов величина смыва меняется от 20–30 м^3 с га на северных, северо-западных и северо-восточных склонов до 70 м^3/га – на южных [5].

В литературе имеется ряд попыток классификации типов движения масс [4]. Рассматривая как одну из возможных классификацию процессов движения масс, предложенную зарубежными исследователями Карсоном и Киркби, Джеррард выделяет три главных типа движения: оползание, течение и пучение. Отечественные исследователи [1] обращают внимание на противоречивость толкования некоторых терминов. Так, например, часть авторов относят солифлюкцию к медленным движениям, другие – к заметным. Такая же неопределенность отмечается и в понимании разными исследователями физической сущности этих движений. А.Дж. Джеррард относит крип к медленным движениям, а причинами процесса считает силы гравитации, изменение объема отдельных обломочных частиц вследствие колебаний суточной температуры, замерзания – оттаивания, увлажнения – иссушения.

Неоднозначно оценивается и влияние растительного покрова на проявление медленных движений почвенно-грунтовых масс. Со времен Пенка существует предположение, что корневая система растений не прекращает медленного нисходящего движения продуктов выветривания на склонах, так как мелкие частицы проходят через нее. Совершенно противоположного мнения придерживался Л.С. Берг, рассматривавший корневую систему как

мощный закрепительный механизм, противодействующий денудации. Позднее [3] на основании проведенных стационарных наблюдений доказано наличие медленных движений почвенно-грунтовых масс на задернованных склонах. Авторы полагают, что склоновые процессы денудации в различных климатических условиях и при различной степени покрытия склонов растительностью имеют не только количественные, но и принципиальные качественные различия.

Проведенные нами исследования на правобережье реки Томи позволяют присоединиться к подобному мнению. Наличие на этой территории всего комплекса перечисленных процессов (осыпи, оползни, крип, солифлюкция и др.) на склонах различной крутизны и экспозиции, под разнообразной растительностью позволяют установить определенную зависимость этих процессов от перечисленных факторов, а также проследить их влияние на процессы почвообразования и свойства почв. Поскольку обводненность почвенной толщи зависит не в последнюю очередь от мощности снегового покрова, глубины промерзания и срока ее оттаивания следует отметить, что на изученной территории высота снежного покрова на открытых участках – 35–55 см, а на защищенных – 65–80 см (Климат Томска, 1982). Вследствие достаточно позднего оттаивания большая часть осадков превращается в воды поверхностного стока, способствуя тем самым развитию склоновых процессов.

В современной литературе [2] на примере денудационно-аккумулятивных структур Русской равнины установлена тесная взаимосвязь механизмов и скорости этих процессов с биоклиматическими условиями голоцена и исторического времени. Из трех выделенных М.А. Глазовской групп отложений, характерных для денудационно-аккумулятивных структур почвенного покрова (СПП), для правобережья р. Томи наиболее характерны педолитоседименты и педолитоциклиты, приуроченные к транзитным и трансаккумулятивным и аккумулятивным ландшафтам. Педоседименты встречаются лишь на аккумулятивных позициях и занимают меньшие площади.

Совместные исследования, проведенные нами с Е.П. Прокопьевым на основании большого разнообразия форм рельефа и растительности, подтипов и родов почв, различий в их свойствах дали основание для выделения на этой территории 13 типов экосистем. В качестве одной из особенностей почв и почвенного покрова в первую очередь следует отметить, что зональные типы почв (серые лесные и подзолистые) характерны лишь для элювиальных ландшафтов. Почвы транзитных ландшафтов вследствие активно протекающих латеральных процессов и денудации настолько существенно изменяют свои свойства, что определение их классификационной принадлежности требует особых подходов. Это в первую очередь касается почв крутых склонов и оползневых террас. Немаловажную роль играет и использование этой территории в качестве рекреационной зоны г. Томска.

Активные оползневые процессы приводят к полному нарушению почвенного профиля и началу нового цикла почвообразования. В связи с тем, что большинство почв формируется на облессованных породах и имеет голоценовый возраст, профиль их относительно слабодифференцирован. Это в первую очередь характерно для почв оползневых цирков, в которых на разных глубинах прослеживаются фрагменты погребенных горизонтов, обогащенных гумусом. В то же время современный гумусовый горизонт имеет мощность около 15 см, а содержание гумуса в нем не достигает 3%. Признаки катастрофического нарушения профиля наиболее четко прослеживаются в гранулометрическом составе, особенно в распределении илистой фракции. Реакция по всему профилю изменяется в пределах от нейтральной до слабощелочной, что свидетельствует об отсутствии элювиального процесса. В почвах трансаккумулятивных и аккумулятивных ландшафтов вследствие активно влияющих на их формирование денудационных процессов имеется серия погребенных горизонтов – свидетелей то активизации, то затухания склоновых процессов. Оба профиля имеют аккумулятивный характер строения, насыщены карбонатами. Общая мощность гумусовых горизонтов в трансаккумулятивной позиции – 105 см, при варьировании содержания гумуса от 1,22% в нижней части профиля до 6,05% в гумусоаккумулятивном горизонте. В аккумулятивной позиции в современном профиле оно изменяется от 11,5% в Адк до 0,81% на глубине 52 см, но в последнем из погребенных горизонтов (180–205 см) содержится 1,83% гумуса. Анализ группового и фракционного состава гумуса почвы трансаккумулятивной позиции позволил установить, что профиль почвы, погребенной на глубине более 70 см, формировался в совершенно иных гидротермических условиях, о чем свидетельствуют отношение Сгк:Сфк =1,9 и преобладание в составе гуминовых кислот фракции, связанной с кальцием. Следует заметить, что немаловажную роль в формировании подобных почв сыграли их обогащенность тонкодисперсными фракциями и периодическое влияние минерализованных грунтовых вод.

Другой ряд почв, изученный нами, сформировался на южном склоне в несколько других условиях. Кроме большой крутизны склона, обусловливающей ускоренное протекание денудационных процессов, отличительной чертой этого ряда почв является увеличение в составе гранулометрических фракций доли мелкого песка, что способствует повышению водопроницаемости почвенной толщи. Вероятно, вследствие этого произошло некоторое подкисление реакции среды. Гумус здесь также проникает глубоко (90–130 см), но распределение его гораздо более равномерное. Насыщенность основаниями высокая, хотя небольшое количество карбонатов появляется лишь в нижней части метровой толщи.

Как отмечено выше, на склонах южной экспозиции процессы денудации протекают более активно и сопро-

вождаются переносом больших по объему масс, чем на склонах западных экспозиций. В то же время разрушение снегового покрова на южных склонах происходит раньше, что стимулирует процессы выщелачивания. Больший объем биомассы и лучшее ее качество в почвах трансаккумулятивных ландшафтов, благоприятные условия увлажнения способствуют формированию мощного гумусового горизонта и равномерному распределению в нем гумуса.

Нашими исследованиями на территории экспериментального Ботанического сада ТГУ установлено, что при уничтожении естественной растительности, неправильной обработке почвы вдоль склона процессы разрушения почвенного профиля приобретают катастрофический характер. За сравнительно короткий срок в 20–25 лет полностью смыт гумусовый горизонт и частично разрушен нижележащий. Почвенная масса перенесена к подножию склона, где сформировался намытый горизонт мощностью около 40 см.

Таким образом, на террасах р. Томи и прилегающей части водораздельных пространств формирование почвенных профилей и почвенного покрова склонов происходит при активном участии большого комплекса денудационных процессов. Строение и свойства профилей этих почв имеет существенные отличия от зональных, что лишний раз подтверждает замечательное выражение В.И. Вернадского – «почва – это зеркало ландшафта».

Литература

1. Ажигиров А.А., Голосов В.Н. Оценка медленного смещения почвенно-грунтовых масс при инженерно-географических исследованиях // Геоморфология. 1990. № 1. С. 33–39.
2. Глазовская М.А. Денудационно-аккумулятивные структуры почвенного покрова как форма проявления педолитогенеза // Почвоведение. 2000. № 2. С. 134–147.
3. Дедкова А.П., Дуглав А.В. Медленные движения почвенно-грунтовых масс на задернованных склонах // Изв. АН СССР. Сер. Географическая. 1967. № 4. С. 90–93.
4. Джеррард А.Дж. Почвы и формы рельефа. Л.: Недра, 1984. 205 с.
5. Евсеева Н.С., Земцов А.А. Рельефообразование в лесоболотной зоне Западносибирской равнины. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. 240 с.

ПЕДОГЕНЕЗ В КОНЦЕПЦИИ ЛАНДШАФТНО-ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

А.Г. Дюкарев, Н.Н. Пологова
Филиал Института леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, г. Томск

Отличием почв от почвообразующих пород является стратификация на «генетические» горизонты. Проблема дифференциации профиля почв по составу и свойствам до сих пор остается наиболее дискуссионной в почвоведении и не объясняется только с почвенно-генетических позиций. Необходимо учитывать, что почвы являются частью (компонентом или подсистемой) систем более высокого ранга, в котором развивается вся совокупность процессов взаимодействия литосферы, атмосферы и биосферы. Современные представления о генезисе почв значительно обогатились знаниями из смежных геологических и географических наук. Совершенно очевидно, определяя почву как «самостоятельное естественно-историческое тело», В.В. Докучаев имел в виду объект исследования, а не автономность почв в природе. «Почва – это вечно изменяющаяся функция климата, почвообразующих пород растительности и других условий почвообразования». Следовательно, почвы – это природные тела, формирующиеся в определенных условиях и развивающиеся при изменении этих условий. Поэтому педосфера в настоящее время рассматривается как составная часть общепланетарной оболочки, формирующаяся на стыке литосферы и биосферы как подсистема в системах более высокого иерархического уровня [1], а почвообразование – как «компонент экзогенеза» [2]; «регулятор биосферных взаимодействий» [3]. Поэтому объектом почвенно-генетического исследования должна быть не только почва, но и экосистема, включающая почву, растительность, породу и приземный слой атмосферы, объединяемых ландшафтно-геохимическими процессами. Форма проявления этих процессов разнообразна, и педогенез является только составной их частью.

Новые подходы позволили расширить методологические основы генетического почвоведения. Предложенную В.В. Докучаевым формулу «порода–факторы–свойства» И.П. Герасимов расширил, введя представление о почвенных процессах: «факторы–процессы–свойства». В дальнейшем методологическое триединство обогатилось представлением о развитии почв во времени. Таким образом, большинство современных исследователей при генетических построениях базируются уже на представлениях о формировании почв как результата логической цепи взаимодействий почвообразующих пород, условий местоположения (факторов), почвообразовательных процессов и времени. Как отмечал Б.Б. Полынов, «почва с первых моментов своего образования является произведением ландшафта, отражает его свойства в большей степени, чем всякий другой его объект».

Признание высокой значимости времени в почвообразовательном процессе способствовало усилению интереса к эволюции почв, связанной с нестабильностью климатических условий почвообразования и саморазвитием почв. Однако для равнинных территорий Западной Сибири с высокой активностью денудационных процессов в «геологически доступном для почвообразования времени» большой интерес представляет и неоднородность литологической матрицы почвообразования. Возникла потребность разделения литогенных (унаследованных) и педогенных (приобретенных) свойств почв.

Известно, что почвообразование, особенно в таежной зоне, – система динамичная во времени и пространстве, что определяется рядом внешних и внутренних причин. Первые включают климатические (связанные палеоклиматическими изменениями и климатическими циклами, соизмеримыми со скоростью почвообразования) и лито-динамические (связанные с денудационно-аккумулятивными преобразованиями поверхности) трансформации. Внутренние причины связаны с саморазвитием (аутоэволюцией) почв и сукцессионно-возрастной динамикой растительного покрова. Лито-динамические и климатические изменения в лесной зоне взаимосвязаны во времени, а педо-биотические преобразования протекают на фоне развивающихся во времени ландшафтно-географических перестроек природной среды. Для перигляциальной зоны, где формируются почвы с наиболее сложным по строению профилем, характерна и наибольшая напряженность биоклиматических условий, поэтому даже их незначительные изменения ведут к существенной перестройке в почвенном покрове, что особенно заметно на ее границах – в южнотаежной и подтаежной почвенно-биоклиматических зонах. Следует отметить, что для таежной зоны Западной Сибири характерно и периодическое нарушение поверхностных рыхлых и накопление субаэральных отложений.

К настоящему времени сложились разные точки зрения на формирование профильной неоднородности, соотношение литогенных и педогенных признаков в почвенном теле. Если до 80-х гг. прошлого столетия господствовали представления педогенной стратификации профиля на генетические горизонты, то в настоящее время возрастает число сторонников гипотезы исходной (литологической) неоднородности почвенного профиля, которая усиливается в процессе педогенеза. Учитывая высокую неоднородность процессов седиментогенеза в плейстоцене, сложно представить, что на протяжении времени формирования отложений, соответствующих мощности «современной почвы» сохранялись одинаковые ус-

ловия седиментогенеза. Последняя эпоха плейстоцена отличалась неоднократным воздыманием и опусканием территории, активностью денудационно-аккумулятивных процессов. Верхний плейстоцен на Обь-Иртышском междуречье разделяется на 4 этапа осадконакопления. Каждый этап седиментации сопровождался размывом предыдущих осадков, а следовательно, и почв. В большинстве случаев происходило пространственное перемещение и переотложение одного и того же материала. Поэтому стратиграфическую границу между генетически разнородными слоями сложно обнаружить принятыми в почвоведении методами. На протяжении всего голоцена не прекращался субаэральный седиментогенез. Следовательно, в лесной зоне Западной Сибири должны быть широко распространены почвы с литологической неоднородностью профиля.

С педогенетических позиций анизотропность почвенного профиля определяется различной скоростью миграции продуктов жизнедеятельности экосистем и интенсивностью переработки литогенной матрицы на разной глубине. В одном профиле почв сочетаются не совпадающие по глубине залегания и мощности горизонты (гумусовые, гидрологические, кислотно-щелочные). Однако это не объясняет ограниченного числа генетических горизонтов и совпадение по глубине нескольких геохимических барьеров при высокой неоднородности веществ, образующихся в процессе взаимодействия лито- и биосферы. И только в случае унаследованной неоднородности литогенной матрицы появляется общая граница. Педо- и литогенетическая концепции стратификации почвенного профиля на генетические горизонты при более глубоком рассмотрении смыкаются. Дифференциация и анизотропность почвенного профиля связана с миграцией продуктов жизнедеятельности экосистем и почвенных растворов, формированием в исходно однородных отложениях горизонтов накопления. Формирующаяся при этом неоднородность вещественного состава способствует появлению новых геохимических барьеров и снижению миграционной активности продуктов педогенеза, а на следующем этапе педогенеза наследуется уже как генетическая неоднородность отложений. Наиболее характерны в этом отношении почвы, дифференцированные по элювиально-иллювиальному типу, в которых иллювиальный горизонт, заметно отличающийся фильтрационной способностью, обеспечивает застой влаги, развитие элювиально-глеевых явлений на его поверхности. В плотных иллювиальных горизонтах, как в отложениях более тяжелого гранулометрического состава, передвижение продуктов педогенеза происходит преимущественно по магистральным трещинам, а возможность фронтального передвижения затрудняется. Нижняя часть почвенного профиля исключается из активного почвообразования.

К настоящему времени нет объективных критериев, позволяющих убедительно разделить профили почв унаследованной и приобретенной в процессе педогенеза неоднородности сложения. Анализ гранулометрического, минералогического и вещественного состава в почвах Западной Сибири не позволяет однозначно решить эту проблему, что связано с исходной однородностью отложений, которые на протяжении плейстоцена с незначительной сепарацией состава перемещались водными потоками. По этой же причине балансовые расчеты не позволяют сделать заключение об исходной однородности почвообразующих пород. Более достоверны морфологические и педостратиграфические исследования. Однако первые основываются большей частью на субъективных оценках, а вторые трудоемки.

Рассмотрим наиболее представительные для автономных позиций южной тайги дерново-подзолистые почвы, профиль которых ясно разделяется на элювиальную и иллювиальную части. Каждая часть профиля имеет сложное строение. В элювиальной части, как правило, выделяется современный гумусовый горизонт светло-серого цвета мощностью до 12 см с содержанием гумуса 2–4% и отношением Сгк/Сфк 0,9–1,1. Часто встречается морфологически выраженный второй гумусовый горизонт с невысоким содержанием гумуса (1,1–1,5%), но более широким отношением Сгк/Сфк (1,4–1,9). Как от иллювиального, так и от современного гумусового горизонта он отделен осветленными горизонтами: подзолистым вверху и элювиально-глеевым внизу.

Дискуссия литологической или генетической неоднородности профиля связана преимущественно с его дифференциацией по элювиально-иллювиальному типу. Однако иллювиальная часть профиля дерново-подзолистых почв также весьма неоднородна по сложению и не всегда соответствует мощности элювиальных горизонтов. Если в целом иллювиальный горизонт заметно выделяется в профиле почв, то внутригоризонтные различия по вещественному составу не столь очевидны. Верхняя часть иллювиального горизонта (В1) – ореховатой структуры с ясно выраженными признаками иллювиального процесса в виде коричневато-бурых пленок на поверхности агрегатов, стенках пор и трещин. Вторая часть (В2) иллювиального горизонта с характерной плитчатой структурой, ржаво-охристыми пленками по разделу плит, что позволило предположить формирование отложений в более гидроморфных по сравнению с верхней частью горизонта условиях. Нижняя часть профиля обычно оглеена, практически водонепроницаема и обладает тиксотропностью, что свидетельствует о ее формировании в холодных влажных условиях при близком залегании почвенно-грунтовых вод. Таким образом, морфологические признаки, которым не противоречат данные вещественного состава, показывают на разновременность формирования иллювиальной части профиля. Вопрос о границе между элювиальной и иллювиальной частями профиля более сложен, так как иллювиальный горизонт совмещает признаки педо- и литогенеза. Однако в дерно-

во-подзолистых почвах южной тайги, чаще всего, основой текстурной дифференциации является неоднородность в составе отложений. Это становится очевидным в северной части южной тайги, где в профиле почв встречаются различного типа криоморфозы. Наиболее убедительны криогенные гумусовые клинья, сложение которых аналогично сложению иллювиального горизонта, а поверхность размыта на уровне его поверхности. Существенных изменений в элювиальной части профиля над криогенным клином не обнаруживается. Для поверхности карбонатного горизонта характерны «бугры мерзлотного пучения», превышающие уровень поверхности основного горизонта (по нашим наблюдениям) на 40–60 см.

Из всего этого следует, что формирование почв в лесной зоне Западной Сибири имеет более длительную историю, чем считалось ранее, было сложным и протекало в условиях периодического стирания денудационными процессами предшествующих эпох и стадий педогенеза. В профилях некоторых из исследованных почв обнаруживается, как минимум три цикла педогенеза. Наиболее древнему соответствуют остаточные профили, близкие к современным дерново-глеевым почвам. Следующий цикл педогенеза характеризовался активным гумусонакоплением и диагностируется гумусовыми реликтами в иллювиальной части профиля. Голоценовой почвой условно можно назвать только верхнюю часть профиля. Эволюция ее также достаточно сложна, протекала на фоне постоянного накопления нового материала и прослеживается от криоаридных почв начала голоцена, через чередование стадий гумусонакопления и оподзоливания к современному профилю почв. Однако и в этом случае необходимо учитывать, что формирование генетических горизонтов происходило не путем трансформации какого-либо одного исходного горизонта, а путем последовательного их формирования при наложении эмбриональных почв друг на друга и нарастании профиля вверх. Сложное строение гумусового профиля отмечается в серых лесных, дерново-глеевых и лугово-черноземных почвах подтайги. При изучении текстурно-дифференцированных почв Русской равнины установлено, что карбонатные конкреции в нижней части профиля, криоморфозы в средней и слабая выраженность эмбриональной почвы вверху – относятся к разным условиям и стадиям почвообразования [4].

Таким образом, формирование почв в лесной зоне следует рассматривать как полигенетичное континуально-дискретное эволюционно-динамическое, в котором стадии развивающей эволюции чередовались со стадиями стирающей эволюции. В голоцене почвообразование протекало на фоне неравномерного по времени субаэрального седиментогенеза, палеогеографических и сукцессионно-динамических трансформаций ландшафта. Поэтому при генетическом анализе почвенного профиля педогенез необходимо рассматривать с позиции общих для территории ландшафтно-динамических процессов, в равной мере учитывать педо- и литогенные свойства, состояние растительности.

Литература

1. Таргульян В.О. Педосфера как поверхностно-планетарная оболочка // Почвоведение 1992 № 2. С. 27–40
2. Соколов И.А. Почвообразование и экзогенез М. Почвенный ин-т, 1997. 244 с.
3. Таргульян В.О., Соколова Т.А. Почва как биокосная природная система: реактор, память и регулятор биосферных взаимодействий // Почвоведение 1996 № 1. С. 34–47
4. Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование Пущино ОНТИ ПНЦ РАН, 1995. 320 с.

ЗАСОЛЕННЫЕ ПОЧВЫ: СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ЭВОЛЮЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

Т.Н. Елизарова
Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЗАСОЛЕНИЯ

Явления засоления почв, как известно, обусловлены сложным взаимодействием воды и минеральных веществ между литосферой, океаносферой, гидросферой, атмосферой, биосферой, т.е. они относятся к круговоротным геохимическим процессам, наиболее полно рассмотренным в фундаментальных работах Б.Б. Полынова, Н.М. Страхова, В.А. Ковды. В исследованиях указанных авторов раскрыты многообразие источников поступления солей как первичных (вулканические и плутонические, термальные источники, продукты выветривания), так и вторичных в процессе круговорота солей между океаном и континентом и обменных реакций при почвообразовании. Показано, что большая часть солей на планете образуется за счет солеобразующих компонентов дегазации мантии земли и катионов кристаллических пород литосферы. Образование солей этим путем продолжается и в настоящее время. Основная масса простых солей сосредоточена в Океане, в морских и континентальных отложениях коры выветривания. Приведенная схема галогенеза позволяет заключить, что главными источниками солей в почвах являются три основные категории солевых аккумуляций:

1) соли океанов и морей, переносимые на сушу с атмосферными осадками;

2) соли открытых солевых аккумуляций высохших озер типа Кара-Богаз-Гола и солончаковых побережий внутренних водоемов аридных областей, подверженных дефляции, с поверхности которых соли переносятся воздушными массами на огромные расстояния из аридных областей в гумидные;

3) соли осадочных пород, поднятых тектоническими процессами на различные высоты, подвергаемые денудации и выщелачиванию. Соли прошлых геологических эпох, аккумулированные в осадочных отложениях, растворяются и переносятся поверхностными, грунтовыми и подземными водами в пониженные элементы рельефа. Часть этих солей поступает в речную сеть, выносится в океан, внутренние моря и озера, а часть их через грунтовые воды вовлекается в почвы.

Равнинную часть юга Западной Сибири можно рассматривать как единую котловину, имеющую довольно сложное строение и историю формирования. Такое положение территории предопределило накопление в ее почвах, грунтах, грунтовых и подземных водах огромного количества солей самого разнообразного состава: хлоридного, сульфатного, содового и др. К настоящему времени выполнен большой объем исследований, касающихся свойств, генезиса, распространения, функционирования засоленных почв, грунтовых и природных вод юга Западной Сибири. Большинство исследователей считают, что в настоящее время на равнинную территорию юга Западной Сибири поступление солей возможно лишь с артезианскими подземными водами и атмосферными осадками [Панин, 1977; Елизарова и др., 1999 и др.].

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектом исследований является совокупность почв, пород, грунтовых и подземных вод. Почвенный покров, подстилающая толща пород, атмосферные, поверхностные, грунтовые и подземные воды Западной Сибири исследовались общепринятыми полевым, сравнительно-географическим, стационарным и лабораторным методами. Изучались также фондовые материалы. Применены специальные методы галогеохимического картографирования, расчет солевых балансов, эколого-генетического анализа почвенного покрова.

В настоящее время для получения более точных сведений о современном состоянии засоленных почв, их свойствах и географии, эволюционно-генетических особенностях, факторах, лимитирующих сельскохозяйственное использование в ИПА СО РАН и Почвенном институте им. В.В. Докучаева, завершается работа по составлению карты засоленных почв Западной Сибири в масштабе 1: 2 500000 под руководством И.М. Гаджиева и Е.И. Панковой.

ХАРАКТЕРИСТИКА СОЛЕВЫХ АККУМУЛЯЦИЙ ПОЧВ, ГРУНТОВЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ

Наибольшие площади засоленных почв приурочены к лесостепной и степной зонам Западной Сибири с недостаточным атмосферным увлажнением. В подтайге, предалтайских степях и предгорных районах засоленные почвы распространены сравнительно мало. В подтайге засоленные почвы приурочены в основном к поймам рек и пониженным слабоотточным и бессточным, чаще всего заболоченным участкам. В пределах Приобского плато и предгорий Алтайских гор засоленные почвы сосредоточены в поймах рек и приречных займищах, реже по берегам озер.

В характере засоления отчетливо прослеживается широтная зональность и приуроченность к отрицательным формам рельефа. В подзоне северной лесостепи преобладает содовый тип засоления, который сменяется

к более засушливым южным и западным районам смешанным сульфатно-содовым; в южной лесостепи и степи доминируют типы засоления – сульфатный и хлоридно-сульфатный с участием соды. Почвы вокруг крупных озерных котловин, таких как оз. Чаны, имеют сульфатно-хлоридный и хлоридный типы засоления. Вокруг цепочек промежуточных по рельефу озерных ванн формируются почвы сульфатного и сульфатно-содового засоления. Значительные отклонения в химизме и степени засоления связаны с конкретными местными особенностями природных условий (наличие локальных водоупоров, характер микрорельефа, экспозиция склонов и т.д.).

Почвы содового засоления встречаются на наиболее высоких гипсометрических уровнях, являющихся начальным пунктом метаморфизации природных вод. Содержание легкорастворимых солей в автоморфных почвах обычно невелико и, как правило, не превышает 0,15% в 2-метровой толще. В автоморфных условиях по локальным микропонижениям встречаются полугидроморфные засоленные почвы, но они занимают незначительные площади. Среди них преобладают средние и глубокие солонцы и луговые солонцеватые почвы с содержанием солей в среднем по профилю до 0,6%.

Наиболее засолены гидроморфные почвы понижений: луговые и лугово-болотные солончаковые, солонцы, солонцы-солончаки. Основные массивы засоленных почв приурочены к периферии крупных западин. Содержание солей в большинстве случаев превышает 2%, в верхних горизонтах почв нередко достигает 10% и более.

На равнинной территории Западной Сибири в вертикальном геологическом разрезе прослеживается чередование многометровой толщи хорошо водопроницаемых и практически непроницаемых пород. Водонепроницаемые породы образуют достаточно выдержанные по площади толщи – регионально выдержанные водоупоры, резко отделяющие почвенно-грунтовые воды от напорных подземных вод. Однако связь вод осуществляется в зонах разгрузки – на участках смены водоупоров смежных стратиграфических толщ или в местах их эрозионного среза. В периферийной части равнины роль региональных водоупоров выполняют кристаллические породы палеозоя и мезозоя, в центральной – глины палеогена и неогена (Угланов, 1981).

Питание почвенно-грунтовых вод экзогенной трещиноватости и четвертичных отложений осуществляется на всей площади за счет атмосферных осадков и напорных подземных вод в зонах разгрузки. На большей части территории грунтовые воды формируются в условиях слабой и весьма слабой естественной дренированности. Для них характерно преобладание испарительного концентрирования и углекислого выщелачивания натрия из почв, грунтов и водовмещающих пород. В связи с этим отмечается широкое зонально-азональное разнообразие грунтовых вод по минерализации и составу. Направление потоков грунтовых вод и солей полностью контролируется дренирующими их озерными котловинами и реками. Вынос солей за пределы территории осуществляется водами Оби, Иртыша, Ишима, Тобола и их притоками. Суммарный среднегодовой объем стока с территории юга Западной Сибири составляет 96 км^3 (Угланов, 1981), со всего водосборного бассейна Оби, по данным гидропоста Салехард, – 384 км^3 (158 мм) (Панин, 1977).

Область питания напорных подземных вод в большинстве случаев приурочена к краевым частям равнины. Направление стока – северо-запад – север – северо-восток, т.е. в центральные районы. Напорные подземные воды образует несколько водоносных горизонтов и комплексов, которые условно разделяют на нижнюю и верхнюю зоны. В нижней зоне наибольшего погружения в юрских и нижнемеловых отложениях водообмен поступающих преимущественно гидрокарбонатных натриево-кальциевых вод затруднен, и они насыщаются хлоридами натрия. Минерализация вод достигает 15–20 г/л, а в погруженных частях – более 20–30 г/л. Локальными очагами разгрузки подземных вод по зонам трещиноватости являются прорезающие первый от поверхности водоупор котловины озер Теке, Жиманту, Кызылкак и др., где они являются основным источником накопления солей, а также долина р. Тобол на участке выше Кустаная (Угланов, 1981).

К верхней зоне относятся напорные подземные воды эоцен-олигоцена и неогена. Условия водообмена в этих толщах существенно лучше, чем в нижних. Преобладают пресные и солоноватые воды с минерализацией 3–5 г/л. В условиях наибольшего погружения водоносных горизонтов и снижения водопроницаемости водовмещающих пород отмечаются увеличение их минерализации и усложнение химического состава. Некоторые водоносные горизонты залегают выше вреза основных рек (Ишим, Тобол, Иртыш) и имеют в пределах их долин четко выраженные области разгрузки. Разгрузка подземных вод из нижнекочковской подсвиты осуществляется в грунтовые воды и реки бессточных бассейнов Центральной Барабы и восточной части Кулунды.

Приведенные данные свидетельствуют, что подземные воды являются существенным источником привноса солей и их перераспределения. Количественная оценка выносимых солей затруднительна, но, вероятно, наиболее значительный вынос солей происходит в озерные котловины, в долину Ишима, Чановской депрессии и Кулундинской равнины, менее значительный – в долину Тобола и минимальный – в долину Иртыша (Угланов, 1981). Следует также отметить, что в некоторых районах исследуемой территории глубокий подземный сток не имеет сколько-нибудь существенного геохимического значения. Это относится к районам, где в верхней части разреза залегают мощные глинистые толщи, затрудняющие питание или разгрузку вод глубоких водоносных горизонтов; к горным районам, где большая часть формирующихся трещинных вод разгружается в пределах того же района в глубоко врезанных долинах; к районам, где уровни грунтовых вод и напорных глубоких вод одинаковы и поэтому не происходит заметного питания или разгрузки напорных подземных вод.

ОСОБЕННОСТИ ЗАСОЛЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ, СВЯЗАННЫЕ С АТМОСФЕРНЫМ СОЛЕПЕРЕНОСОМ

На территории юга Западной Сибири складываются благоприятные условия для поступления водорастворимых солей с эоловой пылью и аэрозолями, источниками которых служат засоленные области Казахстана и акватория Каспийского моря [Панин, 1977; Казанцев, 1998]. Наибольшее количество солей, переносимых ветром, выпадает в степной и сухостепной зонах, которые ближе всего расположены к пустынным областям развеивания солончаков и засоленных почв.

По химическому составу атмосферные осадки также подвержены зональности. По мере увеличения континентальности климата в их составе растет доля сульфатов. В Горном Алтае в осадках доминируют сульфаты, поскольку в составе аэрозолей здесь преобладают продукты выветривания горных пород. Возможен также ветровой перенос сюда сульфатов из Казахстана и приток их с техногенными выбросами. В зонах средней и южной тайги в метеорных водах ведущее место занимают гидрокарбонаты щелочных земель, а в южной лесостепи и степи – сульфаты магния и натрия. Здесь же появляются хлориды щелочных металлов. Источниками их поступления в атмосферу являются, вероятно, соленые озера бессточных областей. По топографическим картам и картам засоления почв среднего и крупного масштабов в направлении от оз. Чаны на север, северо-восток и юго-восток четко обнаруживаются вытянутые против уклона местности обширные контуры засоленных почв. Генетическая связь засоления этих почв с эоловым перемещением водорастворимых солей с водной поверхности озера и прибрежных солончаков не вызывает сомнений.

Вся совокупность данных по географии солевых запасов и их химизму в почвах, грунтах, грунтовых и подземных водах, по геологии и геоморфологии позволяет выделить на исследуемой территории различные типы миграции солей (Волобуев, 1987) – педолитогенный, эоловый, делювиальный, капиллярный, речной, седиментативно-озерный, самосадочный. Состояние солевых аккумуляций полностью определяется современным водно-солевым режимом территории.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ.

Литература

Волобуев В.Р. О научном анализе производственного опыта мелиорации засоленных земель Кура-Араксинской низменности // Почвоведение. 1987. № 7. С. 86–100.

Елизарова Т.Н., Казанцев В.А., Магаева Л.А., Устинов М.Т. Эколого-мелиоративный потенциал почвенного покрова Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1999. 226 с.

Казанцев В.А. Проблемы педогалогенеза (на примере Барабинской равнины). Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1998. 192 с.

Панин П.С. Гидрохимический сток с территории Западной Сибири и особенности его формирования // Географические проблемы при сельскохозяйственном освоении Сибири. Новосибирск, 1977. С. 66–75.

Селяков С.Н. Очерки истории изучения засоленных почв Обь-Иртышского междуречья // Итоги исследования живой природы/Труды Биологического ин-та. Новосибирск, 1973. С. 272–284.

Угланов И.Н. Мелиорируемая толща почв и пород юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. 193 с.

О МЕЖДИСЦИПЛИНАРНОМ КОМПЛЕКСНОМ ПОДХОДЕ К ПРОБЛЕМЕ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ

* А.В. Елизаров, ** Т.Н. Елизарова
* Всероссийский научно-исследовательский институт фитопатологии,
с. Большие Вяземы Московской обл.
** Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск

В настоящее время значительная часть биосферы в той или иной мере подвержена действию различных химикатов, и нередко работа над приростом сельскохозяйственной продукции начинается с проведения мероприятий по дезактивации почв. Проблема загрязнения окружающей среды активно изучается с 60-х гг. Химия, биохимия, физиология, экология и токсикология были объединены в единую научную дисциплину – экотоксикологию. В 90-х гг. наука экотоксикология была определена как область знаний о распространении и влиянии антропогенных химикатов и продуктов их трансформации на биосистемы разного уровня – от особи, вида, популяции и биогеоценоза до ландшафта и биосферы. Задачами экотоксикологии являются изучение биогеохимии антропогенных химикатов: установление токсилогических эффектов на организмы (таблица); выяснение сложной совокупности частных биогеохимических процессов в работе био(агро)ценозов; прослеживание всех возможных маршрутов их аккумуляции и биотрансформации и предсказание экотоксилогических последствий.

Экологическое землепользование рассчитывает максимально возможно использовать биологические ресурсы Земли. В теоретическом плане оно базируется на концепциях В.И. Вернадского о биосфере и биогеохимии, Б.Б. Полынова – о геохимии ландшафтов, Н.В. Тимофеева-Ресовского – о радиационной биогеоценологии. Практические экологические мероприятия планируется осуществлять в рамках конкретных природно-территориальных единиц биосферы (бассейнах рек, зонах природы, эволюционно сложившихся ландшафтах), которые, как правило, имеют свое естественно-историческое прошлое, современные особенности развития и антропогенной нагрузки. Для прогноза изменения состояния природных систем должен быть привлечен комплекс исторических наук – геология, палеонтология, археология, этнография [1].

К сожалению, до настоящего времени методические подходы к решению проблем экологического землепользования в условиях массированного индустриально-техногенного загрязнения разработаны недостаточно. К широко используемым аналитическим методам относится балансовый метод изучения поведения химических элементов в био(агро)ценозе. Как показали многочисленные эксперименты, наилучшие результаты дает метод «меченых атомов». С его помощью были установлены качественные и количественные характеристики сорбционной способности почв к разным элементам, определены скорости круговоротов элементов в био(агро)ценозе, рассчитаны коэффициенты биологического накопления элементов растениями и микроорганизмами [2].

Эти исследования показали, что скорость обмена (полной смены) того или иного химического элемента в организме совершается в течение короткого (1–15 сут) времени. По отношению к микроконцентрациям большинства химических элементов мелкодисперсные фазы горных пород, грунты, а особенно илы и почвы являются очень хорошими адсорбентами. Поэтому большинство антропогенных химикатов, в том числе радиоизотопов, при поверхностном поступлении концентрируется в верхних слоях почвы и в донных отложениях водоемов, по которым лишь медленно и в незначительных концентрациях мигрируют с природными водами.

Однако для оценки степени загрязнения природных систем одной химико-аналитической информации, требующей к тому же очень большого числа дорогостоящих анализов, оказывается недостаточно. Поэтому в обнаружении и оценке токсических эффектов химикатов большую роль играют методы биоиндикации. Практически все виды живых организмов обладают способностью более или менее интенсивно накапливать почти все элементы, находящиеся в малых и ничтожных концентрациях в среде их обитания. Эта их способность может быть выражена количественно с помощью коэффициентов биологического накопления, являющихся отношением концентрации данного элемента в организме и в среде его обитания. Коэффициенты биологического накопления различными видами живых организмов выражаются цифрами от десятков до десятков тысяч. Особенно высоки они у пресноводных организмов, у водных растений, мелких беспозвоночных и планктона (тысячи и десятки тысяч). Высокие коэффициенты биологического накопления объясняются особенностями минерального обмена всех живых организмов, благодаря которым поступление микроэлементов в организм протекает значительно быстрее, чем их выделение. Поэтому в биомассе загрязненных радиоизотопами биогеоценозов (наземных или водных) концентрация излучателей очень быстро становится во много раз более высокой, чем в косных компонентах.

В пресноводных водоемах хлорсодержащие пестициды быстро накапливаются в микроводорослях. От 50 до 80% примеси ДДТ в воде сорбируется водорослью хло-

Токсикологические свойства некоторых антропогенных загрязнителей*

Биогеохимия экотоксикантов	Вещества, химические формулы	
	Неорганические (тяжелые металлы – Pb, Hg, Cd, Ni, Co, Cr, Cu, Zn, As, Sb, Se)	Органические **
Молекулярные токсические эффекты	Изменения 1) гемосодержащих белков и ферментов, 2) системы перекисного и свободнорадикального окисления липидов и белков, системы антиоксидантной и антипероксидной защиты; 3) ферментов транспорта электронов и синтеза АТФ; 4) белков клеточных мембран и ионных каналов мембран	Образование прочных комплексов с рецепторами стероидных и тироидных гормонов
Видовые и популяционные токсические эффекты	Эндемический характер опасных заболеваний, связанных с повреждением некоторых белков, нуклеиновых кислот, липидов, биомембран и связь их с наличием местных источников химического загрязнения Деградация экосистем нарушение круговоротных регуляционных функций, исчезновение отдельных видов	1) Эмбриотоксические и тератогенные (эффекты в отношении развития), 2) иммунотоксические; 3) гистопатологические; 4) метаболические, связанные с изменением активности ферментов; 5) эндокрино-токсические; 6) нейротоксические; 7) канцерогенные
Биотрансформация	Естественные механизмы метаболизма и удаления тяжелых металлов, чаще всего в форме металлоорганических соединений	Специфические энзиматические реакции, приводящие к: 1) полной минерализации; 2) разрушению ксенобиотиков до низкомолекулярных соединений и выделение их в окружающую среду; 3) химическая трансформация с накоплением метаболитов в клетках организма Неспецифические энзиматические превращения включают в себя реакции окисления, восстановления и гидролиза
Геохимическая (зона поступления, рассеивания, выноса, вторичного накопления)и биогеоценотическая (участие в биологическом круговороте) характеристики	Выбросы в атмосферу техногенных газов, сухое и влажное осаждение на подстилающую поверхность почв и водоемов, перенос с поверхностным и поземным стоком, биоконцентрирование	Переход в газовую фазу атмосферы при испарении с загрязненной поверхности, вымывание осадками, перенос с поверхностным и подземным стоком, биоконцентрирование Абиотическая деструкция под действием света в атмосфере, адсорбция почвами и донными отложениями; микробиологическое разложение

* – составлена по материалам И Тинсли [3] и В.А Исидорова [4, 5]; ** – наиболее опасные хлорорганические соединения пестициды (гексахлорциклогексан, ДДТ и другие); консерванты древесины, дезинфицирующие средства (хлорированные фенолы); летучая зола бытовых отходов.

релла менее чем за одну минуту. Токсические вещества, являясь биологически активными веществами, могут накапливаться до очень больших концентраций, если попадут в пищевые цепи. В наибольших количествах полихлорированные экотоксиканты регистрируются в организмах высших уровней водных экоситем, жировых тканях хищных рыб и питающихся ими птиц и животных.

Практически все применяемые пестициды оказывают неблагоприятное влияние на флору и фауну почвы, в том числе на различные виды почвенных микроорганизмов, дождевых червей, ногохвосток и др. С 1981 г. комиссия Европейского сообщества в принудительном порядке ввела для регистрации химикатов тестирование их токсичности на морских водорослях, дафниях, растениях, рыбах и на дождевых червях.Особую роль в испытаниях токсичности веществ отводят дождевым червям, так как они распространены во многих почвах, в качестве биоиндикаторов доступны и легки для применения. Дождевые черви способны накапливать химикаты в организме в значительных количествах, что в некоторых случаях приводит их к гибели. Однако в ряде работ была отмечена высокая адаптационная способность дождевых червей. При правильном систематическом применении пестицидов в севообороте численность обитателей почвы быстро восстанавливается и применение пестицидов не отражается на общем биогеохимическом равновесии в био(агро)ценозе.

Совокупность лабораторных и полевых опытов для определения токсических эффектов с помощью дождевых червей отражают риск применения химиката для всей популяции тестируемых животных. Опыты проводятся по утвержденной в 1984 г. Организацией экономического сотрудничества и развития (OECD) методике «Определение острой токсичности химикатов для дождевых червей», которая в нашей стране еще не внедрена, но широко используется в странах ЕС, США и Канаде. В ней

применяются стандартная искусственная почва, состоящая из кварцевого песка, каолиновой глины и торфа, и дождевые черви вида Eisenia foetida. Результатами этого теста являются такие показатели, как полулетальная концентрация пестицида и его недействующая концентрация для животных (LC50, NOEC соответственно). Эти показатели характеризуют потенциальную опасность пестицида, однако не учитывают влияние свойств почв, специфики применения препарата, климатических и других факторов, т.е. они не дают оценки реального риска применения пестицида для дождевых червей.

В условиях использования огромного множества уже известных химикатов и непрерывного появления все новых быстрые, эффективные и экономичные биологические методы оценки позволяют провести первичное «отсеивание» особо опасных промышленных продуктов. Следует также отметить, что экотоксикологические исследования в значительной степени основаны на экстраполяции. Эстраполяция результатов должна быть сделана от лабораторных испытаний с искусственными водными средами и почвами к естественным условиям.

Работы по биоиндикации и оценке характера и скоростей биохимического круговорота загрязняющих веществ должны иметь приоритетное значение. Только на анализе материалов по характеристике химических форм и концентраций исходных загрязнителей, трансформации их неорганических и биоорганических форм и скоростей миграции, формирования зон рассеивания и очагов вторичного накопления в ландшафте можно составить научный прогноз современной биогеохимической судьбы элементов, провести разработку научных основ управления и дезактивации территорий и почв, создать концепцию экологического землепользования и методы борьбы с антропогенным загрязнением биосферы.

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ.

Литература

1. Тюрюканов А.Н., Федоров В.М. Н.В. Тимофеев-Ресовский: Биосферные раздумья. М., 1996.
2. Тимофеев-Ресовский Н.В. Применение излучений и излучателей к экспериментальной биогеоценологии // Ботанический журнал. 1957. Т. 42. № 2. С. 161–194.
3. Тинсли И. Поведение химических загрязнителей в окружающей среде. М.: Мир, 1982.
4. Исидоров В.А. Органическая химия атмосферы. СПб.: Химия, 1997.
5. Исидоров В.А. Введение в химическую экотоксикологию. 1999.

ДЕГРАДАЦИЯ ПРИГОРОДНЫХ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ УГОДИЙ ЮГО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

А.П. Исковских, М.М. Кочкарь, Р.Д. Балычев, А.К. Кулик
Всероссийский научно-исследовательский институт агролесомелиорации, г. Волгоград

Волгоградская область (общая площадь 114,1 тыс. км²) входит в число административных регионов ЕЧ аридного пояса РФ, подверженных деградации и нуждающихся в комплексе лесомелиоративных и других мероприятий, предусмотренных Национальной программой действий по борьбе с опустыниванием (НПДБО) для юго-востока ЕЧ РФ [1]. Однако география опустынивания и особенности его развития в регионе еще недостаточно изучены. В частности, нуждаются в агроэкологической оценке сельскохозяйственные территории, прилегающие к крупным городам, например к Волгограду, где процессы деградации приобрели угрожающий характер в результате воздействия на них неадаптированных агротехнологий, а также чрезмерных техногенных нагрузок. Зная современное состояние земель, входящих в пригородную зону, можно выработать адекватные меры по их лесомелиоративному обустройству и последующему адаптивному освоению.

Волгоград – один из крупнейших городов аридного пояса России с населением около 1 млн человек – занимает, по данным на 1997 г., 57,9 тыс. га неширокой (3–8 км), но протяженной (около 100 км) полосы правого берега Волги. Волгоград – сложная система, состоящая из огромного количества элементов, которые резко выделяются на фоне природной экосистемы. Это многоэтажное строительство, широкое развитие общественного, индивидуального и другого транспорта, каналы связи, концентрация промышленных стоков и различных загрязнителей и др. Помимо застроенных и замощенных покрытиями площадей в его территорию входят садово-парковые, а также сельскохозяйственные угодья, на долю которых приходится всего лишь 16,5% площади города.

Однако резкого, четко выраженного рубежа между городом и прилегающими к нему сельскохозяйственными и другими землями агросистемы не существует. В результате агроэкологического обследования региона была установлена внешняя граница пригородной зоны и граница между внутренним (буферным) и внешним поясами данной территории. Остальная территория области, лежащая за пределами границ города, буферного и внешнего пригородных поясов была принята в качестве контроля. Буферный пояс шириной 5–40 км испытывает мощные урбо- и агронагрузки. Он представлен цепочкой землепользований сельскохозяйственных предприятий, а также учебных и опытных хозяйств, птицефабрик и других организаций городского, областного и федерального подчинения. По данным наших исследований, именно в этой зоне наблюдается высокая концентрация сельскохозяйственных предприятий и угодий, садоводческих участков, крестьянских хозяйств, объектов рекреации.

Оценка состояния сельскохозяйственных угодий проводилась по методикам ВНИАЛМИ [2]. По данной методике степень деградации и пораженность ее той или иной формой деградации оценивается индексами деградации (ИД), отражающими по 100-балльной шкале пораженность территории той или иной формой деградации: засолением ($ИД_з$), дефляцией ($ИД_д$) и эрозией ($ИД_э$). Суммарный индекс деградации ($ИД_с$) является средневзвешенной суммой ИД сельхозугодий (пашни, пастбищ, сенокосов и др.).

Анализ материалов Госкомзема позволил выявить устойчивую тенденцию к повышению $ИД_с$ по вектору периферия – город (табл. 1). $ИД_с$ сельскохозяйственных угодий пригородной зоны в буферном поясе оказался более высоким, чем в хозяйствах прилегающих к нему районов.

Таблица 1

Средневзвешенные индексы деградации сельхозугодий Волгоградской области

Территория	$ИД_с$	$ИД_э$	$ИД_д$	$ИД_з$
Пригородная зона, в т.ч..	53,4	19,3	1,1	33,0
внешний пояс	50,6	18,4	1,3	30,9
буферный пояс	66,8	23,6	0,2	43,0
Область в целом	43,7	16,8	1,0	25,9

В пригородной зоне процессы дефляции развиты слабо: в целом индекс дефлированности сельскохозяйственных угодий не превышает 1,1 балла. Засолением в разной степени охвачено около 20% (258215 га) всех сельскохозяйственных угодий пригородной зоны. $ИД_з$ уменьшается по мере удаления от города. Засолению в основном подверглись массивы орошаемых земель (около 10% пашни), а также угодья в местах разгрузки грунтовых вод путем физического испарения через капиллярную кайму. В целом в буферном поясе $ИД_з$ составляет 23,6, а во внешнем – 18,4 балла. По сравнению с контрольной зоной этот показатель выше в 1,2–1,5 раза.

Основной формой деградации земель в пригородной зоне является эрозия почв. Это связано с сильной расчлененностью территории, значительной крутизной склонов, частыми оттепелями, большой глубиной промерзания почв, ливневым характером осадков, резкими перепадами температур и главным образом антропогенной деятельностью. Так, в буферном поясе эродировано 41% земель (93785 га), $ИД_э$ составил 43,0 балла, что почти в два раза превышает показатель в контрольной зоне. Во внеш-

нем поясе ИД$_д$ снижается до 30,9 балла, эродировано 33% земель (350456 га), а в контрольной зоне, где эродировано 21% (1820 тыс. га), ИД$_д$ составил 24,6 балла. Самым низким ИД$_д$ характеризуются южные районы буферной зоны. Расположенные на равнинных территориях Прикаспийской низменности процессы эрозии идут существенно менее интенсивно. Совместное воздействие природных и антропогенных факторов создает четкий контраст ИД$_д$ между буферным и внешним поясами. Эрозионные процессы протекают более интенсивно в близкой к городу зоне, где прибрежные угодья изрезаны многочисленными балками и оврагами (оконечность южной части Приволжской и северная часть Ергенинской возвышенностей). В целом же ИД$_д$ возрастает от 11,3 до 100 баллов по вектору периферия пригородной зоны – окраина города, достигая максимума в буферном поясе.

Волгоградская область является крупным производителем растениеводческой продукции (в основном зерновых культур), вследствие чего 68% сельскохозяйственных угодий находятся под пашней. Не являются исключением и пригородные территории, широко используемые для выращивания сельскохозяйственной продукции. Проведенные нами исследования показали, что индекс суммарной деградации пашни снижается по мере удаления от городской черты – от внешнего пояса к контрольной зоне (табл. 2).

Превалирующей формой деградации пашни в пригородной зоне и в области в целом является эрозия почв. Поэтому для ведения устойчивого сельскохозяйственного производства и успешной защиты почв от эрозии необходимо агролесомелиоративное адаптивно-ландшафтное обустройство водосборов [3].

На территории Волгоградской области длительно функционируют комплексы с прямолинейно-клеточной организацией территории и соответствующим размещением защитных лесных насаждений. Они в основном рассчитаны на защиту полей от вредоносных проявлений ветра и максимальную эффективность работы машинно-тракторных агрегатов и не обеспечивают необходимые стокорегулирующие и противоэрозионные функции. Почвозащитное земледелие, отвечающее современным требованиям ведения сельскохозяйственного производства, является рубежным с обязательной контурной организацией территории [4]. В качестве рубежей используются лесные полосы и гидротехнические сооружения (земляные валы, канавы и их сочетание). Максимальный стокорегулирующий и противоэрозионный эффект дает их совместное применение [3]. Поэтому когда в системе севооборотов большие (до 50%) площади отводятся под пары, еще более актуальной стала оценка противоэрозионной устойчивости различных агрофонов и разработка способов их размещения на склонах при контурной организации территории на ландшафтной основе.

Исследования проводились нами в 1999–2001 гг. на территории опытного хозяйства ВНИАЛМИ «Волгоградское» на эрозионно-гидрологическом стационаре, расположенном в пригородной зоне г. Волгограда. В геоморфологическом отношении территория опытного хозяйства является окончанием аккумулятивно-денудационной южной части Приволжской возвышенности. Стационар расположен на межбалочном приводораздельном склоне в основном восточной экспозиции. Этот склон имеет слабовыпуклую форму, протяженность 1 км, крутизну до 2–4°. Почвенный покров стационара представлен светло-каштановыми супесчаными и легкосуглинистыми в различной степени смытыми почвами. Стационар обустроен системой контурных стокорегулирующих лесополос 1981 г. посадки, некоторые лесополосы усилены гидротехническими сооружениями (вал, вал – канава и др.). Как основной в исследованиях использовался метод воднобалансовых (стоковых) площадок.

Проведенные исследования почвозащитной способности различных агрофонов в системе контурных стокорегулирующих лесополос при стоке талых вод показывают, что наибольший смыв почвы (12,7 м^3/га) был на поле с отвальной зяблевой вспашкой поперек склона на глубину 25–27 см, где сток не формировался, а его большая величина обусловлена подтоком с вышерасположенного поля со стокообразующим агрофоном (посев озимой пшеницы). На другом поле с отвальной зяблевой вспашкой, где сток и подток отсутствовали, смыва почвы не было. Большой смыв почвы (8,5 м^3/га) был на паровом поле без подтока. На полях с озимой пшеницей он был значительно ниже и колебался от 3,1 до 4,8 м^3/га. Полученный материал подтверждает высокую стокорегулирующую эффективность зяби и почвозащитную роль растительного покрова, в частности озимых культур, и низкую противоэрозионную устойчивость зяби и пара. При размещении выше по склону стокообразующего фона (озимые, многолетние травы и др.), а ниже – зяби, на ней, несмотря на отсутствие стока, происходит довольно сильный смыв почвы. Также следует отметить, что лесополосы, усиленные гидротехническими сооружениями, полностью задерживали поступающий сверху транзитный сток и выносимый с полей мелкозем, т.е. весь смытый материал за пределы системы стокорегулирующих лесополос не выносился.

Таблица 2

Индексы деградации пашни в пригородной зоне

Территория	ИД$_с$	ИД$_э$	ИД$_д$	ИД$_т$
Пригородная зона, в т ч	44,4	15,0	0,8	28,6
внешний пояс	40,9	13,7	1,0	26,2
буферный пояс	57,2	20,5	0,1	36,6
Область в целом	35,9	12,0	0,8	23,1

Анализ данных по оценке противоэрозионной роли различных агрофонов при ливнях показывает, что густопокровные культуры (озимые, просо и др.) с хорошим проективным покрытием и стерня зерновых культур, хотя и являются стокообразующим фоном, обладают высокой почвозащитной способностью. За время исследований смыв почвы на полях, занятых этими культурами, практически отсутствовал. На паровых полях он во все годы был значительный. В 1999 г. величина его составляла 5,1 м³/га, в 2000 г. – 17,3 и в 2001 г. – 11,2–16,1 м³/га. При наличии на вышерасположенных полях стокообразующего фона смыв почвы на поле под черным паром достигал катастрофических величин (61,9 м³/га). Поэтому при разработке и осуществлении в Волгоградской области систем «сухого» земледелия, в которой рекомендуются чистые пары, занимающие до 50% севооборотной площади, необходимо учитывать высокую податливость почвы на них смыву. Нельзя размещать их ниже стокообразующего фона и на склонах круче 2–3°.

Литература

1. Субрегиональная национальная программа действий по борьбе с опустыниванием для юго-востока ЕЧ РФ. Волгоград: ВНИАЛМИ, 1999. 314 с.
2. Атлас опустынивания сельскохозяйственных угодий Российского Прикаспия. Волгоград: ВНИАЛМИ, 1999. 38 с.
3. Агролесомелиоративное адаптивно-ландшафтное обустройство водосборов / И.С. Кочетов, А.Т. Барабанов, Е.А. Гаршинев и др. Волгоград, 1999. 84 с.
4. Методика разработки систем земледелия на ландшафтной основе / А.Н. Каштанов, А.П. Шербаков, В.Н. Володин и др. Курск: Изд-во КГСХА, 1999. 132 с.

ГУМУС ГОРНЫХ ПОЧВ ЮГА СИБИРИ

Е.В. Каллас
Томский государственный университет

Роль гумуса в формировании почв переоценить невозможно, но, несмотря на большое количество работ по горным почвам, вопрос гумусообразования в этих почвах остается недостаточно изученным. В научной литературе имеются данные по гумусу почв таких горных систем, как Алтай, Памир, Кавказ, Карпаты, однако состав гумуса почв Западного Саяна и Кузнецкого Алатау до настоящего времени практически не исследован.

Гумус, являясь специфическим почвенным образованием, наиболее полно отражает характер почвообразования. В особенности это справедливо по отношению к горным почвам, минеральная часть которых в силу их молодости наследует много черт материнской породы. Направление и тип гумусообразования определяется особенностями поступления в почву растительных остатков, биологическими, биохимическими и гидротермическими условиями их минерализации и гумификации, т.е. состав и свойства гумуса определяются экологической обстановкой в период его формирования. Важнейшими факторами, определяющими процессы гумусообразования, является тепло и влага. Их поступление в почву, соотношение между ними, их взаимодействие, характеризующие гидротермический режим почвы и направление гумусообразования, специфичны в горных ландшафтах. С высотой продуктивное увлажнение возрастает, хотя и медленнее, чем количество осадков, вследствие увеличения коэффициента стока, а радиационный баланс уменьшается. Это приводит к возрастанию гидротермического коэффициента с высотой, что сопровождается сменой лесных ландшафтов травяными, т.е. проявляется закономерность, противоположная таковой на равнинах. Это дает основание заключить, что в горах взаимодействие компонентов гидротермического режима, их влияние на биогенные процессы, в том числе и на процессы гумусообразования, своеобразно, специфично, является иным, чем на равнинах [3].

Горные почвы формируются в особых условиях рельефа. Основной формой поверхности в горах являются склоны различной крутизны, экспозиции и формы. Это обусловливает развитый поверхностный и внутрипочвенный боковой стоки, дренированность, относительно низкое продуктивное увлажнение и хорошую аэрацию. По И.В. Тюрину [5], горный рельеф, обусловливающий интенсивное развитие эрозионных процессов, определяет постоянное "омоложение" горных почв и, соответственно, "молодость" их гумуса. На начальных этапах пути гумификации сходны и приводят к образованию более или менее однотипного гумуса, его дивергенция происходит на более поздних стадиях гумусообразования, которые в горных почвах в силу их "молодости" просто не успевают наступить. Одной из характерных черт горных почв является "молодость" их гумуса. Кроме того, в биологический круговорот даже в хвойных лесах вовлекается довольно много элементов, включая основания, в значительно больших количествах, чем в аналогичных лесах равнин. Поэтому кислые продукты гумификации в значительной степени нейтрализуются и не являются агрессивными, что вместе с отсутствием сквозного промачивания приводит к тому, что в почвенном покрове горных стран элювиально-иллювиально дифференцированные почвы распространены крайне незначительно. Отмеченные особенности почвообразования приводят к преобладанию буроземообразования в горах в разнообразных формах его проявления. Считается, что буроземообразование является одной из стадий почвообразования под лесом, однако в горах эта стадия вследствие постоянного денудационного «омолаживания» почв поддерживается весьма длительное время, и именно поэтому в почвенном покрове горных стран под лесами господствуют буроземы и близкие к ним гумусированные слабодифференцированные почвы.

Почвенный покров гор юга Сибири слагается из почв, сложных по генезису и свойствам. В лесном поясе Западного Саяна и Кузнецкого Алатау были исследованы горные бурые лесные (на хлорито-серицитовых сланцах под лиственными лесами с разнотравно-злаковым наземным покровом на высоте 1200 м юго-восточного склона Западного Саяна и на рассланцованных алевролитах под елово-пихтовыми лесами с травянисто-злаковым наземным покровом на высоте 968 м восточного склона Кузнецкого Алатау), дерновые лесные (на рассланцованных алевролитах под смешанными лесами с разнотравным покровом на высоте 930 м юго-восточного склона Западного Саяна) и серые лесные (на хлорито-серицитовых сланцах под хвойными лесами с разнотравно-злаковым наземным покровом на высоте 715 м юго-восточного склона Западного Саяна).

Гранулометрический состав их неоднороден и изменяется от среднесуглинистого до среднеглинистого. В бурых лесных почвах, как правило, в средней и нижней частях профиля накапливается ил, т.е. происходит оглинивание профиля. Гранулометрический состав серой лесной почвы облегчается с глубиной, а в дерновой лесной почве весь почвенный профиль характеризуется как легкоглинистый.

Содержание гумуса в исследованных почвах колеблется в небольших пределах (9–11% в гумусово-аккумулятивном горизонте) и зависит от геоморфологического положения, интенсивности биологического круговорота, гранулометрического состава, режима увлажнения и

других условий. Распределение гумуса по профилю почв имеет аккумулятивный убывающий характер, и его основная концентрация приурочена к верхнему слою небольшой мощности (до 15 см).

Максимальное содержание обменных катионов отмечается в наиболее гумусированном слое, что связано с биогенным накоплением кальция и магния и наибольшей аккумуляцией гумуса, обладающего высокой емкостью катионного обмена. В бурых лесных почвах отмечается относительное увеличение поглощенных оснований и в средней части профиля, что, вероятно, обусловлено особенностями внутрипочвенного выветривания, способствующего оглиниванию. В почвенном поглощающем комплексе всех исследованных почв преобладает кальций, однако роль магния в его составе значительна, что объясняется особенностями почвообразующих пород, обогащенных этим элементом.

Гидролитическая кислотность горных почв изменяется в широких пределах: от 10–15 мг-экв/100 г почвы до 3–6 мг-экв/100 г почвы. Наиболее высокие величины отмечаются в верхних горизонтах, что связано с подкисляющим действием подстилки. Максимальная кислотность отмечается в почвах, подстилка которых состоит, главным образом, из хвои, минимальная – в почвах, в составе фитоценозов которых велика доля травянисто-злаковой растительности, характеризующейся повышенным содержанием оснований.

Степень насыщенности основаниями составляет в исследованных почвах 73–90%. Относительно высокая степень насыщенности основаниями обусловлена тяжелым гранулометрическим и минералогическим составом, а также обогащенностью гумусом.

Гумус, представляя собой систему специфических высокомолекулярных органических соединений, включает гуминовые кислоты, фульвокислоты и негидролизуемый остаток (гумины). Наибольшее количество гумусовых веществ исследованных почв приходится на негидролизуемые их формы (часто более 60% от общего органического углерода). Вероятно, гидротермическая обстановка гумусообразования складывается в пользу формирования прочносвязанных с минеральной частью почвы комплексов гуминовых и фульвокислот. Среди растворимых форм гумусовых веществ преобладают фульвокислоты, отношение углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот всегда меньше 1. В менее гумусированных почвах (дерновые лесные почвы) отмечаются невысокие доли гуминовых кислот, свидетельствующие об относительно пониженной степени гумификации, а также наименьшее содержание фульвокислот. Во всех рассматриваемых горных почвах наблюдается тенденция к уменьшению с глубиной гуминовых кислот, характерное же для лесных почв равнинных территорий закономерное увеличение доли фульвокислот в составе гумуса вниз по профилю в горных почвах отмечается не всегда. Это обусловлено, вероятно, спецификой экологической обстановки гумусо- и почвообразования в горных условиях, особенностями почвообразующих пород и характером их выветривания.

Соотношение гуминовых и фульвокислот характеризует тип гумуса. Наиболее широкое отношение Сгк:Сфк отмечается в гумусо-аккумулятивных горизонтах (0,9–1,0), где тип гумуса является гуматно-фульватным, а с глубиной меняется до резко фульватного, что характерно для почв лесного типа почвообразования.

Определение фракционного состава гуминовых кислот позволяет судить о высокой подвижности их в исследованных почвах, так как основное количество их представлено бурыми кислотами (фракция 1 – свободные и непрочно связанные с полуторными оксидами гуминовые кислоты). Бурые гуминовые кислоты во всех почвах присутствуют в большинстве случаев по всему профилю, а в верхних горизонтах доля их превышает другие фракции ГК. Некоторые исследователи объясняют это "молодостью" гуминовых кислот горных почв. Л.Н. Александрова [1] считает такой гумус незрелым. По мнению М.И. Дергачевой [2], бурые ГК несут в себе информацию о современном процессе гумусообразования, который в исследованных почвах протекает в верхнем 30–50 см слое. Наиболее интенсивно процессы современного гумусообразования идут в серых лесных и дерновых горных почвах, где доля свободных ГК наибольшая и составляет в верхнем горизонте 25–30%. Несколько слабее этот процесс протекает в бурых лесных почвах.

Небольшой удельный вес в составе гумуса горных почв приходится на долю 2 фракции ГК, связанных с кальцием. Относительно повышенные доли гуматов кальция в составе гумуса отмечаются в верхних горизонтах бурых лесных почв (12–14% от общего органического углерода). В серых и дерновых лесных почвах содержание этой фракции значительно ниже, однако характер распределения черных ГК по профилю этих почв не отвечает современным условия почвообразования, поскольку максимум их приурочен не к гумусово-аккумулятивному слою, а к более нижним горизонтам. На увеличение доли гуматов кальция вниз по профилю указывают и другие исследователи. Так, А.И. Ромашкевич [4], изучая горные почвы Памира, отмечает в некоторых почвах приуроченность относительно высоких долей ГК-2 к нижним горизонтам. Автор объясняет этот факт эволюцией более темноцветных почв, характеризовавшихся ранее более высоким содержанием гуминовых кислот, связанных с кальцием. Позже гуматы кальция в связи с изменением биоклиматических условий в сторону увеличения влажности перешли в разряд свободных ГК (фракция 1) [4].

Содержание гуминовых кислот, прочно связанных с минеральной частью почвы (фракция 3), не превышает 5% от общего органического углерода. Низкое содержание этой фракции в составе гумуса свидетельствует о слабой роли в гумусообразовании высокодисперсных минералов типа монтмориллонита.

В составе фульвокислот наибольшая роль принадлежит свободным фульвокислотам (фракция 1а) и связан-

ным с фракцией 1 гумновых кислот (фракция ФК-1), что является закономерным, поскольку бурые гуминовые кислоты являются преобладающими среди ГК. Во всех исследованных почвах наблюдается закономерное увеличение доли свободных, так называемых «агрессивных» ФК в составе гумуса с глубиной, что связано с их миграционной способностью.

Таким образом, все исследованные горные почвы имеют близкий групповой и фракционный состав гумуса и высокое содержание негидролизуемых его форм. В верхних горизонтах отношение ГК к ФК мало различается и составляет 0,9±0,1, т.е. трансформация растительных остатков в условиях горного лесного пояса приводит к формированию гумуса, сходного по соотношению его основных компонентов. С глубиной тип гумуса изменяется от гуматно-фульватного до резко фульватного. В составе гумуса преобладают бурые гуминовые кислоты при незначительном содержании гуматов кальция, являющихся наиболее древними. Распределение по профилю последних в исследованных почвах неоднозначно, что связано с разной историей формирования почв. Относительное накопление черных гуминовых кислот в нижних частях горных серых лесных и дерновых почв может свидетельствовать о том, что почвы прошли в своем развитии стадию гумусообразования, отвечающую иным, чем современные, условиям почвообразования. Для гумуса горных почв юга Сибири характерно также незначительное количество прочно связанных с полуторными оксидами и минеральной частью почв гуминовых кислот и повышенные доли свободных и связанных с бурыми гуминовыми кислотами фульвокислот.

Литература

1. Александрова Л.Н. Процессы гумусообразования в почве // Гумусовые вещества почвы. Л., 1970. С. 26–76.
2. Дергачева М.И. Органическое вещество почв: статика и динамика. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 155 с.
3. Кленов Б.М., Корсунова Т.М. Гумус некоторых почв Западной Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. 157 с.
4. Ромашкевич А.И. Пути формирования горных почв в разных типах высотной поясности // Почвоведение. 1995. № 6. С. 668–689.
5. Тюрин И.В. Органическое вещество почвы и его роль в плодородии. М.: Наука, 1965. 320 с.

ГУМУСОВЫЕ И МАГНИТНЫЕ ПРОФИЛИ ПОЧВ ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Е.В. Каллас, Т.П. Соловьева
Томский государственный университет

Процессы гумификации и гумусообразования зависят от географических закономерностей и в разных биоклиматических зонах имеют неодинаковую направленность. Профильно-генетический подход к изучению гумусообразования позволяет выявить особенности не только современного этапа этого процесса (и почвообразования в целом), но и всю историю формирования почвы, которая отражается в особенностях гумусовых профилей [4]. М.И. Дергачевой подчеркивалось, что интерпретировать материалы, характеризующие гумусовые профили, можно только зная модели (пути) развития почв. В этом отношении хорошую информацию дают магнитные профили – изменение магнитных характеристик по профилю почв. Именно поэтому магнитные характеристики, как дополнительный критерий при определении модели формирования почв, были введены в качестве обязательного в комплексе признаков педогумусового метода диагностики и реконструкции палеоприродной среды [5]. Связь магнитной восприимчивости (МВ, χ) с органическим веществом почв изучалась многими учеными. Считается, что повышение МВ в гумусовых горизонтах обусловливается железистыми минералами, большая часть из которых образуется в процессе почвообразования при обязательном участии органического вещества. Между величиной МВ почвенной массы и содержанием гумуса существует тесная связь, а внутрипрофильные изменения общего гумуса и МВ в автоморфных почвах, как правило, аналогичны, если отсутствует первоначальная литогенная неоднородность почвенной толщи. Показано, что МВ убывает с глубиной и всегда выше в горизонте аккумуляции гумуса, чем в материнской породе. Процесс синтеза ферромагнетиков и увеличение МВ стимулируется накоплением гуминовых кислот [1, 3].

Органическое вещество является само по себе диамагнетиком и имеет крайне низкие значения магнитной восприимчивости, однако в его присутствии магнитная восприимчивость всегда увеличивается. В.Ф. Бабанин, О.И. Худяков [2] высказали предположение о том, что гумусовые вещества служат катализатором и источником энергии для биохимических окислительно-восстановительных реакций, протекающих в почве, в результате которых происходит переход слабомагнитных минералов в сильномагнитные. Магнитная восприимчивость почв находится в прямой зависимости от характера материнских пород, условий их выветривания и педогенного преобразования, от содержания и состава гумуса, окислительно-восстановительных условий и сочетания элементарных почвообразовательных процессов.

Почвенный покров Чулымо-Енисейской котловины сложен, многообразен и представлен черноземами обыкновенными, южными и неполноразвитыми, а также почвами полугидроморфного и гидроморфного ряда. Исследованные почвы развиты на различных по генезису и составу почвообразующих породах: элюво-делювии красноцветных и пестроцветных девонских отложений, песчаниках эолового происхождения и алевролитах, элюво-делювии девонских известняков, туффитах вулканического происхождения, аллювиальных отложениях, значительно реже на гранитах и базальтах.

Гумусовые профили неполноразвитых почв, формирующихся в верхних частях склонов, изучались на туффитах (вулканический базальт), известковых туфах и доломитах. Независимо от почвообразующих пород, эти почвы имеют простой гумусовый профиль, характеризующийся рядом общих свойств: мощность гумусового слоя А+АВ одинакова и составляет 20±1 см, распределение по профилю общего органического углерода имеет аккумулятивный характер; несмотря на некоторые количественные различия характеристик группового и фракционного состава гумуса почв, сформированных на разных породах, соотношение основных компонентов его – гуминовых кислот и фульвокислот – не зависит от них, колеблется в узких пределах (1,5±0,1) и, учитывая их одинаковое положение в геоморфологическом профиле, можно полагать, что это соотношение климатогенно обусловлено. Гумусовый профиль можно охарактеризовать как слабодифференцированный и монотонный. Профильное распределение магнитной восприимчивости носит аккумулятивный характер, возрастающий от почвообразующей породы к гумусово-аккумулятивному горизонту. Уровень МВ определяется характером породы.

Черноземы южные, являющиеся основным фоном почвенного покрова Чулымо-Енисейской впадины, сформированы главным образом на элюво-делювии известняков сарагашской свиты и красноцветных девонских отложений, имеют небольшую общую мощность почвенного профиля (50–80 см) и отличаются наличием маломощного гумусово-аккумулятивного горизонта, который в среднем составляет 12±2 см. Несмотря на различия в накоплении общего органического углерода (3,3-5,6) в верхних горизонтах почв, они характеризуются четкой закономерной устойчивой тенденцией к уменьшению содержания гумуса с глубиной, что является типичным для южных черноземов. Относительных максимумов общего органического углерода в гумусовых профилях этих почв не обнаружено. В целом гумусовый

профиль южных черноземов характеризуется следующими особенностями. Гуминовые кислоты принимают участие в формировании гумусового профиля во всей толще вскрытых почв. Мощность слоя, характеризующегося преобладанием в составе гумуса гуминовых кислот над фульвокислотами, варьирует в южных черноземах от 5 до 15 см, где доля этого компонента гумуса в почвах, развитых на разных породах, колеблется в пределах 20–30%. Отношение $C_{гк}:C_{фк}$ в верхнем слое гумусового профиля составляет 1,1–1,2 (тип гумуса фульватно-гуматный). Ниже тип гумуса меняется через гуматно-фульватный на фульватный. Доля негидролизуемых форм гумусовых веществ варьирует в широких пределах, однако их содержание не связано с почвообразующими породами. Бурые гуминовые кислоты обнаруживаются только в верхней 25–35 см толще, и лишь за редким исключением глубже. Содержание свободных гуминовых кислот в составе гумуса незначительно и редко превышает 2–5% от $C_{общ}$ при тенденции к уменьшению вниз по профилю вплоть до отсутствия в нижних горизонтах некоторых почв. Преобладающими в гуминовых кислотах являются гуматы кальция, доля которых уменьшается от гумусовых горизонтов к почвообразующей породе. Независимо от литогенной основы, доля прочно связанных с полуторными окислами и минеральной частью почв гуминовых кислот в верхних горизонтах черноземов близка (4–7% от $C_{общ}$). Для рассматриваемых почв характерна тенденция к увеличению доли фульвокислот в составе гумуса с глубиной в 2–3 раза. Доля свободных фульвокислот при невысоких значениях (2–3%) в верхних слоях гумусового профиля обнаруживается во всей толще и с глубиной возрастает. Таким образом, представленные почвы имеют типичные для черноземов гумусовые профили, а количественные показатели состава гумуса лежат в пределах, характерных для умеренно-длительно промерзающей фации.

Черноземы южные имеют аккумулятивный тип магнитного профиля и разные характеристики магнитных свойств нижней части почв: почти монотонные, постепенно возрастающие и убывающие, а также сложные по изменению МВ. Практически все почвы имеют существенно повышенную МВ в гумусово-аккумулятивном слое. В почвах, сформированных на красноцветных девонских отложениях, χ варьирует в пределах 0,10-4,10·10^{-6}SGSM. Разные величины МВ обусловлены, скорее всего, степенью выветрелости и, возможно, разнородностью состава из-за примесей различных веществ. Черноземы южные, сформированные на элюво-делювии девонских известняков бейской и сарагашской свит, а также известняков кембрийского времени, отличаются пониженными величинами МВ, поскольку известняки относятся к слабомагнитным породам. Черноземы южные, развитые на гранитах и базальтах, отличаются более высокими магнитными характеристиками – от 5,3–9,6·10^{-6}SGSM в нижних горизонтах до 8,3–15,4·10^{-6}SGSM в верхних. Внутрипрофильное изменение магнитной восприимчивости черноземов южных, сформированных на разных породах, неодиноково в основном за счет нижних частей профиля вследствие разного поведения почвообразующих пород в процессе выветривания и почвообразования, но при этом все гумусовые горизонты имеют повышенную магнитную восприимчивость.

Меньшим распространением в почвенном покрове озерных котловин отличаются черноземы обыкновенные, гумусовые профили которых рассматриваются нами на примере почв, развитых на песчаниках эолового происхождения и туффитах. Мощность гумусового горизонта (А+АВ) больше таковой в черноземах южных, составляет 33–50 см и характеризуется преобладанием гуминовых кислот, так что $C_{гк}:C_{фк}$ существенно больше 1. Характеристики гумусового профиля неоднозначны. В его пределах часто выделяются 2–3 зоны (слоя) с варьирующими показателями состава гумуса, которые, судя по основным компонентам и их соотношению, могли формироваться в условиях разного сочетания температуры и влаги. Наибольшие доли гуминовых кислот в составе гумуса приурочены, как правило, к верхней и нижней частям гумусового горизонта (А+АВ), наименьшие – к средней его части. Ниже по профилю их содержание снижается, и в пределах горизонтов $ВС_{Са}$ и $С_{Са}$ этот компонент в составе гумуса вообще отсутствует. Доминирующая фракция гуминовых кислот – гуматы кальция – повторяет распределение всего компонента в профиле: максимальная их доля в большинстве случаев приурочена также к средней и нижней частям гумусового горизонта. Ниже горизонта А+АВ содержание этой фракции имеет тенденцию к уменьшению, вплоть до полного исчезновения. Доля ФК в составе гумуса имеет тенденцию к увеличению с глубиной, хотя при этом общие количества этого компонента могут флуктуировать. Анализ гумусовых профилей черноземов обыкновенных, сформированных на разных породах, не позволил выявить существенных различий, связанных с особенностями последних. Все характеристики гумусовых профилей лежат в пределах, типичных для черноземов этого подтипа.

Черноземы обыкновенные имеют аккумулятивный характер магнитного профиля: максимальные величины МВ почв, независимо от того, на какой породе они сформированы, приурочены к самой гумусированной верхней толще. Нижняя часть профилей различается: в одних она почти монотонна и χ начинает постепенно увеличиваться в горизонте В или АВ, в других она сначала увеличивается снизу вверх, а затем уменьшается и вновь в гумусо-аккумулятивной толще возрастает, в третьих МВ от породы вверх сначала уменьшается, а затем резко возрастает. Эти разные характеры изменения МВ в нижних частях профилей определяются различием пород, на которых они сформированы, а также неодинаковым поведением их при выветривании.

Анализ особенностей магнитных профилей черноземов, не имеющих в профиле ни морфологически, ни ана-

литически выявляемых реликтовых признаков и считающихся условно моногенетичными, показал, что можно выделить почвы, которые бесспорно формировались по идеальной модели – на породе, отложенной "одномоментно". В таких почвах МВ не изменялась от почвообразующей породы вплоть до горизонта АВ. В некоторых же почвах происходило сложное преобразование пород, так что использование только МВ для выявления модели формирования почвы затруднено.

Гумусовые профили гидроморфных (лугово-болотных) и полугидроморфных (лугово-черноземных) почв приозерных понижений характеризуются сложным строением, обусловленным пульсирующим характером обводнения озер в результате циклических колебаний климата, что привело к возможности формирования почв в процессе смены различных фаз увлажнения. В гумусовых профилях почв по характеру внутрипрофильного распределения общего гумуса, гуматов кальция и по колебаниям величины отношения углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот выделяются слои (зоны) с резко отличающимися от выше- и нижележащих сочетанием характеристик. Часто в почвах прибрежных территорий кроме аналитически выраженных обнаруживаются морфологически выраженные реликтовые признаки в виде погребенных гумусовых и торфяных горизонтов. На неоднородность биоклиматических условий, в которых формировались почвы приозерных понижений, указывает четкая тенденция увеличения относительного содержания гуминовых кислот от верхней части гумусового горизонта к его подошве, чередование слоев с относительно пониженными и повышенными их долями в составе гумуса нижних горизонтов, что сопровождается изменением типа гумуса, наличие флуктуаций доли фульвокислот на фоне их увеличения с глубиной, а также неоднородность гуминовых кислот по их элементному составу, который изменяется сопряженно с качеством гумуса. Часто расширение отношения $C_{гк}:C_{фк}$, а также увеличение магнитной восприимчивости, отмечается в глубоких горизонтах и превышает таковое в верхней части современного гумусового горизонта, что указывает на реликтовый характер гумуса, образованного в иных условиях почвообразования в прошлом. Приуроченность минимума свободных фульвокислот (фракция 1а) к глубоким слоям с относительным накоплением гумусовых веществ может свидетельствовать о том, что период более интенсивного гумусообразования происходил, скорее всего, в автоморфных условиях.

Магнитные профили рассматриваемых почв, также как и гумусовые, отличаются сложным строением, поскольку в них отмечается ряд максимумов. Повышенные величины МВ внутри профиля этих почв совпадают со слоями относительно повышенного содержания гуминовых кислот в составе гумуса и маркируют, таким образом, выделенные аналитически по совокупности характеристик содержания, состава и свойств гумуса реликтовые гумусовые горизонты.

Таким образом, гумусовые и магнитные профили почв отражают не только современные условия формирования почв, но и фиксируют реликтовые признаки предшествующих стадий их развития. Почвы с явно выраженными морфологическими признаками былых стадий почвообразования имеют несколько относительных максимумов в распределении гуминовых кислот, гуматов кальция, $C_{гк}:C_{фк}$, магнитной восприимчивости, совпадающими с современными и погребенными гумусовыми горизонтами.

Полученные материалы подтверждают выводы, сделанные ранее другими исследователями, о том, что МВ всегда повышена в горизонте аккумуляции гумуса и процесс неосинтеза ферромагнетиков тесно связан с гумусообразованием и гумусонакоплением.

Литература

1. Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость почв временного избыточного увлажнения // Вестник МГУ. 1972. № 4. С. 72–77
2. Бабанин В.Ф., Худяков О.И. Магнитная восприимчивость мерзлотно-таежных почв Магаданской области // Вестник МГУ. 1972. № 5. С. 88-91.
3. Водяницкий Ю.Н. Оксиды железа и их роль в плодородии почв. М.: Наука, 1989. 160 с.
4. Дергачева М.И. Органическое вещество почв: статика и динамика. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 155 с.
5. Дергачева М.И. Археологическое почвоведение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 228 с.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОТЕРЬ ГУМУСА ПОЧВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Б.М. Кленов
Институт почвоведения и агрохимии РО РАН, г. Новосибирск

Как известно, процесс накопления гумуса в почве и связанной с ним энергии – одна из основных экологических фунций почвы. Следовательно, нарушение этого процесса влечет за собой нарушение эволюционно сложившегося равновесия в ходе биологического круговорота веществ. Одним из основных и наиболее длительных по своей истории факторов воздействия на почву в целом и на ее гумусовую часть в особенности является распашка почв и последующее длительное их использование в различной земледельческой практике. Отечественные и зарубежные литературные источники, анализ которых приведен в одной из последних наших работ (Кленов, 2000), показал, что потери гумуса из освоенных почв идут постоянно и составляют в среднем 1 т/га в год, а иногда и более.

Согласно историческим и историко-картографическим сведениям, средний возраст распашки длительно осваиваемых черноземов Среднерусской возвышенности, например, соответствует 240 годам (крайние датировки – 1700–1780 гг.), а черноземов, освоенных позднее, примерно 140 годам (крайние датировки – 1785–1900 гг.) (Чендев, Авилов, 2000).

Многочисленные литературные данные единодушно свидетельствуют о том, что в основном потери гумуса происходят в первые два-три десятилетия после освоения почв, а через 50–70 лет интенсивность потерь значительно снижается, но полностью не прекращается. Процесс потерь гумуса медленно охватывает всю толщу профиля и продолжается через 100, 200 и даже 300 лет после начала земледельческого освоения черноземов. На примере черноземов Среднерусской возвышенности установлено, что за всю историю земледельческого освоения черноземы выщелоченные и типичные в слое 0–1 м потеряли 230–270 т/га гумуса при начальных запасах 700–720 т/га гумуса, черноземы обыкновенные – соответственно 190–200 при 660–680 т/га. Таким образом, потери составляют свыше 30% от исходного содержания. Однако при значительном проявлении эрозионных процессов потери гумуса могут достигать 50 и даже 70%.

Земледелие в Западной Сибири является, пожалуй, одним из самых молодых в мире. Средний возраст пахотных земель после первой и последней распашки целины составил к 1990 г. примерно 60 и 50 лет соответственно (Титлянова, Наумов, 1995). На это указывают также темпы потерь органического С на весь почвенный покров, которые составляют 9,2 г/м^2 (0,9 т/га) в год, тогда как средние минимальные потери для всего почвенного покрова Земли достигают не более 0,6 т/га в год. С другой стороны, продолжительная история земледелия на примере почв Томской области позволяет отметить, что потери могут быть более значительные (Кахаткина и др., 1975). В целом данные о потерях гумуса противоречивы. Это скорее всего связано с различным проявлением двух процессов – минерализации и эрозии почв. Процессы минерализации, которые определяют размер биологических потерь гумуса, в почвах одного типа проявляются в одинаковой степени, поэтому, видимо, не случайно разные исследователи независимо друг от друга получают одинаковые показатели. Различия же связаны с различным проявлением эрозионных процессов, связанных с характером земледельческой практики. Так или иначе, но потери гумуса прежде всего определяются исходным содержанием гумуса в почвах.

Расширенный анализ изученности гумуса с использованием литературных и собственных материалов (Кленов, 1981) позволил вполне определенно подтвердить на примере автоморфных почв Западной Сибири установленные ранее И.В. Тюриным для почв европейской части России географические закономерности гумусообразования. Как и в европейской части, в Западной Сибири запасы гумуса возрастают с севера на юг от глееватослабоподзолистых почв южной тундры и лесотундры до оподзоленных и выщелоченных черноземов лесостепи с 40 до 400 т/га в метровой толще. Далее этот показатель постепенно снижается к обыкновенным и южным черноземам, еще большее его снижение отмечается в каштановых почвах – до 100 т/га. Оценка потерь гумуса позволяет выявить следующую закономерность. За всю земледельческую историю потери гумуса составили от 10% в почвах подзолистого ряда до 15% в серых лесных почвах. В черноземах потери достигают уже 20–25%, причем максимальные значения свойственны для наиболее обогащенных гумусом оподзоленных и выщелоченных подтипов. Далее в направлении к югу от подзоны выщелоченных черноземов потери начинают снижаться и не превышают 5% в каштановых почвах, основной массив которых был вовлечен в сельскохозяйственный оборот в 50-е гг., в период освоения целинных и залежных земель. Такая же закономерность прослеживается и по абсолютным значениям потерь гумуса. Таким образом, потери гумуса тесно связаны с его исходным содержанием в почве: чем больше его содержание, тем выше и потери, т.е. потери гумуса тесно связаны с географическими закономерностями гумусообразования. Следует иметь в виду, что в почвах черноземного типа примерно половина потерь, по нашим данным, обусловлена за счет эрозии. Поэтому если принять во внимание это обстоятельство, то окажется, что черноземы не будут так сильно

выделяться максимальными потерями на фоне других почв рассмотренного ряда, но тем не менее вышеотмеченная географическая закономерность будет сохраняться.

Следует добавить, что все автоморфные почвы рассмотренного ряда из различных природных комплексов Западной Сибири испытали длительный антропогенный пресс, причем в основном без систематического применения органических удобрений. На дерново-подзолистых почвах они зачастую не применялись десятилетиями, в других зонах органические удобрения применялись слабо, в малых дозах и несистематически. Поэтому все выбранные для изучения изменения запасов гумуса почвы в известном смысле можно представить как вариант без удобрений. Как было показано выше, потери гумуса возрастают в абсолютных и относительных значениях от дерново-подзолистых почв до черноземов выщелоченных, а затем к югу наблюдается их снижение. Нельзя, конечно, не принимать во внимание и другие обстоятельства, при которых происходят максимальные потери гумуса: высокая насыщенность зерновых культур в пашне при малой доле многолетних трав, низкие дозы органических удобрений при нерегулярном их применении. Более того, предотвращение последующих потерь сдерживается низким урожаями зерновых культур и, следовательно, недостаточным поступлением в почвы пожнивно-корневых остатков.

Приведенные данные свидетельствуют о тенденции сильного истощения гумусового фонда в автоморфных почвах всех природных комплексов Западной Сибири, что предопределяет необходимость научно обоснованных мероприятий если не «оздоровлению» гумусового состояния почв, то в обязательном порядке предотвращению дальнейших потерь гумуса. Потеря гумуса, а значит, и плодородия почвы – это и потеря основных экологических функций почв, и нарушение экологического равновесия в биосфере. Представляется, что для более обстоятельного изучения условий восстановления плодородия почв, нарушенного потерями гумуса, необходимы длительные стационарные опыты с применением органических и минеральных удобрений. Первые такие работы проводились в прошлом еще К.П. Горшениным и С.С. Трофимовым на ряде опытных станций Западной Сибири. В основном работы последнего времени склоняются к органо-минеральной системе земледелия как наиболее оптимальной для воспроизводства и последующего регулирования гумусового состояния почв. Особого внимания заслуживают предлагаемые современными омскими исследователями приемы увеличения продукции пожнивно-корневых остатков за счет применения органических и минеральных удобрений на черноземах выщелоченных и других почвах. Перспективным представляется также регулирование содержания подвижных фракций гумусовых кислот, играющих первостепенную роль в снабжении растений элементами минерального питания, путем введения в севообороты сидератов, в частности донника. Применение одних минеральных удобрений, наоборот, приводит к снижению прежде всего содержания гумуса. Все вышесказанное свидетельствует еще раз о значимости органической части почвы для восстановления плодородия и получения высоких урожаев сельскохозяйственных культур. Многообещающими в качестве удобрения представляются биогумусные добавки, а также приемы вермикультивирования. Известно, что содержащиеся в составе копролитов гумусовые кислоты отличаются высоким содержанием С, что обеспечивает повышенную их устойчивость к минерализации, а по обогащенности N они не уступают почвам. Представляется, что названные приемы для проведения гумусовых мелиораций наиболее перспективны в связи с дефицитом традиционных органических удобрений.

Литература

Кахаткина М.И., Непряхин Е.М., Чистякова А.Я. Дерново-подзолистые и подзолистые почвы легкого механического состава Томской области // Тр. НИИ биологии и биофизики при ТГУ. 1975. Т. 6. С. 17–21.

Кленов Б.М. Гумус почв Западной Сибири. М.: Наука, 1981. 144 с.

Кленов Б.М. Устойчивость гумуса автоморфных почв Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. 176 с.

Титлянова А.А., Наумов А.В. Потери углерода из почв Западной Сибири при их сельскохозяйственном использовании // Почвоведение. 1995. № 11. С. 57–62.

Чендев Ю.Г., Авилов Н.П. Содержание и запасы гумуса в черноземах разновозрастных пашен // Докл. Рос. академии сельскохоз. наук. 2000. № 5. С. 20–24.

УЧАСТИЕ ПОЧВ ВОДОСБОРНОГО БАССЕЙНА Р. УССУРИ В ФОРМИРОВАНИИ СТОКА НАНОСОВ

Н.Н. Кононова, А.М. Дербенцева, А.И. Степанова
Дальневосточный государственный университет, г. Владивосток

Основы гидрологии почв были заложены и развиты еще в XIX столетии В.И. Воейковым, В.В. Докучаевым, А.А. Измаильским, а в XX – Г.И. Высоцким, А.А. Роде, А.Д. Ворониным и др. Известно, что почва является посредником между климатом, стоком воды и эрозией. Существенное значение имеет участие почвы в формировании речных наносов. Именно от почвы прежде всего зависит, какая часть атмосферных осадков поступит с водоразделов в реки в виде поверхностного стока.

Водные потоки, воздействуя на поверхность суши, разрушают ее, продукты этого разрушения переносятся, в конечном счете, с земной поверхности в реки, озера, океаны. По объемам разрушения и переноса они относятся к самым мощным агентам денудации [1]. В процессе переноса происходят отложения, неоднократные переотложения транспортируемого материала, а при определенных условиях его накопление. Таким образом, воздействие стока проявляется в развитии эрозионно-аккумулятивных процессов, представляющих собой совокупность эрозии, транспорта [перемещения] и аккумуляции водными потоками твердого вещества, рассматриваемых в пространстве и времени, а также во взаимодействии с определяющими факторами. Потоки на водосборах нужно рассматривать в тесной взаимосвязи и взаимообусловленности. В первую очередь, эрозионно-активную направленность имеют нижние звенья гидрографической сети, где человек нарушает естественные условия формирования и режим стока наносов.

Цель наших исследований – выяснить, какое участие принимают почвы, слагающие водосборный бассейн, в формировании наносов, поступающих с жидким стоком в реки. Ранее авторами уже изучались подобные вопросы для некоторых бассейнов малых рек юга Дальнего Востока [2, 3]. В настоящей статье мы обратились к бассейну крупной реки – Уссури.

Часть исследуемой территории расположена на землях Увальненского хозяйства. В геоморфологическом отношении это холмисто-увалистая поверхность, пологий склон, на котором развиты лугово-бурые оподзоленные почвы, подстилаемые делювиальными глинами. Морфологическое описание разреза следующее. $A_{пах}$ 0–20 см. Светло-серый, пылевато-тяжелосуглинистый, сухой, мелко комковато-зернистой структуры, пронизан корнями; переход ясный. A_1A_2g 20–24 см. Серый с белесым оттенком, тяжелосуглинистый, крупно комковатый с признаками сланцеватости, свежий, много мелких корней; переход постепенный. A_2g 24–36 см. Сизо-желтоватый, в верхней части крупно призматический и в нижней – слоисто-плитчатый, глинистый, встречаются мелкие корни и поры; переход ясный. Bg 36–62 см. Сизо-серый с отдельными ржавыми пятнами, глинистый, творожистый, сырой, по ходам корней обильная белесая присыпка; переход постепенный. BCg 62–140 см. Пестрый, сизо-бурый с глянцевым блеском на срезе, глинистый, влажный, по граням белесая присыпка, плотный.

Водно-физические свойства типичны для всех лугово-бурых оподзоленных почв. Они отличаются сильно уплотненным подпахотным горизонтом, плотность которого достигает 1,62 – 1,65 г/см^3. С глубиной происходит некоторое разуплотнение. Однако по показателям плотности они далеки от благоприятного водно-воздушного режима. По некоторым нашим исследованиям общая порозность в гумусовом горизонте составляет 46–48%, тогда как в подпахотном снижается до 38%. Порозность аэрации не превышает 15 %, а в оподзоленном горизонте она составляет всего 6 %. Неблагоприятные свойства оподзоленного горизонта оказывают отрицательное влияние на весь водно-воздушный режим почв увалистых территорий, где развиты почвы рассматриваемого типа. Водопроницаемость почв характеризуется (по Качинскому) как излишне высокая в верхнем горизонте (коэффициент фильтрации до 5,0 м/сут), с глубины 27–28 см уменьшается до 0,1 м/сут, глубже 30 см – 0,3–0,4 м/сут – неудовлетворительная.

Исследования, проведенные в весенний период, показали, что при количестве осадков 210 мм на почву действуют такие факторы, как отсутствие растительности, резкие колебания температуры в ранне весенний период от отрицательных показателей ночью, до положительных – днем. Заметно влияет на характер стока режим промерзания почв. Сухая с осени, промерзшая за зиму, почва по водопроницаемости мало чем отличается от непромерзшей. В сильно увлажненной с осени и промерзшей за зимний период почве фильтрация снижается из-за закупорки пор кристаллами льда и из-за набухания почвенных частиц (в составе которых минералы группы монтмориллонита). Но главный разрушающий почвенный покров фактор – антропогенный. Длина склона, форма водосбора, глубина базиса эрозии и другие уже названные, если и влияют на развитие эрозионных процессов в нижних участках бассейна, то косвенно. Наблюдениями установлено, что при крутизне склона 4° на пашне под зяблевой вспашкой, с оттаившим пахотным слоем, за два часа размываются бороздки длиной от 15 до 23 см, глубиной от 2 до 8 см, шириной от 4 до 7 см. С учетной площадки на склоне со струйчатыми размывами за период дождя было смыто 0,25 м^3 почвы. Во взятых на мутность стока пробах воды склонового стока количество твердого материала колебалось от 30 до 560 г/л. Ранее нами отмечалось, что в весеннее время сток идет по

мерзлым почвам, перенасыщенным с осени и в период оттепелей водой и для которой коэффициент фильтрации даже может равняться нулю. Но, с другой стороны, под влиянием зяблевой вспашки поверхностный сток уменьшается в 1,5–2 раза.

В летний период факторы, определяющие интенсивность размыва и смыва почв, включают такой набор: профиль почв полностью оттаивший и состоит из горизонтов, характерных для данного типа почв, причем начиная с горизонта В и глубже профиль глинистый и очень уплотнен; поверхность одной стоковой площадки покрыта овсом в стадии колошения, а другой находится под паром. Температура воздуха и почвы положительные. Осадков за летний период выпало следующее количество: июнь – 64 мм, июль – 120 мм, август – 135,5 мм (суточный максимум – 26,7 мм).

На стоковых площадках, расположенных от вершины до подножья склона, были измерены объемы бороздок размыва за 4 дождя. Подсчеты показали, что на незасеянном поле было вынесено от 14 до 22 м^3/га, а на поле с овсом 0,5 – 1,4 м^3/га почвы. Следовательно, на поле с зерновыми культурами по сравнению с парующей поверхностью интенсивность эрозии снизилась в несколько раз. Вследствие высокого содержания в склоново-эрозионном потоке взвешенных наносов наблюдается интенсивное их перемещение в реку, а в устье реки увеличивается конус выноса. Так, в июне склоново-эрозионные потоки больше всего насыщены взвешенными частицами, что связано с постепенным оттаиванием почвенного профиля и выноса из него рыхлого материала.

В осенний период на интенсивность процесса размыва почв влияет перенасыщенный влагой почвенный профиль, перепаханная поверхность после уборки зерновых, холодные осенние дожди, крутизна склона, водопроницаемость почв, литология почвообразующих пород. Общие осадки за теплый осенний период составили 177 мм.

В верхней части склона, рядом с водораздельной линией, смыв практически отсутствует. Вероятно, влага, впитавшаяся в гумусовый перепаханный крупными глыбами горизонт, опустилась до водоупорного горизонта A_2g и, как по монолиту, просочилась вниз по склону. В средней и нижней частях склона, на стоковой площадке, замеры струйчатых размывов показали следующую мозаичность. Объемы бороздок составляли от (5x7x9) до (15x12x18) см^3. При этом было вынесено твердых стоков с 1 га от 1 до 12 м^3 почвы.

Таким образом, процессы размыва почв склоновым стоком, уносящие часть мелкозема и приближающие оподзоленный горизонт A_2g к поверхности, ухудшают водно-физические свойства почв и в первую очередь уменьшают скорость впитывания воды. А это, в свою очередь, усиливает поверхностный сток, стимулирующий процессы эрозии. Если своевременно не ликвидировать мелкоструйчатые размывы, то при последующих дождях они дадут начало формированию промоин и даже оврагов. Последние эрозионные формы сокращают размеры сельскохозяйственных угодий, иссушают территорию склонов, усложняют рельеф местности.

Такая слабовыраженная впитывающая способность почв активизирует поверхностный сток, а в итоге это приводит к длительным паводкам в поймах весной и пересыханию рек в засушливый период, недостаточной влагозарядке почв, активизации эрозионных процессов, формированию речных наносов. Почвенный покров, принимающий на себя выпадающие атмосферные осадки, оказывает, таким образом, значительное влияние на их трансформацию. Главную роль при этом играет твердый сток, возникающий в результате разрушающего действия воды на почву и подстилающие породы. Этим стоком обогащаются речные наносы в результате эрозионных процессов на склонах, особенно за счет ливневых осадков летнего периода. Этот вид осадков (особенно тайфунных) производит более значительную эродирующую работу, чем обложные дожди. Миграция продуктов эрозии от мест их образования определяется интенсивностью склонового стока и величиной расходов воды в пределах временной и постоянной гидрографической сети.

Нужно также отметить (и этому есть подтверждение во многих наших научных статьях), что почвы воздействуют на химический состав природных дождевых и снеговых вод. Причем это воздействие имеет различный характер: во-первых, формирующий первичный состав фильтрующихся через почву атмосферных осадков; во-вторых, метаморфизирующий, при котором происходит качественное изменение ионного и газового составов воды, соприкасающейся в дальнейшем своем пути с почвой. При этом в обоих случаях химический состав воды будет всецело зависеть от характера почвы. Характер изменения атмосферных осадков при прохождении через почвенный профиль определяется как генетическими свойствами почв, возникшими в результате почвообразовательного процесса, так и свойствами, унаследованными от материнских пород.

Литература

1. Белоцерковский М.Ю., Беркович К.М., Виноградова О.В. и др. Экология эрозионно-русловых систем России // Под ред. Р.С. Чалова М., 2002. 163 с.
2. Дербенцева А.М., Степанова А.И., Евсеев А.Б. Условия формирования экстремальных расходов воды, приводящих к эрозионным процессам в Приморье // Докл. XV Пленарного совещания межвузовского совета по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Краснодар, 2002. С. 93–94.
3. Кононова Н.Н., Скрипко С.А., Дербенцева А.М. Особенности развития пойменно-русловых процессов на малых реках Приморья // Проблемы географии на рубеже XXI века: Матер. Всерос. науч. конф. Томск, 2000. С. 83.

ВЛИЯНИЕ ЭРОЗИИ НА ПОЧВЫ ЕНИСЕЙ-АБАКАНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (В ПРЕДЕЛАХ РЕСПУБЛИКИ ХАКАСИИ)

С.П. Кулижский
Томский государственный университет

Наибольшие массивы эродированных земель в Республике Хакасии сосредоточены в междуречье Абакана и Енисея в основном на территории Бейского района, где их площади составляют примерно 70 тыс. га. Интенсивность эрозионных процессов достигает здесь максимума, поэтому для решения этого вопроса необходимы всесторонние знания о почвах, свойствах и взаимосвязях.

Среди горных пород широко распространены сланцы, песчаники девона и карбона, прикрытые тонким плащом третичных соленосных глин, делювиальных и аллювиальных отложений более позднего времени, распространены красноцветные породы. Чернозёмы обыкновенные и выщелоченные сформировались на элювиально-делювиальных и красноцветных девонских отложениях. Чернозёмы южные повышенных участков сформированы на элювии красноцветных пород, а равнинных массивов – на делювиальных, лессовидных суглинках, элювиально-делювиальных отложениях.

Изменения почв под действием эрозии достаточно ярко отражаются на их морфологии. Характерным для эродированных почв является сокращение мощности профиля, уменьшение залегания границ между генетическими горизонтами, приближение к дневной поверхности горизонтов залегания карбонатов. Происходит изменение окраски пахотного слоя, которая зависит от степени эродированности почвы и её генетической принадлежности. С увеличением степени смытости пашня приобретает буроватый цвет (среднесмытые почвы), а затем бурый (сильносмытые).

Эрозионные процессы оказывают влияние на водные свойства выщелоченных и обыкновенных чернозёмов, при этом отмечается снижение максимальной гигроскопичности и влажности завядания. Несмытые чернозёмы обладают хорошей водоудерживающей способностью и имеют значительный диапазон активной влаги, равный 200 мм в метровом слое почвы. Водоудерживающая способность эродированных чернозёмов значительно ниже полнопрофильных. Запасы продуктивной влаги в метровом слое среднесмытого выщелоченного чернозёма составляют около 80% от запасов в несмытом. Величина влажности разрыва капилляров для несмытых чернозёмов равна 100–110 мм в метровом слое, а в среднесмытых – 80–90 мм, что является нижним пределом оптимальной влажности.

Смытые почвы отличаются повышенным содержанием песка (гранулометрических элементов крупнее 0,05 мм). Для них характерно снижение водопрочности структуры, увеличение плотности почвы и плотности твёрдой фазы, уменьшение общей пористости и некапиллярной скважности. Это приводит к уменьшению водопроницаемости и общей влагоёмкости, а также к ухудшению аэрации. Со смывом более гумусированных верхних почвенных горизонтов повышается плотность сложения и плотность твердой фазы эродированных почв, что влечет за собой уменьшение, в свою очередь, порозности на 4–5%.

Эродированные почвы характеризуются пониженной биологической продуктивностью. В результате ухудшения морфологических и водно-физических свойств на эродированных почвах района складываются менее благоприятные условия для развития растений.

Указанные неблагоприятные изменения в свойствах эродированных почв приводят к ухудшению их питательного режима, снижению урожая и его качества. Подсчитано, что в среднем на слабосмытых почвах недобор урожая составляет 10–20%, на среднесмытых – 40–60, а на сильносмытых – 80% и более.

Распашка почв в Хакасии часто сопровождалась неблагоприятными последствиями, в частности усилением эрозионных и дефляционных процессов. В степной части эрозия пахотных почв вызывается кратковременными, но интенсивными ливневыми дождями, выпадающими в июле – августе.

Для продуктивного использования эродированных почв и правильного подхода к их окультуриванию большое внимание должно уделяться изучению свойств, установлению степени эродированности. В связи с этим предпринята попытка, используя данные, полученные для эродированных чернозёмов Бейского района, изучить изменение физико-химических свойств в подтипах обыкновенных, выщелоченных и южных чернозёмов.

Для черноземов обыкновенных характерна мощность гумусового горизонта 27–30 см и как результат эрозии этот подтип в целом является маломощным и малогумусным. Содержание гумуса в горизонте А колеблется от 5,0 до 6,2% у малогумусных маломощных, от 5,6 до 6,4% у малогумусных среднемощных и от 7,5 до 12% у среднемощных обыкновенных чернозёмов. У среднемощных происходит постепенное уменьшение количества гумуса с глубиной, а у маломощных – резко. Ёмкость поглощения в горизонте А – 20–25 мг/экв на 100 г у легкосуглинистых, у тяжелосуглинистых и глинистых – 45–51 мг/экв на 100 г. Ёмкость поглощения по профилю изменяется более плавно и убывает постепенно, чем гумус. Соотношение Ca и Mg в горизонте А колеблется от 3,9 до 4,2, а к материнской породе сужается до 3. Следовательно, наблюдается биологическое накопление.

Южные чернозёмы обладают мощностью гумусового горизонта 18–28 см. Содержание гумуса у них в горизонте А колеблется от 2,8 до 3,4 % у малогумусных маломощных и от 3,4 до 4% у малогумусных среднемощных. Реакция среды – щелочная (в почвообразующей породе увеличивается до 8,7).

Ёмкость поглощения в горизонте А колеблется от 20 до 23 мг/экв на 100 г почвы. В южных чернозёмах специфической особенностью является более узкое отношение Ca и Mg. Обеспеченность подвижными формами фосфора – низкая – 1–2, калия – средняя – 13–18 мг/ экв на 100 г. Южные чернозёмы по гранулометрическому составу в большинстве случаев являются тяжелосуглинистыми и глинистыми. Щелочная среда и природа почвенного раствора оказывают существенное влияние на слабое структурное состояние южных чернозёмов. Так как они менее оструктурены, обладают неблагоприятными водно-физическими свойствами.

Выщелоченные чернозёмы отличаются от других подтипов по значениям средних показателей почв. Мощность гумусового горизонта (А+АВ) составляет 40–54 см, при содержании гумуса в горизонте А – 9% (в тучных) и 6,7–7,5 % (в среднегумусных), постепенно понижаясь по профилю. Ёмкость катионного обмена колеблется от 34 мг/экв на 100 г в горизонте А до 22 мг/экв на 100 г в горизонте В. Отношение Ca к Mg составляет 2,6–5,5. Реакция среды в верхних горизонтах близка к нейтральной 6,4–6,6, в нижних горизонтах – щелочная 8,3–8,5. По гранулометрическому составу чернозёмы выщелоченные средне- и тяжелосуглинистые. Обеспеченность подвижными формами фосфора – низкая и средняя – 3,0–7,2, калия - средняя – 7,5–10,7 мг экв на 100 г. Данным подтипам чернозёмных почв свойственна значительная непостоянность в отношении интенсивности проявления эродирующих процессов, вызванных совместным разрушающим действием воды и ветра. В силу рельефных условий, распаханности, большой пастбищной нагрузки, значительная часть почв подвергается водной эрозии, а оголённая поверхность легко поддаётся дефляции.

В дальнейшем был проведён однофакторный дисперсионный анализ (ОДА) для изучения влияния степени эрозии на почвенные характеристики.

Средние значения содержания гумуса уменьшаются с увеличением степени эродированности. В неэродированных обыкновенных чернозёмах содержание гумуса в верхнем горизонте равно 5,3%, уменьшаясь до 1% в сильноэродированных, при F-критерий, равном 19,8, что говорит о тесной связи содержания гумуса с фактором «эрозия». Резкое снижение гумусированности в пахотном слое средне- и сильноэродированных почв объясняется постепенным включением в этот слой глубжележащих горизонтов с незначительной концентрацией органического вещества. Достоверное снижение содержания гумуса в пахотном слое эродированных почв также связано с выносом из верхнего слоя почвы частиц, характеризующихся высоким содержанием предылистой и илистой фракций и биогенных компонентов. Оставшаяся часть твёрдой фазы почвы имеет более грубый гранулометрический состав.

В подтипе выщелоченных и южных чернозёмов средние значения содержания гумуса уменьшаются с увеличением степени эродированности – от 5 до 0,8% в выщелоченных и от 2,3 до 0,6% в южных, но разность между степенями незначительная, что подтверждает метод линейных контрастов.

Исследовав зависимость содержания средних значений магния от фактора «эрозия», получено, что содержание магния уменьшается с увеличением степени эродированности в обыкновенных чернозёмах от 6% в неэродированных до 2,8% в сильноэродированных; в выщелоченных – от 6,5 до 3%; в южных – от 2,3 до 0,7% соответственно. В выщелоченных и южных чернозёмах разность между степенью эродированности и содержанием магния незначительная и не обнаружено достоверного влияния данного показателя на фактор. В обыкновенных чернозёмах наблюдается достоверное различие между генеральными средними по признаку «содержание магния» и происходит чёткое разделение почв по степени эродированности.

Исследование ёмкости катионного обмена показало наличие сильной связи её с изучаемым фактором. По всем подтипам чернозёмов обнаружено достоверное различие между генеральными средними, что и привело к отклонению основной гипотезы о равенстве средних. По показателю «ёмкость катионного обмена» происходит чёткое разделение чернозёмов по степени эродированности, а в неэродированных обыкновенных чернозёмах ёмкость катионного обмена в верхних горизонтах равна 37,6 мг/экв на 100 г почвы, снижаясь в сильноэродированных до 13,6–37,6 мг/экв. Эрозия оказывает не только достоверное изменение в значениях средних величин по изменению свойств, но и на их вариабельность.

Аналогичная картина наблюдается в выщелоченных чернозёмах, где значение этого показателя изменяется в зависимости от степени эродированности от 30 – в эталоне до 13,7 мг/экв на 100 г почвы в сильноэродированной почве и в южных чернозёмах от 23 до 8,5 мг/экв.

Содержание в чернозёмах Бейского района подвижного фосфора зависит от состава материнской породы, степени эродированности. Среди неэродированных почв самое низкое содержание фосфора в гумусовом горизонте отмечается у обыкновенных чернозёмов – до 3%, южных чернозёмов – 3–4%. Для выщелоченных чернозёмов характерно более высокое содержание фосфора – 5–6%. По результатам ОДА по всем изученным почвам отмечается уменьшение содержания подвижного фосфора с усилением эродированности. На сильноэродированных почвах содержание подвижного фосфора в 3 и более раз меньше, чем в эталонных аналогах. В подтипе южных чернозёмов F-критерий равен 16, что говорит о сильной связи содержания подвижного фосфора и степени эродированности.

Калий в той же мере необходим для питания растений, как и фосфор. Содержание калия в почве колеблется в больших пределах и зависит главным образом от состава почвообразующих пород и гранулометрического состава почвы. В исследованных почвах содержание калия увеличивается от выщелоченных чернозёмов к южным, далее к наиболее обеспеченным обыкновенным чернозёмам. В обыкновенных чернозёмах F-критерий имеет значение 19,8, что говорит о тесной связи содержания калия с фактором «эрозия». В средне- и сильноэродированных обыкновенных чернозёмах количество калия в 2 и более раза меньше, чем в неэродированных. В подтипе выщелоченных и южных чернозёмов средние значения содержания калия уменьшаются с увеличением степени эродированности – от 6 до 5,7 мг/экв в выщелоченных и от 15 до 14,6 мг/экв в южных, но разность между степенями незначительная. Это подтверждает метод линейных контрастов.

Говоря о гранулометрическом составе, нужно отметить, что наблюдается наиболее сильная связь между степенью эродированности и показателем содержания фракций физической глины в южных чернозёмах, что объясняется более интенсивным их использованием в сельском хозяйстве как наиболее плодородных, в результате чего в районе на сегодняшний день все целинные южные чернозёмы распаханы. Средние значения содержания фракций физической глины уменьшаются с увеличением степени эродированности от 35,5% в слабоэродированных до 14,5% в сильноэродированных. В обыкновенных и выщелоченных чернозёмах средние значения показателя содержания фракций физической глины изменяются в меньшей степени – от 40% в неэродированных до 27% в сильноэродированных. В целом по подтипам по изученному показателю происходит чёткое разделение чернозёмов по степени эродированности.

Для сравнительного анализа связи между изучаемыми признаками использовали коэффициент рангов Спирмена, так как переменные распределены отлично от нормального и мы применяем непараметрические показатели связи. Корреляционный анализ проводили отдельно по подтипам почв в зависимости от степени эродированности. В общей сложности проведено 450 сравнений переменных, из них для 290 сравнений коэффициенты корреляции достоверны.

Процесс дефляции подчиняется закону зональности ландшафтов и в большей степени определяется соотношением фракций твёрдой фазы почвенного покрова. Чем суше климат природной зоны, тем активнее проявляется дефляция и тем легче гранулометрический состав развеваемых почв, тем сильнее подвергается эоловой переработке поверхностный слой почвы, тем интенсивнее происходит отчуждение элементов плодородия. Коэффициент корреляции, равный 0,83, свидетельствует о тесной связи потерь частиц физической глины с фракцией физического песка.

В южных чернозёмах отчуждение фосфора происходит в основном с мелкозёмом, удаляемым с поля в виде позёмка, резкого уменьшения фосфорных соединений при перевеивании поверхностного слоя почвы не происходит. Значительное количество калия связано с почвенными коллоидами адсорбционными силами, и механическое воздействие ветра легко разрушает такие слабые связи. Кроме того, содержание калия в отдельных фракциях почв возрастает с дисперсностью частиц и по этим причинам много усвояемого калия удаляется вместе с легко уносимой илистой фракцией. Коэффициент корреляции между потерей калия и физической глиной составляет 0,77.

Подводя итоги изучения влияния эрозионных процессов на чернозёмы Бейского района, следует констатировать, что почвы претерпели значительные изменения вследствие того, что современные процессы эрозии и дефляции вызывают быструю трансформацию почвенного покрова. Всесторонний учет сочетаний природных и хозяйственных факторов, от которых зависит проявление той или иной деградации почв, позволит разработать наиболее эффективные почвозащитные меры и тем самым улучшить процесс землепользования в земледельческой зоне Республики Хакасии как наиболее агрохозяйственно ценной.

ОСОБЕННОСТИ ГАЛОГЕНЕЗА ПРИЧАНОВСКОЙ РАВНИНЫ

Л.А. Магаева, В.А. Казанцев
Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул

Аридизация климата на юге Западной Сибири проявляется в интенсивном усыхании бывших непроточных озер за последние 60 лет. К таковым относится Юдинский плес оз. Чаны, в настоящее время почти полностью обсохший. Котловина озера округлой формы диаметром свыше 30 км лишь в центральной части имеет небольшой водоем неправильной формы размером в несколько кв. км, глубиной 0,1 – 0,2, максимальная 0,6 м. Юдинский плес оз. Чаны имел глубину более 7 м. Постепенное усыхание озера (с 40-х гг.) сделало обсохшую территорию уникальным объектом для изучения процессов галогенеза. Здесь нами были заложены основные ландшафтно-геохимические профили. Дополнительными объектами были центральная Бараба, Приобье, Кулунда, Хака-

Таблица 1

Ландшафтные характеристики основных типов галогеосистем

Местоположение	Экосистема	Почва	Горизонт	Интервал отбора	Грансостав
Приводораздельная часть увала, т. 1	Разнотравно-злаковый луг с березой	Чернозем выщелоченный	A1	0–10	Суглинок легкий
			A1	10–20	То же
			A1B1	20–40	То же
			B1	40–60	То же
			B2	60–90	Средний
			Апогр	1,75–1,85	Тяжелый
Пологий берег оз. Песчаное, Кулунда	Полынно-злаковый луг	Аллювиальная луговая слоистая	A1	0–6	Супесь
			Нанос	6–21	Песок
			Апогр	21–30	Супесь
			Нанос	30–37	Песок
			Апогр	37–56	Супесь
			нанос	56–100	Песок
Т.2 Пологая терраса, Юдинский плес оз. Чаны	Разнотравно-злаковый луг	Луговая	A1	0–10	Супесь
			Нанос	10–13	Песок
			АпогрB1	13–30	Легкий
			B1C	30–70	Легкий Суглинок
Т.4 Озерная пойма, Юдинский плес оз. Чаны повышение	Разнотравно-полынная ассоциация	Солонец-солончак	A1	0–5	Супесь
			A1B1	5–15	Песок
			B1	15–25	Средний
			B2	25–50	Тяжелый
			B2C	50–70	Тяжелый Суглинок
Т.5 Озерная пойма, Юдинский плес оз. Чаны понижение	Солянковое сообщество	Солончак	I	0–10	Супесь
			II	10–30	Тяжелый
			III	30–50	Тяжелый
			IV	50–80	Тяжелый Суглинок
Т.3 Бровка уступа террасы оз. Чаны	Разнотравно-злаковый луг с одиночными березами	Луговая	A1	0–20	Супесь
			B1C1	20–45	Песок
			C2	45–80	Песок мелкий
Т.16 Озерная пойма, повышение Юдинский плес	Разнотравно-полынно-тростниковый луг	Солонцово-солончаковая	A1	0–10	Песок
			A1B1	10–20	Супесь
			B1	20–30	Супесь
			B2C1	30–60	Легкий
			B2C1	60–90	суглинок
Т.13 Пойма у берега, Юдинский плес	Злаково-разнотравно-солянковый луг	Солончак	I	0–10	Глина
			II	10–20	Глина
			III	20–45	Песок
			IV	45–60	Песок, ил
			V	60–80	Песок, ил

Таблица 2

Характеристика галогеосистем по солевым показателям

Класс галогеосистем	Режим	Тип засоления	Характер засоления	Вода: глубина, м амплитуда, м состав-минерализация, г/дм³
Водораздельный	Постоянно незасоленный, автоморфный	Карбонатный кальциевый	Равномерно незасоленный, степень засоления 0,05–0,1	Более 5 м, менее 0,3 м, гидрокарбонатный кальциевый до 1 г/дм³
Склоновый, т. 3	Пульсирующий, полуавтоморфный	Неоднородный хлоридно-и сульфатно-карбонатный натриевый и кальциевый	Равномерно незасоленный, степень засоления 0,05–0,08	2,5 м, 0,3; содовый – 1,3 г/дм³
Склоновый, т. 2	Пульсирующий, полугидроморфный	Хлоридно-карбонатный кальциево-натриевый	До 0,3 м не засолена (0,08–0,14), глубже – слабое засоление	2,0 м; 0,3, содовый – 1,5 г/дм³
Ложбинный, т. 4	Переменный высокодинамичный гидроморфный	Преимущественно сульфатно-хлоридный натриевый	До 0,1 м не засолена, ниже от слабой до сильной 0,2–0,6%	0,9 м, 0,5 м; сульфатно-хлоридный –23,5 г/дм³
Ложбинный, т. 16	Переменный высокодинамичный гидроморфный	Хлоридно-карбонатный и сульфатно-хлоридный натриевый	До 0,1 м не засолена, ниже слабая и средняя – 0,16–0,4%	0,85 м, 0,4 м, сульфатно-хлоридный – 24,1 г/дм³
Западинный, т. 5	Постоянно засоленный гидроморфный	Сульфатно-хлоридный натриевый и магниево-натриевый	Постоянное сильное засоление с поверхности 1,1–2,1, внизу 0,5–1,3%	0,7 м, 0,7 м, сульфатно-хлоридный – 40,2 г/дм³
Западинный, т. 13	Постоянно засоленный гидроморфный	Сульфатно-хлоридный натриевый и магниево-натриевый	Постоянное сильное засоление с поверхности 1–1,6, внизу 0,5–0,8%	0,3; 0,3, хлоридный-41,0 г/дм³
Низинный, Кулунда	Постоянно незасоленный гидроморфный	Хлоридно-карбонатный кальциевый	Не засолена	1,1, менее 0,5, содовый- до1 г/дм³

сия. Нами ранее установлены исключительно высокие темпы почвообразования. На формирование полнопрофильных почв обсохших территорий достаточно несколько десятков лет. В год исследований исключительно высокая динамика функционирования галогеосистем получила дополнительное подтверждение. Обширная территория песчано-илистого озерного дна совершенно без растительности, изученная нами в прошлом году, в это лето сплошь поросла молодой астрой солончаковой.

Общая аридизация климата прослеживается даже в подзоне южной тайги северной Барабы, что отражается в значительном увеличении доли маревых за последние 60 лет.

На основной климатический критерий функционирования галогеосистем накладывают существенный отпечаток азональные критерии – рельеф (элемент, экспозиция склонов) и литологическая неоднородность состава почв и грунтов. Рельеф проявляется в избирательности распространения основных очагов засоления – они преобладают на склонах южных и западных экспозиций, в основном на средних и нижних их частях. Неоднородность литологического строения почвенно-грунтовой толщи с наличием современных и древних погребенных почв способствует очень сложной галогеохимической динамике. Чередование хорошо- и слабопроницаемых пород создают условия для формирования нескольких ярусов грунтовых вод. Эти особенности нередко способствуют проявлению галогеохимической инверсии: во влажные периоды, но при интенсивном испарении неглубоко залегающих грунтовых вод, наблюдается активизация засоления, в сухие годы при понижении УГВ и интенсивном ветровом выносе солей с поверхности происходит рассоление. Из табл. 1 можно заключить, что локальными квазиводоупорами для верховодок могут служить даже погребенные почвы современного возраста (т. 1–4; 7). Они способствуют струйному течению профильтровавшихся вод в вышележащих слоях и их общему обессоливанию. Сложная картина в т. 5, 6 и 8. В т. 5 и 8, исходя из анализа литологического строения (преобладание суглинков и глин с поверхности), засоление должно быть постоянным, а в т. 6 (пески) отсутствовать, что и имеет место в действительности.

Характеризуя контрастность, комплексность, высокую динамичность галогеосистем обратимся к табл. 2. Контрастность проявляется наиболее четко при анализе солевых показателей точек 2–4, расположенных на рас-

Таблица 3

Химический состав поверхностных и грунтовых вод по профилю обсохшего Юдинского плеса, г/дм³

Точка	Глубина, м	pH	CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na+K	Сумма
Грунтовая вода										
Т. 2	2,0	7,1	нет	0,98	0,02	0,09	0,03	0,03	0,27	1,42
Т. 4	0,87	6,8	нет	0,91	10,44	4,89	1,2	2,12	3,92	23,48
Т. 5	0,70	7,0	нет	0,82	17,25	9,03	0,90	2,16	10,08	40,24
Т. 13	0,3	6,9	нет	1,01	18,82	7,68	0,60	2,75	10,09	40,95
Т. 16	0,8	7,3	нет	1,40	8,88	5,83	0,14	1,55	6,35	24,15
Поверхностная вода										
У берега		9,3	0,29	1,17	2,77	0,55	0,01	0,09	2,30	7,18
40 м от берега		9,61	0,24	0,86	1,80	0,21	0,02	0,23	1,23	4,59
330 м от берега		9,67	0,19	0,69	1,62	0,23	0,01	0,20	1,03	3,97

стоянии 50 м. Здесь наблюдается смена двух классов галогеосистем и трех режимов функционирования. Характер засоления изменяется от постоянно незасоленного склонового класса (т. 3) через слабозасоленный в средней и нижней части (склоновый класс – т. 2) к среднему и сильному засолению (ложбинный класс – т. 4) при переменном высокодинамичном гидроморфном режиме. Следует отметить резкое изменение минерализации и химического состава грунтовых вод при повышении УГВ (соответственно 1,4–1,5; содовый; 2,2–2,5 м – т. 3; 2 и 23,5; сульфатно-хлоридный; 0,9; – т. 4). Характеристики галогеосистем одного класса в основном близки по всем показателям (т. 4 – ложбинный класс, т. 5 и 13 – западинный класс). Некоторые отличия отмечены для т. 2 и 3, поскольку у них разный водный режим. В т. 2 – полугидроморфный, в т. 3 – полуавтоморфный. Водораздельный и низинный незасоленный классы галогеосистем представлены в табл. 2 одиночно, поскольку малоизменчивы. Следует указать, что наличие литологической неоднородности в пределах зоны аэрации периодически изменяет водный и солевой режимы, что может привести к изменению класса галогеосистем (например, т. 2 из склонового – в ложбинный класс, т. 4, 16 – в западинный класс – см. табл. 1, 2). Территории с локальными водоупорами на критической глубине залегания УГВ названы нами динамичными зонами.

Наглядно изменение минерализации и химического состава грунтовых вод видно из табл. 3: от 1,42 г/дм³ содового состава (т. 2); 23,48 – 40,24 сульфатно-хлоридного (т.4, 5) до 40,95 г/дм³ хлоридного состава (т. 13). Наиболее показательна пространственная изменчивость минерализации и химического состава остаточных поверхностных озерных вод. У кромки берега минерализация составляет 7,18 г/дм³, но уже на расстоянии 40 м падает до 4,59 г/дм³, в 330 м от берега составляет 3,97 г/дм³. Химический состав изменяется от гидрокарбонатно-хлоридного натриевого к гидрокарбонатно-хлоридному магниево-натриевому. В целом все изменения связаны со степенью испарительного концентрирования.

Основными особенностями галогенеза Причановской равнины является высокая динамичность, контрастность и комплексность галогеосистем, связанные с литологической неоднородностью разреза (наличие погребенных почв в зоне аэрации).

ГРУППИРОВКА ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ СРЕДНЕЙ ОБИ НА ОСНОВАНИИ ГРУППОВОГО СОСТАВА ГУМУСА

А.В. Огородников, В.С. Хромых, О.Э. Мерзляков
Томский государственный университет

Проблема классификации пойменных почв – одна из сложных и актуальных проблем почвоведения. Как в продольном, так и в поперечном профиле почвенный покров р. Оби весьма неоднороден. Сложность строения рельефа, степень дренированности территорий, продолжительность стояния полых вод и степень выраженности аллювиального процесса определяют пестроту почвенного покрова. Изучение состава и структуры почв Средней Оби представляет практический и теоретический интерес и необходимо при решении задачи построения классификации пойменных почв р. Оби.

В связи с этим была проведена классификация (группировка) пойменных почв Средней Оби на основе физико-химических свойств, гранулометрического состава и сравнение выделенных классификационных групп пойменных почв с целью определения их отличий.

Типы аллювиальных почв диагностируются по проявлению или отсутствию трёх групп элементарных почвенных процессов (ЭПП) – биогенно-аккумулятивных процессов гидрогенной аккумуляции и оглеения. Основными почвообразовательными процессами исследуемых пойменных почв долгопоёмных гумидных ландшафтов является группа биогенно-аккумулятивных ЭПП, которая специфична для каждого типа почв.

В соответствии с ЭПП для условий исследуемого региона были выделены следующие типы почв: аллювиальные дерново-глеевые (гумусообразование и гумусонакопление на фоне процессов оглеения и гидрогенной аккумуляции), аллювиальные иловато-торфяно-глеевые (торфообразование в сочетании с гумусообразованием на фоне процессов оглеения и гидрогенной аккумуляции), аллювиальные иловато-глеевые (субаквальное гумусонакопление на фоне процессов гидрогенной аккумуляции и оглеения).

Изучая динамику пойменных почв по отношению содержания углерода гуминовых кислот к содержанию углерода фульвокислот ($C_{гк} : C_{фк}$), анализировалась матрица с числом наблюдений 72 и одной переменной $C_{гк} : C_{фк}$. Для этого анализа использованы данные верхних горизонтов Ad и A_1, отобранных из 35 разрезов поймы по всем исследуемым физико-географическим зонам.

Содержание, запасы и состав гумуса относятся к числу важнейших свойств почв. Количественной мерой типа гумуса служит отношение содержания углерода гуминовых кислот к содержанию углерода фульвокислот ($C_{гк} : C_{фк}$). По этому признаку проводится анализ изменения пойменных почв Средней Оби в продольном профиле поймы.

В исследуемом наборе данных (72 наблюдения), с помощью кластерного анализа выделяются три кластера. В первом содержится 35 объектов, во втором – 32 и в третьем – 5. Среднее значение переменной $C_{гк} : C_{фк}$ таковы:

- первый кластер – 1,056;
- второй кластер – 0,765;
- третий – 0,730.

По величине фульватно-гуматного отношения кластеры можно идентифицировать следующим образом: первый кластер – фульватно-гуматный тип гумуса; второй кластер – гуматно-фульватный тип гумуса и третий кластер – гуматный тип гумуса.

Выделяя четыре кластера в исследуемой матрице, получаем четыре группы с числом объектов: первая – 6, вторая – 41, третья – 2 и четвёртая – 23. Фактически здесь, как и в случае с тремя кластерами, выделяются лишь две большие группы объектов. Среднее значение в кластерах по переменной $C_{гк} : C_{фк}$ таковы:

- первый кластер – 1,463;
- второй кластер – 0,998;
- третий – 0,713.

Второй и четвёртый кластеры содержат наибольшее число объектов, почвы второго кластера имеют фульватно-гуматный тип гумуса, четвёртого – гуматно-фульватный.

При выделении в матрице пяти кластеров получаем: в первом кластере 8 наблюдений, во втором – 36, в третьем – 2, в четвёртом – 23 и в пятом – 3. И в этом случае, как и в предыдущих, выявляются лишь две группы с большим числом объектов, в остальные попадают аномальные наблюдения.

Если выделить два кластера, то в одном из них оказываются 5 аномальных наблюдений, в другой же попадают все остальные объекты. Наиболее удобно выделять три кластера.

При сопоставлении трёх кластеров с группами почв по физико-географическим зонам суммарное значение статистики достигает значения 7,766, уровень значимости 0,101. Значение x^2 мало, достигнутый уровень превышает принятый 5%-ный, что не позволяет говорить о наличии связи между кластерами и физико-географическими зонами. Возможно, это связанно с тем, что разделение пойменных почв по физико-географическим зонам было произведено неверно. Дисперсионный анализ, проведённый по переменной $C_{гк} : C_{фк}$, где классифицирующей переменной является физико-географическая зона, показывает, что F – статистика достигает значения 1,78

(уровень значимости 0176). F-статистика мала, достигнутый уровень значимости превышает 5%, это не позволяет отвергнуть нулевую гипотезу о равенстве групповых средних между собой. Метод линейных контрастов подтверждает, что группы пойменных почв, выделяемые по физико-географическим зонам, не различаются друг с другом по переменной $C_{гк} : C_{фк}$.

Изучение различий трёх кластеров методом дисперсионного анализа показало, что F – статистика достигла значения 158,27 (уровень значимости 0,0001), т.е. нулевая гипотеза о равенстве групповых средних отвергается. Подтверждает различие кластеров и метод линейных контрастов: все три кластера различаются по переменной $C_{гк} : C_{фк}$.

Почвы первого кластера расположены преимущественно в центральном и южном районах исследуемого участка поймы, почвы второго кластера – в центральном и северном. В третий кластер попали аномальные наблюдения со значением $C_{гк} : C_{фк}$, близким к 2, такие наблюдения встречаются, но они, видимо, не характерны для центральной поймы Средней Оби.

Итак, пойменные почвы южного и среднего отрезка центральной части поймы Средней Оби имеют значение $C_{гк} : C_{фк}$ в верхних горизонтах, близкое к 1,06, процесс гумификации направлен в сторону образования гуминовых кислот. В почвах северного отрезка поймы Средней Оби преобладают фульвокислоты, значение $C_{гк} : C_{фк}$ близко к 0,76.

СОСТАВ ГУМУСА СТЕПНЫХ ПОЧВ ТУВЫ

* Е.Э. Ондар, ** Н.Н. Афанасьева
* Тувинский государственный университет, г. Кызыл
** Томский государственный университет

Работ, в которых бы устанавливались количественные связи между признаками педогенеза, обусловленными гумусом, и экологическими условиями формирования почв, в литературе немного. Данные по составу гумуса почв Тувы также немногочисленны, а имеющиеся литературные материалы очень разнообразны из-за использования разных методических и методологических подходов при их изучении и трудно поддаются обобщениям. Поэтому в последнее время проводятся комплексные исследования, основанные на единых подходах, ставящие целью получение репрезентативных массивов данных по составу гумуса почв разных экологических условий формирования.

В рамках этих исследований было проведено изучение состава гумуса почв [2], сформированных в степных условиях Тувы. Разрезы были заложены под настоящей ковыльно-полынной степью, разнотравно-тонконоговой степью с караганой Бунге и без нее, ковыльно-разнотравной степью с присутствием караганы низкой и без нее, а также змеевко-лапчатковой и ковыльно-осочковой растительными ассоциациями. Общие запасы растительного вещества составляют в среднем 22–36 т/га, его фракционный состав на разных участках различается не очень значительно, особенно по запасам подземной мортмассы [1]. Почвы относятся к типу каштановых и имеют супесчаный или легкосуглинистый состав. По содержанию $C_{орг.}$, которое в среднем составляет 1,24±0,07, они относятся к малогумусным.

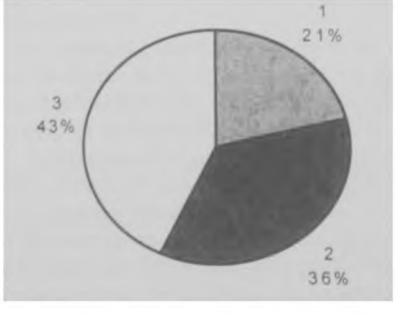


Рис. 1. Соотношение основных групп гумусовых веществ в составе гумуса по средним данным: *1* – гуминовые кислоты; *2* – фульвокислоты; *3* – негидролизуемые формы гумуса

По составу гумуса почвы отличаются несущественно. Незначительные различия выявляются только в самой верхней части профилей и касаются долевого участия в составе гумуса отдельных фракций в почвах, отличающихся гранулометрическим составом.

Доля гуминовых кислот в почвах более легкого гранулометрического состава составляет в среднем 10–20, относительно более тяжелого – 15–25, фульвокислот соответственно 40–50 и 55–60%. Случаи более низкого и более высокого содержания фульвокислот достаточно редки. При этом соотношение основных компонентов в растворимой части гумусовых веществ (величина $C_{гк}$:$C_{фк}$) колеблется в незначительных пределах 0,60±0,04. Соотношение основных групп гумусовых веществ в составе гумуса иллюстрируется на диаграмме, построенной по средним данным (рис. 1).

Количество бурых гуминовых кислот, подвижно связанных с полуторными окислами, составляет незначительный процент от общего органического углерода, колеблется в пределах 2,5–5,9%, составляя в среднем при n=20 – 3,9±0,16, при V=18%. Гуминовые кислоты, связанные с кальцием, не превышают 15%, составляя в среднем 6,6±0,62. Содержание гуминовых кислот фракции 3 – более прочно связанных с минеральной частью почв, чем фракции 1 и 2, и выделяемых только при горячем щелочном гидролизе, существенно различается в почвах разного гранулометрического состава. В гумусе почв относительно более легкого гранулометрического состава доля их не превышает 5% от общего органического углерода, а в почвах относительно более тяжелого состава – в 2–3 раза выше и колеблется в узких пределах (10–12%). Таким образом, гуминовые кислоты фракций 1, 2 и 3 представляют собой возрастающий ряд (рис. 2).

Долевое участие разных фракций в составе гуминовых кислот по средним данным представлено на рис. 3.

Варьирование состава гумуса незначительное, что четко выявляется при сопоставлении группового состава гумуса и фракционного состава одного из основных его компонентов – гуминовых кислот в гумусово-аккумулятивных горизонтах. В почвах более легкого гранулометрического состава преобладают гуминовые кислоты, связанные с кальцием, в относительно более тяжелых – ГК фракции 3 (рис. 4).

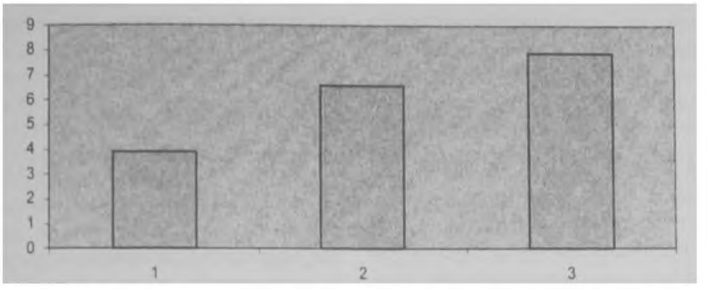
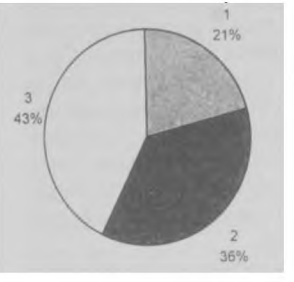


Рис. 2. Среднее содержание разных фракций гуминовых кислот в степных почвах Тувы (% к общему углероду). *1* – фракция 1; *2* – фракция 2; *3* – фракция 3

Рис. 3. Долевое участие разных фракций в составе гуминовых кислот по средним данным (% к общему содержанию гуминовых кислот) Обозначения см. на рис. 2



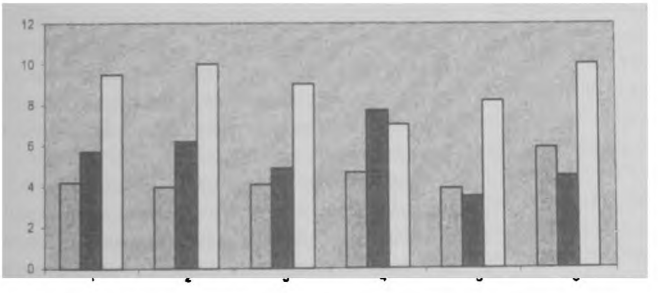


Рис. 4. Варьирование состава гуминовых кислот в гумусово-аккумулятивных горизонтах каштановых почв Тувы. *1–6* – номера разрезов

Таким образом, исследования показали, что состав гумуса в почвах, сформированных в единых климатических условиях степной зоны Тувы на участках с разным растительным покровом, очень сходен, что позволяет предполагать климатогенную обусловленность его характеристик. Зависимость от гранулометрического состава имеется, но она не столь существенна, чтобы значительно повлиять на соотношение отдельных групп гумусовых веществ.

Литература

1. Миронычева-Токарева Н.Р., Афанасьева Н.Н., Самбу А.Д. Особенности гумусообразования в степных почвах Тувы // Геоэкологические проблемы почвоведения и оценки земель. Матер. межд. научной конф. Томск: ТГУ, 2002. С. 309-313.
2. Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Методика и некоторые результаты фракционирования гумуса черноземов // Почвоведение. 1968. № 11. С. 104-117.

ДЕНУДАЦИЯ И ДЕГРАДАЦИЯ ПОЧВ РАСЧЛЕНЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.Ф. Путилин
Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск

Преобразование земной поверхности непрерывно происходит при взаимодействии эндогенных и экзогенных процессов. В случае преобладания тектонических деформаций над денудационными процессами на той или иной территории возникают возвышенности и горы. Причем все это происходит в течение геологически длительного отрезка времени. Современный окончательный облик рельефа юго-востока Западно-Сибирской равнины сформировался на протяжении второй половины плейстоцена и голоцена. В этот отрезок времени здесь существовал растительный покров, близкий к современному, не тронутый антропогенной деятельностью. Сформировавшиеся ландшафты плакоров и речных долин в голоцене находились в устойчивом динамическом равновесии между денудационными процессами и медленными новейшими тектоническими движениями. Свидетельством этому служат устойчивые сообщества биоценозов и полнопрофильный почвенный покров, сформировавшийся к концу голоцена.

Лесная и лугово-степная растительность на склонах надежно защищает почвы от размыва талыми и ливневыми водами. В естественных условиях редко наблюдаются большие изменения растительности, например лесные пожары от молнии при грозах. После пожаров на этой территории происходит интенсивное поэтапное восстановление выгоревших ценозов. Процесс денудации на склонах, занятых естественной растительностью, развивается крайне медленно, практически не нарушая почвенный покров, и находится с ним (почвенным покровом) в устойчивом динамическом равновесии. Однако развитие, преобразование рельефа под действием экзогенных и эпейрогенических тектонических движений является неотъемлемой частью формирования земной поверхности.

С развитием земледелия и ростом населения увеличивалась площадь пашни. В настоящее время практически все пригодные для возделывания сельскохозяйственных культур земли обрабатываются. В результате огромные площади земной поверхности лишены естественной растительности; культурные агроценозы защищают почву значительно слабее, к тому же агротехника возделывания зерновых культур предопределяет нахождение почвы определенное время вообще без растительности (пары, зябь). На склоновых массивах в это время почва обладает наименьшей противоэрозионной устойчивостью и легко смывается поверхностным стоком талых и ливневых вод. В итоге громадные территории поражены как водной, так и ветровой эрозией. Таким образом, человек сам способствует развитию эрозионных процессов на обрабатываемых землях. В обозримом будущем он не в состоянии изменить технологию возделывания зерновых культур. Следовательно, деградация почв будет увеличиваться во времени и пространстве. Несмотря на многолетнюю историю борьбы с эрозией, потери почвы от эрозионных процессов продолжают увеличиваться, 30–40% пахотных земель России смыты в той или иной степени, это отрицательно сказывается на плодородии эродированных земель. В результате не добирается огромное количество продуктов питания. В совокупности с все возрастающим населением Земли проблема обеспечения продуктами питания встает все острее. В силу этого изучение эрозионных процессов на обрабатываемых агроландшафтах и разработка новых приемов и мер по сохранению почв от смыва и размыва приобретают особую актуальность.

Исходя из того, что антропогенная эрозия является наиболее активной современной частью общего денудационного преобразования земной поверхности, необходимо рассматривать ее аспекты с геоморфологических позиций. Следовательно, необходимо анализировать поток вещества и энергии, который трансформирует рельеф. Изучать этот процесс необходимо в пределах водосборных бассейнов, на которых формируется поверхностный сток талых и ливневых вод. В этой связи одной из основных задач становится решение проблемы классификации эрозионно-денудационных бассейнов земной поверхности.

Эрозионно-денудационные процессы, обусловленные движением водных потоков на склонах, формируют водосборные бассейны разного уровня, отделяющиеся друг от друга четко выраженными природными границами – водоразделами. В любых геоморфологических и географических исследованиях выделению и проведению границ уделяется большое внимание. В частности Д.Л. Адманд отмечал [1], что нельзя изучать суть процессов, протекающих в ландшафте, не выделив в нем относительные качественные и территориальные единства. Водосборно-бассейновый подход к решению этой проблемы позволяет точно провести границы по линиям водоразделов, которые хорошо выделяются на местности и на топокартах. Другим важным свойством такого подхода является естественно-органичная упаковка и соподчиненность разнопорядковых водосборных бассейнов рек, логов и первичных ложбин стока в пределах крупных геосистем (морфоструктур), обусловленная единым эрозионно-денудационно-аккумулятивным процессом движения вещества и энергии.

Следовательно, поверхность каждой морфоструктуры может быть представлена в виде плотнейшей упаковки эрозионно-денудационных водосборных (ЭДВ) бассейнов [3]. Процедура выделения бассейнов реализуется посредством построения карты пластики рельефа на эту территорию в соответствующем масштабе. На карте проводится главный водораздел водосбора крупной реки, затем выделяются все второстепенные водоразделы, в том числе и водоразделы первичных ложбин стока, выраженные в данном масштабе. Таким образом, территория водосбора реки расчленяется на водосборы притоков, логов и ложбин стока различного порядка и разной площади, которые сгруппированы нами в 3 типа.

Примитивный водосборный бассейн (III типа) сформирован из водосборов ложбин стока разного порядка. Водосбор первичной ложбины стока можно представить как водосбор вершины этой ложбины и двух простых склонов, простирающихся от места ее слияния с другой ложбиной стока до вершины. Эти склоны представляют собой две элементарные поверхности [2], образованные линией водораздела и тальвегом ложбины стока. Водосбор вершины первичной ложбины стока, с известным допущением, является тоже элементарной поверхностью, образованной отрезками главного и местных водоразделов и линиями стока, восстановленными из вершины ложбины стока.

Элементарные склоны (поверхности) являются местом первичного формирования и движения поверхностного стока, а также началом зарождения эрозионно-денудационного процесса. Слияние двух ручьев первого порядка образует водоток ложбины стока второго порядка. Водосбор ложбины второго порядка состоит из приведенных выше шести первичных плоскостей – двух первичных ложбин стока и дополнительно двух плоскостей-склонов ложбины 2-го порядка от точки слияния двух первичных ложбин стока (т.е. начала ложбины 2-го порядка) до точки ее слияния с другой ложбиной стока 2-го порядка, т.е. до начала ложбины стока 3-го порядка. Могут быть и другие, более сложные варианты – когда несколько первичных ложбин стока 1-го порядка впадают в ложбину 2-го порядка не изменяя порядок последней.

Аналогичное строение из элементарных поверхностей-склонов будут иметь и все последующие ложбины стока более высокого порядка, составляющие в совокупности примитивный водосборный бассейн. Главной функциональной чертой такого бассейна будет превращение пластового первичного стока в ручейковый линейный сток поверхностных вод.

Простой комплексный водосборный бассейн (II типа) состоит из водосборов логов (разного порядка) и примитивных водосборных бассейнов ложбин стока разного порядка и представлен большим числом элементарных поверхностей. По мере увеличения порядка лога увеличивается водосборная поверхность и сложность строения склонов. Количественно и качественно меняется поток вещества и энергии. Поверхностный сток здесь представлен в виде мощного временного водного потока, обладающего значительно большим запасом кинетической энергии, под воздействием которого и был выработан современный облик логов. Количество разрушенного и вынесенного материала на порядки превышает таковой в ложбинах стока. Характерной отличительной чертой логов является свой выработанный продольный профиль равновесия, отличный от профиля склона, на котором развит лог. Расширяется плоское днище, на котором происходит частичная аккумуляция сносимого со склонов твердого материала и формирование намытых почв. По геоморфологическому облику лог высокого порядка имеет много сходных черт с речной долиной.

Сложный комплексный водосбор (I типа) состоит из водосборов рек (разного порядка) и комплекса водосборных бассейнов II и III типов. Главной отличительной чертой водосбора этого типа является постоянный водоток (река), водосборная площадь которой является поверхностью, формирующей склон определенной морфоструктуры. Сложно построенный долинно-террасовый комплекс отражает в своем строении историю развития как речной долины, так и морфоструктуры в целом. Причем последние «страницы» истории долины реки записаны, отражены в пойменно-террасовом ряду и их отложениях. С другой стороны, главные водоразделы водосбора этого типа являются наиболее древними и пологими с развитыми элювиальными процессами, и, следовательно, здесь сформированы полнопрофильный зональный тип почв и зональная растительность.

Из этого следует, что денудационные процессы, сформировавшие современный ландшафт, и современные эрозионные процессы, ускоренно преобразующие распаханные участки этих ландшафтов, являются результатом воздействия поверхностных временных водных потоков, сформированных в пределах идентичных водосборов. Следовательно, рассматривать, изучать и анализировать современную эрозию почв необходимо в пределах всей площади естественных однотипных водосборных бассейнов. Такой подход позволяет точнее определить величину энергии поверхностных водных потоков, преобразующей почвы на любом пространственном участке водосбора. В случае, когда энергия водного потока превысит эрозионную стойкость почвогрунтов, начинается интенсивное разрушение и смыв почв. В итоге формируются эродированные почвенные ареалы. Теоретически эти ареалы должны находиться на одинаковом расстоянии от водоразделов в пределах однотипных водосборов. Благодаря естественному почвенному разнообразию, микрорельефу обрабатываемой поверхности, различной защитной способности культурной растительности и ряду других факторов, удаленность верхней границы ареалов слабосмытых почв от водоразделов изменяется в значительных пределах. Собственно ширина и протяженность ареала смытых почв также трансформируется в определенных пределах в зависимости от индивидуальных особенностей того или иного

водосбора. Ареалы средне- и сильносмытых почв также будут находиться на определенном расстоянии от водоразделов. Однако в однотипных и однопорядковых водосборных бассейнах при равных антропогенных нагрузках ареалы смытых почв должны находиться в достаточно близком пространственном местоположении.

Обработка склоновых земель осуществляется обычно до уклона в 5–6°, которая определена инструкциями по землепользованию. В случае распашки более крутых склонов они подвергаются поверхностному катастрофическому смыву, и в течение 30–40 лет весь гумусовый горизонт почв сносится водными потоками. Склоны круче 6° не обрабатываются, они заняты естественной лугово-степной растительностью и лесом.

Распаханные пологие водораздельные склоны с ложбинами стока высокого порядка с увеличением наклона постепенно переходят в более крутые (до 10–15°) склоны логов, покрытые естественной разнотравной растительностью с мощной дерниной; последняя обладает очень высокой противоэрозионной устойчивостью. По экспериментальным данным естественная хорошо развитая дернина может выдержать размывающую силу потока в одну-две тысячи раз превышающую таковую для почв, на которых развита эта растительность и дернина. Поэтому в естественных ненарушенных ландшафтах логов очень редко наблюдается размыв тальвегов и образование оврагов.

Нарушение естественной дернины тальвегов ложбин стока и логов может происходить как в результате естественных процессов, так и в результате антропогенного вмешательства. Зачастую такое наблюдается в случае прокладки полевых дорог вдоль склонов и по тальвегам логов, устройстве карьеров на склонах, подрезки склонов при прокладке коммуникаций и путей сообщения и др. Поэтому наибольшее число склоновых оврагов находится вокруг сельских населенных пунктов, большинство которых расположено в долинах небольших рек.

Естественное нарушение дернины тальвегов ложбин стока и днищ логов происходит в результате донной эрозии рек и медленных положительных тектонических движений отдельных блоков земной коры, что обусловливает возникновение возвышенностей, увалов, куполов и других положительных форм рельефа. Наибольшая деформация (перегиб) дневной поверхности наблюдается на периферийных частях возвышенностей и поднятий. Тектоническая деформация продольного профиля тальвега реки вызывает активную донную эрозию рек, которая при медленном постоянном поднятии территории, углубляя днище реки, обусловливает формирование серии современных пойм. Образовавшиеся пойменно-террасовые уступы, как правило, крутые, обрывистые и не задернованные, они являются наиболее ослабленными элементами ландшафта. Таким образом образуются «висячие устья» древних логов, которые под воздействием мощного поверхностного стока талых и ливневых вод преобразуются в водобойные колодцы и вершины донных оврагов. При своем дальнейшем росте донный овраг подрезает устья более мелких линейных задернованных ложбин стока, по которым также начинают развиваться новые овраги. В подобных местах наблюдается наибольшая плотность и протяженность оврагов и значительное разрушение естественных ландшафтов.

Таким образом, поверхность любой возвышенности (морфоструктуры) состоит из водосборных бассейнов разного типа и порядка, которые находятся в строгом иерархичном соподчинении. Количество вещества и энергии, трансформирующееся на данном типе водосбора, обусловливают размещение и величину ареалов деградированных почв, зарождение и развитие оврагов. Подобный анализ необходим для рационального использования расчлененных агроландшафтов, размещения структуры посевных площадей и разработки эффективного комплекса противоэрозионных мероприятий.

Литература

1 Арманд Д.Л. Наука о ландшафтах. М.: Мысль, 1975. 285 с.
2 Ласточкин А.Н. Морфодинамический анализ. Л.: Недра, 1987. 256 с.
3. Путилин А.Ф. Эрозия почв в лесостепи Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 183 с.

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ИЗУЧЕНИЮ УСТОЙЧИВОСТИ ПОЧВ К ТЕПЛОВЫМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ

И.Н. Росновский, С.Г. Копысов
Филиал Института леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, г. Томск

Всю совокупность процессов, протекающих в ландшафтной сфере Земли, можно свести к триаде основных процессов обмена энергией, веществом и информацией (ЭМИ-процесс). Параметры именно этих процессов в основном и определяют современное состояние, дальнейшую эволюцию и изменение при антропогенном вмешательстве всех существующих экосистем и биосферы в целом. Несомненно, важнейшими из ЭМИ-процессов для почв (как компонента экосистем) являются их тепловой и водный режимы. Именно эти режимы совместно с литологией определяют основное направление процессов почвообразования в каждой конкретной биоклиматической обстановке, а также и условия существования живых организмов. Это обстоятельство свидетельствует о важности изучения водного и теплового режимов почв, их устойчивости к внешним воздействиям как с научной, так и с практической точек зрения.

В самом общем виде уравнение формирования водного баланса почвы для определённых промежутков времени (а следовательно, и водного режима, поскольку динамика баланса и есть режим) можно записать следующим образом:

$$\pm W_п = (O_с+П_п+П_г+К) - (LE+C_п+C_г+П_р), \qquad (1)$$

где $\pm W_п$ – изменение содержания влаги в почве; $O_с$ – осадки; $П_п$ – поверхностный приток со смежных территорий; $П_г$ – приток грунтовых вод; К – конденсация; LE – испарение и транспирация; $C_п$ – поверхностный сток; $C_г$ – грунтовый сток; $П_р$ – перехват осадков растительным покровом.

Как следует из уравнения (1), приход осадков на поверхность почвы зависит от климата рассматриваемой территории (соотношения осадков и испарения), геоморфологии (поверхностный сток) и типа растительного покрова, особенно от степени залесённости.

С водным режимом и его устойчивостью связан тепловой режим почвы и приземного слоя атмосферы. Это видно из сравнения балансовых уравнений этих режимов. Общее уравнение для закона сохранения энергии в процессе теплообмена между поверхностью почвы и приземным слоем атмосферы в общем виде можно записать следующим образом [1, 2]:

$$R+P_1+(B_1 - B_2) = LE+P_2+I_э - LK, \qquad (2)$$

где R – радиационный баланс; P_1 – положительная составляющая турбулентного теплообмена (тепло приходящее на данный участок поверхности почвы в связи с движением воздуха – адвективное тепло); $(B_1 - B_2)$ – изменение запасов тепла в деятельном слое почвогрунта (теплообмен в почве); LE – расход тепла на суммарное испарение; P_2 – расход тепла на нагревание воздуха (турбулентный теплообмен); $I_э$ – длинноволновое (эффективное) излучение поверхности; LK – тепло конденсации водяных паров воздуха на элементах земной поверхности; L – скрытая теплота испарения воды.

Из сравнения уравнений (1) и (2) видно, что они связаны рядом общих членов, а именно: испарением (LE) и конденсацией (LK). Ясно, что испарение и конденсация – это процессы, требующие значительных энергозатрат. Кроме того, и член уравнения (2), выражающий теплообмен в почве $(B_1 - B_2)$, также в значительной степени определяется водными свойствами и влажностью почвы.

Если принять, согласно [1], деление баланса на теплоэнергетические ресурсы

$$LE_m = R+P_1+(B_1 - B_2) \qquad (3)$$

и суммарный теплообмен

$$T = P_2+Iэ+LK, \qquad (4)$$

то уравнение (2) можно записать следующим образом:

$$LE_m = LE+T. \qquad (5)$$

В данном случае величина E_m является эквивалентом теплоэнергетических ресурсов процесса тепловодообмена, выражаемого слоем воды, который мог бы испариться при использовании всех тепловых ресурсов данного участка поверхности почвы. Исходя из этого можно получить безразмерную величину, отражающую взаимосвязь водного и теплового балансов данного участка поверхности почвы [1]:

$$\beta_н = (1 - \varphi)/(1 - \eta), \qquad (6)$$

где $\varphi = T/LE_m$; η – коэффициент стока.

Величина $\beta_н$ $(0 \le \beta_н \le 1)$ показывает долю энергозатрат на испарение с участка земной поверхности. Кроме того, эта величина довольно близка по смыслу индексу теплообмена (Δ) [3]:

$$\Delta = (R - P)/LE, \qquad (7)$$

Таблица 1

Качественные области значения индекса теплообмена [3]

Значение индекса Δ	Направление теплообмена в почве
≈ 1	Теплообмен ограничен деятельным слоем почвы
< 1	Идёт процесс охлаждения почвы. Часть тепла подаётся в почву из нижележащих слоёв грунта
> 1	Наблюдается процесс нагрева почвы

Таблица 2

Теплофизические свойства почв катены заболачивания на песчаных отложениях [5]

Горизонт, глубина, см	Объемная теплоемкость, кал/см^3	Теплопроводность кал/см·с·град·10^{-3}	Температуропроводность, см^2/с·10^{-3}
Подзол иллювиально-железистый грунтово-глеевый			
A_o 0 – 3	0,51	3,6	5,2
A_2 4 – 15	0,28	4,0	12,4
B_{fe} 16 – 40	0,24	1,8	9,8
C_{gl} 70 – 100	0,30	3,2	10,0
Подзолистая иллювиально-железистая грунтово-глеевая ортзандовая			
A_o 0 – 10	0,60	3,0	5,2
A_{2gl} 11 – 26	0,26	3,2	11,0
$B_{fe}(O_w)$ 27 – 40	0,42	1,6	5,0
O_w 41 – 70	0,40	1,4	3,9
Торфянисто-подзолисто-глеевая раскисленно-ортзандовая			
A_t 2 – 20	0,78	2,8	4,1
A_{2gl} 21 – 36	0,36	2,6	6,2
$B_{fe,gl}$ 40 – 60	0,46	2,1	4,1
Торфяная верхового болота			
T 0 – 50	0,82	1,1	1,5

где R, P, LE – соответственно радиационный баланс, турбулентный поток явного тепла и затраты тепла на испарение с участка поверхности за месяц.

Индекс теплообмена в таком виде показывает направление процессов внешнего теплообмена в почве и их связь с её водным режимом. Наиболее характерные области значений Δ приведены в табл. 1.

Крайние значения Δ в пределах каждой градации соответствуют пределам устойчивости данного типа внешнего теплообмена почвы. Это обстоятельство даёт нам возможность получить ***безразмерный критерий устойчивости данного типа внешнего теплообмена почвы***:

$$\Delta_{ту} = (\Delta_i - \Delta_{min})/(\Delta_{max} - \Delta_{min}), \quad (8)$$

где Δ_i, Δ_{max}, Δ_{min} – соответственно текущее, максимальное и минимальное (за длительный промежуток времени) значения величины Δ. Таким образом, пределы устойчивого существования данного типа внешнего теплообмена почвы определятся как $1 < \Delta_{ту} < 0$.

Приведённые выше величины $\beta_н$ и Δ, в принципе, имеют под собой одно физическое обоснование из общей теории тепломассообмена – это критерий Коссовича [4]:

$$K_o = L \times \Delta W / C_\rho \times \Delta t^\circ, \quad (9)$$

где ΔW – количество испарившейся воды; C_ρ – объемная теплоёмкость почвы; Δt° – изменение температуры влажной почвы.

Критерий Коссовича, в отличие от вышеприведённых критериев, более тесно связан с теплофизическими свойствами самой почвы как непосредственного участника теплообменных процессов, поскольку в него входит значение её объемной теплоёмкости. Величина Ко представляет собой отношение количества теплоты, идущей на испарение (фазовый переход), к количеству теплоты, затраченной на нагревание влажной почвы до температуры фазового перехода. Из уравнения (9) понятно, что при равных прочих условиях величина K_o будет всецело определяться объемной теплоёмкостью почвы, а с увеличением W и C_ρ значения K_o будут увеличиваться, поскольку C_ρ также зависит от влажности почвы (табл. 2).

Нарушение условий устойчивого существования типа внешнего теплообмена почвы может произойти не только при смене климатических условий (например, при потеплении климата), но и по ряду других причин. Наиболее вероятными такими при-

Таблица 3

Суточный радиационный баланс (кал/см^2·сут) под пологом соснового леса и на открытой территории (Колпашевский район, 1989 г.)

Место определения	Месяц				
	Январь	Март	Июль	Август	Октябрь
Под пологом леса полноты 0,8	-10	-5	24	16	-1
На открытом месте	-75	-70	390	261	50

чинами для условий Западной Сибири могут явиться осушение болот и массовые лесозаготовки, значительно меняющие условия формирования водного и теплового балансов территории (табл. 3).

Как следует из данных табл. 3, полог леса в значительной степени сглаживает амплитуды колебаний радиационного баланса, особенно его абсолютные значения в летний период. Сведение леса, таким образом, усиливает континентальность климата приземного слоя воздуха, что меняет условия внешнего теплообмена почвы и условия устойчивости к тепловым воздействиям. Аналогичные данные по влиянию леса на тепловой баланс почвы и приземного слоя атмосферы получены и для других территорий Западной Сибири [6].

Литература

1. Мезенцев В.С. Расчёты водного баланса. Омск, 1973
2. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. М.: МГУ, 1986
3. Колосов П.А., Минин А.А. Показатели климатической изменчивости // Известия АН СССР. Сер. Географическая. 1991. № 2.
4. Лыков А.В. Тепломассообмен. М.: Энергия, 1978
5. Росновский И.Н., Герасько Л.И. Теплообмен в катенах заболачивания // Вестник Томского университета. 2002. № 2.
6. Павлов А.В. Энергообмен в ландшафтной сфере Земли. Новосибирск: Наука, 1984

БИОЛОГИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ТОРФЯНЫХ ПОЧВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

О.Г. Савичева
Томский государственный педагогический университет

Торфяные почвы являются уникальным природным образованием по своим химическим, физическим и биологическим свойствам. В связи с высокой биогенностью торфяных почв изучение биологических процессов в них приобретает особое значение. Биологическая активность – это комплексный показатель, определяемый по количеству, качеству, составу и активности микроорганизмов и почвенных ферментов. Изучение последних как биологической составляющей плодородия почв обусловлено тем, что ферментативная активность почвы – это суммарный процесс, отражающий деятельность всех населяющих ее организмов.

Величина и соотношение активности ферментов определяется гидротермическим режимом данного региона, химическими, физико-химическими свойствами, содержанием органического вещества, кислотностью. Уровень ферментативной активности – это результат всего предшествующего развития почвы [1]. Он создается не за один год, а в течение всего эволюционного периода развития почвы. Поэтому ферментативная активность наряду с другими критериями может быть надежным диагностическим показателем биохимических процессов в торфяных почвах. Многие авторы, основываясь на многочисленных работах, рассматривают активность ферментов как интегральное выражение биологических и физико-химических факторов торфяных почв и считают возможным учитывать этот фактор при изучении эволюции торфяных почв. Поэтому целью наших исследований было изучение особенностей ферментативной активности торфяных почв разных типов и геоморфологического положения.

Объектами исследований послужили целинные торфяные почвы южно-таежной подзоны Западной Сибири в пределах Томской области. По геоморфологическому положению, геохимическим и гидрологическим условиям, строению торфяного профиля исследуемые почвы являются типичными для данной территории.

Болотные верховые торфяные обычные почвы на средних торфах болота Васюганского [2] (в дальнейшем изложении нами обозначены как верховые торфяные почвы) расположены на водоразделе рек Иксы и Шегарки. Грунты, подстилающие почвы, сложены суглинками и глинами. Водное питание верховых торфяных почв происходит за счет выпадающих атмосферных осадков. Мощность почвы составляет 1,25 м. Профиль верховых торфяных почв сложен сфагново-мочажинными и пушицево-сфагновыми торфами. Степень разложения возрастает вниз по профилю от 3 до 27%, зольность составляет 2,7–4,2%.

Болотные низинные торфяные обычные почвы на глубоких торфах болота Большое [2] (в дальнейшем – низинные торфяные почвы) расположены на надпойменной террасе р. Андарма. Подстилающие грунты – глины. Водное питание осуществляется за счет осадков, поступления поверхностно-сточных вод с водосборной площади. Профиль низинных торфяных почв сложен осоковыми, древесно-осоковыми и древесными, преимущественно нормальнозольными торфами (8,1–13,5%) со степенью разложения 15–50%. Мощность почвы – 2,75 м.

В торфяных почвах образцы торфа отбирали торфяным буром ТБГ–1 через каждые 0,25 м на всю глубину торфяной залежи до минерального горизонта. В исследуемых торфяных почвах изучали ферменты – каталазу, полифенолоксидазу, инвертазу. А также были проведены следующие анализы: ботанический состав и степень разложения, зольность, обменная кислотность, гидролитическая кислотность, фракционный состав органического вещества по В.В. Пономаревой и Т.А. Николаевой. Используемые методы определения ферментативной активности и химического состава более подробно изложены в [3].

Верховые торфяные почвы характеризуются сильнокислой реакцией среды (3,0–4,0), высокой гидролитической кислотностью (65,52–130,38 мг·экв/100 г). Реакция среды в низинных торфяных почвах изменяется от слабокислой (5,2) до нейтральной (7,6). Гидролитическая кислотность составляет 2,7–29,6 мг·экв/100 г. В составе органического вещества верховых торфяных почв содержание гидролизуемых веществ составляет 6,3–20,3% от $C_{общ}$, гумусовых кислот – 10,9–36,1%. Преобладающая фракция гуминовых кислот (ГК) является третья, характерная для начальной стадии гумификации. Низинные торфяные почвы по сравнению с верховыми характеризуются более высоким содержанием гумусовых веществ (29,9–43,2%). Преобладающей фракцией в ГК является первая (9,2–14,7%). Содержание гидролизуемых веществ невысокое (10,4–13,8%).

Общее представление о биологической активности, по мнению многих авторов, может дать определение ферментов, участвующих в процессах дыхания почвенных микроорганизмов, одним из которых является каталаза. В результате ее активирующего действия происходит расщепление ядовитой для живой клетки перекиси водорода на воду и кислород.

Верховые торфяные почвы характеризуются низкой активностью каталазы (0,23–1,11 ед.) (таблица). Основная причина низкой активности каталазы является кислая реакция среды почв. В верховых торфяных почвах отчет-

ливо проявляется особенность преобладания ферментативной каталазы, которая достигает 59–87% от общей. Причина такого распределения заключается в том, что доля минеральных веществ в верховых торфяных почвах, характеризующихся низкой зольностью, незначительна. Распределение общей активности каталазы по профилю носит неравномерный характер и зависит от ботанического состава.

В низинных торфяных почвах активность каталазы по сравнению с верховыми значительно выше и составляет 0,80–5,72 ед. Наиболее высокая активность каталазы (1,15–5,72 ед.) отмечается в верхней части профиля (0,0–0,75 м). Вглубь по профилю, с глубины 0,75 м, где почва сложена древесно-осоковыми торфами, активность каталазы резко снижается и составляет 0,78–0,94 ед. В придонном слое, сложенном осоковыми торфами, каталазная активность возрастает до 1,1 ед. вследствие каталитической активности минералов солей железа и марганца. Доля ферментативной активности здесь составляет всего 26%. В верхних слоях (до 0,75 м), напротив, на долю ферментативной каталазной активности приходится 33–81% от общей, что свидетельствует о том, что окислительно-восстановительные процессы осуществляются преимущественно за счет ферментов биологического комплекса.

Поступающие вместе с опадом в верхний слой торфяной почвы и накопленные в ней углеводы подвергаются действию комплекса ферментов, среди которых наиболее широко изучена инвертаза. Этот фермент расщепляет сахара или близкие к нему углеводы на молекулы глюкозы и фруктозы. Являясь источником углерода и энергии, углеводы контролируют микробиологическую активность. Особенно важна роль углеводов в синтезе гумусовых веществ. Они не только поставляют скелет будущей молекулы ГК, но и энергию для ее синтеза.

В верховых торфяных почвах, содержащих значительное количество гидролизуемых веществ, отмечена высокая активность инвертазы. Наиболее высокие значения активности инвертазы приурочены к верхнему слою (132,35 ед.), вследствие поступления свежих растительных остатков. В процессе торфообразования при отложении новых слоев торфа в нижних слоях происходит потеря со временем биохимически неустойчивых веществ – углеводов. При снижении количества легкогидролизуемых веществ до 2,15% с глубиной активность инвертазы падает (до 51,21 ед.).

Активность инвертазы в низинных торфяных почвах, характеризующихся более биохимически устойчивым составом органического вещества по сравнению с верховыми торфяными почвами, изменяется от нуля до 74,45 ед. Обогащенность инвертазой верхнего слоя объясняется наличием высокого содержания углеводов (13,8%) и относительно благоприятными аэробными условиями. Вглубь по профилю активность инвертазы снижается.

Превращение органических остатков в гумус является сложным биохимическим процессом с участием различных групп ферментов микроорганизмов и накопленных в почве внеклеточных ферментов. Окислительная конденсация продуктов ферментативного гидролиза и окислительный распад различных компонентов осуществляются с участием полифенолоксидазы.

В верховых торфяных почвах активность полифенолоксидазы изменяется в пределах 0,06–1,73 ед. Распределение активности полифенолоксидазы по профилю носит неравномерный характер. Это обусловлено чередованием пластов сфагново-мочажинных и пушицево-сфагновых торфов. Сфагново-мочажинные торфа характеризуются низкой активностью полифенолоксидазы 0,06–0,08 ед. В пушицево-сфагновых торфах активность

Ферментативная активность торфяных почв

Глубина, см	Ботанический состав	Каталаза			Полифенолоксидаза[1]	Инвертаза[2]
		общая	ферментативная			
		мл O_2 / 2 мин /г		% от общ.		
Верховые торфяные почвы (Васюганское)						
0–10	Сфагн -мочажин	0,46	0,34	74	0,08	132,25
10–50	Пушицево-сфагн	0,23	0,20	87	1,29	93,56
50–75	Сфагн -мочажин	0,97	0,77	79	0,06	76,82
75–100	Пушицево-сфагн	0,49	0,29	59	1,73	91,11
100–125	Травяной перех.	1,11	0,81	73	0,34	51,21
Низинные торфяные почвы (Большое)						
0–25	Древесный	3,30	2,39	72	1,33	74,45
25–50	Древ -осоковый	1,15	0,38	33	0,76	42,77
50–75	Древесный	5,72	4,65	81	0,37	53,95
75–100	Древесный	0,90	0,19	21	0,67	37,56
100–125	Древ -осоковый	0,88	0,15	17	0,91	54,94
125–150	Древ -осоковый	0,93	0,29	31	0,80	25,97
150–175	Древ.-осоковый	0,78	0,28	36	0,61	49,15
175–200	Древ.-осоковый	0,80	0,35	44	1,03	34,45
200–225	Древ.-осоковый	0,94	0,40	43	0,92	0,00
225–250	Осоковый	0,87	0,23	26	0,99	33,75
250–275	Осоковый	1,10	0,29	26	1,09	36,43

Примечание. [1] – мг 1,4 п – бензохинона/ 30 мин / г; [2] – мг глюкозы / 4 ч/ г

полифенолоксидазы значительно выше и достигает 1,29–1,73 ед. Полученные результаты определяются химическим иммунитетом сфагновых мхов, что обусловливает низкую активность полифенолоксидазы, участвующей в превращении органических соединений ароматического ряда.

Активность полифенолоксидазы в низинных торфяных почвах изменяется в небольших пределах 0,37–1,33 (1,4) ед. Многие исследователи уровень активности полифенолоксидазы связывают с характеристикой интенсивности биогенеза гумуса. Наши исследования показали, что в верхнем слое (0,0–0,25 м), характеризующемся относительно высоким содержанием ГК по сравнению с нижележащими слоями, наблюдается и более высокая полифенолоксидазная активность (1,33 ед.). Глубже 0,25 м уровень активности полифенолоксидазы ниже. Однако в пределах следующего слоя активность полифенолоксидазы вновь увеличивается с возрастанием ГК.

Проведенные исследования показали, что целинные торфяные почвы биологически активны по всему профилю. Ферментативная активность торфяных почв определяется их геоботанической природой, степенью разложения и зольностью. Общей закономерностью в распределении ферментативной активности по профилю торфяных почв является приуроченность наиболее высоких значений активности каталазы, инвертазы к верхнему слою (0,0–0,75 м), характеризующемуся большим количеством свежих растительных остатков и относительно благоприятными водно-воздушными условиями. Вглубь по профилю торфяных почв верхового и низинного типа с усилением анаэробных условий, увеличением степени разложения и содержания ГК активность каталазы и инвертазы снижается. Напротив, активность полифенолоксидазы, участвующей в биогенезе гумуса, увеличивается.

Литература

1 Щербакова Т.А. Ферментативная активность почв и трансформация органического вещества. Минск: Наука и техника, 1983. 222 с.
2 Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
3 Савичева О.Г., Инишева Л.И. Биологическая активность торфяных болот // Сибирский экологический журнал. 2000. № 5. С. 607–614

ВКЛАД РАЗЛИЧНЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ В ФОРМИРОВАНИЕ КАЛИЙНОГО СТАТУСА ПОЧВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.П. Середина
Томский государственный университет

Природа разнокачественности калийного состояния почв прежде всего является функцией почвообразующей породы, поскольку она служит исходным минеральным субстратом, на который воздействуют все другие факторы почвообразования. Именно исходный минеральный субстрат во многом определяет состав и свойства почв. Примером чрезвычайно большой разнокачественности почв может служить Западно-Сибирский регион, почвообразующие породы которого довольно разнообразны и имеют сложную историю своего формирования [1]. Наряду с мощным покровом субаэральных средне- и верхнечетвертичных лёссовидных суглинистых отложений, на которых широкое развитие получили автоморфные почвы, значительное распространение имеют денудационные мезокотловины, выполненные горизонтальными озёрными и озёрно-аллювиальными отложениями, в разной степени минерализованными, перекрытыми маломощным чехлом пролювиально-делювиальных суглинков, супесей и реже песков (Барабинская лесостепь, Кулунда). На них, соответственно, сформировались полугидроморфные и гидроморфные почвы, обычно засолённые и солонцеватые. Еще более существенное влияние на калийное состояние почв оказывает аллювиальное почвообразование, для которого характерен ряд особенностей, связанных с общей биогеохимией этих специфических ландшафтов суши. Среди них существенное влияние на поведение калия оказывает формирование аккумулятивной, наносной и переотложенной коры выветривания за счет подвижных продуктов выветривания и почвообразования, поступающих со всей площади водосбора в поймы рек в виде механических и химических осадков как из полых вод при паводках, так и из выклинивающихся в пойме грунтовых вод. Поскольку для почвообразования в поймах рек характерен аккумулятивный баланс почвообразования, то с речным аллювием и из грунтовых вод в пойму поступают и аккумулируются в аллювиальных почвах в зависимости от геохимической обстановки гумус, карбонаты, соединения многих макро- и микроэлементов, глинистые минералы, накопление которых приводит к постоянному омоложиванию субстрата и препятствует развитию почвенного профиля, адекватного внешним факторам, как это происходит в условиях постлитогенного почвообразования. Говоря другими словами, при синлитогенном почвообразовании происходит регулярное отложение на поверхности почв мелкозёмистого материала.

Известно, что поступление калия в почвенный раствор и через него в корни растений определяется, главным образом, двумя факторами: 1) содержанием калия в грубодисперсных минералах и скоростью его высвобождения из них; 2) количеством калия в глинистых (тонкодисперсных) минералах и их кристаллохимическими особенностями Наряду с этим, значительную роль в формировании запасов доступного калия играют температурный и воздушный режимы, pH почв, содержание органического вещества, влажность. Основная часть калия крупных гранулометрических фракций заключена в полевых шпатах и слюдах; практически весь калий тонкодисперсных фракций содержится в гидрослюдах. Вклад минералов тонких и грубых фракций в формирование режима доступного калия не всегда оценивается однозначно. Во многих случаях обеспеченность почв калия связывается с содержанием илистых фракций и присутствием в них слюдистых минералов. В основе представления о приоритетной роли илистых фракций в обеспечении почв калием положено предположение о менее прочной связи калия в них по сравнению с минералами более крупных фракций. Однако многочисленные данные указывают на то, что из тонкодисперсных частиц калий экстрагируется гораздо труднее, чем из частиц крупных размеров. Некоторые авторы связывают медленное высвобождение калия из гидрослюд важным условием трансформации и плодородия почв в отношении данного элемента. В литературе имеются данные, указывающие на то, что в питании растений принимает участие калий из пылеватых и песчаных фракций.

Особенности калийного состояния изученных почв обусловлены количественным и качественным минералогическими факторами. Исходя из отличий минералогического состава различных по своему размеру гранулометрических фракций, особенно по составу и количеству калийсодержащих минералов, следует ожидать наличие определенных закономерностей, связанных с генезисом почв и отдельных фракций. В автоморфных почвах, формирующихся на лессовидных суглинках, с уменьшением размера фракций происходит увеличение содержания валового калия, которое во фракциях тонкой пыли и ила достигает максимального значения. При этом наблюдаются некоторые различия в распределении валового калия по фракциям дерново-подзолистых и серых лесных почв, с одной стороны, и черноземов – с другой. В дерново-подзолистых и серых лесных почвах максимальное количество валового калия приходится на фракцию тонкой пыли и уменьшается как в сторону крупных, так и более мелких фракций: ил < тонкая пыль > средняя пыль> крупная пыль> песок. В черноземах выщелоченных наибольшая насыщенность калием отмечается во фракции ила и уменьшается в такой последова-

тельности: ил > тонкая пыль> средняя пыль > крупная пыль > песок. Увеличение содержания валового калия в илистых фракциях черноземов по сравнению с дерново-подзолистыми и серыми лесными почвами наблюдается не только в верхних горизонтах, но и в нижележащих.

В целом, как фракция ила, так и фракция тонкой пыли характеризуются большей концентрацией калия (в 1,4–1,8 раза) по сравнению с почвой, что, естественно, связано с генезисом этих фракций и преобладанием в минералогическом составе гидрослюд и слюд. По концентрации валового калия фракции ила и тонкой пыли почти в два раза превосходят все остальные гранулометрические фракции. В более крупных фракциях наблюдается общая тенденция – постепенное уменьшение его содержания в ряду: средняя пыль – крупная пыль – песок, что связано с уменьшением содержания слюд и полевых шпатов и возрастанием доли кварца. В отличие от фракций ила и тонкой пыли, характеризующихся значительной обогащенностью калием по сравнению с почвой, крупные фракции обеднены данным элементом ($К_н$ 0,64–0,96). Профильное распределение валового калия крупных гранулометрических фракций полностью обусловлено характером распределения первичных калийсодержащих минералов – слюд и полевых шпатов, что подчеркивают высокие значения коэффициентов корреляции между содержанием валового калия и количеством полевых шпатов (r = 0,90).

Для получения представления о том, какую долю от общего содержания калия составляет калий каждой из выделенных фракций, вычислена его относительная величина с учетом процентного содержания каждой размерной фракции. Оказалось, что наибольшее количество валового калия от общего его содержания в почве сосредоточено во фракции ила и крупной пыли. В целом же обе эти фракции составляют в почвах до 70–80 % от веса всех гранулометрических фракций, в связи с чем именно они концентрируют в себе более половины всего калия, находящегося в почве. Совершенно очевидно, что общее содержание валового калия в исследованных почвах определяют количество и состав первичных и вторичных калийсодержащих минералов фракций крупной пыли и ила, что подтверждается высоким коэффициентом корреляции валового калия фракции крупной пыли с содержанием полевых шпатов (r = 0,90) и калия илистой фракции с содержанием гидрослюд) (r = 0,77).

Исходя из вышеизложенного, можно полагать, что содержание валового калия в почвах легкого гранулометрического состава, особенно супесчаных, будет определяться в основном минералогическим составом крупных фракций (0,25–0,1 и 0,1–0,01 мм). Поскольку минералогический состав этих фракций представлен главным образом кварцем и в незначительном количестве полевыми шпатами, то естественно, что величина валового калия в них должна быть невелика. Полученные величины валового калия полностью подтверждают это предположение. Все исследованные разновидности дерново-подзолистых почв в порядке уменьшения содержания валового калия можно расположить в ряд: тяжелосуглинистые – легкосуглинистые – супесчаные. Специфической особенностью распределения калия по гранулометрическим фракциям почв, развитых на озёрно-аллювиальных отложениях, в отличие от почв, формирующихся на лёссовидных суглинках, является то, что минимальным содержанием валового калия характеризуется фракция крупной пыли, от которой происходит увеличение валового содержания калия в двух направлениях: как в сторону крупных частиц, так и в сторону более дисперсных фракций. Фракция ила характеризуется большей обогащенностью калием (в 1,2–1,5 раза) по сравнению с почвой.

Профильное распределение калия в илистой фракции обусловлено содержанием и характером распределения гидрослюд, которые по свидетельству ряда исследователей способны накапливаться в верхних горизонтах степных почв. Хорошей иллюстрацией к сказанному служит распределение валового калия в иле тёмно-каштановой почвы, почвообразующая порода которой содержит 2,70%, а верхние горизонты – 3,01% $К_2О$. В солонце лугово-степном и солончаке луговом максимум калия илистой фракции наблюдается в иллювиальных горизонтах, что объясняется привносом глинистого материала в эти горизонты, который происходит вследствие действия агрессивных содовых растворов на глинистый материал верхней части профиля. Луговая солончаковатая почва занимает аккумулятивную позицию в исследуемом ряду почв, поэтому содержание валового калия в иле данной почвы несколько повышено и профильное распределение его более или менее равномерное.

Из рассмотренного ранее соотношения валового калия в гранулометрических фракциях почв следует, что обогащённость калием тонкой и средней пыли близка к обогащённости фракций мелкого и крупного песка. Распределение валового калия во фракциях тонкой и средней пыли довольно равномерное. В более крупных гранулометрических фракциях в распределении валового калия наблюдается общая тенденция – постепенное увеличение его концентрации в ряду: крупная пыль – тонкий песок – крупный песок, что связано с повышенным содержанием в данных фракциях полевых шпатов. Об этом свидетельствуют и распределения коэффициентов накопления валового калия, увеличивающихся в данном направлении. Профильное распределение валового калия в крупных гранулометрических фракциях полностью обусловлено характером распределения первичных калийсодержащих минералов.

Наибольшее количество валового калия от общего его содержания в почве сосредоточено во фракциях тонкого (29–50%) и крупного (16–23%) песка. Однако более богатая калием илистая фракция заключает всего лишь от 7 до 15 % общего количества калия. Участие фракций тонкой, средней и крупной пыли в относительном накоплении валового калия также невелико и в сумме составляет

около 20%. Отсюда следует, что общее содержание валового калия в почвах, сформированных на озёрно-аллювиальных отложениях, определяют количество и состав первичных калийсодержащих минералов фракций тонкого и крупного песка, количество которых колеблется от 30 до 35%. Исходя из анализа литературного материала, такое количество полевых шпатов можно считать высоким, так как у большинства почв лёгкого гранулометрического состава крупные фракции представлены в основном кварцем и незначительным количеством полевых шпатов (до 10%). Таким образом, сосредоточенность калия преимущественно в крупных фракциях и высокое содержание в них полевых шпатов является особенностью почв Центральной Кулунды, сформированных на озёрно-аллювиальных отложениях.

Аллювиальные почвы характеризуются определённой специфичностью в дифференциации валового калия по гранулометрическим фракциям. Наибольшая обогащённость калием характерна для фракции тонкой пыли. Об этом свидетельствует не только значительное содержание (1,89–2,67 %) валового калия в данной фракции, но и достаточно высокие значения коэффициентов накопления (1,16–2,07). Илистая фракция по сравнению с фракцией тонкой пыли характеризуется несколько меньшей обогащённостью калием (Кн 0,89–1,95), что можно объяснить особенностями её минералогического состава. При сопоставлении можно видеть, что илистые фракции аллювиальных почв в значительно меньшей степени обогащены калием по сравнению с одноимёнными фракциями почв водораздельных территорий. Отмеченные особенности связаны, очевидно, с развитием почвообразования одновременно с осадконакоплением и формированием материнской породы. Кроме того, специфичность поведения калия в гранулометрических фракциях может быть обусловлена различной степенью внутрипочвенного выветривания и обеднённостью илистой фракции аллювиальных почв р. Оби компонентами слюда-смектитового типа [2], в то время как в почвах водоразделов основными глинистыми минералами являются неупорядоченные слюда-смектитовые смешаннослойные образования и гидрослюды, содержащие значительные количества калия [3]. Постоянное омоложение пойменных почв в результате вовлечения в почвообразование новых порций свежеосаждённого аллювия, в минералогическом составе которого значительную долю составляют калиевые полевые шпаты, а также обломки других слабовыветрелых минералов (мусковита, биотита, хлорита), обусловливает более высокую сосредоточенность валового калия в крупных гранулометрических фракциях – крупной пыли и мелкого песка. В то же время в почвах водоразделов наблюдается иная картина распределения валового калия: постепенное уменьшение как абсолютного содержания, так и значений коэффициентов накопления в направлении от илистой фракции к фракции мелкого песка.

Концентрирование валового калия в наиболее дисперсных фракциях минеральной основы почв создаёт предпосылки к более лёгкому выходу калия из необменных позиций кристаллической решётки минералов в обменные, обеспечивает усиление его геохимической активности в процессах выветривания и почвообразования. Однако невысокая интенсивность выветривания в условиях данного региона не позволяет реализоваться этой возможности, поэтому во всех исследуемых почвах преобладают негидролизуемые формы калия. Основная часть валового калия остаётся, следовательно, в форме, недоступной ионному обмену, – в жёстких позициях кристаллических решёток алюмосиликатов.

Литература

1. Генезис, эволюция и география почв западной Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 224 с.
2. Балябко П.Н., Чижикова Н.П. Зональные и провинциальные особенности глинистых минералов поймы реки Оби // Научные доклады Высшей школы. Биол. науки, 1974. № 2. С. 116–125.
3. Середина В.П. Калий в автоморфных почвах на лессовидных суглинках. Томск: Изд-во ТГУ, 1984. 216 с.

ТРЕНДЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ДОЛИННО-КОТЛОВИННОЙ ПОЧВЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

В.П. Скрыбыкина, А.П. Чевычелов
Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, г. Якутск

Общепланетарное значение климата сказывается прежде всего в распределении по поверхности земного шара почвенно-биоклиматических поясов, зон, областей. Согласно почвенно-географическому районированию страны территория Центральной и Южной Якутии относится к Восточно-Сибирской мерзлотно-таежной области Бореального пояса, где зональными почвами считаются мерзлотно-таежные почвы. По определению В.М. Фридланда, «почвенной зоной следует называть обширный, обычно вытянутый и связанный в своем формировании с климатическими условиями ареал почвенных комбинаций, в пределах которого на одинаковых почвообразующих породах в сходных условиях рельефа и степени дренированности под естественной растительностью развиты почвы, принадлежащие к одним и тем же типам» [1].

Анализ почвенно-климатических данных территории Центральной Якутии выявил ее крайнюю неоднородность. Выделение зоны мерзлотно-таежных почв обусловлено широтно-меридиональным положением Центральной Якутии, а зон мерзлотных палевых почв и мерзлотных черноземов – наложением термоаридности долинно-котловинного эффекта, проявляющегося на территории крупных и средних котловин [2]. По В.И. Волковинцеру, почвы горно-равнинных и горных сухостепных территорий Северо-Восточной и Центральной Азии отнесены к особому типу степных криоаридных почв [3].

Согласно классификации типов воздействия макрорельефа на изменение климата, Центральноякутская равнина относится к депрессионным ороклиматогенным комплексам [4]. Этот тип воздействия проявляется во влиянии обширных понижений, расположенных среди больших равнин. Центральноякутская равнина, значительную часть площади которой занимают обширные долины рек Лена, Алдан, Вилюй, лежит на трех уровнях абсолютных высот от 90 до 450 м. Наиболее низкие уровни (90–200 м) образуют Вилюйскую и Нижнеалданскую низменности, а наиболее высокие уровни приамгинскую часть (400–450 м). Сама же равнина со всех сторон окружена значительно приподнятыми плато. Поэтому все приходящие на эту равнину воздушные массы испытывают опускание. Зимой сюда поступает в основном арктический воздух, который в обстановке антициклона еще более охлаждается, и развиваются температурные инверсии. Летом же, когда на равнину Центральной Якутии приходит континентальный воздух преимущественно с юго-запада и запада, он сначала пересекает высокие плато Средней Сибири, а опускаясь на равнины Центральной Якутии, в какой-то мере нагревается, становится суше. Несомненно, что депрессионный эффект играет важную роль в формировании резко континентального и засушливого климата Центральной Якутии с длительной, крайне морозной и малоснежной зимой, с коротким, относительно жарким и засушливым летом (таблица).

Территория Южной Якутии в пределах Алданского и Олекмо-Чарского нагорий характеризуется почвами зоны подзолистых почв Приалданской горной почвенной провинции. Господствующие в провинции подбуры и подзолистые почвы формируются по установленным закономерностям, а различия в их генезисе обусловлены только неодинаковой скоростью эрозионного «омоложения» почвенного профиля в условиях активного влияния пирогенеза [2]. Ведущим фактором, определяющим главные закономерности в распределении почв в горных областях, служит строение поверхности, обусловливающее возникновение котловинного эффекта, по-разному выраженного в горах и на плоскогорье. В горных типах структур, в отличие от плоскогорного, широко представлен гольцовый пояс. Также характерна асимметрия склонов, где наблюдается взаимодействие солярной и циркулярной экспозиций. Котловинное воздействие – это депрессионно-барьерное воздействие крупного межгорного понижения [4]. Последнее в общем оценивается посредством уменьшения влажности воздуха и годового количества осадков, ростом летних и уменьшением зимних температур воздуха в межгорных котловинах по сравнению с окружающими водоразделами. На территории Южной Якутии аналогичным образом изменяются показатели в Томмотской, Чульманской и Токинской котловинах (см. таблицу).

Строение почвенного покрова Центральной и Южной Якутии представляет яркий пример того, что зональные почвы могут находиться за пределами своей зоны вследствие проявления долинно-котловинного эффекта. Степень и характер выраженности последнего многообразны и зависят от ряда причин: географического положения страны, абсолютных высот местности, степени расчленения рельефа территории, глубины вреза долин, котловин и их размера, состава почвообразующих пород и других.

В таблице на примере трех котловин Южной Якутии и Центральноякутской депрессии приведены тренды и количественные изменения основных климатических показателей в пределах их почвенно-растительных катен на отрезках днища котловины водораздел северного склона. Для этого использовались среднемноголетние данные по семи метеорологическим станциям [5]. Для Токинской котловины фактические метеоданные по водо-

Климатические показатели долинно-котловинной зональности Центральной и Южной Якутии

Наименование	Метеостанция	Положение в рельефе	Широта местности, °с ш	Абсолютная высота местности, м	$t_м$, °C	$t_ч$, °C	$t_г$, °C	$Q_г$, мм	$Q_в$, мм	E, мм	Σt>10 °C, °C	$K_у$	$K_г$
Центрально-якутская депрессия	Добролет	Водораздел	60°49'	468	16,4	-32,8	-7,8	302	202	393	1250	0,5	245
	Якутск	Долина	62°04'	99	18,7	-43,2	-10,3	202	143	502	1565	0,3	302
	X*										1408	0,4	274
	ΔX**				-0,6	+2,8	+0,7	+27	+16	-30	-85	+0,06	-15
Томмотская котловина	Алдан	Водораздел	58°41'	676	16,8	-27,8	-6,2	546	386	373	1281	1,0	230
	Томмот	Котловина	59°00'	283	17,3	-35,7	-8,5	379	264	318	1370	0,8	272
	X*										1326	0,9	251
	ΔX**				-0,1	+2,0	+0,6	+43	+31	+14	-23	+0,05	-11
Чульманская котловина	Нагорный	Водораздел	55°58'	861	15,1	-30,2	-7,8	556	469	301	1076	1,6	245
	Чульман	Котловина	56°51'	671	15,9	-36,6	-9,4	496	388	306	1158	1,3	280
	X*										1117	1,5	263
	ΔX**				-0,4	+3,4	+0,8	+32	+43	-3	-43	+0,15	-18
Токинская котловина	1750 м	Водораздел	-	1750	11,1	-24,6	-3,7	729	613	259	-	2,4	193
	Токо	Котловина	56°09'	858	14,9	-39,8	-11,2	435	328	277	1032	1,2	295
	X*										-	1,8	244
	ΔX**				-0,4	+ 1,7	+0,8	+33	+32	-2	-	+0,13	-11

* X – среднее значение климатических показателей, ** ΔX – изменение значений климатических показателей на 100 м подъема высоты.

разделу были получены расчетным путем, исходя из реальной морфометрической зональности почвенно-растительного покрова хребта Токинский Становик. Величина испаряемости, коэффициенты увлажнения и континентальности (по Иванову) были рассчитаны по соответствующим формулам. Из данных таблицы видно, что, независимо от вида, ороклиматогенные комплексы (Центральноякутская депрессия, межгорные котловины Южной Якутии), расположенные в меридиональном направлении на протяжении почти 1000 км, имеющие различную глубину вреза и абсолютные отметки днищ, характеризуются однотипной тенденцией изменения климатических показателей. С продвижением от днища (долины, котловины) по склону к прилегающему водоразделу уменьшаются среднемесячная температура самого теплого месяца – июля ($t_и$), испаряемость (E), сумма активных t>10 °C и коэффициент континентальности климата ($K_а$), и в то же время увеличиваются среднемесячная температура самого холодного месяца – января ($t_я$) и среднегодовая ($t_г$), среднегодовое количество осадков ($Q_г$) и количество осадков за вегетационный период ($Q_в$), а также коэффициент увлажнения ($K_у$). Подобную тенденцию изменения климатических показателей, вследствие влияния долинно-котловинного эффекта А.К. Коноровский назвал «эффектом криоаридной котловинности» [2]. В общем его влияние проявляется в увеличении суровости климата и росте степени аридизации днищ средних и крупных расширений долин рек и межгорных котловин по сравнению с прилегающими водоразделами.

На основе усреднения крайних значений (водораздел, котловина) климатических показателей исследуемых ороклиматогенных комплексов (см. таблицу) и с учетом характерного для них строения почвенного покрова, т.е. состава почвенно-растительных катен, нам удалось произвести типизацию долинно-котловинной зависимости Центральной и Южной Якутии. Здесь мы предварительно выделяем следующие типы долинно-котловинной зональности:

1) супергумидный очень континентальный горнотундрово-таежный (Токинская котловина);

2) гумидный резкоконтинентальный горнотундрово-таежный (Чульманская котловина);

3) семигумидный резкоконтинентальный таежный (Томмотская котловина);

4) семиаридный резкоконтинентальный таежно-степной (Центральноякутская депрессия).

При этом для каждого типа долинно-котловинной зональности выделяется свой характеристический (маркерный) тип (подтип) зональных автоморфных почв: для первого типа зональности буроземы, для второго – подзолистые, для третьего – палевые выщелоченные и, наконец, для четвертого – мерзлотные черноземы.

Литература

1. Фридланд В.М. Проблемы географии, генезиса и классификации почв. М., 1986. 236 с.
2. Коноровский А.К. Зональность и мерзлотность почв Якутии. Якутск, 1990. 43 с.
3. Волковинцер В.И. Степные криоаридные почвы. Новосибирск, 1978. 208 с.
4. Оленев А.М. Воздействие макрорельефа на климат и ландшафтные комплексы. Свердловск, 1987. 88 с.
5. Справочник по климату СССР. Якутская АССР. Л., 1966, 1968. Вып. 24. Ч. 2, 4.

НЕОБХОДИМОСТЬ МОНИТОРИНГА ПОЧВ И ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА СТЕПНОЙ ЗОНЫ ХАКАСИИ В СВЯЗИ С ЗАСОЛЕНИЕМ

Н.В. Смоленцева
Томский государственный университет

Степная зона Хакасии принадлежит одному из многочисленных районов континентального засоления. Этому способствуют местные природные условия территории. Прежде всего это жаркий и сухой климат (аридная провинция), распространение засоленных осадочных отложений девонского возраста (с пластами гипса, доломитов, кристаллами галита, известковым и доломитовым цементом), близкое залегание к дневной поверхности минерализованных грунтовых вод, имеющих испарительный режим, и характеризующиеся слабым стоком. Сложившиеся природные условия способствуют накоплению легкорастворимых солей в почвенном профиле и широкому распространению различных засоленных почв в трансаккумулятивных и аккумулятивных частях рельефа. Солепроявление в степной зоне Хакасии наблюдается не только в почвах, но и в других компонентах ландшафта: засоление грунтов, биогенное накопление легкорастворимых солей, наличие минерализованных озер и грунтовых вод.

Естественные процессы континентального соленакопления усугубляются процессами вторичного засоления рассматриваемой территории, что приводит к снижению продуктивности земель и выведению их из сельскохозяйственного использования. Основной причиной развития вторичного засоления является практикуемый на большинстве оросительных систем режим орошения, который почти всегда дает переток влаги вглубь. Кроме этого, грунтовые воды подпитываются из Красноярского водохранилища и фильтрацией из оросительных систем, большая часть из которых неинженерного типа [1]. Грунтовые воды, поднимаясь, растворяют соли глубоких слоев грунта, повышают свою минерализацию и при достижении критической глубины залегания (1–1,2 м для песчаных почв и 2,5–3 м для суглинистых) начинают оказывать засоляющее действие на верхние горизонты почв. Вследствие повышения уровня минерализованных грунтовых вод увеличиваются площади почв, подверженных вторичному засолению.

Интенсивное воздействие человека на почвы и почвенный покров приводит к негативным, часто необратимым последствиям. За последние десятилетия накоплен огромный фактический материал по изменению свойств почв и почвенного покрова степной зоны Хакасии. Однако часто эта информация не удовлетворяет современным требованиям, так как не содержит нужных данных по динамике изучаемых процессов засоления и рассоления территории. В связи с этим необходимо организовать специальные наблюдения за состоянием почв, почвенного покрова и их антропогенном изменении с целью оценки, прогнозирования и своевременного предупреждения соленакопления. Другими словами, требуется введение постоянно действующей службы мониторинга.

Мониторинг должен включать систематические наблюдения за степенью засоления почв, процессами миграции легкорастворимых солей по почвенному профилю и по элементам рельефа, динамикой показателей почвенного плодородия. Однако мониторинг не может ограничиваться анализом лишь почвенных проб. Почва – важный компонент ландшафта, поэтому ее исследование неотделимо от изучения других составляющих (в частности от грунтовых вод), всех путей накопления засоляющих веществ. Таким образом, главными объектами мониторинга в условиях накопления легкорастворимых солей являются: почвы, почвенный покров и грунтовые воды.

Важнейшие задачи почвенного мониторинга включают [2]: 1) изучение факторов и процессов соленакопления, определяющих трансформацию (а часто деградацию) почв и почвенного покрова во времени и пространстве; 2) определение и оценку изменения свойств почв и почвенного покрова по сравнению с фоновыми участками; 3) контроль за засоляющими почву веществами; 4) выявление тенденций и прогнозирование изменений состава и свойств почв, а также структуры почвенного покрова.

На основе содержания легкорастворимых солей (весовые %) и содержания токсичных солей в почве (весовые %) определяется состояние почвенного покрова (таблица). Выделяются зоны экологического риска (ЭР), кризиса (ЭК) и бедствия (ЭБ).

Одним из важнейших результатов мониторинга почв является составление крупномасштабных карт состояния почвенного покрова. Они служат ценным материалом для оценки и прогнозирования направления и степени изменения почв под влиянием процессов педогалогене-

Критерии экологической оценки состояния почвенного покрова [3]

Показатели	Норма	ЭР	ЭК	ЭБ
Содержание легкорастворимых солей, весовые %	< 0,6	0,6–1	1–3	>3
Содержание токсичных солей в почве, весовые %	< 0,3	0,3–0,4	0,4–0,6	>0,6

за. Поэтому помимо степени, состава и ареалов засоления на картах отражаются и другие свойства (гранулометрический состав, содержание гумуса, pH и др.), а также вид сельскохозяйственных угодий.

Следующему объекту мониторинга – грунтовым водам – также должно уделяться высокое внимание, особенно на орошаемых территориях. Для того чтобы вовремя выявить влияние орошения на грунтовые воды, установить причины подъема их уровня и своевременно принять надлежащие меры, необходимо ввести системные наблюдения за уровнем, составом и минерализацией грунтовых вод. Тщательному химическому анализу следует подвергать также и поливные воды [4, 5].

Таким образом, мониторинг почв, почвенного покрова и грунтовых вод тесно связан с вопросами рационального использования земельных ресурсов и охраны почвенного покрова степной зоны Хакасии. Материалы мониторинга служат информационной базой для оценки и прогнозирования состояния почв и почвенного покрова при антропогенном воздействии, а также для рекомендации мероприятий по улучшению свойств почв.

Литература

1. Кусковский В.С. Геоэкология береговых зон глубоководных водохранилищ Алтае-Саянской области (АСО) // Сибирский экологический журнал. 2000. Т. 7. № 2. С. 123–135.
2. Емельянов А.Г. Комплексный геоэкологический мониторинг. Тверь, 1994. 89 с.
3. Виноградов Б.В., Орлов В.П., Снакин В.В. Биотические критерии выделения зон экологического бедствия в России // Известия АН. Сер. географ. 1993. № 5. С. 77–89.
4. Будыко Е.Н. Борьба с засолением почв при орошении. Ростов-на-Дону, 1953. 29 с.
5. Асталов С.В., Спенглер В.В. Предупреждение и борьба с засолением и заболачиванием орошаемых земель. М.: Сельхозгиз, 1956. 160 с.

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ГОРНЫХ ПОЧВ

Т.П. Соловьева
Томский государственный университет

В последнее время магнитная восприимчивость (МВ) нашла достаточно широкое и успешное применение в различных областях науки, в том числе науках о Земле. Магнитная восприимчивость почвенной массы является интегральным показателем МВ, унаследованной от литогенной основы и наложенной на нее в процессе почвообразования. Она формируется и длительное время сохраняется, изменяясь лишь при длительном воздействии экстремальных условий. По мнению В.Ф. Бабанина [1, 2], А.А. Лукшина, Т.И. Румянцевой, В.П. Коврига [3, 4] и многих других авторов – это достаточно стабильный во времени параметр.

Специфические особенности горного почвообразования накладывают отпечатки на формирование профиля почв и их свойства. Основной особенностью горных почв является маломощность и скелетность.

Изучались почвы Западного Саяна и Кузнецкого Алатау. На осевом хребте Саянского перевала на высоте более 2000 м над уровнем моря сформированы горно-тундровые и горно-луговые почвы, которые занимают самые высокие участки гор. Горно-тундровые почвы расположены в пределах крутого (25–35°) склона на разных высотах и сформированы на элювии и элюво-делювии глинистых сланцев и представлены горно-тундровыми перегнойными, горно-тундровыми торфянисто-перегнойными и горно-тундровыми торфянистыми. Магнитная восприимчивость всех почв имеет низкие величины χ, однако характер внутрипрофильного распределения различен. МВ в профиле горно-тундровой перегнойной почвы постепенно увеличивается от перегнойного горизонта ($0{,}26 \cdot 10^{-6}$ SGSM) к почвообразующей породе ($0{,}73 \cdot 10^{-6}$ SGSM). Мохово-лишайниковая растительность и избыточное атмосферное увлажнение обусловливают формирование перегнойного оторфованного горизонта, в котором процессы гумификации, гумусообразования и почвообразование в целом протекают в условиях повышенного увлажнения, что приводит к слабому накоплению ферромагнетиков. Кроме того, в этих условиях наблюдается процесс лимонитизации, приводящий к переходу сильномагнитных минералов в слабомагнитные и немагнитные. Органическая масса негумифицированных растительных остатков имеет очень низкие абсолютные значения χ. Примесь растительных остатков к минеральной части почвы понижает величину магнитной восприимчивости в целом.

В профиле горно-тундровой перегнойно-торфянистой почвы по морфологическим признакам и уровню МВ выделяется погребенный гумусовый горизонт темно-серой окраски и мелкозернистой структуры, что дает право предполагать ее полигенетичный характер. Возможно, первоначально она формировалась как горно-луговая почва, позднее, вероятно, в период более аридный, чем предыдущий, при усилении гумусообразования происходил синтез магнитных минералов, о чем свидетельствуют повышенные значения магнитной восприимчивости в горизонте АВ ($0{,}51 \cdot 10^{-6}$ SGSM). Однако, при смене гидротермических условий на более влажные, вновь произошло изменение в направлении почвообразовательного процесса: увеличение влажности повлекло снижение уровня МВ.

В почве наиболее увлажненного местообитания, занимающей депрессионное положение, – горно-тундровой торфянистой МВ наиболее низка. В ней отчетливо выделяется два торфянистых горизонта, четко различающиеся степенью разложения органогенного материала. Магнитная восприимчивость поверхностного в 4 раза выше, чем нижележащего. Вероятно, такое различие обусловлено наличием минеральных частиц мелкозема в торфе, привносимых ветром и поверхностным стоком с прилегающих территорий.

Горно-луговая субальпийская почва мало отличается от горно-тундровых почв как по характеру, так и по уровню МВ. Для всех почв высокогорного пояса характерны низкие значения магнитной восприимчивости верхних горизонтов, которые колеблются в пределах $0{,}26–0{,}32 \cdot 10^{-6}$ SGSM.

В пределах лесного пояса отрогов Западного Саяна распространены горно-лесные дерновые неполноразвитые почвы, сформированные на элюво-делювии глинистых сланцев и рассланцованных алевролитах. В связи с тем, что почвообразующие породы характеризуются низкой магнитной восприимчивостью, то и для почв в целом характерны невысокие ее значения. Следует отметить, что характер профильного распределения величины χ различен. Так, в почве на элюво-делювии глинистых сланцев относительный максимум МВ отмечен в горизонте АВ на глубине 20–30 см и составляет $1{,}88 \cdot 10^{-6}$ SGSM, а минимальные – в перегнойном ($0{,}34 \cdot 10^{-6}$ SGSM) и гумусовом ($0{,}50 \cdot 10^{-6}$ SGSM). В горно-лесной дерновой почве на рассланцованных алевролитах наблюдается увеличение с от $1{,}41 \cdot 10^{-6}$ SGSM в почвообразующей породе до $2{,}38 \cdot 10^{-6}$ SGSM в гумусовом горизонте, т.е. магнитный профиль имеет аккумулятивный характер. Такое различие во внутрипрофильном распределении МВ объясняется экологическими условиями формирования почв: в первом случае почва испытывала временное атмосферное переувлажнение, а во втором – нет.

Согласно вертикальной поясности, на дренируемых участках в верхней части лесного пояса на крутых и покатых склонах под пихтово-кедровыми лесами формируются горно-лесные бурые почвы. Их характерной особенностью является отсутствие признаков оподзоливания и слабовыраженная дифференциация профиля [5]. Этот факт подтверждается магнитными свойствами: МВ имеет низкие величины с ($0{,}44–0{,}89 \cdot 10^{-6}$ SGSM), слабо изменяющиеся внутри почвенного профиля, а в горизонте АВ отмечен относительный максимум, что коррелирует с распределением физической глины, в которой сконцентрированы вновь образованные ферромагнетики.

В лесостепном поясе были изучены горно-лесные серые почвы, которые формируются под лиственично-пихтовыми лесами с хорошо развитым наземным растительным покровом, доминантами которого являются хвощ и папоротник. Они расположены в транс-аккумулятивных позициях на восточном и западном склонах Абаканского хребта. Известно, что восточные склоны Кузнецкого Алатау, как и Западного Саяна менее увлажнены, чем западные, вероятно поэтому на западном склоне они формируются на высоте 860, а на восточном значительно выше – 980 м над уровнем моря. Занимая транзитное положение, почвы не испытывают избыточного увлажнения, обладают хорошей водопроницаемостью, так как имеют среднесуглинистый состав. Оподзоленность слабо проявляется морфологически, но результаты гранулометрического анализа показывают ясную дифференциацию профиля по количеству илистых частиц. Профильное распределение магнитной восприимчивости данных почв характеризуется большей дифференциацией, чем почв, рассмотренных ранее. МВ постепенно увеличивается от $2{,}73 \cdot 10^{-6}$ SGSM в почвообразующей породе до $5{,}76 \cdot 10^{-6}$ SGSM в A_2B горизонте и почти на единицу уменьшается в гумусовом. Это связано с увеличением здесь ила и магнитных минералов в нем.

В горной лесостепи, где создаются наиболее благоприятные условия для гумификации и гумусообразования, формируются горные черноземовидные почвы и горные черноземы выщелоченные. Природно-экологические условия способствуют образованию в них мощного, хорошо оструктуренного гумусового горизонта с благоприятным водно-воздушным режимом. Исследованная черноземовидная почва сформирована в транзитной позиции на кембрийских органогенных известняках. Кривая распределения МВ по профилю носит аккумулятивный характер: отмечено постепенное увеличение от почвообразующей породы к иллювиальному горизонту, и резкое к гумусовому горизонту АВ (12-17 см). Следует отметить, что именно на этой глубине было обнаружено наибольшее количество как гумуса, так и илистых частиц, являющихся основными источниками магнитных минералов.

В низкогорной части Абаканского хребта под луговой злаково-разнотравной растительностью на гранитах и песчано-мергелистых сланцах вскрыты горные черноземы выщелоченные. М.Г. Танзыбаев [5], изучая почвы Хакасии, отмечал, что горные черноземы располагаются прерывистым кольцом ниже зоны распространения горных серых лесных почв и приурочены к более прогреваемым элементам рельефа. В связи с местными особенностями климата почвы промерзают на большую глубину, а атмосферные осадки способствуют глубокому вымыванию карбонатов и легко растворимых солей.

Исследованные горные черноземы характеризуются невысоким содержанием гумуса и среднесуглинистым гранулометрическим составом с преобладанием фракций среднего песка и крупной пыли. Распределение магнитной восприимчивости носит отчетливый аккумулятивный характер. Особенным для почв этого типа является то, что МВ в гумусовом горизонте в 4 раза выше, чем в почвообразующей породе, а ее уровень зависит от характера породы. Граниты относятся к сильномагнитным породам, при их выветривании магнитная восприимчивость понижается, тогда как у слабомагнитных песчано-мергелистых сланцев повышается [2].

Таким образом, почвы высокогорного пояса характеризуются низкими величинами магнитной восприимчивости, которая зависит от степени увлажнения. Характер профильного распределения и уровень МВ почв средне- и низкогорного пояса обусловливается генезисом почвообразующих пород, их проведением при выветривании и природно-экологическими условиями формирования почв.

Литература

1 Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость некоторых типов почв Европейской части СССР // Вестник МГУ. Сер. биол., почвоведение. 1971. № 4. С. 121–124.

2 Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О. и др. Магнетизм почв. М.: Ярославль, 1995. 223 с.

3 Лукшин А.А., Румянцева Т.И., Ковриго В.П. Магнитная восприимчивость основных типов почв Удмурдской АССР // Почвоведение. 1968. № 1. С. 93–97.

4 Лукшин А.А., Румянцева Т.И., Ковриго В.П. Магнитная восприимчивость фракций механических элементов почв // Вопросы почвоведения и применения удобрений в Удмурдской АССР / Тр. Ижевского с-х. ин-та. Ижевск, 1974. Вып. 23. С. 131-138.

5 Танзыбаев М.Г. Почвы Хакасии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1993. 256 с.

ОБЫКНОВЕННЫЕ ЧЕРНОЗЕМЫ ЕНИСЕЙСКО-ИЮССКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

В.З. Спирина, Е.В. Фролова
Томский государственный университет

Енисейско-Июсское междуречье занимает часть территории Чулымо-Енисейской впадины, которая располагается на севере Хакасии. Наиболее распространенными почвами на данной территории являются обыкновенные черноземы средне- и маломощные, средне- и малогумусные, обладающие благоприятными физико-химическими показателями, в связи с чем эта часть степной зоны характеризуется большой распаханностью почв и развитым сельским хозяйством. Обыкновенные черноземы относятся к фации холодных западно- и среднесибирских. Они сформировались под влиянием своеобразных условий почвообразования и несут фациальные особенности.

Климат Енисейско-Июсского междуречья резко континентальный с очень холодной зимой и жарким летом. Его специфика во многом определяется строением рельефа и влиянием масс полярного воздуха, приносимого летом с территории Западно-Сибирской низменности [3]. Условия климата характеризуются несколько большим количеством атмосферных осадков (300–350 мм/год), менее длительным вегетационным и безморозным периодом по сравнению с другими частями Хакасии, с преобладанием дождевых вод над талыми. Сильные ветры весной, когда почва уже сухая, но еще нет растительности, вызывают пыльные бури, эрозию почв, происходит выдувание илистых частиц с поверхности почвы, и, следовательно, обеднение верхнего, самого плодородного слоя. Кроме того, маломощный снежный покров, а порой и его отсутствие, приводит к сильному и глубокому промерзанию почв и затем к медленному их оттаиванию, что в свою очередь является косвенным фактором развития эрозии.

Енисейско-Июсское междуречье представляет собой холмистую равнину со средними абсолютными высотами 250–400 м. Характерными формами рельефа являются холмистые поднятия, мелкосопочник и моноклинальные возвышенности, которые создают куэстовый рельеф. В понижениях располагаются бессточные озерные котловины, занятые солеными и пресными озерами, созданные поверхностным карстом и эоловыми процессами [3]. В условиях холмисто-сопочного рельефа почвообразующие породы представлены лессами, элювием и делювием красноцветных отложений, элювием кристаллических пород, делювиальными желто-бурыми тяжелыми суглинками и глинами, аллювиальными отложениями [2, 4]. Широко распространены красноцветные девонские отложения, всегда карбонатные с содержанием $CaCO_3$ – 5–10% и более. Кроме того, этим породам свойственно слабое засоление, причем основная масса солей представлена сульфатами [1].

По холмам и пологим увалам преобладает степная растительность с тонконогом, овсяницей и степным разнотравьем; с повышением высот, в холмисто-сопочных степях, резко начинают доминировать ковыли, по днищам логов и в понижениях произрастает пышная луговая растительность. Почвы, расположенные на разных частях склона, имеют различный по густоте травяной покров, что в свою очередь оказывает непосредственное влияние на строение гумусового профиля и, в частности, на мощность гумусового горизонта обыкновенных черноземов.

Своеобразие растительного покрова, геоморфологии, климатических условий, разнообразие почвообразующих пород Енисейско-Июсского междуречья наложило определенный отпечаток на формирование обыкновенных черноземов и их морфологические признаки.

Гумусовый слой черноземов подразделяется на два горизонта с разной степенью насыщенности гумусовыми веществами в верхней и нижней его частях. Мощность гумусового горизонта (А+АВ) небольшая и чаще всего составляет 27–54 см. Содержание гумуса с глубиной уменьшается, что связано с особенностями климата, когда основная масса корней сосредоточена в верхней небольшой части почвенного слоя. Для рассматриваемых почв отмечается наличие глубоких языков и карманов у нижней границы гумусового горизонта, что, по-видимому, связано с морозным растрескиванием, как следствием низких зимних температур, и незначительным снежным покровом и засыпанием трещин материалом гумусового горизонта.

Обыкновенные черноземы отличаются однородным сложением профиля, его минеральная часть слабо дифференцирована, отсутствует резко выраженный иллювиально-карбонатный и карбонатно-гипсовый горизонт. Карбонаты залегают на небольшой глубине (27–53 см) чаще в нижней части АВ, представлены пятнами пропитки, мицелярной формой и в виде белых мучнистых налетов на поверхности агрегатов. В исследуемых почвах отсутствуют признаки осолонцевания и осолодения, хотя некоторые почвообразующие породы иногда содержат легкорастворимые соли. В зависимости от почвообразующих пород в морфологии почв были выявлены некоторые особенности. Так, черноземы, сформированные на бурых делювиальных суглинках (разрезы 2, 8), отличаются от почв, развитых на других почвообразующих породах, более растянутым гумусовым горизонтом (52–53 см), а также ниже расположенной линией вскипания (52–53 см). Морфологические особенности строения почв, развитых на лессовидных суглинках (разрез 3), заключа-

ются в меньшей мощности гумусового горизонта (45 см) по сравнению с черноземами на бурых породах. Карбонаты представлены в основном в мицелярной форме, вскипание отмечается с глубины 45 см. Для них характерна высокая пористость, отсутствие легкорастворимых солей, они менее структурны. Мощность гумусового горизонта почв на красноцветных суглинках составляет 27–45 см, глубина залегания карбонатов 27–38 см, присутствует щебень.

По гранулометрическому составу черноземы представлены легко- (разрез 8), средне- (разрезы 3, 5) и тяжелосуглинистыми (разрезы 2, 6) разновидностями. По почвенному профилю в большинстве случаев гранулометрический состав однообразен, и только в черноземе на красноцветной породе (разрез 5) наблюдается его изменение от среднесуглинистого в гумусовом горизонте до тяжелосуглинистого в горизонте C_1. Преобладающими фракциями являются крупный и средний песок (37%), ил (до 35%), крупная пыль (17%). Развитие гумусово-аккумулятивного процесса способствует накоплению мелких частиц в верхней части профиля почвы, однако каких-либо закономерных передвижений илистой фракции по профилю исследуемых черноземов уловить не удается. Неодинаковое количество ила на разных глубинах, скорее всего, связано с неоднородностью почвообразующих пород. Крупная, средняя и мелкая пыль во всех черноземах представлена по генетическим горизонтам почти равномерно. Следует отметить, что в черноземах, сформированных на бурых и элювиально-делювиальных красноцветных суглинках, преобладающей фракцией является илистая (21–32%), что свидетельствует о тяжелосуглинистом составе почвообразующих пород.

По содержанию гумуса обыкновенные черноземы являются среднегумусными (6,3–7,2%) и только легкосуглинистые разновидности (разрез 8) относятся к малогумусным (4,5%). Такое содержание гумуса связано с тем, что степная растительность поставляет в почву много органических веществ, которые при недостатке влаги в летнее время медленно минерализуются, происходит консервация органических соединений и накопление их в форме гумусовых веществ. В горизонте АВ на глубине 30–54 см гумуса содержится от 2,3 до 4,9%, что свидетельствует о довольно резком его убывании вниз по профилю. Это связано с тем, что основная масса корней растений находится в верхней части гумусового горизонта, где и образуются основные запасы гумуса. Основной причиной такого содержания и распределения гумуса с глубиной в исследуемых почвах являются биоклиматические условия. Небольшое количество выпадающих осадков промачивает слой небольшой мощности, а глубокое промерзание почв и медленное оттаивание препятствует проникновению корней растений и образующихся подвижных органических соединений вглубь профиля. В результате этих причин гумус сосредоточен в слое почвы малой мощности.

В связи со значительным содержанием гумуса и ила рассматриваемые почвы имеют большую величину емкости поглощения. В верхних горизонтах, где сосредоточена основная часть гумуса, величина емкости поглощения составляет 30–40 мг-экв/100 г почвы, вниз по профилю резко уменьшается в связи с уменьшением содержания гумуса. Основная часть почвенного поглощающего комплекса черноземов занята поглощенными кальцием и магнием. Максимальное накопление поглощенных оснований отмечается в верхних горизонтах, сумма которых измеряется величиной 30–39 мг-экв/100 г почвы. Книзу почвенного профиля, несмотря на резкое падение гумуса, сумма обменных оснований уменьшается относительно постепенно. В составе поглощенных катионов во всех горизонтах почвенного профиля основная роль принадлежит кальцию (6–30 мг-экв/100 г почвы) и в меньшем количестве содержится магния (2–8 мг-экв/100 г почвы).

Верхняя граница карбонатного горизонта в обыкновенных черноземах располагается на различной глубине, поэтому вскипание от соляной кислоты колеблется на глубине 27–53 см. Распределение карбонатов по профилю почв неравномерное. Хорошо прослеживается максимальная концентрация карбонатов, приуроченная к верхней границе карбонатного горизонта, что является характерным не только для данных почв, но и, как отмечает В.А. Хмелев [5], вообще свойственно черноземообразованию. Количество карбонатов кальция в черноземах, развитых на разных почвообразующих породах, не одинаково. Так, в обыкновенных черноземах, сформированных на элювиально-делювиальных красноцветах, количество карбонатов максимально (8–9%) по сравнению с черноземами, развитыми на лессовидном суглинке (4–6%), что связано с неодинаковой карбонатностью почвообразующих пород.

Реакция среды, как известно, является одной из наиболее важных характеристик физико-химического состояния почв. Она зависит от глубины залегания карбонатного горизонта, особенностей внутрипрофильного распределения углекислых солей. В верхней бескарбонатной части профиля обыкновенных черноземов реакция среды нейтральная или близкая к нейтральной (pH водной суспензии 7,0–7,2), а в нижней, обогащенной карбонатами, изменяется до щелочной.

Содержание азота в почвах находится в прямой зависимости от количества и качества в них гумуса. Результаты определения валового азота в почвах Енисейско-Июсского междуречья свидетельствуют об их значительном богатстве данным элементом питания. В верхних горизонтах исследуемых черноземов количество азота колеблется от 0,25 до 0,41%, при максимальном содержании его в обыкновенном черноземе, развитом на лессовидном суглинке (0,41%), и минимальном – в почве легкого гранулометрического состава, развитой на красноцветных породах девона. Характер поведения этого элемента

в профиле почв аналогичен внутрипрофильному распределению гумуса. Легкогидролизуемый азот среди гидролизуемых форм является наиболее подвижным. В верхних горизонтах черноземов абсолютное значение легкогидролизуемого азота составляет 5,9–6,8 мг/100 г почвы. Наиболее высокая величина легкогидролизуемого азота отмечается в черноземе, развитом на лессовидном суглинке (разрез 3), наименьшее – на девонских породах.

Содержание обменного калия колеблется от 15,6 до 22,8 мг/100 г почвы. С глубиной количество его уменьшается. Причинами, объясняющими накопление калия в верхнем горизонте почв, являются, прежде всего, биогенные процессы.

Количество валового фосфора в верхней части почвенного профиля составляет 0,15–0,17%. Во всех почвах содержание этого элемента в нижних горизонтах значительно меньше (0,09–0,11%), чем в верхних, поскольку основная его часть находится в почве в виде фосфорорганических соединений.

Степень обеспеченности растений фосфором зависит не только от его валового количества в почве, сколько от того, в какой форме он находится, от его доступности растениям. В ходе исследований было установлено, что фосфор отличается небольшой подвижностью. Данные почвы по содержанию подвижного фосфора можно отнести к необеспеченным (3,4–4,5 мг/100 г почвы). Вниз по профилю, с изменением реакции среды, наблюдается снижение подвижности фосфора до 0,7–1,6 мг/100 г в горизонте $BC_к$. Это обусловлено наличием карбонатов, вследствие чего фосфор может быть связан в труднорастворимые фосфаты кальция. Полученные результаты анализа водной вытяжки обыкновенных черноземов дают представление о содержании в почве водорастворимых веществ, что позволило выявить степень и характер засоления черноземов. Профиль исследуемых почв, за исключением черноземов, развитых на красноцветных девонских суглинках, почти полностью отмыт от легкорастворимых солей. Анализ водной вытяжки показывает незначительное количество сухого остатка (0,05–0,2 %). Нижние горизонты профиля черноземов, сформированных на красноцветных суглинках, характеризуются более высоким содержанием легкорастворимых солей, о чем свидетельствует величина сухого остатка на глубине 130 см разреза 5–0,34%. Это обусловлено тем, что элювиально-делювиальные красноцветные толщи в ряде случаев засолены легкорастворимыми солями, причем засоление сульфатное. В случае вовлечения черноземов на данных породах в орошение следует особое внимание обратить на предотвращение вторичного засоления.

Таким образом, на территории Чулымо-Енисейского междуречья, которое характеризуется менее благоприятными климатическими условиями, неоднородностью рельефа и разнообразием почвообразующих пород формируются обыкновенные черноземы мало- и среднемощные, мало- и среднегумусные, легко-, средне- и тяжелосуглинистого гранулометрического состава. По содержанию основных элементов питания изученные почвы относятся к обеспеченным, однако основная часть этих элементов находится в труднодоступных для растений соединениях. Анализ водной вытяжки показал некоторую неоднородность количественного и качественного состава содержащихся в профиле обыкновенных черноземов солей и их зависимость от почвообразующих пород. Выявлено, что красноцветные материнские породы несут в себе большие потенциальные возможности к засолению почв.

Литература

1. Анатольева А И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1973. Вып. 190. 346 с.
2. Градобоев Н Д. Природные условия и почвенный покров левобережной части Минусинской впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 7–183.
3. Лиханов Б Н., Хаустова Н М. Физико-географические различия Красноярского края. // Природные условия Красноярского края. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 24–52.
4. Танзыбаев М.Г. Почвы Хакасии. Новосибирск: Наука, 1993. 256 с.
5. Хмелев В.А. Генетические особенности и некоторые свойства черноземов Присалаирья // О почвах Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 35–72.

СОВРЕМЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ АГРОЛАНДШАФТОВ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.А. Танасиенко, А.Ф. Путилин
Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск

В различные периоды своей истории Человек решал те или иные проблемы, возникающие перед ним. С вступлением в XXI век одной из наиболее важных задач становится обеспечение быстро растущего населения Земли продуктами питания на фоне деградации и уменьшения площади пахотных земель. Пахотно-пригодные земли во многих странах полностью освоены, а дальнейшее расширение пашни связано с применением мелиоративных работ, требующих больших капиталовложений. Однако это не всегда дает положительный эффект. Отчуждение сельскохозяйственных земель под строительство городов и поселков, прокладку новых автомагистралей, трубопроводов, линий электропередач постоянно продолжается. Наличие расчлененного рельефа в Западной Сибири, большие снегозапасы, накапливаемые в течение почти 150 дней, быстрое таяние снега на распахиваемых склоновых массивах стимулирует развитие эрозионных процессов. В итоге около 1,8 млн га пашни (10%) уже эродировано в той или иной степени. В результате развития так называемой плоскостной эрозии происходит снижение плодородия склоновых почв, что сказывается на урожайности возделываемых культур и недоборе значительного количества сельскохозяйственной продукции. В некоторых геоморфологических районах Западной Сибири, таких как Бие-Чумышская возвышенность, Приобье, водосборные бассейны собирательного типа, где в замыкающем створе концентрируется весь поверхностный сток талых и ливневых вод, стекающих с такого водосбора. Гранулометрический состав почв этих водосборов содержит до 50 и более процентов так называемой лессовой фракции (0,05–0,01 мм), явно водонеустойчивой. Концентрация водных потоков вкупе с высоким содержанием крупнопылеватой фракции почв приводят к развитию линейной эрозии, ежегодно полностью разрушающей сотни гектаров плодородных почв. Поэтому изучение процессов эрозии почв на агроландшафтах и сохранение плодородия почвенного покрова становятся актуальной задачей современности, приобретающей особую важность для будущих поколений.

Почвенный покров является специфическим природным органно-минеральным телом, возникшим в результате взаимодействия растительности, климата, рыхлых почвообразующих пород, живых и мертвых организмов. В процессе распашки почва лишилась основного естественного компонента – растительности, замененного на культурные агроценозы. Последние обладают меньшими защитными свойствами, поскольку вследствие специфики климатических условий Западной Сибири в отдельные периоды вегетационного сезона почва лишена растительного покрова.

Исследованиями установлено, что полнопрофильные (несмытые) почвы на различных элементах рельефа и экспозициях склона обладают различной мощностью гумусового горизонта. Один из основоположников отечественного генетического почвоведения П.А. Костычев показал, что на целинных склонах всех экспозиций, за исключением южной, содержание гумуса и мощность прокрашенного гумусом слоя бывает даже выше, чем на плакоре. Обедненность гумусом целинных склонов южной экспозиции он объяснял бедностью их растительного покрова. К аналогичному мнению еще раньше пришел В.В. Докучаев, проводя свои наблюдения в Велико-Анадольском лесничестве. Снижение гумусированности почв на склонах южной экспозиции он объяснял усилением дефицита влажности вследствие поверхностного стока. Следует учесть, что в Западной Сибири в зимний период дуют преимущественно юго-восточные ветры, снег на ветроударных склонах, как правило, сдувается в понижения. Поскольку в здешних условиях зимой почва лишена растительного покрова, который все-таки сохранялся в естественных условиях, в агроценозах на ветроударных и заветренных склонах формируется различной мощности снежный покров.

Вследствие повсеместной распашки пахотно-пригодных земель на склонах практически не осталось целинного участка, на котором можно было бы определить величину поверхностного стока талых и ливневых вод. Литературные источники сообщают, что в европейской части России коэффициент поверхностного стока на подобных массивах не превышает 0,4. Сток талых вод в лесных массивах (в Западной Сибири сток талых вод наблюдается практически ежегодно, в то время как ливневых вод – весьма редко и не повсеместно) еще меньше, чем на целинном участке, и варьирует в пределах 0,17–0,29. Если учесть, что в сельскохозяйственной зоне Западной Сибири количество твердых атмосферных осадков, в зависимости от снежности гидрологического года, колеблется в пределах от 66 мм в очень малоснежные годы до 142 мм – в очень многоснежные, величина поверхностного стока талых вод варьирует весьма широко. На отвальной зяблевой вспашке в очень малоснежные гидрологические годы сток талых вод, в зависимости от экспозиции склона, колеблется от 0 до 20 мм, в то время как в очень многоснежные годы его величина достигает 75–113 мм. Применение безотвальной обработки существенно сокращает поверхностный сток. На склонах юго-западной экспозиции коэффициент поверхностного стока равен 0,39. Примерно такой же поверхностный сток талых вод наблюдается на вариантах с плоскорезной обра-

боткой почв. Однако величина поверхностного стока на сельскохозяйственных угодьях резко увеличивается при возделывании многолетних трав. В этом случае коэффициент поверхностного стока талых вод варьирует в пределах 0,73–0,91.

Значительный поверхностный сток талых вод на склоновых массивах под агроценозом приводит к существенной потере твердой фазы почвы. Как показали многочисленные исследования на обрабатываемых склонах, отчуждение почвенного материала существенно больше, чем под естественной растительностью. Так, на склоновых массивах, где широко применяется отвальная вспашка, смыв твердой фазы почвы, в зависимости от снежности гидрологического года, варьирует в пределах 2–20 т/га. Безотвальная вспашка значительно сокращает поверхностный сток талых вод, что приводит к гораздо меньшему отчуждению почвенного материала (2–5 т/га). Минимальный смыв почвы наблюдается при применении плоскорезной обработки. В этом случае потери почвы не превышают эрозионно допустимой нормы и колеблются в пределах 0,5–2,0 т/га. На склонах, занятых естественными травами, смыв твердой фазы почвы не превышает 50–100 кг/га, а в березовом лесу – полностью отсутствует.

Важно подчеркнуть, что в Западной Сибири в лесостепной зоне зональной обработкой почвы выступает отвальная зяблевая вспашка. В последнее время кое-где начинают применять безотвальную обработку почвы. В связи с широким распространением дефляции почв в западных районах Новосибирской области и Алтайского края, а также на юге Омской области земледельцы применяют плоскорезную обработку.

Вышеприведенный материал показывает величину смыва твердой фазы почвы с ровных обрабатываемых склонов. При наличии ложбин, выраженных в рельефе, поверхностный сток формируется в виде ручьев разного порядка. Качественный переход поверхностного стока из микроструйчатого на ровных склонах в ручейковый, на склонах с выраженными ложбинами стока, обусловливает и резкое количественное изменение в отчуждении почвенного материала. Величина смыва в тальвегах ручьев резко возрастает и колеблется от 9–12 до 15–19 т/га. При этом зачастую смывается весь пахотный горизонт до плужной подошвы. Даже имеющие небольшое распространение в условиях резко континентального климата посевы озимой ржи в ложбинах стока смываются полностью, так как их корневая система не в состоянии противостоять потоку, запасшему большую кинетическую энергию. В процессе последующих обработок эрозионные рытвины (борозды) заравниваются, но в рельефе происходит абсолютное снижение тальвегов этих ложбин стока. Таким образом из года в год происходит медленный рост ложбинности склонов, так называемая гофрированность склонов, которая увеличивает объем поверхностного стока талых и ливневых вод, а также приводит к повышенному отчуждению твердой составляющей стока. В итоге мощность гумусового горизонта пахотных почв склона постепенно уменьшается. Если существующие темпы смыва сохранятся и впредь, то на современных сильноэродированных почвах земледельцы лишатся гумусового горизонта через 50–60 лет, на среднесмытых – 90–100 лет, а на слабосмытых – через 130–150 лет.

Существенные ежегодные потери твердой фазы почвы на пахотных склоновых массивах приводят к формированию нового почвенного покрова, в котором значительную долю составляют почвы с обособленным укороченным гумусовым горизонтом (слабо- и среднеэродированные). Поверхность гофрированных склонов представляет собой совершенно иную структуру почвенного покрова, где превалируют уже средне- и сильноэродированные почвы. В последних обособленный гумусовый горизонт отсутствует и пахотный слой представляет собой смесь гумусового и иллювиального горизонтов.

Процесс формирования поверхностного стока разных по генезису вод на той или иной территории происходит в пределах определенных типов водосборных бассейнов, начиная с самого малого (элементарного водосбора ложбины стока) и кончая водосбором крупной реки. Зарождение поверхностного стока наблюдается на всей площади любого водосбора, и водоразделы их являются границами, от которых начинается движение воды, образовавшейся на поверхности почвы.

В начальный период стока разных по генезису вод при минимальном уклоне медленное продвижение потока не приводит к смыву почвенного материала. С увеличением уклонов, что стимулирует рост скорости воды, начинают формироваться микроструи, в которых наблюдается турбулентное движение жидкости, возникновение которого обусловлено наличием микронеровностей на поверхности почвы. При этом существенно возрастает размывающее действие водного потока. Наконец скорость микроструй достигает размывающей скорости и начинается отрыв и транспортировка тонкодисперсного почвенного материала. Обычно подобное явление происходит на определенном расстоянии от линии водораздела. Это расстояние определяется уклоном поверхности, кинетической энергией потока, физико-химическими свойствами почв, наличием растительности и рядом других факторов. Ближе всего к водоразделу расположены слабосмытые почвы, ниже по склону сменяемые среднесмытыми. В нижней трети склона иногда встречаются сильносмытые почвы. В зависимости от протяженности склонов, конфигурации водосборного бассейна, продолжительности и степени антропогенной нагрузки (распашки) ареалы почв высокой степени смытости могут отсутствовать.

Общее наибольшее абсолютное снижение поверхности склонов наблюдается в ареалах наибольшей степени смытости. Нижележащие, более пологие, части склонов водосборов логов и их днища частично аккумулируют влекомый твердый материал с вышележащих участков склона, и тем самым происходит увеличение абсолют-

ных отметок их поверхностей. Эти процессы происходят крайне медленно, однако в настоящее время уже достоверно диагностируются и подлежат картографированию намытые почвы на днищах логов и балок, имеющие мощность гумусового горизонта, которая на 25–40% превышает таковую почв естественных водосборных бассейнов, не затронутых антропогенной деятельностью.

Таким образом, плоскостной смыв почв в антропогенных ландшафтах, с одной стороны, направлен на выполаживание крутых склонов водосборного бассейна, а с другой – на аккумуляцию, медленное выравнивание и погребение днищ логов и балок.

Кроме плоскостного смыва почв, широкую известность и распространение получила овражная эрозия. Это специфические эрозионные формы, созданные деятельностью временных водных потоков. В Западной Сибири чаще всего встречаются склоновые и донные овраги. Больше всего склоновых оврагов; ими поражены крутые долинно-балочные склоны. Глубина склоновых оврагов обычно колеблется в широких пределах – от 2–3 до 16–19 м, протяженностью от первых десятков до нескольких сот метров. В отдельных случаях их длина достигает нескольких километров. Вершина склонового оврага имеет свой водосбор, который по мере роста оврага уменьшается. С приближением вершины оврага к водоразделу кинетическая энергия потока разных по генезису вод сокращается на столько, что не в состоянии разрушить почвенный покров, и рост оврага прекращается. Однако денудационные процессы на склонах оврагов, направленные на их выполаживание, наблюдаются еще длительное время, и по экспериментальным данным составляют 70–80% жизни оврага. Склоновые овраги обычно развиты на крутых (10–15є) бортах долинно-балочной сети, которая имеет хорошее естественное задернение, противостоящее размывающему действию поверхностного стока талых и ливневых вод. Для зарождения оврага необходимо антропогенное нарушение растительного и дернового покрова; обычно такое происходит при прокладке грунтовых дорог вдоль склонов, устройстве карьеров, траншей и др. Наибольшее число склоновых оврагов наблюдается вокруг населенных пунктов.

Донные овраги прорезают днища древней суходольно-балочной сети. Зарождение оврагов этого типа происходит преимущественно при формировании пойменно-террасовых уступов, обычно возникающих в результате донной эрозии рек, вследствие медленных положительных тектонических движений. Пойменно-террасовый уступ подрезает устья логов и балок, образуя так называемые висячие устья, в которых под действием поверхностного стока талых и ливневых вод возникают водобойные колодцы, трансформирующиеся со временем в вершины оврагов. Для первичного нарушения дернины и образования водобойного колодца или просто вершины оврага требуется на порядок больше энергии, чем для дальнейшего роста оврага. При своем дальнейшем росте донный овраг подрезает устья ложбин стока, по которым начинают развитие новые овраги.

Таким образом, в зарождении и развитии склоновых оврагов антропогенный фактор имеет решающее значение. Зарождение донных оврагов обусловлено в основном естественными факторами – медленными положительными новейшими тектоническими движениями и донной эрозией рек. В общем развитии агроландшафтов деятельность оврагов носит катастрофический характер как по масштабам изменения облика рельефа, так и по быстроте действия, поэтому оврагообразование наносит наибольший урон окружающей среде. Особенно сильные экологические и экономические последствия вызывают донные овраги, так как они нарушают сложившееся на протяжении длительного времени устойчивое эрозионно-денудационное динамическое равновесие балок и логов. Когда же непосредственно на донный овраг своим устьем опираются склоновые, возникают целые овражные системы. Пораженность территории оврагами при этом достигает максимальных (1,6–2,7 км/км^2) значений. Необходимо отметить, что овраги растут на протяжении длительного (сто лет и более) времени и прекращают свой рост только при выработке продольного профиля равновесия либо при установлении угла естественного откоса на бортах, а также в случае полного задернения склонов и вершины оврага.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ ОБСЫХАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ ЮДИНСКОГО ПЛЕСА ОЗЕРА ЧАНЫ)

* М.Т. Устинов, ** В.А. Казанцев
* Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск
** Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул

Структурно-функциональная организация и проявление закономерностей почвообразовательных процессов на территории юга Западной Сибири имеют свои региональные особенности. Во-первых, они обусловлены наличием обилия озер. Только в Барабинской низменности Новосибирской области по данным А.Д. Панадиади [1] имеется 2555 озер, площадь водного зеркала которых 4918 км^2 (без учета небольших по площади озер). Вторая важная особенность почвообразования заключается в том, что оно идет не через болотную, а через дерново-луговую стадию развития с определенными фазовыми переходами, что связано с внутривековыми циклами увеличения степени аридизации территории.

Актуальность наших исследований, выполняемых на Юдинском плесе, основана на этих двух концептуальных особенностях почвообразования на территории юга Западной Сибири. Отчленение наиболее засоленного Юдинского плеса, имеющего минерализацию 4548–4908 мг/л в 1948 г. [2] от бессточного оз. Чаны в 1970 г. сделало Юдинский плес полигоном изучения быстро обсыхающих территорий с учащенной пульсацией акватории плеса с более короткими фазами трансгрессий и регрессий. Антропогенный фактор (отчленение Юдинского плеса) необходимо считать катализатором малого геологического круговорота в почвообразовательных процессах.

Имея в основе генетическое родство с почвообразовательными процессами бассейна озера Чаны, условно относящегося к южной лесостепи и представляющего реликт, приуроченный к древней ложбине стока, Юдинский плес имеет в настоящее время активное развитие широкого спектра почвообразовательных процессов от фаз начального почвообразования до полнопрофильного (зрелого) развития типов почв, ярко выраженных в структуре почвенного покрова.

Примененная практически методическая разработка картографирования и диагностики почв на ландшафтной основе, где картографической единицей является природное тело трансект-катена, позволило на геосистемном уровне исследовать генетические взаимосвязи, галогенетические сопряжения почв и структурно-функциональные особенности почвообразовательных процессов.

Рассматриваемая территория находится в черноземной зоне по географическому положению, но в силу ландшафтно-гидрогеологических особенностей зональные почвы черноземы здесь имеют весьма подчиненное значение, уступая место пестрому комплексу почв гидроморфного ряда – луговым, солонцам и солончакам.

Двухсторонняя глубокопрофильная катена отражает весь почвенный спектр обсыхающей территории Юдинского плеса от акватории озера (зеркала воды) до водораздела (гривы у с. Блюдцы). Она включает почвы: солончак на пойменно-слоистой, пойменно-слоистую, молодые солончаково-солонцовые комплексы, темно-серую осолоделую, сильно задернованную солодь, солончак-солонец, солончак на погребенном солонце, древние солончаково-солонцовые комплексы и чернозем выщелоченный.

В структуру почвенного покрова, формирующегося по принципам озерной поймы, закономерно вкраплены дюны прирусловой и притеррасовой поймы. Дюнообразование визуально прослеживается от зарождающихся форм (бугорок у кустика травы) до хорошо сформированных и зарастающих дюн. Наличие поверхностной опесчаненности территории и внутри почвенного разреза есть результат как циклической поемности, так и характерных процессов дефляции. Почвенная «память ландшафта», как показывают наши исследования, является и памятью обводненности и обсыхания территории – индикатором пульсаций обводненности оз. Чаны, а в настоящее время Юдинского плеса. Глубокопрофильные исследования почв позволили нам выявить фазовые периоды почвообразования. Наличие развитого солончака на погребенном с хорошо развитым профилем солонце – наглядный тому пример и сопряженный с данной многофазовой почвой солончак-солонец, где солонец имеет прямое родство с погребенным солончаком и находится в активной стадии почвообразования. Высокая более древняя пойма, вышедшая из-под влияния обводненности несколько десятилетий назад, носит более остепненный характер с формированием высокогумусных солонцов, на которых развиты хорошие сенокосы.

Можно сделать вывод, что почвенный покров юга Западной Сибири формируется в условиях:

- уменьшения общей увлажненности территории [3];
- интенсивной солнечной инсоляции и высоких летних температур;
- высокого стояния уровня грунтовых вод (0,2–1,9 м);
- повышенной минерализации грунтовых вод (10,9–54,8 г/дм^3);
- залегания на идеальной равнине и мелководья поверхности озера;
- внутривековых и внутригодичных колебаний уровня воды озера (ритмично-пульсирующая акватория);
- хорошо развитого микро- и мезорельефа;

- на Юдинском плесе главную роль сыграл антропогенный фактор – вычленение из бассейна оз. Чаны.

Это обусловливает процессы солепроявления, засоления, осолонцевания и осолодения почв в каждом почвенном профиле и повсеместно в структуре почвенного покрова.

Ретроспективный анализ пульсации водно-солевого режима давал основание для прогнозирования повышенной обводненности территории, приходящийся через два 11-летних цикла солнечной активности, что совпало со временем обследования Юдинского плеса в 2002 г. (год максимальной солнечной активности). Организованный мониторинг за фазами почвообразования попал на период высокого положения уровня грунтовых вод и продлится в период природного обсыхания территории (2003–2004 гг.).

Литература

1. Панадиади А.Д. Барабинская низменность. М., 1953. 232 с.
2. Попова Т.Г. Растительность водоемов // Растительные богатства Новосибирской области. Новосибирск: Изд-во СОАН СССР, 1961. С. 73–93.
3. Шнитников А.В. Озера Сибири и Северного Казахстана и многовековая изменчивость увлажненности степей // Тр. лабор. озероведения АН СССР. 1957. Т. 5. С. 5–63.

СОВРЕМЕННЫЕ ПОЧВЫ И ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ПАЛЕОПОЧВЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

* И.Н. Феденева, ** М.И. Дергачева, *** Н.В. Вашукевич
* Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск
** Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск
*** Иркутский государственный университет

Задачей палеогеографических исследований является проведение реконструкций географической среды прошлого и выявление направленности ее эволюции. На практике такие исследования связаны с изучением отдельных компонентов географической оболочки – рельефа, климата, растительного и животного мира, почв и др. При этом именно почвы являются природным образованием, отражающим в своем строении и свойствах различные особенности географической среды и сохраняющим их в своей «памяти». Изучение палеопочв различных временных отрезков четвертичного периода позволяет дополнить и уточнить палеогеографическую летопись, как отдельных регионов, так и обширных пространств континента Евразии – в целом.

В настоящей работе представлены результаты изучения современных почв и позднеплейстоценовых палеопочв в отложениях археологических объектов эпох среднего и верхнего палеолита Западного Забайкалья.

Изучаемый регион – центральная часть Западного Забайкалья – представляет собой сложную географическую систему, в структуре которой нашли отражение черты бореально-таежного и бореально-степного планетарных азиатских типов природы [1, 2]. В результате на небольшой территории фиксируются разнообразные ландшафты – от лесотундровых и горно-таежных до остепненных лугов и сухих степей. Для современного климата региона характерны резко выраженная континентальность, отрицательные среднегодовые температуры, длительный (более 7 мес) период существования отрицательных среднемесячных температур, незначительное количество атмосферных осадков (не более 300 мм в год в степных ландшафтах и 400–600 мм – в таежных).

Одним из объектов наших исследований были отложения многослойного археологического памятника Хотык-3, расположенного на южном склоне Хотыкского среднегорного массива. Радиоуглеродное и РТЛ датирование позволяет определить возраст осадков как вюрмский (W1–W2) [3].

Среди фракций мелкозема во всей изученной толще разреза Хотык-3 преобладают частицы среднего и мелкого песка, их суммарное содержание составляет 57–72%. Гранулометрические фракции распределены с глубиной равномерно, выделяются лишь прослои с незначительным накоплением частиц песка. Карбонаты кальция появляются с глубины 80 см от поверхности разреза, формируя здесь мощный высококарбонатный слой. В остальной толще количество $CaCO_3$ не превышает 5%. Сумма обменных катионов ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$) в осадках невысока, ее величина колеблется от 5 до 14 мг-экв/100 г. Удельная магнитная восприимчивость массы осадка меняется в значительной степени: максимальных величин она достигает в профиле современной почвы, затем постепенно снижается и до глубины 150 см остается практически неизменной. В нижней части толщи наблюдается переслаивание осадков с относительно высокими и относительно низкими значениями магнитной восприимчивости.

Гумусовые вещества представлены в основном фульвокислотами (ФК), содержание которых составляет в среднем вне профиля современной почвы 50% от $C_{орг}$, хотя их распределение с глубиной очень неравномерно. Гуминовые кислоты (ГК) обнаруживаются в меньшем количестве. Отношение углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот ($C_{гк}:C_{фк}$) в нижней части толщи (до глубины 180 см) минимально, его величина изменяется от 0,1 до 0,3. Затем на глубине 150–175 см наблюдается увеличение доли ГК в составе гумуса, а на глубине 80-130 см фиксируется толща, в которой ГК отсутствуют. Выше по разрезу происходит накопление гуминовых кислот, а на глубине 40–60 см величина $C_{гк}:C_{фк}$ достигает максимальных для всего разреза значений – 1,0–1,3. В горизонте А1 современной почвы отношение $C_{гк}:C_{фк}$ составляет 0,8–0,6.

По сочетанию признаков педогенеза в разрезе можно выделить остатки профилей двух палеопочв, которые были сформированы, судя по имеющимся датировкам, во время первого потепления (палеопочва 1) и во время оптимума (палеопочва 2) каргинского межстадиала. Эти палеопочвы фиксируются как морфологически, по потемнению на фоне общей светлой (светло-палевой) окраски, так и аналитически, по изменению основных характеристик минеральной и органической составляющих осадков.

Палеопочва 1 характеризуется относительным увеличением содержания органического углерода в верхней части и постепенным убыванием его количества – вниз по профилю (табл. 1). В верхней части также возрастает доля гуминовых кислот в составе гумуса, и отношение углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот достигает здесь 0,52. В нижней части профиля наблюдается накопление карбонатов кальция и илистых частиц, тогда как сумма обменных катионов изменяется незначительно. Величина удельной магнитной восприимчивости изменяется в пределах профиля палеопочвы 1 незакономерно, максимальных значений она достигает в

средней части, в которой также незначительно увеличивается отношение $C_{гк}:C_{фк}$. Возможно, эта часть профиля палеопочвы 1 отвечает еще одной стадии в развитии палеоэкологических условий.

В целом формирование палеопочвы 1 происходило в степных ландшафтах холодных фаций, широко распространенных в настоящее время на территории Забайкалья. По характеру проявления основных почвообразовательных процессов эта палеопочва аналогична современным каштановым мучнистокарбонатным [4] или степным криоаридным мало- и среднегумусным [5] почвам. Климатические условия во время формирования палеопочвы 1 могли быть следующими: среднегодовые температуры воздуха составляли -2...-3 °С, сумма биологически активных температур достигала 1900-2000 °С, а осадков выпадало в среднем 200-260 мм в год.

Для палеопочвы 2 характерно существенное (по сравнению с вмещающими отложениями и с палеопочвой 1) накопление органического углерода, достигающего в верхней части профиля 0,55 % от массы мелкозема (табл. 1). С глубиной количество гумусовых веществ убывает постепенно. Долевое участие гуминовых кислот в составе гумуса в горизонте А1 палеопочвы 2 максимально для всего изученного разреза: лишь здесь гуминовые кислоты преобладают над фульвокислотами, и отношение углерода ГК к углероду ФК больше 1,0, что свидетельствует о благоприятном сочетании биоклиматических условий во время образования этой палеопочвы. Вниз по профилю количество гуминовых кислот постепенно убывает, а в горизонте В исчезает, и гумусовые вещества представлены исключительно фульвокислотами. Карбонаты кальция появляются лишь в горизонте В, образуя здесь мощный высококарбонатный слой. В составе поглощенных катионов преобладает Ca^{2+}, а сумма их в целом постепенно увеличивается сверху вниз по профилю. Величина удельной магнитной восприимчивости почв изменяется незначительно, колеблясь между значениями 1,1 и $1,2 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ.

Палеоэкологические условия формирования палеопочвы 2 были благоприятны для активного развития процессов гумусо- и почвообразования. Господствовавшими ландшафтами в это время были лесостепи, где, судя по сочетанию признаков педогенеза, формировались аналоги современных забайкальских черноземов малокарбонатных и бескарбонатных. При этом среднегодовая температура воздуха могла колебаться от -1,5 до -4 °С, сумма температур воздуха выше 10°– достигать 1500-1600 °С, а количество выпадающих осадков – составлять 280-400 мм в год.

В верхней части вскрытых отложений памятника Хотык-3 выделяется горизонт А1 современной почвы (табл. 1). Для него характерно высокое накопление гумусовых веществ (до 1,80 % $C_{орг}$), гуматно-фульватный состав гумуса (отношение углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот в верхнем образце горизонта составляет 0,82), отсутствие карбонатов кальция, преобладание ионов Ca^{2+} в составе поглощающего комплекса и близкая к нейтральной реакция среды. Эти признаки отвечают современным биоклиматическим условиям сухой степи холодной фации, в которых формируются темно-каштановые мучнистокарбонатные почвы [4].

В отложениях многослойного археологического памятника Варварина гора, также расположенного в изучаемом регионе (в левобережной части р. Брянка), можно выявить остатки профилей палеопочв, сопоставимые по времени формирования, педогенным признакам и условиям почвообразования с рассмотренными выше палеопочвами 1 и 2 в разрезе Хотык-3 (табл. 2).

Палеопочва 1 характеризуется относительно высоким содержанием органического углерода, которое постепенно снижается с глубиной, значительным количеством кальция и щелочной реакцией среды. Величина удельной магнитной восприимчивости постепенно увеличивается вниз по профилю, хотя абсолютные ее величины во всем разрезе памятника Варварина гора значительно выше по сравнению с отложениями разреза Хотык-3. В

Таблица 1

Основные характеристики палеопочв (археологический памятник Хотык-3)

	$C_{орг}$, %	$\chi \cdot 10^{-6}$	$Ca^{2+}+Mg^{2+}$, мг-экв/100 г	$CaCO_3$, %	Ил, %	ГК, % к $C_{орг}$	ФК, % к $C_{орг}$	$C_{гк}:C_{фк}$
Палеопочва 1 (горизонт А1)	0,15	1,26	11,2	1,6	7,48	23,3	44,6	0,52
	0,17	1,24	11,1	1,2	7,28	16,3	48,6	0,34
	0,15	1,41	10,6	2,1	7,84	18,5	47,9	0,39
	0,16	1,06	11,2	3,7	10,48	9,1	62,8	0,14
Палеопочва 2 (горизонты А1 и В)	0,55	1,09	5,8	0,0	–	29,7	23,1	1,29
	0,42	1,12	5,8	0,0	–	20,2	20,1	1,00
	0,30	1,21	4,4	0,0	–	18,5	39,3	0,47
	0,22	1,09	14,0	0,0	–	16,7	38,4	0,43
	0,30	1,15	8,4	11,5	–	0,0	55,0	0,0
	0,30	1,05	10,4	12,7	–	0,0	45,2	0,0
	0,30	1,06	8,8	11,9	–	0,0	60,3	0,0
	0,29	1,01	10,4	11,5	–	0,0	57,7	0,0
	0,23	1,18	10,0	6,6	–	0,0	58,6	0,0
Современная почва (горизонт А1)	1,80	1,99	6,2	0,0	–	15,9	19,5	0,82
	1,28	1,75	5,8	0,0	–	14,5	22,8	0,64
	0,85	1,45	4,6	0,0	–	20,2	29,0	0,70

Таблица 2

Основные характеристики палеопочв (археологический памятник Варварина гора)

	$C_{орг.}$ %	$\chi \cdot 10^{-6}$	$pH_{водн}$	$CaCO_3$, %	Ил, %	ГК, % к $C_{орг}$	ФК, % к $C_{орг}$	$C_{гк}:C_{фк}$
Палеопочва 1 (горизонты A1 и B)	0,79	5,16	8,94	35,9	10,8	10,9	30,0	0,36
	0,59	5,78	9,08	31,4	10,8	5,0	34,0	0,15
	0,45	6,98	9,14	36,7	12,0	6,8	28,1	0,24
	0,37	9,41	8,98	23,6	11,2	5,0	40,9	0,12
	0,26	8,03	9,05	13,5	10,9	5,5	55,7	0,10
Палеопочва 2 (горизонты A1 и AB)	0,07	8,47	8,15	0,0	5,6	28,5	24,5	1,20
	0,09	7,79	8,05	0,0	7,6	20,0	49,4	0,41
	0,09	10,93	8,06	0,0	6,7	13,7	63,8	0,22
	0,14	8,11	8,78	0,4	6,8	11,6	46,0	0,25

составе гумуса преобладают фульвокислоты, а величина отношения $C_{гк}:C_{фк}$ в верхнем образце из ископаемого горизонта A1 составляет 0,36.

Образование гумусового горизонта палеопочвы 1 могло происходить в степных криоаридных условиях, аналогичных условиям образования палеопочвы 1 в отложениях памятника Хотык-3, а сформировавшаяся при этом почва по своим свойствам сопоставима с современными каштановыми мучнистокарбонатными почвами.

Для палеопочвы 2 (табл. 2) характерно при невысоком содержании общего органического углерода значительное (максимальное для всего разреза) накопление гуминовых кислот и уменьшение доли фульвокислот в составе гумуса: в верхней части горизонта A1 фиксируется прослой, в котором ГК преобладают над ФК, и отношение $C_{гк}:C_{фк}$ достигает 1,2.

Условия образования палеопочвы 2 были благоприятны для почвообразования по сочетанию тепло- и влагообеспеченности. Как и при образовании палеопочвы 2 в разрезе Хотык-3, господствовали ландшафты лесостепи, и формировались почвы, близкие по своим параметрам современным черноземам малокарбонатным и бескарбонатным.

Сопоставление результатов изучения палеопочв в отложениях различных археологических объектов, расположенных в изучаемом регионе (Хотык-3, Варварина гора, Каменка), позволяют предположить, что ландшафтно-климатические условия в течение позднего плейстоцена в центральной части Западного Забайкалья менялись в диапазоне от криоаридных степей до северных лесостепей, лишь в редких случаях достигая условий, характерных для южной части южнотаежных ландшафтов.

Проведение дополнительных исследований позволит в дальнейшем представить более детальную картину эволюции палеоландшафтов позднего плейстоцена в Западном Забайкалье и выявить колебания природных условий, сопоставимые по времени с вековыми и тысячелетними циклами.

Литература

1. Фадеева И.С. Селенгинское среднегорье. Улан-Удэ: Бургиз, 1963.
2. Буянтуев Б.Р. Физико-географическое описание // Геология СССР. Т. XXXV. Ч. 1. Бурятская АССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 16-35.
3. Лбова Л.В. К проблеме перехода от среднего к верхнему палеолиту (материалы Западного Забайкалья) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2002. № 1(9). С. 59-75.
4. Ногина Н.А. Почвы Забайкалья. М.: Наука, 1964. 314 с.
5. Волковинцер В.И. Степные криоаридные почвы. Новосибирск: Наука, 1978. 208 с.

ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ПОЧВЕННО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МИГРАЦИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ В ЛАНДШАФТАХ ЗОНЫ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛДАНА (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

* А.П. Чевычелов, * П.И. Собакин, ** В.Е. Ушницкий
* Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, г. Якутск
** Якутский государственный университет им. М.К. Аммосова

Особый интерес у исследователей вызывают экологические проблемы, связанные с разработкой на юге Якутии месторождений урано-ториевых руд, в частности группы урановых месторождений, расположенных на Эльконском горсте. Здесь, по данным Госатомнадзора Дальневосточного округа РФ, в процессе детальной геологической разведки было извлечено из недр и складировано на дневную поверхность более 1 млн т рудной массы. Общее количество урана, содержащегося в данной рудной массе, составляет около 2000 т. Это исходно предполагает значительное радионуклидное загрязнение почвенного покрова в зоне влияния отвалов. Учитывая то, что рудные отвалы находятся на поверхности, т.е. в области гипергенеза, уже почти 40 лет также логично полагать, что зоны техногенного загрязнения почв здесь занимают значительные площади. Поэтому данная радиоэкологическая проблема, в общем контексте проблема техногенеза почв Южной Якутии, требует глубокой проработки в ближайшее время с учетом всего комплекса особенностей гипергенной миграции естественных радиоактивных элементов.

Эльконский горст представляет поднятие в виде обособленного горного массива с абсолютными высотными отметками водоразделов более 1500 м и относительными превышениями 500–1000 м, находящееся на восточной окраине Центрально-Алданского рудного района и включающее ряд гидротермальных месторождений, приуроченных к мезозойским разломам северо-западного простирания в раннедокембрийском кристаллическом фундаменте Алдано-Станового щита. Данные месторождения являются наиболее крупным резервом урана в России [3]. Основной урановый минерал на всех месторождениях – титанат урана – браннерит. Торий и редкие земли в нем практически отсутствуют, однако имеются примеси вольфрама, ниобия и молибдена. Помимо браннерита типоморфными минералами руд являются сульфиды, из которых наиболее распространены пирит и молибденит [1].

Растительность представлена средне- и верхнетаежной лиственичной тайгой, а также горными тундрами. Высотная поясность растительного покрова обусловливает вертикальную зональность почвенного покрова,

Таблица 1

Физико-химические свойства почв

Горизонт	Глубина, см	pH		Гумус (ППП), %	Обменные катионы, мг-экв/100 г почвы				Ненасыщенность, %	Фракции, %, размер, мм	
		H_2O	KCl		Ca^{+2}	Mg^{+2}	H^+	Сумма		<0,001	<0,01
Подзолистая альфегумусовая (разр. 1Э-96)											
AO	0–2	3,6	3,3	84,7*	Не определялось				–	Не опр	Не опр
AOA1	2–5	2,9	2,2	17,2	8,2	3,1	17,3	28,6	60	5,8	16,3
A1A2	5–8	2,9	2,4	5,3	3,2	1,1	11,8	16,1	73	6,5	15,8
A2Bfe	8–18	3,1	2,7	2,4	1,8	1,2	12,4	15,4	81	12,0	22,5
CD	18–28	3,5	3,0	1,6	2,6	2,0	10,4	15,0	70	12,9	26,2
Подбур сухоторфянистый (разр. 2Э-96)											
AO	0–3	4,1	3,6	93,0*	Не определялось				–	Не опр	Не опр
A_T	3–8	3,6	2,8	47,1*	20,1	28,7	88,7	117,5	75	–	–
B_T	8–14	4,0	3,2	37,8*	16,9	7,0	66,1	90,0	73	–	–
BC_T	14–20	4,2	3,2	25,2*	16,4	8,7	40,0	65,1	61	–	–
Аллювиальная светлогумусовая (разр. 3Э-96)											
A	0–3	4,1	3,3	6,2	5,0	1,5	8,7	15,2	57	8,2	12,3
[AB]	3–7	4,1	3,3	7,5	2,6	2,0	7,8	12,4	63	8,9	17,3
B	7–11	4,6	3,7	1,6	2,4	1,2	7,4	11,0	67	5,9	12,9
BC	11–20	4,1	3,1	1,2	5,3	1,3	2,1	8,7	24	5,1	11,1

* – приведено значение потери при прокаливании

усложняемую экспозицией, крутизной и формой водораздельных склонов. На вершинах водоразделов, как правило, формируются подзолистые альфегумусовые почвы, на плосковыпуклых слонах южных экспозиций в зависимости от их крутизны – подбуры типичные и оподзоленные, на склонах северных экспозиций – подбуры сухоторфянистые. На плосковогнутых склонах северных экспозиций образуются торфянисто-болотные почвы, а по узким поймам – бортам ручьев и мелкотаежных речек формируются аллювиальные почвы. Климат исследуемого района на высотной границе горной тундры и лесотундры можно характеризовать как супергумидный и среднеконтинентальный. Все вышеназванные ландшафтно-климатические особенности Эльконского горста позволяют утверждать, что миграция элементов в ландшафтах здесь происходит в условиях крутосклонового горного рельефа, провальной фильтрации и промывного водного режима почвогрунтов, ненасыщенного биологического круговорота и безтранзитных вертикальных и латеральных потоков почвенного вещества. Последнее также подтверждается анализом свойств и состава исследуемых почв (табл. 1, 2).

Все исследуемые почвы маломощные, мощность их мелкоземистой части почвенного профиля, как правило, не превышает 30 см, а в результате того что они формируются на грубообломочном элюво-делювии кристаллических пород, обычно характеризуются легким супесчаным гранулометрическим составом (табл. 1), значительной гравелистостью и вследствие этого чрезмерно высокой провальной фильтрационной способностью. Все исследуемые почвы также очень сильнокислые, значения pHKCl в них колеблются в пределах 3, а в большей массе горизонтов подзолистой альфегумусовой почвы даже меньше этого значения. Подобные особенности данных почв мы объясняем двумя причинами. Во-первых, несбалансированным по зольным элементам биологическим круговоротом веществ, складывающимся в пределах горной тундры и лесотундры Эльконского горста под разреженными низкобонитетными лиственничниками и кедровостланиками с преобладанием в на-

Таблица 2

Состав водной вытяжки из почв

Горизонт	Глубина, см	Солевая формула	Минерализация, мг/л	РОВ*, мг/л	Сумма, мг/л	РОВ, % от суммы
Подзолистая альфегумусовая (разр. 1Э-96)						
A0A1	2–5	$\frac{HCO_3 13 Cl 13 SO_4 74}{(Na+K)18 Mg 19 Ca 63}$	1090	510	1600	32
A1A2	5–8	$\frac{HCO_3 17 Cl 17 SO_4 66}{(Na+K)17 Mg 50 Ca 33}$	400	420	820	51
A2Bfe	8–18	$\frac{HCO_3 31 Cl 31 SO_4 38}{(Na+K)22 Mg 47 Ca 31}$	430	150	580	26
CD	18–28	$\frac{HCO_3 29 Cl 29 SO_4 42}{Na 12 Mg 29 Ca 59}$	230	156	386	40
Подбур сухоторфянистый (разр. 2Э-96)						
$A_т$	3–8	$\frac{HCO_3 31 Cl 10 CO_3 59}{(Na+K)23 Mg 36 Ca 41}$	1400	930	2330	40
$B_т$	8–14	$\frac{HCO_3 25 Cl 8 SO_4 67}{(Na+K)9 Mg 17 Ca 74}$	1680	540	2220	24
$BC_т$	14–20	$\frac{HCO_3 53 Cl 13 SO_4 34}{(Na+K)21 Mg 26 Ca 53}$	1110	480	1590	30
Аллювиальная светлогумусовая (разр. 3Э-96)						
A	0–3	$\frac{HCO_3 31 Cl 15 SO_4 54}{(Na+K)23 Mg 23 Ca 54}$	470	330	800	41
[AB]	3–7	$\frac{HCO_3 27 Cl 14 SO_4 59}{(Na+K)11 Mg 48 Ca 41}$	500	390	890	44
B	7–11	$\frac{HCO_3 34 Cl 17 SO_4 49}{(Na+K)24 Mg 34 Ca 42}$	410	180	590	31
[illegible]	11–20	$\frac{HCO_3 25 Cl 25 SO_4 50}{(Na+K)32 Mg 31 Ca 37}$	550	180	730	25

* – растворенное органическое вещество.

почвенном покрове мхов и лишайников; во-вторых, спецификой состава элюво-делювия коренных пород исследуемой территории, имеющих сульфидную минерализацию. В процессе гипергенеза при окислении сульфидов и образовании серной кислоты происходит дополнительное насыщение почвенных растворов катионами водорода, т.е. их дополнительное подкисление. Все почвенное органическое вещество в исследуемых минеральных почвах (табл. 1, разр. 1Э-96, 3Э-96) сосредоточено в лесной подстилке и гумусово-аккумулятивном горизонте, ниже которых его содержание резко падает, т.е. профильное распределение гумуса – резкоубывающее. В поглощающем почвенном комплексе данных почв абсолютно преобладает обменный водород, вследствие чего они характеризуются высокой степенью ненасыщенности (>50%) обменными основаниями и, как уже говорилось, высокой актуальной и обменной кислотностью.

Вышеназванные особенности исследуемых почв еще больше подтверждаются при анализе состава их водных вытяжек (табл. 2). В составе анионов почвенных растворов абсолютно преобладает сульфат-ион, составляя от 38 до 74% от суммы анионов, что в полной мере подтверждает сульфидный характер минерализации коренных пород исследуемой территории. Среди катионов преобладает Ca^{+2}, составляя от 31 до 74% от суммы катионов. Таким образом, состав водных вытяжек данных почв может быть охарактеризован как сульфатный магниево-кальциевый, реже как сульфатный кальциево-магниевый. Интересно отметить, что внутрипрофильное изменение содержания минеральных солей и растворенного органического вещества (РОВ) в почвах четко отражает специфику протекающих в них почвообразовательных процессов. Так, относительное увеличение минерализации и уменьшение содержания РОВ в горизонте A2Bfe подзолистой альфегумусовой почвы связано с влиянием иллювиально-железисто-гумусового процесса, т.е. образования сорбционного барьера в почвах на пути вертикальной миграции хелатов Fe. А относительное увеличение содержания как минеральных солей, так и РОВ в горизонте[AB] аллювиальной светлогумусовой почвы обусловлено аналогичным увеличением здесь содержания гумуса, т.е. фронтальным погребением данного горизонта более молодым слоем аллювия.

Анализируя общее содержание минеральных солей и РОВ в растворах исследуемых почв, необходимо отметить главное – относительное содержание РОВ в них изменяется от 24 до 51% от суммы растворенных веществ. Это соответствует данным А.И. Перельмана, согласно которому в ультрапресных водах горной тайги Якутии РОВ составляет от 10 до 75% общей суммы растворенных веществ, а главным компонентом РОВ являются фульвокислоты – гумусовые вещества [2].

Таким образом, исходя из ландшафтно-климатических и почвенно-геохимических особенностей ландшафтов зоны урановых месторождений Эльконского горста, можно предполагать, что естественные радионуклиды ^{210}Pb, ^{226}Ra, $^{235,238}U$ здесь будут мигрировать в кислой окислительной обстановке при промывном характере водного режима почвогрунтов. При этом основной формой их водной миграции, в особенности изотопов U, будет являться растворенное органическое вещество, обеспечивая их высокую подвижность, а следовательно, и масштабы радиоактивного загрязнения почв геохимически сопряженных аккумулятивных фаций ландшафтов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ по проекту 02-04-49455.

Литература

1 Наумов С.С., Шумилин М.В. Урановые месторождения Алдана // Отечественная геология. 1994. № 11/12. С. 20–23.
2 Перельман А.И. Геохимия природных вод. М.: Наука, 1982. 157 с.
3 Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 395–397.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ И СВОЙСТВАХ СОЛОНЧАКОВ ХАКАСИИ

В.Ф. Шамшаева, А.В. Родикова, Н.В. Смоленцева
Томский государственный университет

К солончакам принято относить почвы, главным диагностическим признаком которых является постоянное наличие в профиле поверхностного горизонта, содержащего легкорастворимые соли в количестве, подавляющем рост и развитие большинства растений, за исключением галофитов. Этому соответствует содержание солей, переходящих в стандартную водную вытяжку, в верхнем слое почв не менее 1 % при хлоридно-сульфатном их составе или экологически эквивалентные показатели при иных типах засоления [2–4]. Для степной зоны Хакасии солончаки являются весьма характерным образованием почвенного покрова. Формирование их здесь стимулируется всем комплексом физико-географических условий, а именно засушливым климатом, депрессионным строением поверхности межгорных впадин Минусинского прогиба, широким распространением засоленных отложений древних морских бассейнов, процессами континентального соленакопления. Непосредственной причиной интенсивного развития соленакопления, которая составляет главный почвообразовательный процесс в солончаках, является испарительная концентрация минерализованных почвенно-грунтовых вод, подтягивающихся к поверхности супераквальных аккумулятивных ландшафтов. Занимая особое место в ряду засоленных почв, солончаки являются индикаторами современных геохимических процессов и выступают наглядным примером эволюции степных территорий.

Несмотря на то, что почвы галоморфного облика выделены в классификационных схемах еще самых первых исследователей почв рассматриваемого региона, обобщение и объективная типовая характеристика их вызывает до сих пор значительные трудности. В связи с этим целью настоящей работы явилось освещение вопросов происхождения и рассмотрение свойств солончаков степной зоны Хакасии на основании имеющихся фактических и опубликованных материалов.

Анализ природных условий свидетельствует, что развитие основного массива солончаков на изучаемой территории обусловлено предысторией современного почвообразования, ознаменовавшейся зарождением здесь обширных водоемов на рубеже плейстоцена-голоцена в результате прогрессирующего повышения среднегодовых температур и деградации многолетней мерзлоты. Дальнейшая прогрессирующая аридизация климата обусловила постепенное сокращение и осолонение озер, которые в настоящее время находятся на разных стадиях развития. Активными источниками солей явились коренные породы верхнепалеозойского комплекса, обогащенные эвапоритовыми минералами мелководных морских и лагунно-континентальных фаций. Интенсивное выщелачивание осадочных пород происходило еще при теплом и влажном климате первой половины голоцена, однако возможность концентрирования солевых продуктов выветривания в местных депрессиях и озерах реализовалась несколько позже. При прочих равных условиях наиболее минерализованными оказались воды озер, находящихся в поле развития красноцветных песчаников верхнего и вулканогенных толщах нижнего девона. Современная физико-географическая обстановка обеспечивает распространение различных форм существования озер – от крупных пресных и слабоминерализованных до мелководных сильноминерализованных и рассолов. С функционированием последних тесно связан гидрологический режим солончаковых супераквальных ландшафтов.

Солончаки степной зоны Хакасии согласно «Классификации почв России» (2000) представлены светлыми, темными и соровыми типами отдела галоморфных почв. В работах предыдущих исследователей в соответствии с «Классификацией и диагностикой почв СССР» (1977) они выделены на уровне луговых, типичных и соровых подтипов в типе гидроморфных солончаков.

Соровые солончаки являются первичными образованиями, формирующимися на месте полностью высохших или периодически высыхающих озер в сезонных и многолетних циклах. Многообразное проявление изменений объема вод озер отражает, как показано А.В. Шнитниковым [5], ритмический характер увлажненности, который особенно ярко выражен в резко континентальных областях. Периодическое исчезновение озер, галогенез в которых при усыхании достигает стадии мирабилита (а иногда поваренной соли и тенардита), приводит к образованию на обнажающихся днищах сплошных массивов соровых солончаков. В связи с большими солевыми запасами они обладают длительной устойчивостью и могут сохранять свой морфогенетический облик вплоть до следующего плювиального цикла. В случае прогрессирующего усыхания водоема развитие процессов на солончаковых территориях сводится к постепенному рассолению и поселению галофитной растительности в условиях понижения уровня грунтовых вод. Рассоление солончаков может происходить и в результате дефляции поверхностных солевых корок. Принимая во внимание активную ветровую деятельность в степной зоне Хакасии, можно думать, что эоловые процессы солепереноса являются одной из причин аккумуляции солей в черноземных и каштановых почвах склоновых поверхностей, не связанных непосредственно с засоленными почвообразующими породами.

Типичные и луговые солончаки могут быть как первичными, так и вторичными образованиями, т. е. сформировавшимися в результате засоления других типов гидроморфных почв (аллювиальных луговых и луговоболотных, собственно луговых), в комплексах с которыми они встречаются. Часть вторичных солончаков, особенно типичных, содержит в своей толще погребенные горизонты и профили почв, свидетельствующие о крупных колебаниях уровня озер и сложном развитии почвенного покрова водно-аккумулятивных территорий приозерных ландшафтов.

Морфологическое строение солончаков можно охарактеризовать схемой: S – Aca,s,(g) – (ABca,s,(g)) – Bca,s,g – (BCca,s,g) - Cca,s,g. Мощность профиля зависит от глубины залегания грунтовых вод и гранулометрического состава почвообразующих пород. В соровых солончаках она, как правило, не превышает 60 см, в луговых и типичных может достигать 1–1,5 м. Профиль большинства солончаков капиллярно увлажнен, вскипает от HCl с поверхности и слабодифференцирован на генетические горизонты. Обычно четко выражен верхний солевой горизонт, морфологические особенности которого, связаны с составом солей (при сульфатном засолении выделяется рыхлая мучнистая корка; при сульфатно-хлоридном – плотная белая; при смешанном содовом – темная, почти черного цвета). По всему профилю солончаков могут отмечаться потечные формы гумуса и следы оглеения. Вторичные солончаки сохраняют морфологические признаки почв, по которым они формируются.

Солончаки разнообразны по гранулометрическому составу, что обусловлено неоднородностью отложений, выполняющих приозерные понижения, в которых они формируются. В большинстве случаев солончаки характеризуются тяжелосуглинисто-глинистым гранулометрическим составом, значительно реже – легкосуглинистым и песчаным. При тяжелом гранулометрическом составе отмечается высокое содержание ила, которое может превышать 60% физической глины. Высокодисперсная часть солончаков в значительной степени пептизирована, что обусловливает многие отрицательные физические свойства солончаков. Профильное изменение гранулометрического состава бывает связано с дифференциацией литологических слоев почвообразующих пород и наличием погребенных горизонтов.

Общее количество легкорастворимых солей в профиле колеблется от 0,34 до 4,2 %, а в солончаках наиболее засушливой части степной зоны Хакасии может достигать 12 % и более. Наблюдается межтиповая дифференциация солончаков по характеру распределения солей в профиле, связанная с особенностями их генезиса.

Солевой профиль соровых солончаков часто тумбовидный и характеризуется очень постепенным снижением солей с глубиной. В ряде случаев даже в самых нижних горизонтах содержание солей остается на уровне 2–3 %. Отнесение таких образований к почвам возможно с известной долей условности. В географо-генетическом отношении рассматриваемые солончаки близкородственны к аналогичным образованиям озерных котловин Казахстана, Прибайкалья, Кулунды, Барабы, которые сформировались при периодическом участии субаквального галогенного осадкообразования на фоне общего усыхания и сокращения озерных акваторий.

В типичных солончаках солевой профиль четко выражен: основная масса солей сосредоточена в самой верхней части профиля при относительно пониженном их содержании в нижележащих горизонтах. Формирование солончакового профиля является непосредственным следствием интенсивного выпотного режима. Для луговых солончаков наиболее характерен динамичный солевой профиль с несколькими максимумами, образование которых связано с изменчивостью подпитывания верхних горизонтов в результате колебания уровня минерализованных грунтовых вод.

Химизм солончаков степной зоны Хакасии характеризуется широким спектром. В различных экологических условиях наиболее часто наблюдается формирование сульфатных, хлоридно-сульфатных и содово-сульфатных солончаков, более редко встречается хлоридно-содовый и сульфатно-содовый тип соленакопления. Основной фонд катионного состава солей представлен натрием и магнием. Дифференциация солей по их растворимости в солончаках встречается редко и проявляется, главным образом, в перераспределении по вертикальному профилю наиболее подвижных хлоридов.

Высокое содержание водорастворимых солей оказывает решающее значение на многие химические и физико-химические свойства солончаков. Реакция среды изменяется от 7,6 до 9,8 единиц pH. Щелочная или резкощелочная реакция среды обусловлена наличием карбонатных ионов в виде легкорастворимых солей. Слабощелочная реакция устанавливается только при явном сульфатном или хлоридно-сульфатном составе солей.

Солончаки изучаемой территории обычно слабогипсоносны и всегда насыщены карбонатами, общее содержание которых в пересчете на CO_2 составляет 1,1–10,5 %. Распределение карбонатов по профилю весьма изменчиво и не связано с общим характером распределения легкорастворимых солей, что является одним из свидетельств сложного режима формирования почвообразующей толщи.

Солончаки относятся к наименее гумусированным почвам степной зоны. Большинство из них развивается под фрагментарным покровом галофитной растительности и содержит не более 1–2 %. Щелочная реакция среды обусловливает высокую подвижность гумусовых веществ, поэтому гумусовый горизонт в солончаках часто не имеет четкого обособления. Повышенная гумусированность некоторых солончаков связана с остаточным характером аккумуляции органического вещества.

При незначительном содержании гумуса емкость поглощения солончаков определяется, прежде всего, гранулометрическим составом. Ее величина, судя по сумме

обменных катионов, составляет 11,0–38,8 мг-экв/100 г почвы. В составе обменных катионов преобладают кальций и магний. В солончаках с содовым засолением до 39–53% этих катионов представлено натрием.

Таким образом, одной из основных причин существенного разнообразия солончаков степной зоны Хакасии является различная история их формирования, тесно связанная с эволюцией озер и гидрологическим режимом окружающих их пространств. Процессы аккумуляции солей в аккумулятивных супераквальных ландшафтах характеризуются неустойчивым режимом, усложняемым периодическим субаквальным осадкообразованием, инверсиями соленакопления в отдельные влажные годы и дождливые сезоны, развеванием солончаков и переотложением солей в результате дефляции. Наибольшее значение для засоления почв имеют эвапотранспирационные расходы влаги в ксеротермические циклы и раннелетние периоды. Количественные результаты соленакопления определяются минерализацией грунтовых вод, условиями испарения и временем, в течение которого совершается передвижение восходящих растворов. Солевой состав же солончаков имеет более сложную зависимость от состава почвенно-грунтовых вод и, по-видимому, отражает определенный этап эволюции педогалогенеза. Формирование солончаков сульфатного и хлоридного засоления, несомненно, связано с привносом геохимическим стоком и аккумуляцией солей, образующихся в результате выветривания осадочных пород, которые слагают водосборные площади. Агентами формирования солончаков содового химизма являются вторичные солевые аккумуляции. Основной причиной, обусловливающей заметное присутствие соды в пониженных и слабодренированных местоположениях, следует считать метаморфизацию солевых растворов непосредственно галоморфных почв и сопряженных с ними почв транзитно-аккумулятивных и аккумулятивных ландшафтов в результате рассоления при изменении гидрологических условий. Есть основания полагать, что процессы образования соды в почвах гидроморфного ряда степной зоны Хакасии протекают комплексно и могут быть в определенной степени вызваны биохимическими реакциями десульфуризации [1]. По-видимому, перечисленные явления процессов содообразования непосредственно сказываются и на формировании состава озерных вод. Иначе трудно объяснить некоторое распространение в степной зоне Хакасии сульфатно-содовых озер, при наличии значительных скоплений гипса и других сульфатных солей в слагающих породах водосборных территорий.

Литература

1 Карнаухов Н.И. О биогенном процессе содонакопления в заболоченных почвах Средней Сибири // Изв. биолого-географического НИИ. Почвенно-ботаническая серия. Иркутск, 1969. Т. 21. С. 3–21.

2 Ковда В.А. Солонцы и солончаки. М.; Л.: АН СССР, 1937. 245 с.

3 Панкова Е.И., Ямнова И.А. О диагностике и солончаков // Почвоведение. 1993. № 10. С. 28–38.

4 Розанов А.Н. Опыт систематики солончаков // Опыт систематики засоленных почв СССР. М.: АН СССР, 1959. Ч. II. 101 с.

5. Шнитников А.В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., 1969. 243 с.

ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕНЕЗА НА ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА БАРАБЫ

Н.В. Шеметова
ФГУП ЗапсибНИИгипрозем, г. Новосибирск

Почва, являясь динамическим биокосным компонентом системы географического ландшафта, реагирует на изменения антропогенного характера.

Почвенный покров Барабинской низменности характеризуется протекающими процессами засоления и заболачивания, т.е. является экологически неустойчивым, это делает его уязвимым для антропогенного воздействия. Поэтому сегодня в свете произошедших экономических изменений и переориентации ведения производства проблема антропогенеза актуальна.

Влияние интенсивных антропогенных нагрузок привели к развитию процессов деградации почвенного покрова (уменьшение содержания органического вещества в почвах, засоление и др.).

Растительность, как более мобильный компонент биогеоценоза, быстрее реагирует на антропогенную нагрузку и характеризует произошедшие изменения во флористическом составе.

В качестве примера приводятся исследования двух туров почвенных и геоботанических исследований (1989–2000 гг.) почвенно-растительного покрова на ключевом участке Убинского района с привлечением архивных материалов и данных полевых исследований. Они позволяют проследить его состояние и дать оценку устойчивости к антропогенезу.

В процессе проведения работы применены методы: системного, сравнительного и аналитического анализов, моделирования при определении состояния изученности данной проблемы.

Выбранный ключевой участок отвечает всем требованиям репрезентативности и характеризует разнообразие почвенно-растительного покрова территории Центральной Барабы. Изученные участки в разной степени подвержены антропогенной нагрузке.

На пастбище с умеренной пастбищной нагрузкой, расположенном на черноземно-луговых солончаковатых почвах, растительность была представлена злаковой формацией. Основу травостоя составляли рыхлокустовые и кустовые злаки: Elytrigia repens, Puccinelia distans, Hordeum brevisubulatum, Poa angustifolia. Из разнотравья были отмечены: Galatella biflora, Artemisia glauca, A. laciniata, A. nitrosa, Limonium gmelinii и др. За 11-летний период наблюдений при увеличении пастбищной нагрузки произошла смена эдификатора формации, сопутствующих ему видов и ботанического состава травостоя. Теперь доминирующая роль принадлежит дерновинному злаку – Festuca psevdovina, ему сопутствуют: Koeleria gracilis, Elytrigia repens, Poa angustifolia, Puccinelia distans. Значительно увеличилась в травостое доля ксерофитного, ксерогалафитного непоедаемого разнотравья, представленного следующими видами: Artemisia glauca, A. laciniata, Galatella biflora, Eryngium planum, Potentilla argentea, P. bifurca, Achillea millifolium, Plantago media, Taraxacum bessarabicum и др.

Изменение вида землепользования нашло свое отражение в изменении физико-химических свойств черноземно-луговых почв. Основным следствием выпаса стало уплотнение почвы, которое тесно связано с уменьшением пористости, что способствует ухудшению водно-воздушного режима почвы и снижению её водопроницаемости. Эти факторы способствовали подтягиванию солей к поверхности почвы. Реакция среды гумусо-аккумулятивного горизонта является нейтральной (pH 6,8) при первом туре исследования, pH 7,4 при повторных исследованиях. Содержание гумуса в верхнем полуметре почвенного профиля уменьшилось с 8,33% (по Тюрину) до 4,54%.

Пастбища, находящиеся вблизи населенных пунктов, водоемов, проселочных дорог, летних стоянок скота испытывают интенсивную пастбищную нагрузку и являются сильно сбитыми. Почвенный покров представлен солонцами черноземно-луговыми солончаковыми глубокими и солонцовыми комплексами. Ранее (согласно архивным данным) растительный покров был представлен типчаковой формацией с Festuca psevdovina – многолетним пастбищевыносливым дерновинным злаком, который является её строителем. Многолетняя перегрузка пастбищ и интенсивность их эксплуатации привели к сбою растительности. Из травостоя выпали злаки, их вытеснило устойчивое к выпасу низкорослое разнотравье (средняя высота 5 см): Poligonum aviculare, Plantago media, Potentilla argentea. Уменьшение проективного покрытия травостоя (до 50%) отрицательно сказывается на микроклимате сообщества. В результате увеличивается прогреваемость почвы, уменьшается количество почвенной влаги. Пе-

ревыпас способствует увеличению концентрации солей, подщелачиванию почв (pH водной суспензии в первом этапе исследования 8,1, а при втором исследовании составила 9,0) деградации гумусового горизонта, обеднению почв элементами минерального питания растений.

В процессе работы были отмечены пастбищные выделы, не используемые в настоящее время. Как правило, это небольшие заболоченные контуры, расположенные в межгривных котловинах на лугово-болотных почвах. Растительность представлена осоковыми с Carex aspratilis и ячменевыми с Hordeum brevisubulatum формациями.

В результате проведенных нами исследований было установлено следующее: при выведении участков из пастбищеоборота во флористическом составе увеличилась доля мезо- и гигрофитов, что свидетельствует о дальнейшем заболачивании территории. При перевыпасе на суходольных участках увеличивается ксерогалофитизация растительного покрова, и, как следствие, проявление процессов вторичного засоления и осолонцевания.

ВЛИЯНИЕ ОРОШЕНИЯ НА ФИЗИЧЕСКИЕ И ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ БАРАБЫ

А.М. Шкаруба
Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск

Многие исследователи отмечают неоднозначность влияния орошения на физические и водно-физические свойства орошаемых почв, что обусловлено многими причинами – различными свойствами самих почв, качеством оросительных вод, технологией орошения, возделываемыми культурами и другими факторами.

Исследования физических и водно-физических свойств почв проводились на орошаемых массивах центральной части Барабинской равнины (Причановская депрессия). Орошаемые массивы расположены в основном на гривах и плоских повышениях. Почвенный покров территории комплексный и представлен на гривах и повышениях черноземами обыкновенными и выщелоченными, серыми осолоделыми и лугово-черноземными почвами. Низкие позиции рельефа заняты черноземно-луговыми почвами и различными солонцами. Гривы и повышения сложены более легкими породами, которые слабо засолены в сравнении с равнинной частью. Грунтовые воды под ними залегают на глубине 5–10 м.

Площадь орошаемых массивов в отдельных хозяйствах составляет 100–300 га. Поэтому здесь развивается инициативное орошение локального характера. Оросительная сеть закрытого типа. Орошаемые культуры – многолетние травы и овощи. Оросительные нормы составляют 800–3000 м³/га.

Из-за дефицита пресных вод для орошения вынужденно используются слабоминерализованные воды местных рек и озер переменного химического состава с минерализацией 0,3–2,5 г/л. Ирригационное качество оросительных вод изменяется от хорошего до весьма опасного типов. Слабоминерализованные воды особенно опасного и весьма опасного типов должны использоваться в качестве оросительных как дополнения к атмосферным осадкам.

Установлено, что гидрогеологическая и геохимическая обстановки на эксплуатируемых длительное время локальных оросительных системах не претерпели существенных изменений. Колебания уровня грунтовых вод (УГВ), динамика среднегодовых и средних вегетационных уровней ГВ орошаемых почв изменялись, в первую очередь, в соответствии с количеством выпадающих атмосферных осадков и во вторую – от реального орошения. Показатели УГВ орошаемых почв не вышли за рамки естественных колебаний, характерных для неорошаемых аналогов.

Орошение черноземов и лугово-черноземных почв щадящими поливными и оросительными нормами привело к слабому засолению и осолонцеванию почвенного профиля. Содержание солей в 2–3-метровой толще орошаемых почв увеличилось с 0,05–0,07 до 0,12–0,15%. Слабое засоление корнеобитаемого слоя обусловлено периодически промывным водным режимом, поэтому часть солей поливных вод выносится за пределы почвенного профиля.

Содержание поглощенного натрия в корнеобитаемом слое увеличилось, но его количество в основном не превысило 10% от суммы поглощенных катионов. За 11–13 лет орошения несолонцеватые почвы перешли в класс слабосолонцеватых. Однако и при более длительном орошении (19–27 лет, овощные культуры) чернозем выщелоченный оставался слабосолонцеватым.

За 10–15 лет орошения почв увеличилась подвижность и миграция гумуса в нижние горизонты. Переход по содержанию гумуса в почвенном профиле приобрел плавный характер. Отмечено, что в первые годы орошения содержание и запасы гумуса в пахотном слое несколько уменьшались. Однако с увеличением длительности орошения содержание гумуса в подпахотном слое приобрело тенденцию к увеличению и в дальнейшем стабилизировалось.

Под влиянием засоления и осолонцевания в орошаемых почвах произошли некоторые изменения физических и водно-физических свойств различной интенсивности.

Гранулометрический состав почв зоны аэрации представлен тяжелыми или средними суглинками, с часто встречающимися прослоями супесей и песков. Орошение черноземов и лугово-черноземных почв водами различного ирригационного качества не привело к заметному изменению их гранулометрического состава. Не отмечено элювиально-иллювиального перераспределения илистых частиц (как и других более крупных фракций) в профиле почв. Содержание илистой фракции в слое 0–40 см в орошаемых и неорошаемых аналогах составляет 31–33%. В результате диспергирующего воздействия щелочных вод содержание водно-пептизированного ила при орошении увеличилось вдвое, что свидетельствует об активизации процесса пептизации.

Черноземы и лугово-черноземные почвы Барабинской равнины обладают хорошей микроагрегированностью, что обусловлено преобладанием в их составе микроагрегатов наиболее крупных фракций (размером 0,25–0,05 и 0,05–0,01 мм), содержание которых в сумме достигает 60–85%. Фактор дисперсности в верхних горизонтах этих почв не превышает 10%. В результате 10-летнего орошения чернозема под многолетними травами содержание наиболее крупных микроагрегатов размером 1–0,25 мм в слое 0–40 см увеличилось в сравнении

Влияние орошения на показатели (в мм) водно-физических свойств некоторых почв Барабинской равнины (1 – неорошаемые, 2 – орошаемые)

Глубина, см	МГ		ВЗ		НВ		ДАВ	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Черноземы выщелоченные, лугово-черноземные								
0–20	19	21	30	28	66	67	40	37
20–50	32	37*	44	50*	62	90*	45	40*
50–100	52	57	74	78	141	135	63	57*
100–200	107	110	144	150	235	227*	84	77*
Глубокостолбчатый солонец (* – 2 года орошения)								
0–20	18	22*	24	30*	65	75*	41	45*
20–50	50	56*	67	75*	98	108	31	33
50–100	49	54	66	73*	166	186*	100	113*
100–200	42	45	42	60*	123	130*	81	70

* – разница достоверна на уровне P= 0,95

с неорошаемой почвой с 10 до 20% (в основном за счет уменьшения содержания микроагрегатов меньших размеров). Фактор дисперсности орошаемого чернозема изменился слабо и составил 6–7% (в неорошаемом черноземе 4–6%). При более длительном орошении чернозема выщелоченного на другом массиве (16 лет) содержание наиболее агрономически ценных микроагрегатов размером 1–0,25 мм в слое 0–30 см уменьшилось с 17 до 8%, а размером 0,25–0,05 мм с 49 до 40% за счет увеличения количества микроагрегатов размером 0,05–0,01 мм с 24 до 38%.

В целом микроагрегатный состав орошаемых почв изменился в сторону распада наиболее крупных микроагрегатов на мелкие. Содержание микроагрегатов мелких фракций (< 0,01 мм) в орошаемых почвах на 1–5% выше, а крупных (1–0,25 и 0,25–0,05 мм) меньше, чем в неорошаемых аналогах. Агрономическая ценность микроагрегатного состава почв остается на оптимальном уровне (фактор дисперсности не превышает 10%).

Структурно-агрегатный состав почв изменился неоднозначно в результате орошения и в каждом конкретном случае эти изменения имеют свои особенности. Содержание глыбистой фракции в одних орошаемых почвах увеличилось на 40%, а в других – уменьшилось на 15%. Количество наиболее ценных структурных фракций размером 5–1 мм в орошаемых почвах также не оставалось однозначным – оно уменьшалось или увеличивалось в различных типах почв на 25–37%. В содержании пылеватых агрегатов отмечается как их увеличение, так и уменьшение в сравнении с неорошаемыми аналогами. Количество водопрочных агрегатов размером 0,5–0,25 мм в орошаемых почвах обычно меньше на 12–16%, а размером 5–1 и 1–0,25 мм может быть как больше, так и меньше на 2–35%. Под многолетними травами содержание водопрочных агрегатов в орошаемых почвах увеличилось, под овощами – уменьшилось.

Важное значение в почвах имеет распределение пор, занятых водой и воздухом. В орошаемых почвах общий объем пор в слое 0–20 см уменьшился на 10% (в расчете 1 м^3), а объем пор, занятых воздухом, – на 10–50%. Обводненность порового пространства увеличилась на 25%.

Плотность твердой фазы в орошаемых почвах увеличилась на 0,03–0,06 г/см^3, но ее величина не вышла за пределы оптимальных значений.

Водопроницаемость почв в результате орошения снизилась на 4–26%, но они по-прежнему остаются в классе почв со средней или удовлетворительной водопроницаемостью.

Орошение черноземов, лугово-черноземных почв и глубокостолбчатых солонцов не внесло существенных изменений в показатели водно-физических свойств (таблица). В основном наметилась только тенденция к их ухудшению. Запасы недоступной для растений влаги (при МГ, ВЗ) в орошаемых почвах в слое 1 м возросли на 3–14%, но уменьшились при НВ на 1,5–20%, что обусловлено некоторым увеличением плотности твердой фазы и содержания водно-пептизированного ила, а также некоторым разрушением структуры. Запасы продуктивной влаги в профиле орошаемых почв уменьшились на 7–9%, однако по этому показателю они не вышли из класса средневлагоемких почв (ДАВ =140–170 мм в слое 1 м).

Величина суммарного водопотребления многолетними травами в слое 0–50 см в засушливые годы составила 5700–5000 м^3/га, а в метровом слое – 4500–4000 м^3/га. Во влажные годы суммарное водопотребление в указанных слоях соответственно на 30 и 20% меньше. Среднесуточное водопотребление в сухие годы составило 5, а во влажные – около 4 мм/сут. Расход влаги травами на 1 °С в сухие годы составил 2,5–3,1, а во влажные – 1,8–2,2 м^3/1 °С.

Установлено, что темпы изменений физических и водно-физических свойств орошаемых почв ниже расчетных. Показатели указанных свойств в основном не вышли за пределы классификационных параметров, характерных для неорошаемых аналогов (при 20–30-летнем орошении), что обусловлено небольшими темпами их засоления и осолонцевания. Таким образом, локальное орошение почв щадящими оросительными нормами с применением слабоминерализованных вод привело к определенным изменениям некоторых показателей физических свойств почв. Однако полученные результаты исследований позволяют считать, что в количественном отношении эти изменения пока не являются значительными.

БИОМАССА МИКРООРГАНИЗМОВ В ПОЧВАХ ОСТРОВНЫХ СТЕПЕЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

* М.В. Якутин, ** Л.А. Магаева
* Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск
** Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул

Республика Горный Алтай занимает переходный географический район между Северной Монголией и Западно-Сибирской низменностью. Территория республики четко разделяется по климатическому режиму на три района: Северный, Центральный и Юго-Восточный Алтай. Основная роль климата в почвообразовании, как известно, определяется влиянием климата на почвообразовательный процесс через растительные формации, которые являются одним из основных факторов почвообразования, а также регулирование климатом водного, теплового и воздушного режимов почв и процессов миграции продуктов почвообразования.

Климат Юго-Восточного Алтая (Кош-Агачский и Усть-Улаганский административные районы Республики Горный Алтай) резко континентальный, подобен климату сухих холодных степей Монголии. Для высокогорных сухих котловин и речных долин этой части Алтая характерны низкие значения среднегодовых температур (-4,2–8,5 °С), суровая зима с температурами до –60 °С и небольшой высотой снежного покрова (10–12 см) и короткий вегетационный период (50–70 дней). Среднее годовое количество осадков составляет всего 110 мм в Чуйской степи и немного больше в Курайской степи, причем 70–80% годовой нормы осадков выпадает летом [1].

Резко континентальный сухой климат Юго-Восточного Алтая обусловил существование здесь каштановых и светло-каштановых почв под сухими и опустыненными степями. Эти степи не представляют собой сплошного пояса, а располагаются отдельными более или менее крупными массивами в глубине гор и поэтому были названы А.В. Куминовой «островными» [1].

Численность различных групп микроорганизмов в почвах Курайской и особенно в более сухой и холодной Чуйской степи при исследовании классическими микробиологическими методами оказалась значительно ниже, чем в каштановых почвах равнин Западной Сибири. Такие же тенденции проявляются в изменении численности и видового богатства почвообитающих беспозвоночных: эти показатели снижаются при переходе от каштановых почв равнин к почвам Курайской и, далее, почвам Чуйской степи [1].

Целью настоящего исследования было изучение биомассы и особенностей функционирования микроорганизмов в почвах островных степей Юго-Восточного Алтая. Настоящее исследование было проведено в Кош-Агачском районе Республики Горный Алтай. В качестве объектов исследования были выбраны типичные для островных степей Юго-Восточного Алтая каштановые, светло-каштановые и лугово-каштановые почвы под травянистой степной и луговой растительностью (табл. 1).

Разрез 1 был заложен в Курайской степи, близ с. Курай на слабонаклонной поверхности. Разрезы 2, 3, 4 были заложены в Чуйской степи на естественной катене вблизи сел Бельтир и Орталык. Разрез 5 заложен на первой пойменной террасе реки Чаганузун в нескольких километрах от разреза 4.

Образцы почв отбирались по общепринятой методике [2] в середине вегетационного сезона. При подготовке почв к микробиологическому анализу (просеивание через сито с диаметром ячеек 3 мм) камни, щебень и дресва отбрасывались, и микробиологический анализ проводился в мелкоземной части отобранного образца. В почвенных образцах определялось содержание углерода в биомассе почвенных микроорганизмов (С биомассы) методом фумигации-инкубации [3]. Интенсивность дыхания почвы оценивалась с использованием газового хроматографа по скорости накопления CO_2 в газовой фазе бутылок для кровезаменителя объемом 250 мл. Время инкубации – 1 сут. Величина активной биомассы определялась по выделению CO_2 за 10 ч инкубации после добавления в почву специфического углеродного субстрата [4]. Также в данной работе вычислялись показатели удельной активности микробобиомассы: доля активной биомассы, как часть общей биомассы микроорганизмов и метаболический коэффициент (Q), как отношение величины С-CO_2, выделившегося из почвы за 1 ч, к величине С биомассы микроорганизмов [5].

Таблица 1

Основные характеристики исследованных экосистем

№ разреза	Высота над уровнем моря	Почва	Экосистема
1	1550	Каштановая щебнистая	Типчаково-полынная сухая степь
2	2050	Светло-каштановая	Типчаково-полынная сухая степь
3	1950	Светло-каштановая каменистая	Типчаково-полынная сухая степь
4	1850	Светло-каштановая щебнистая	Типчаково-полынная опустыненная степь
5	1780	Лугово-каштановая аллювиальная	Лапчатковый мезофитный луг

Значения влажности исследованных почв в момент отбора образцов приведены в табл. 2. Наиболее сухими оказались почвы Чуйской степи (0,5–5,4%), при этом при продвижении вниз по катене (от р. 2 к р. 4) влажность почвы увеличивалась. Несколько выше была влажность в почве Курайской степи (7–9%). Максимальная влажность зарегистрирована в лугово-каштановой аллювиальной почве (27%).

Минимальные значения биомассы почвенных микроорганизмов были отмечены, как и ожидалось, в светло-каштановых почвах Чуйской степи (табл. 2). При этом минимум биомассы в почвенном профиле, как и влажности почвы, отмечен в элювиальной части катены (р. 2). Минимальное значение С биомассы (13 мг/100 г почвы в верхнем горизонте) зафиксировано в светло-каштановой щебнистой почве (р. 4) под опустыненной степью. Концентрация биомассы в верхнем (0–10 см) слое каштановой почвы Курайской степи оказалась в 3,2–5 раз выше, чем в аналогичном слое светло-каштановых почв Чуйской степи. При переходе от аридных светло-каштановых почв к гидроморфной аллювиальной лугово-каштановой почве происходит резкое (в 2–8 раз) увеличение микробобиомассы в верхнем почвенном горизонте.

Общая активность почвенных микроорганизмов в настоящем исследовании оценивалась по интенсивности дыхания и по величине активной биомассы. Дыхательная активность оказалась высокой (45–62 мкг $C\text{-}CO_2$ / г в сут) в верхних слоях всех исследованных почв за исключением светло-каштановой щебнистой почвы (р.4) под опустыненной степью (21 мкг $C\text{-}CO_2$ / г в сут). Такая же тенденция отмечена и для показателя величины активной биомассы микроорганизмов. В светло-каштановой щебнистой почве под опустыненной степью (р. 4) этот показатель в 5 раз ниже, чем в аллювиальной лугово-каштановой почве под мезофитным лугом (р. 5) и более чем в 3 раза ниже, чем в каштановой (р. 1) и светло-каштановых (р. 2 и р. 3) почвах под сухой степью.

Удельная активность биомассы почвенных микроорганизмов – активность на единицу биомассы – оценивалась по показателю доли активной биомассы в ее общем запасе и по величине метаболического коэффициента (интенсивность дыхания на единицу биомассы).

Максимум удельной активности зафиксирован в светло-каштановых почвах Чуйской степи. При этом уровень удельной активности микробобиомассы в профиле светло-каштановой щебнистой почвы (р. 4) под опустыненной степью оказался в целом ниже, чем в профилях светло-каштановых почв (р. 2 и р. 3) под сухой степью. Удельная активность микробобиомассы в профиле каштановой почвы Курайской степи была в целом в 3–7 раз ниже, чем таковая в профилях светло-каштановых почв Чуйской степи. Отмечается также значительное снижение удельной активности биомассы микроорганизмов в верхнем горизонте лугово-каштановой аллювиальной почвы (р. 5) по сравнению с таковой в верхних горизонтах светло-каштановых почв.

Таким образом, можно оценить роль нескольких факторов, определяющих величину и уровень активности биомассы почвенных микроорганизмов в каштановых почвах Курайской и Чуйской степей. В каштановой почве Курайской степи, характеризующейся более мягким и влажным климатом, чем Чуйская степь, отмечены значительная концентрация С биомассы и высокий общий уровень активности этой биомассы. При этом удельная активность относительно большой микробобиомассы в почве Курайской степи оказалась значительно ниже, чем относительно небольшая биомасса в светло-каштановых почвах Чуйской степи. Это говорит о высокой доли «дремлющей» микробобиомассы в каштановой почве Курайской степи.

Участки разрезов 2, 3 и 4, заложенных в Чуйской степи, находятся на высотах более 1800 м над уровнем моря, в области так называемой наиболее холодной агрокли-

Таблица 2

Влажность почвы в момент отбора образцов, биомасса и характеристики общей и удельной активности микроорганизмов в исследованных почвах

Горизонты глубина, см	Влажность, %	С биомассы, мг/100 г	Дыхание, мкг $C\text{-}CO_2$ / г в сут	Активная биомасса, мг/100 г	Доля активной биомассы, %	Q, $ч^{-1}$
Р. 1. Почва каштановая щебнистая						
A_1 0–8	9,0	102	45,2	16	16	1,06
AB 8–13	7,0	77	22,6	8	10	0,70
Р. 2. Почва светло-каштановая						
A_0 0–3	0,5	18	59,1	16	89	7,88
A_1 3–10	2,6	21	8,1	11	52	0,93
AB 10–16	1,9	20	11,6	7	35	1,39
Р. 3. Почва светло-каштановая каменистая						
A_1 0–3	2,2	47	62,4	19	40	3,19
B 3–10	2,5	23	25,2	9	39	2,63
Р. 4. Почва светло-каштановая щебнистая						
A_1 0–5	4,7	13	21,1	5	38	3,90
B 5–9	5,4	38	10,2	5	13	0,64
Р. 5. Почва лугово-каштановая аллювиальная						
A_1 0–7	22,3	108	58,6	25	23	1,30
B 7–18	27,0	29	20,4	11	38	1,69

матической зоны [1]. В условиях низких температур и малого количества осадков (110 мм в год) формируются светло-каштановые почвы под сухими малопродуктивными степями. Эти почвы характеризуются относительно низкой биомассой микроорганизмов с общей активностью этой биомассы на уровне каштановых почв Курайской степи. Удельная активность относительно небольшой микробобиомассы этих почв оказалась очень высокой, т.е. большая часть комплекса микроорганизмов в этих почвах находится постоянно в функционально активном состоянии.

В опустыненной степи по сравнению с сухой степью закономерно происходит снижение продукции и общих запасов растительного вещества. Это приводит к снижению биомассы почвенных микроорганизмов (главных деструкторов органического вещества в почвах) и уровня общей активности этой биомассы под опустыненной степью по сравнению с сухой степью. В то же время уровень удельной активности относительно небольшой микробобиомассы в светло-каштановой почве под опустыненной степью остается на том же уровне, что и под сухой степью. Можно сделать вывод, что высокая удельная активность микробобиомассы является отличительной особенностью светло-каштановых почв. А уровень биомассы и ее общая активность в светло-каштановых почвах зависят в первую очередь от количества растительного опада, поступающего в почву на разложение, т.е. степени опустыненности степи на конкретном участке светло-каштановой почвы.

Лугово-каштановая аллювиальная почва под мезофитным лугом на 1 террасе р. Чаганузун, как и любая аллювиальная почва, находится под постоянным влиянием реки. Это выражается в постоянно высоком уровне грунтовых вод, следствием чего является высокая влажность почвы на протяжении всего года, и в регулярном затоплении почвы во время паводков, что приводит к приносу и отложению на поверхности аллювиальной почвы так называемых «наилков», богатых минеральными и органическими веществами. Именно это определяет относительно высокую биомассу микроорганизмов и высокий уровень общей активности этой биомассы в лугово-каштановой аллювиальной почве. При этом удельная активность относительно большой микробобиомассы в лугово-каштановой аллювиальной почве оказывается значительно ниже, чем удельная активность относительно небольшой биомассы в светло-каштановых почвах.

Литература

1. Почвы Горно-Алтайской автономной области / Под ред. Р.В. Ковалева. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. 352 с.
2. Методы почвенной микробиологии и биохимии. Учеб. пособие / Под ред. Д.Г. Звягинцева. М.: Изд-во МГУ, 1991. 304 с.
3. Jenkinson D.S., Powlson D.S. The effect of biocidal treatments on metabolism in soil. V. A method for measuring soil biomass // Soil. Biology and Biochemistry. 1976. Vol. 8, № 3. P. 209–213.
4. Van de Werf H., Verstraete W. Estimation of active soil microbial biomass by mathematical analysis of respiration curves: development and verification of the model // Soil Biology and Biochemistry. 1987. Vol.19. № 3. P. 253–260.
5. Anderson T.H., Domsch K.H. Determination of ecolophysiological maintenance carbon requirements of soil microorganisms in a dormant state // Biology and Fertility of Soil. 1985. Vol. 1. № 5. P. 81–89.

Главный редактор (председатель редакционной коллегии журнала)
Майер Г.В., профессор, доктор физико-математических наук

НАУЧНО-РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ ЖУРНАЛА

Александров И.А., проф., д. ф.-м. н.; Башкатов В.З., с. н. с., к. х. н. (отв. секретарь); Богоряд И.Б., проф., д. т. н.; Бурова Н.Ю., уч. секр. ТГУ; Бычков А.П., проф., д. э. н.; Уткин В.А., проф., д. ю. н.; Горцев А.М., проф., д. т. н.; Игнатенко Е.М., нач. рекламно-информационного отдела ТГУ; Кабрин В.И., проф., д. психол. н.; Казаркин А.П., проф., д. филол. н.; Кирпотин С.Н., доц., к. б. н.; Комаровская Л.В., доц., к. педаг. н.; Малолетко А.М., проф., д. геогр. н.; Марьянов Б.М., проф., д. х. н.; Петров Ю.В., проф., д. филос. н., Ревушкин А.С., проф., д. б.. н. (зам. гл. редактора); Сапожкова З.В., нач. отд. кадров ТГУ; Стегний В.Н., проф., д. б.. н. (зам. гл. редактора); Топчий А.Т., проф., д. и. н.; Шабурова О.Г., зав. библиографически-информационного центра Научной библиотеки ТГУ; Шмидт Л.Ф., зав. отделом научно-технической информации ТГУ, Якунина Е.Н., вед. программист факультета информатики ТГУ.

НАУЧНАЯ РЕДАКЦИЯ «НАУКИ О ЗЕМЛЕ»
(геология, география, метеорология, геодезия)

Задде Г.О., проф., д. ф.-м. н.; Земцов В.А., доц., к. геогр. н.; Летувнинкас А.И., проф., к. г.-м. н.; Малолетко А.М., проф., д. геогр. н. (научный редактор); Окишев П.А., проф., д. геогр. н.; Парначев В.П., проф., д. г.-м. н.; Плеханов Г.Ф., проф., д. биол. н.; Подобина В.М., проф., д. г.-м. н.; Родыгин С.А., доц., к. г.-м. н. (отв. секретарь); Татьянин Г.М., доц., к. г.-м. н.; Чернышов А.И., проф., д. г.-м. н.; Хромых В.С., доц., к. геогр. н.

ВЕСТНИК ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

Общенаучный периодический журнал

Серия «Науки о Земле» (геология, география, метеорология, геодезия)

ПРИЛОЖЕНИЕ

№ 3 (IV) Апрель 2003 г.

МАТЕРИАЛЫ НАУЧНЫХ КОНФЕРЕНЦИЙ, СИМПОЗИУМОВ, ШКОЛ, ПРОВОДИМЫХ В ТГУ

Ответственный за выпуск
В.З. Башкатов
Научный редактор Приложения № 3 (IV)
Г.О. Задде

МАТЕРИАЛЫ
научной конференции
«ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ СИБИРИ»
2–4 апреля 2003 г.

Печатная версия журнала
зарегистрирована в Госкомпечати РФ 14.09.99 г. № 018694
ISSN 1561-7793 от 20.04.99 г. Международного Центра ISSN (Париж)

Электронная версия журнала
зарегистрирована в Госкомпечати РФ 14.09.99 г. № 018693
ISSN 1561-803X от 20.04.99 г. Международного Центра ISSN (Париж)
Электронная версия журнала находится в сети Internet по адресу
http: // www. tsu. ru. win / vestnik /
Web-мастер электронной версии Е.Н. Якунина

Адрес редакции: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36. Журнал "Вестник ТГУ"
Телефон редакции (382-2) 41-05-97

Редактор К.Г. Шилько, Л.Н. Проскурина
Корректоры Н.А. Афанасьева, К.В. Полькина, Ю.П. Готфрид
Оригинал-макет Л.Н. Проскуриной
Дизайнер В.Г. Караваев

Издание Томского государственного университета
Лицензия № ИД 00455 от 15.11.1999 г.

Сдано в набор 15 февраля 2003 г. Подписано к печати 17 марта 2003 г.
Формат 60 x 84 $^1/_8$. Бумага белая офсетная. Гарнитура Times. Ризография
Печ. л. 40,75. Уч.-изд. л. 37,9. Тираж 500 экз.

Оригинал-макет издания подготовлен редакционно-издательским отделом ТГУ,
совместно с Издательским Домом «Сибирская книжная компания-Пресс»,
оргкомитетом конференции и редакционным советом журнала

Журнал отпечатан на полиграфическом оборудовании
Редакционно-издательского отдела ТГУ
Лицензия ПД № 00208 от 20.12.1999 г.
Адрес: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36. Каб. 022. РИО ТГУ.
Телефон (3822) 42-65-49