

НОВЫЕ ДАННЫЕ
ПО ГЕОЛОГИИ
И ПОЛЕЗНЫМ
ИСКОПАЕМЫМ
ЗАПАДНОЙ
СИБИРИ

Томск — 1978

ЗАПАДНОСИБИРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ТОМСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

НОВЫЕ ДАННЫЕ
ПО ГЕОЛОГИИ
И ПОЛЕЗНЫМ
ИСКОПАЕМЫМ
ЗАПАДНОЙ
СИБИРИ

ВЫПУСК 13

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1978

Сборник «Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири» содержит материалы, полученные в результате работ геологических управлений по изучению тектоники Алтае-Саянской области, нефтегазоносности Томской области, кор выветривания Алтае-Саянской области, олигоценых углей Обь-Иртышского бассейна, стратиграфии Кузбасса, термальных вод Новосибирской и Омской областей, мраморов Петеневского месторождения.

Сборник рассчитан на геологов, научных работников и студентов вузов.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. А. Селятицкий (отв. редактор), И. Д. Гурская, П. В. Ершов, И. А. Иванов, Н. П. Занвалов, И. М. Мягков (зам. отв. редактора), Н. Г. Рожок, Ю. Д. Скобелев, Л. Д. Староверов.

2-9-4

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СВОДОВО-БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ПО КОСМОФОТОГЕОЛОГИЧЕСКИМ И МОРФОТЕКТОНИ- ЧЕСКИМ ДАННЫМ

Я. М. ГРИЦЮК

Аэрогеологической партией ЗСГУ завершен первый этап региональных структурно-тектонических исследований на основе дешифрирования обзорных космических снимков и математической обработки вершинного гипсометрического поля современного рельефа. Теоретические основы принятой методики исследований и принципы интерпретации результатов рассмотрены ранее (Грицюк, 1977). Методические приемы предусматривают постоянное сопоставление результатов исследований и совместный анализ их с геофизическими, геологическими и региональными металлогеническими материалами соответствующих масштабов.

Общий морфотектонический план и границы области исследований

Использование обзорных космофотоматериалов континентального и регионального ранга позволяет охватить крупнейшие тектонические структуры, установить их региональную позицию и взаимоотношения со смежными структурами того же порядка. С другой стороны, применение пространственно-статистической обработки вершинного гипсометрического поля методом мозаичного анализа тренда представляет возможность изучать сводово-блоковые структуры различного таксономического ранга в естественных границах, последовательно расчленяя их на составляющие части все более высокого порядка. Алтае-Саянская горно-складчатая область представляет собой сложно построенный овальный мегасвод, обособленный в пределах северного склона крупнейшего Центральноазиатского континентального свода. Длинная ось мегасвода ориентирована в северо-восточном направлении и соединяет два самостоятельных ядра с центральными понижениями — Чуйской впадиной на юго-западе и Тоджинской котловиной на северо-востоке. На юго-западе морфотектоническая граница Алтае-Саянского мегасвода совпадает с осью Джунгаро-Зайсанского прогиба, заложеной вдоль Чарско-Гобийского разлома (рис. 1). На северо-востоке Главный Восточносаянский разлом, четко проявленный в гипсометрическом поле, отделяет Алтае-Саянский мегасвод от Сибирской платформы. Более сложно построена морфотектоническая граница мегасвода с краевыми впадинами Западно-Сибирской плиты, но и здесь преобладают прямолинейные очертания граничных структур, выраженные системами сбросовых уступов. И, наконец, установлен на всем протя-

жении линейный морфотектонический элемент, отвечающий юго-восточной границе Алтае-Саянского мегасвода,— Джунгарско-Китайский разлом.

В структуре Алтае-Саянского мегасвода выделяются в качестве мегаблоков Горноалтайское, Кузнецкоалатауское, Западносаянское, Восточносаянское сводово-блоковые поднятия и Рудноалтайский, Салаирский и Красноярский блоковые склоны. Основу сводово-блоковых поднятий составляют обособленные изометричные своды, а в пределах блоковых склонов доминирует направленное наклонное понижение вершинного гипсометрического поля при существенно более низком уровне вершинной поверхности.

Горноалтайское сводово-блоковое поднятие характеризуется наиболее высоким гипсометрическим уровнем современного положения вершинной поверхности. На юго-востоке оно отделено от близкого к нему по размерам и морфологии Монгольско-Алтайского сводово-блокового поднятия Джунгарско-Китайским разломом. На юго-западе поднятие ограничено от Рудноалтайского склона четко выраженной в современном рельефе Восточной зоной смятия, а на северо-востоке от Западносаянского поднятия — системой «теневых» северо-западных разломов на западе Тувы и Западного Саяна. На севере Горноалтайское сводово-блоковое поднятие ограничено протяженной системой широтных сбросов, образующих «фас Алтая». Кузнецкоалатауское сводово-блоковое поднятие на юго-востоке ограничено от Западносаянского системой северо-восточных дислокаций, ориентированных вдоль Абаканского хребта, а его юго-западная и северо-восточная границы предполагаются вдоль осевых частей Кузнецкого и Минусинского прогибов. На севере границу Кузнецкоалатауского сводово-блокового поднятия образует система сбросовых уступов, ориентированных в северо-западном направлении вдоль Тобольско-Ангарского разлома.

Рудноалтайский склон с северо-востока ограничен Восточной зоной смятия, а с юго-запада Чарско-Гобийским разломом. На юго-востоке Рудноалтайский склон ограничен Джунгарско-Китайским разломом, а на севере по системе широтных сбросов структуры Рудного Алтая погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения Кулундинской впадины. Морфотектонические границы Салаирского склона в значительной степени условны и будут уточняться на дальнейших этапах исследований, а Западносаянское, Восточносаянское сводово-блоковые поднятия и Красноярский склон находятся за пределами площади исследований.

Выявленные морфотектоническим анализом основные черты структурного плана складчатой области хорошо согласуются с известными по геофизическим данным представлениями о глубинном ее строении. Региональная вершинная гипсометрическая поверхность зеркально отражает рельеф поверхности Мохоровичича. Общая мощность земной коры изменяется от 40 км в примыкающих частях Западно-Сибирской плиты до 57 км в южных районах Горного Алтая и Восточной Тувы; увеличение мощности земной коры до 48 км зафиксировано и в ядерной части Кузнецкоалатауского сводово-блокового поднятия (Тектоника... 1973; Гришин и др., 1976). Увеличение мощности земной коры в ядрах поднятий происходит преимущественно за счет увеличения мощности «гранитного» слоя. Кроме того, в пределах ядерной части Алтае-Саянского мегасвода предполагается разуплотнение вещества верхней мантии. Для Кузнецкоалатауского сводово-блокового поднятия установлена антиизостатическая структура земной коры (Ладынин, 1976), что согласуется с относительно слабым его поднятием в неотектоническое время. Для блоковых склонов и разделяющих сводово-блоковые поднятия узких приразломных межсводовых прогибов характерны, по

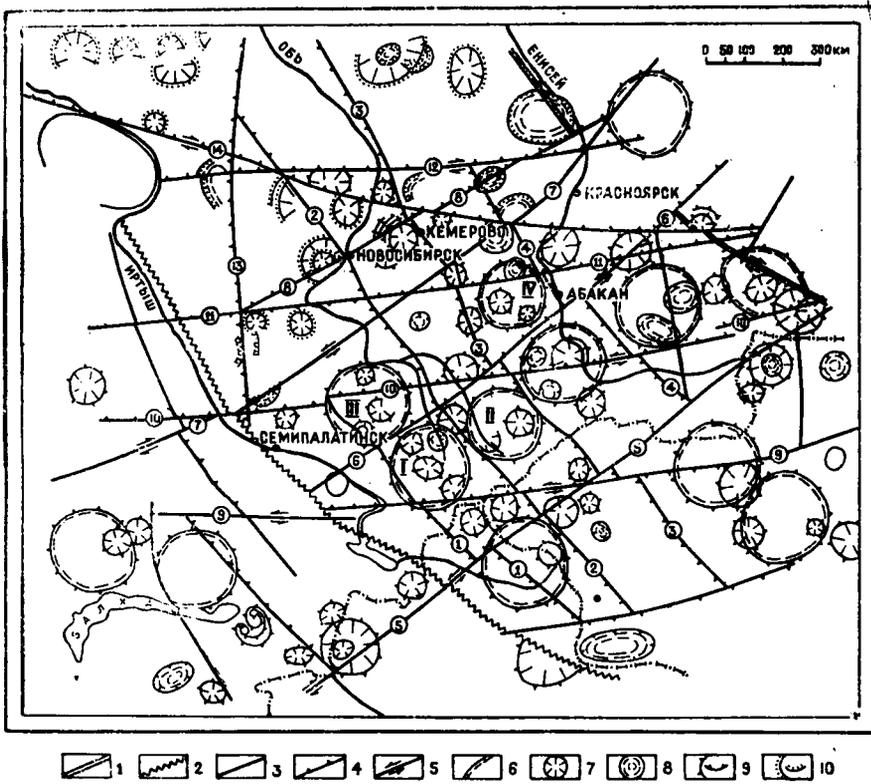


Рис. 1. Морфотектоническая схема Алтае-Саянской горно-складчатой области и прилегающих регионов.

Линейные морфотектонические элементы: 1 — граница Центральноазиатского складчатого пояса и Сибирской платформы (Главный Саянский разлом), 2 — граница Алтае-Саянского и Казахского сегментов Центральноазиатского складчатого пояса (Чарско-Гобийский коллизионный разлом), 3 — трансрегиональные разломы, 4 — сбросовые и взбросовые уступы (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла), 5 — преобладающие направления сдвиговых перемещений.

Названия разломов (арабские цифры в кружках): 1 — Колыванско-Булганский, 2 — Васюганско-Толбонурский, 3 — Вахско-Дзабханский, 4 — Чулымско-Тувинский, 5 — Джунгарско-Китайский, 6 — Георгиевско-Тайшетский, 7 — Спасско-Иркинцевский, 8 — Славгородско-Казачинский, 9 — Нарымско-Хангайский, 10 — Валапанско-Байкальский, 11 — Каменско-Тулунский, 12 — Тарско-Кемчугский, 13 — Кулундинско-Ильяхский, 14 — Тобольско-Ангарский.

Структуры центрального типа: 6 — внешние концентры сводовых поднятий, 7 — крупольные поднятия, 8 — кольцевые впадины и овальные депрессии, 9 — денудационные и сбросовые уступы (бергштрихи направлены в сторону понижения), 10 — флексуры и денудационные уступы (точками обозначено направление понижения).

Названия сводовых поднятий: I — Катунское, II — Чулышманское, III — Башчелакское, IV — Тигиртышское

тем же источникам, сокращенные мощности земной коры при максимальном развитии «базальтового» слоя; «гранитный» слой здесь редуцирован, а на отдельных участках он вообще отсутствует.

Линейные морфотектонические элементы

Сопоставление положения отдешифрованных на космических снимках линейных фотоаномалий (линеаментов) с геологическими и геофизическими данными убеждает в соответствии их известным региональным разломам или системам повышенных дислокаций, отмечавшихся или предполагавшихся ранее в виде отдельных фрагментов. Основным отличием и несомненным преимуществом использованного комплекса методов является то обстоятельство, что подавляющее большинство разломов, показанных на морфотектонической схеме (рис. 1), как структурно увязанных, на всем протяжении представляют морфотектонические элементы, выявленные впервые. Поэтому только в редких случаях за разломами оставлены их установившиеся названия, большинство из них поименованы по названиям наиболее значительных географических пунктов, расположенных вблизи их прослеженных окончаний.

Преобладают разломы диагональной системы, причем в равной степени распространены разломы северо-западного (продольного) и северо-восточного (поперечного) простираения. Весьма существенна роль разломов широтного вектора ортогональной системы, меридиональные разломы на данном уровне генерализации фиксируются в ограниченном количестве. На отдельных участках четко проявилась серия разломов западно-северо-западной ориентировки, которые ранее в качестве региональных не рассматривались.

Северо-западные разломы принадлежат к доминирующей серии глубинных разломов Алтае-Саянской складчатой области, параллельной ограничению Сибирской платформы. Крайний юго-западный из них, Чарско-Гобийский, фиксирует положение морфотектонической границы Алтае-Саянского и Казахстанского сегментов Центрально-азиатского складчатого пояса. Этот разлом занимает осевое положение сооружений все более древней консолидации от позднегерцинской до каледонской в Горном Алтае и Чингиз-Тарбогатае (Воробьев, Попов, 1975). На этом основании он рассматривается в качестве коллизионного. На космических снимках Чарско-Гобийский разлом отчетливо трассируется линейными фотоаномалиями светлого или, наоборот, очень темного фототона, в гипсометрическом поле он занимает осевую часть симметричного линейного прогиба.

Кольванско-Булганский разлом в северо-западной части известен как Восточная зона смятия, разделяющая герцинские структуры Рудного Алтая и каледониды Горного Алтая, а далее на юго-восток он четко дешифрируется вдоль фаса Монгольского Алтая до широты р. Булган-Гол. В структуре вершинного гипсометрического поля ему соответствует сгущение и резкий изгиб простираения изогипс от северо-восточного в Горном Алтае до северо-западного в Рудном Алтае.

На космических снимках и топографических картах на расстоянии почти 2000 км дешифрируется Васюганско-Толбонурский разлом. Он объединяет в качестве смещенных по поперечным разломам звеньев известные глубинные разломы: Толбонурский, Курайский, Кадринский, Кубинский и др. Каждое звено в морфотектоническом плане образует дугу, обращенную выпуклостью на юго-запад. На всем протяжении Васюганско-Толбонурский разлом как единая структура сопровождается полосовыми аномалиями гравитационного и магнитного полей. Геофизические данные наряду с морфотектоническими и космофото-

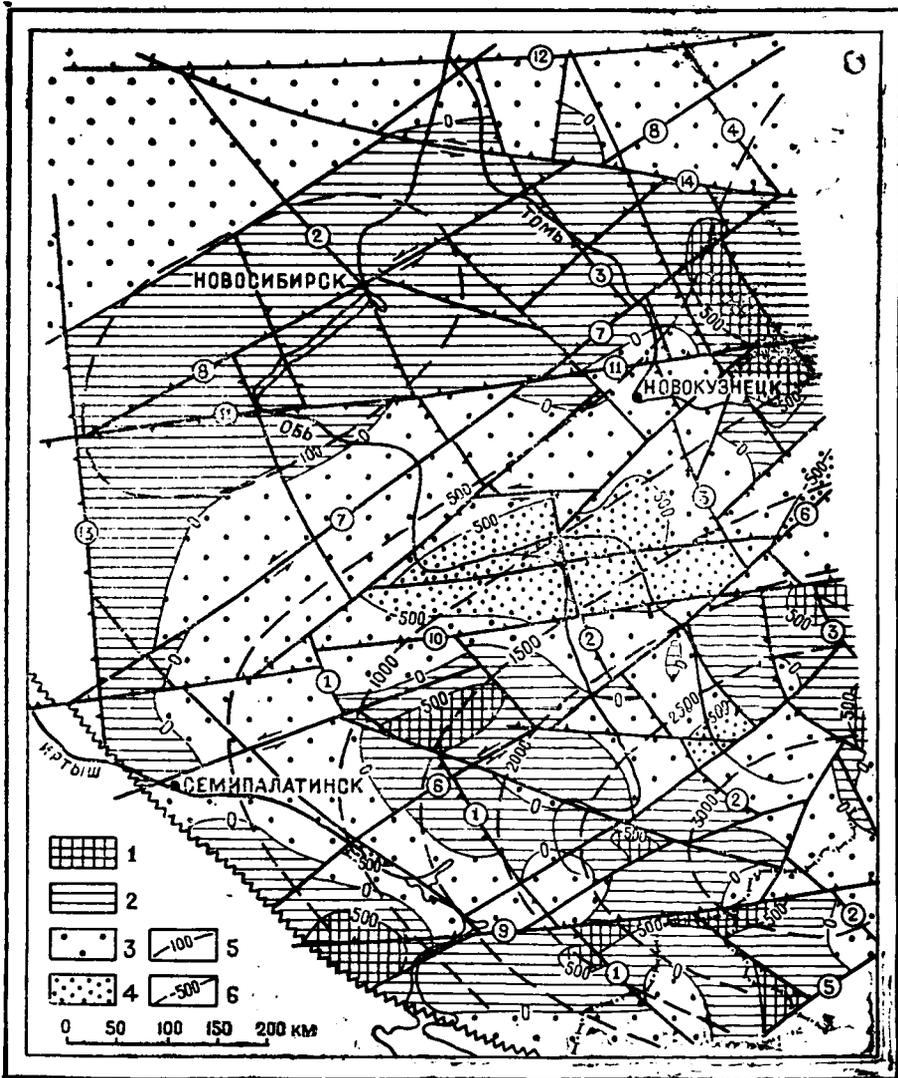


Рис. 2. Схема остаточных аномалий вершинного гипсометрического поля западной части Алтае-Саянской горно-складчатой области.

Морфологические блоки: 1 — интенсивно поднятые, 2 — умеренно поднятые, 3 — умеренно опущенные, 4 — интенсивно опущенные, 5 — изогипсы регионального вершинного гипсометрического поля (в м), 6 — изолинии остаточного вершинного гипсометрического поля (в м). Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

геологическими позволили проследить этот разлом далеко на северо-запад в пределах фундамента Западно-Сибирской плиты.

Вахско-Дзабханский разлом намечен по характерным изменениям в структуре вершинного гипсометрического поля и в дальнейшем протрассирован по космическим снимкам. В пределах Кузнецкого прогиба он проходит по линии Новокузнецк—Кемерово—Томск, фиксируя смену стиля складчатых и разрывных дислокаций от линейных в Присалаирской зоне до брахиформных в Приалатауской, что нашло отражение в смене рисунка фотоизображения на космических снимках. Юго-восточное продолжение Вахско-Дзабханского разлома отчетливо дешифрируется темными штриховыми линиями, которым соответствуют спрямленные участки речных долин и согласованные с общим направлением серии сбросовых уступов и водораздельных седловин. Вдоль этой линии в Горной Шории, Западном Саяне и Туве объединяется простирание известных глубинных разломов: Тельбесско-Кондомского (Ашурков, 1971), Большеонского (Науменко и др., 1974) и Дзабханского (Серпухов, 1974).

В осевой части Хакасско-Монгольского прогиба, вытянутого в северо-западном направлении, отдешифровано положение Чулымско-Тувинского разлома. Его северо-западная часть, известная под названием Абакано-Ужурского разлома (Тектоника..., 1973), выражена цепочкой озерных котловин и спрямленных участков речных долин. Разлом здесь ограничивает по простиранию хребты Арга, Солгонский, Косинский и Батеневский кряж, благодаря чему он отчетливо виден на космических снимках по резкой смене фоторисунка и фототона. Юго-восточное продолжение разлома в пределах Западного Саяна подробно охарактеризовано А. И. Науменко и др. (1974) в качестве «теневого» разлома.

В зонах северо-западных разломов в большинстве случаев четко дешифрируются и хорошо известны по геологическим данным сравнительно узкие, нередко кулисообразно ветвящиеся шовные разломы, вдоль которых по Z-образному фоторисунку в крыльях устанавливаются правосдвиговые смещения. Шовные разломы этого направления являются разрывными элементами сравнительно более высоких порядков, они наиболее широко распространены практически во всех регионах Алтае-Саянской складчатой области, определяя доминирующее северо-западное направление ее структур.

Северо-восточные разломы. На существование региональной системы поперечных северо-восточных разломов в пределах Алтае-Саянской складчатой области в последнее время указывают многие авторы, основываясь преимущественно на геофизических данных. История их изучения подробно освещена в статье В. Б. Караулова (1976). Но большинство поперечных разломов в наших работах прослежено на всем протяжении впервые. Главнейшие из них полностью пересекают складчатые сооружения Алтае-Саянской области, уходя в пределы Сибирской платформы или Казахстанской складчатой области.

Джунгарско-Китойский разлом намечен по резкому изменению направления изогипс вершинного гипсометрического поля вдоль Аюды-Цагангольского прогиба (Моисеенко, 1969) и впоследствии прослежен по телевизионным космическим снимкам на расстоянии более 1000 км. В Тувинской АССР он ограничивает с северо-запада Сангиленский срединный массив и уходит на северо-восток севернее оз. Хубсугул в долину р. Китой (приток Ангары). Георгиевско-Тайшетский разлом в средней части известен как Саяно-Минусинский, а по космическим снимкам отдешифровано его продолжение на юго-запад в направлении Усть-Каменогорск — пос. Георгиевка, а на северо-восток — в пре-

делу Сибирской платформы по линии Шушенское — истоки р. Мана — устье р. Тагул (приток р. Бирюсы). Спасско-Иркинеевский разлом объединяет в одну структурную линию известные региональные разломы Восточного Казахстана (Спасская зона), Салаира и Кузнецкого Алатау (Аламбайский разлом) и прослеживается на северо-востоке в пределах Сибирской платформы по линии г. Ужур — пос. Предивинск — устье р. Иркинеева. Славгородско-Казачинский разлом отделиффрирован от оз. Хорошее (район г. Славгорода) на северо-восток по линии Новосибирск — Марининск — пос. Тюхтет и далее в направлении слияния рек Бирюса — Чуна пересекает Енисей выше Казачинского порога. Вдоль большинства северо-восточных разломов наблюдаются левосторонние сдвиговые смещения, что отчетливо устанавливается по смещению линейных комплексов рельефа и полосовых геофизических аномалий.

Широтные разломы. Ведущая роль широтных разломов в плане неотектонических дислокаций Алтае-Саянской складчатой области общеизвестна. Наиболее четко разломы проявлены в современном рельефе, они контролируют размещение источников термальных и минеральных вод. Широтные разломы характеризуются наиболее высокой сейсмической активностью (Жалковский, Мучная, 1975). В морфологии вершинной поверхности и на космических снимках в пределах западной части Алтае-Саянской складчатой области установлено положение зон главных региональных широтных разломов.

Нарымско-Хангайский разлом пересекает южную часть Горноалтайского сводово-блокового поднятия и без признаков затухания на флангах прослежен от хр. Чингиз-Тау на западе до хр. Хан-Хухэй на востоке. Это сейсмически наиболее активная структура, современные сейсмообвальные движения в его зоне широко проявлены вдоль северного склона Нарымского хребта, а при землетрясении 1905 г. на отрезке более чем 320 км Хангайского разлома имел место левый сдвиг амплитудой до 6,5 м (Вознесенский, 1962). Балапанско-Байкальский разлом в западной своей части представлен серией сбросовых уступов, по которым складчатые структуры Горного и Рудного Алтая погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения Кулундинской впадины. Восточнее Горно-Алтайска разлом фиксируется аномальными расширениями и резкими коленообразными изгибами речных долин и ступенчатым понижением вершинной поверхности северных склонов Западного Саяна, далее он ограничивает с юга Уюкскую впадину и Тоджинскую котловину и, предположительно, подходит к Байкалу в районе устья р. Голоустная. Каменско-Тулунский разлом отделиффрирован на расстоянии более 1300 км. В западной части в виде серии сбросовых уступов он ограничивает с севера наиболее погруженную часть Кулундинской впадины и далее на восток пересекает складчатые сооружения Алтае-Саянской области по линии г. Камень-на-Оби — ст. Тягун — пос. Балахчин — истоки р. Мана и продолжается в пределах Сибирской платформы южнее г. Тулун. На севере в пределах Западно-Сибирской плиты отделиффрирован Тарско-Кемчугский разлом, который ориентирован в строго широтном направлении по линии р. Тара (приток Иртыша) — устье р. Томи — устье р. Кии — слияние рек Бол. и Мал. Кемчугов. Характерно, что между перечисленными трансрегиональными разломами существует «шаг», соответствующий 300—350 км и сохраняющийся к северу и к югу от исследованной площади.

Меридиональные разломы. Большинство разломов меридионального вектора отделиффрировано по космическим снимкам в пределах прилегающих структур Западно-Сибирской плиты. Наиболее протяженный из них — Кулундинско-Ильякский прослежен по штриховым линейным фотоаномалиям от западного склона увала Балапан

на север по линии г. Славгород — истоки р. Васюган — устье р. Ильяк (левый приток Оби). На топографической карте линии разлома соответствуют слабо выраженные уступы в сторону западного крыла. В рельефе фундамента вдоль этой линии также наблюдаются уступы того же направления (Адаменко, 1976, Конторович и др., 1975).

Западно-северо-западные разломы, как уже отмечалось, в качестве региональной системы выделяются впервые. Наиболее важным представителем их является Тобольско-Ангарский трансрегиональный разлом, устойчиво проявляющийся на большинстве телевизионных космических снимков довольно широкой (десятки километров) полосой ориентированных в одном направлении прерывистых штриховых полос. В средней своей части Тобольско-Ангарский разлом образует фас Кузнецкого Алатау, благодаря чему он находит отражение в морфологии вершинного гипсометрического поля и дешифрируется по резкой смене рисунка эрозионной сети, коленообразным изгибам и аномальным расширениям речных долин. Общая прослеженная длина разлома составляет 2200 км, его выход протрассирован по линии устье р. Тавда — устье р. Ишим — истоки р. Парбиг — г. Тайга — пос. Даурское на Енисее — широтный отрезок р. Уда (приток р. Чуны). В Горном Алтае также отдешифрирована серия региональных разломов западно-северо-западного направления, из которых наиболее протяженным является Змеиногорско-Джазаторский.

Главнейшие из продольных разломов северо-западного направления ограничивают зоны разновозрастной консолидации, в поперечном сечении строение зон этих разломов всегда асимметрично: во взброшенном северо-восточном крыле, как правило, вскрыты древнейшие протерозойские осадочно-вулканогенные глубоко метаморфизованные породы, а в опущенном юго-западном — узкие грабен-синклинальные зоны, сложенные палеозойскими породами офиолитовой ассоциации. В современном рельефе зоны продольных разломов прослеживаются вдоль подножий хребтов и возвышенностей, взброшенных или даже надвинутых на грабенообразные прогибы, наследующие древние эвгеосинклинальные зоны. В плане такие морфосистемы дугообразно изогнуты с выпуклостями, обращенными на юго-запад.

Разломы северо-восточного направления наиболее четко проявлены в пределах зон раннепалеозойской консолидации, где они образуют протяженные полосы выходов пород офиолитовой ассоциации, фиксируемые симметричными линейными понижениями в современном рельефе (северо-восточный фланг Джунгарско-Китойского и Георгиевско-Тайшетского разломов). В западной части Алтае-Саянской области они преимущественно принадлежат к категории скрытых и на современном срезе картируются только их фрагменты. В их пределах отсутствуют или ограниченно развиты гранитоиды и преобладают продукты глубинного основного магматизма. В плане поперечные разломы смещают продольные подобно современным трансформным разломам дна океанов и складчатых окраин материков. Амплитуды преимущественно левосторонних сдвигов по поперечным разломам возрастают в северо-восточном направлении, что указывает на постепенное снижение их активности в ходе формирования континентальной коры.

Такие особенности морфотектонического плана согласуются с известными предположениями о том, что продольные глубинные разломы Алтае-Саянской складчатой области представляют ископаемые зоны Заварицкого-Беньюфа, последовательно ограничивающие складчатые системы все более поздней консолидации в направлении от Сибирской платформы к ископаемой оси спрединга палео-Азиатского океана (Зоненшайн, 1976). В качестве планетарной структуры — ископаемой оси спрединга, рассматривается Чарско-Гобийская офиолитовая зона,

занимающая срединное положение в структуре Центральноазиатского складчатого пояса и являющаяся осью билатеральной симметрии большого числа региональных геологических, геофизических и геоморфологических признаков. С этой точки зрения северо-восточные поперечные разломы рассматриваются в качестве сохранившихся следов трансформных разломов, заложившихся на океанической коре и в большей или меньшей степени сохранившихся в процессе последующего формирования континентальной коры. Совпадение простирания поперечных разломов с основным направлением изоаномал силы тяжести (Кочетков, Розенфарб, 1971; Хафизов, 1971) свидетельствует о соответствии их уступам глубинных разделов земной коры.

Структуры центрального типа

Одним из значительных результатов внедрения космофотогеологических методов явилось установление широкого распространения в пределах большинства исследованных складчатых и платформенных областей кольцевых и овальных структур различных размеров (Хаин и др., 1976). В западной части Алтае-Саянской складчатой области по космическим фотоматериалам такие структуры впервые отмечены М. И. Диденко и Н. Т. Кочневой (1975); ранее по топографическим картам такие структуры выделялись здесь М. А. Чурилиным и Л. В. Пшеничным (1968).

Из большого числа выявленных при дешифрировании космических снимков изометрических кольцевых и купольных образований, объединенных под общим названием структуры центрального типа, объектом изучения на первых этапах исследований являлись только наиболее крупные, с размерами, превышающими 25 км в поперечном сечении. Дискретность размеров этих структур и различия в характере их профиля позволили выделить следующие морфотектонические классы:

- 1) сводовые поднятия с положительным (выпуклым) профилем и размерами 200—220 км;
- 2) купольные поднятия с положительным профилем и размерами от 50 до 100 (в среднем 65) км;
- 3) кольцевые впадины с отрицательным (вогнутым) профилем и размерами 50—80 км.

Сводовые поднятия наследуют общий план сводово-блоковой морфотектоники складчатой области, располагаясь преимущественно в пределах центральной части Алтае-Саянского мегасвода и составляя ядра сводово-блоковых поднятий. Несмотря на различный возраст и состав слагающих сводовые поднятия пород, они характеризуются объединяющими их морфотектоническими признаками и особенностями геофизических полей. На космических снимках во всех случаях четко видны внешние концентраты сводовых поднятий, подчеркнутые окаймляющими речными долинами и ориентированными по дугам соответствующего радиуса водораздельными седловинами и уступами. Полосчатый фоторисунок, обусловленный чередованием структурно-денудационных хребтов и субсеквентных долин, в пределах сводовых поднятий сменяется центробежным радиально-концентрическим рисунком, а линейные аномалии геофизических полей — изометричными и дугообразными, преимущественно отрицательными гравиметрическими аномалиями и мозаичным знакопеременным магнитным полем. В пределах изученной площади околонуено четыре сводовые поднятия: Катунское, Чулышманское, Башелакское, Тигиртышское.

Катунское сводовое поднятие включает наиболее высокие хребты Горного Алтая, Катунский и Теректинский, и в связи с положением на северо-западном склоне Алтае-Саянского мегасвода имеет общий на-

лон вершинной поверхности в этом же направлении. Чулышманское сводовое поднятие включает одноименное плоскогорье, Шапшальский и Курайский хребты, его профиль наиболее слабо выпуклый, о чем свидетельствует незначительная разность гипсометрических отметок внешнего концентрa (1800—2000 м) и максимальных высот в центральной части (3507 м — г. Ак-Оюк). Башелакское сводовое поднятие четко обособлено в рельефе северо-западной части Горного Алтая, где в его контурах находятся различно ориентированные хребты: Башелакский, Тигирецкий, Коргонский и Чергинский. Тигиртышское сводовое поднятие занимает наиболее поднятую часть Кузнецкого Алатау, его внешний концентр проходит в области среднегорья и имеет гипсометрические отметки 400 — 600 м, но поперечный профиль достаточно выпуклый и абсолютные отметки в центре достигают 2178 м (г. Верхний Зуб). Сводовое поднятие в целом обнаруживает только слабый наклон на северо-восток, о чем свидетельствует центробежный и окаймляющий рисунок гидросети, принадлежащей системам рр. Томи, Абакана, Енисея и Чулыма.

Купольные поднятия преимущественно располагаются в пределах сводовых поднятий и морфологически весьма с ними сходны. Жесткие ядра купольных поднятий сложены гранитными батолитами или гнейсо-мигматитовыми образованиями, контуры их в большинстве случаев совпадают с контурами отрицательных гравиметрических аномалий. Только небольшая часть купольных поднятий оконтуривается положительными гравиметрическими аномалиями. Характерно, что такие структуры обычно расположены вне сводовых поднятий. Кольцевые впадины по размерам сопоставимы с купольными поднятиями, но количество их значительно меньше. Они дешифрируются по центростремительному рисунку гидросети, наличию окаймляющих кольцевых и дугообразных хребтов. Они имеют вогнутый профиль, обычно усложненный на фоне одностороннего наклона. В геофизических полях кольцевым впадинам соответствуют изометрические аномалии гравитационного поля (положительные и отрицательные) и мозаичные, преимущественно положительные, магнитные аномалии.

Сопоставление выявленных на первом этапе структур центрального типа с имеющимися геолого-геофизическими данными свидетельствует об их глубинной природе. Дискретность размеров, геологические данные, морфотектонические и геофизические характеристики, взаимное расположение структур центрального типа в пространстве указывают на вероятную их связь с процессами уплотнения-разуплотнения на различных коромантийных уровнях. Сводовые и купольные поднятия, ориентированные дискордантно к простираанию вмещающих пород, описывают ареалы распространения гранитоидных батолитов. Вулканические и вулcano-плутонические ассоциации устанавливаются только в их периферических зонах. Наличие глубоких гравитационных минимумов свидетельствует о больших вертикальных мощностях магматических тел, обладающих пониженной плотностью. В качестве механизма образования сводовых и купольных поднятий предполагается изостатическое всплывание над очагами разуплотнения. Их отражению в современном рельефе, кроме того, способствовала повышенная устойчивость широко распространенных в их пределах метасоматически измененных пород. Кольцевые впадины, как правило, соответствуют крупным вулcano-тектоническим структурам, в пределах которых преобладают породы андезитового и андезито-базальтового состава. Некоторые кольцевые впадины описывают размещение крупных массивов магматических пород гранодиоритового состава.

Структурные элементы Западно-Сибирской плиты

В примыкающей с севера к исследуемой площади части Западно-Сибирской плиты отчетливо дешифрируется сеть линеаментов, принадлежащая охарактеризованным выше системам. Многие из линеаментов отдешифрированы как непосредственное продолжение в фундаменте плиты известных в пределах горного обрамления разломов. Сопоставление результатов дешифрирования с геологическими и геофизическими данными, положенными в основу реконструкций рельефа фундамента плиты, и структурами мезозойско-кайнозойского чехла (Конторович и др., 1975; Адаменко, 1976 и др.) свидетельствует о том, что линеаменты на космических снимках действительно соответствуют главнейшим зонам разрывных дислокаций фундамента, проявленных в качестве флексурно-разрывных зон в чехле и в конечном счете в современном рельефе.

Четко дешифрируется положение известных Колтогорско-Уренгойского и Чузикского грабен-рифтов, ограниченных на юге Тобольско-Ангарским разломом. Не найдено только столь определенное объяснение крупнейшему, почти замкнутому кольцевому линеаменту, ограничивающему овальный тектонический блок литосферы, с ориентированной в северо-западном направлении длинной осью. Линеамент фиксируется характерным изгибом долины Иртыша в промежутке пос. Саргатское — устье р. Ишим и далее довольно отчетливо намечается его возможное замыкание в левобережье Иртыша северо-восточнее г. Ишим. Размеры ограниченного кольцевым линеаментом овала составляют 300×200 км, а его отчетливо прослеженная длина превышает 600 км. В структуре чехла в пределах ограниченного кольцевым линеаментом овала отмечен комплекс куполовидных поднятий и валов, составляющих Вагай-Ишимский выступ и Старосолдатский мегасвод. В северо-восточной части кольцевой линеамент ориентирован вдоль дугообразно изогнутой оси Тарско-Муромцевского мегапрогиба (Конторович и др., 1975).

По различию тональности и, в меньшей степени, рисунка фотоизображения в примыкающей части Западно-Сибирской плиты фиксируется большое число овальных и кольцевых морфоструктур, которые при перенесении на топографические карты обнаруживают хорошее соответствие с характером эрозионной сети современного рельефа. При этом они отчетливо разделяются на положительные (поднятия) и отрицательные (опускания) морфоструктуры. Поднятия и опускания различаются и по фототону: в первом случае он более темный (на снимках в ИК-диапазоне наблюдается обратное соотношение фототона). Сопоставление положения морфоструктур с пликтивными дислокациями чехла свидетельствует о весьма совершенной унаследованности знака неотектонических движений, хотя полное совпадение контуров современных и мезозойско-кайнозойских структур чаще всего не наблюдается.

Конечной задачей региональных структурно-тектонических исследований является получение новых критериев для прогнозирования. Поэтому уже на первых этапах работ выполняется также анализ положения рудных объектов различных таксономических рангов по отношению к элементам сводово-блоковых структур, выявленных в результате дешифрирования космических снимков и пространственно-статистического анализа современного рельефа.

В первую очередь обращает на себя внимание положение редкометального рудного района Юго-Восточного Алтая в ядерной части Алтае-Саянского мегасвода, где замкнутой изогипсой 3100 м регионального вершинного гипсометрического поля (рис. 2) оконтурено положе-

ние месторождений и рудопроявлений вольфрама. В настоящее время этот район оценивается в качестве первоочередного для изучения известных и поисковых новых месторождений вольфрама (Денисенко, Лобков, 1976). Вполне определенную металлогеническую специализацию обнаруживают и сводово-блоковые структуры следующего ранга (мегаблок): сводово-блоковые поднятия и блоковые склоны. Центральные части Горноалтайского и Кузнецкоалатауского сводово-блоковых поднятий контролируют размещение редкометальных рудных районов, а периферические — железорудных и золоторудных. Рудноалтайский и Салаирский блоковые склоны — это известные полиметаллические рудные районы.

Показанные на карте остаточных аномалий вершинного гипсометрического поля (рис. 2) региональные морфотектонические блоки более высокого порядка можно разделить на максимально и умеренно поднятые, максимально и умеренно опущенные. Относительный гипсометрический уровень блоков отражает характер сиаличности — фемичности земной коры и соответственно их металлогенический профиль. Максимально поднятые блоки с интенсивно развитым гранитоидным магматизмом фиксируют положение основных редкометальных рудных районов. Железорудные районы Горного Алтая и Кузнецкого Алатау расположены в пределах умеренно поднятых блоков, а золоторудные — в пределах умеренно опущенных. Основные полиметаллические районы Рудного Алтая также сосредоточены в пределах умеренно опущенных блоков. Интенсивно опущенные блоки фиксируют положение наложенных мезозойско-кайнозойских прогибов.

Весьма интересными являются закономерности пространственного распределения эндогенного оруденения относительно контуров сводовых поднятий: Катунского, Чулышманского, Башчелакского и Тигиртышского. В пределах каждого из них известны редкометальные рудопроявления, сосредоточенные во внутренних частях их юго-восточных секторов, а во внешних северо-западных — железорудные. В направлении с юго-востока на северо-запад наблюдается отчетливый тренд петрофизических и возрастных характеристик гранитоидных массивов: в юго-восточных секторах сосредоточены наиболее молодые лейкократовые и аляскитовые редкометальные граниты, а в северо-западных — более древние гранитоиды «пестрой» формации, образующие вулканоплутонические ассоциации с вулканитами преимущественно андезитового состава. Закономерное размещение эндогенного оруденения (железо, полиметаллы, редкие металлы) по отношению к выраженным в современном рельефе купольным поднятиям и кольцевым впадинам также устанавливается повсеместно, что неоднократно отмечалось многими авторами. Новые данные по этому вопросу получены при выполнении рассматриваемых работ и будут систематизированы в ближайшем будущем.

Определенные закономерности размещения эндогенного оруденения выявлены и в отношении отдешифрованных линейных морфотектонических элементов. Совершенно отчетливо устанавливается закономерная локализация полиметаллических золоторудных и редкометальных районов вдоль зон поперечных северо-восточных и особенно широтных разломов. При этом отмечается узловое распределение оруденения на участках пересечения продольных и поперечных глубинных разломов, что в сочетании с отмеченной закономерной приуроченностью таких районов к морфотектоническим блокам определенного гипсометрического уровня позволит значительно конкретизировать критерии регионального прогноза. Ртутно-рудные зоны контролируются в первую очередь продольными разломами, причем преимущественно теми из них, которые расположены на периферии сводовых поднятий. Наиболее

важные рудные узлы локализованы на участках крутого изгиба зон продольных разломов на максимальном удалении от пересечений их трансрегиональными и региональными поперечными разломами. Этот вывод достаточно аргументирован. Во всех узлах пересечения известных ртутно-рудных зон поперечными разломами отсутствуют не только рудопроявления, но и шлиховые ореолы киновари. В то же время ртутные месторождения и даже отдельные рудные тела локализуются на участках пересечения продольных рудоконтролирующих разломов поперечными нарушениями более высоких порядков, что еще раз подчеркивает необходимость определения порядка тектонических структур.

Приведенные данные свидетельствуют о больших потенциальных возможностях выполняемых работ в отношении практической отдачи и вселяют надежду, что при переходе к более детальным исследованиям дешифрирование и пространственно-статистический анализ современного рельефа обеспечат получение качественно новых критериев размещения оруденения и позволят существенно конкретизировать традиционные методы регионального и локального прогноза.

Таким образом, на основании выполняемых структурно-тектонических исследований установлено положение естественных морфотектонических границ западной части Алтае-Саянской горно-складчатой области и определен общий план сводово-блоковых деформаций земной коры в ее пределах. Алтае-Саянская область представляет собой овальный мегасвод, обособленный в пределах северного склона крупнейшего Центральноазиатского континентального свода. Диагональной системой трансрегиональных разломов Алтае-Саянский мегасвод расчленен на мегаблоки: сводово-блоковые поднятия и блоковые склоны. Продольными и поперечными разломами диагональной системы и широтными разломами ортогональной системы мегаблоки расчленены на параллелепипедальные и секториальные региональные блоки первого и второго порядка, которые в процессе дифференцированного поднятия мегасвода оказались поднятыми на разную высоту в соответствии с составом слагающих их пород, историей предшествующего развития и положением по отношению к ядру мегасвода.

Изучены многие поперечные разломы северо-восточного и широтного направлений. Указанные разломы объединяют в единые структурные линии разобщенные фрагменты и на всем протяжении находят отражение в морфологии геофизических полей. Закономерное положение в морфотектоническом плане Алтае-Саянской складчатой области занимают отдешифрированные структуры центрального типа: сводовые и купольные поднятия, кольцевые впадины. Их контуры согласуются с ареалами распространения гранитных батолитов и гранодиорит-андезитовых вулканоплутонических серий.

Установленные особенности морфотектонического плана Алтае-Саянской горно-складчатой области хорошо согласуются с известными предположениями о том, что продольные разломы представляют ископаемые зоны Заварицкого-Беньюфа, последовательно ограничивающие складчатые системы все более поздней консолидации в направлении от Сибирской платформы к ископаемой оси спрединга Центральноазиатского складчатого пояса — Чарско-Гобийскому коллизийному разлому. При этом зоны поперечных разломов северо-восточного направления указывают на положение трансформных разломов, существовавших в океанической коре. Соответствие простирания этих разломов главному направлению изоаномал гравитационного поля подтверждает их глубинную природу. Полученные данные позволили выдвинуть новые структурно-тектонические критерии размещения месторождений железа, золота, ртути, полиметаллов, редких металлов, обнаруживаю-

ших в своем размещении четкие пространственные связи с элементами сводово-блоковой морфотектоники, выявленные в процессе дешифрирования космических фотоматериалов и пространственно-статистического анализа вершинного гипсометрического поля.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Ашурков Б. А. Глубинные разломы Горной Шории по геофизическим данным.— В сб.: Вопр. тектоники Алтае-Саянск. горн. обл. Новокузнецк, 1971.
- Вознесенский А. В. Исследование области хангайских землетрясений в Северной Монголии.— В сб.: Материалы отд. физ.-геогр. Географ. о-ва СССР, 1962, вып. 1.
- Воробьев Ю. А., Попов В. В. Региональная металлогеническая зональность территории Восточного Казахстана. — «Изв. высш. учеб. заведений. Геол. и разведка», 1975, № 10.
- Грицюк Я. М. Вершинное гипсометрическое поле горно-складчатых областей и его тектоническая интерпретация.— В сб.: Геотект. строение западной части Алтае-Саянской области. Новокузнецк, 1977.
- Гришин М. П., Крылов С. В., Морсин П. И., Пузырев Н. Н., Сурков В. С. Геофизические данные о строении земной коры юга Сибири.— В сб.: Междунар. геол. конгр. XXV сессия. Докл. сов. геологов. Геофиз. исслед. земн. коры. М., «Недра», 1976.
- Денисенко В. К., Лобков В. Л. К оценке перспектив вольфрамоносности Горного Алтая.— «Труды ВСЕГЕИ», 1976, т. 227.
- Диденко М. И., Кочнева Н. Т. Использование дешифрирования космических снимков при металлогенических исследованиях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 5.
- Жалковский Н. Д., Мучная В. И. Распределение землетрясений по энергии и сейсмическая активность Алтае-Саянской области.— В сб.: Сейсмичность Алтае-Саян. обл. Новосибирск, 1975.
- Зоненшайн Л. П. Реконструкция палеозойских океанов.— В сб.: Дрейф континентов, М., «Наука», 1976.
- Караулов В. В. О поперечных разломах складчатой системы Юго-Западного Алтая.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1976, 51, № 1.
- Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Сурков В. С., Трофимук А. А., Эрвье Ю. Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. М., «Недра», 1975.
- Кочетков И. А., Розенфарб И. А. Схема тектонического строения северо-западной части Рудного Алтая по геофизическим съемкам.— В сб.: Методы разведочн. геофизики, вып. 12. Л., «Недра», 1971.
- Ладынин А. В. Изостазия и плотная неоднородность верхней мантии Сибири.— В сб.: Методика и р-ты компл. геофиз. исслед. земной коры Сибири. Новосибирск, 1976.
- Моисеенко Ф. С. Морфология новейших структур Алтае-Саянской области и сейсмичность.— В сб.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1969.
- Науменко А. И., Саликов В. В., Нефедова Л. И. Теневые поперечные разломы Западного Саяна и Тувы.— «Труды Сиб. НИИ геол., геофиз. и минеральн. сырья». Красноярск, 1974, вып. 182.
- Серпухов В. И. Новые типы структур в Азии.— «Записки Ленингр. горн. ин-та», 1974, т. 17, вып. 2.
- Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области.— «Труды Сиб. НИИ геол., геофиз. и минеральн. сырья». Новосибирск, 1973, вып. 152.
- Хайн В. Е., Еремин В. К., Рябухин А. Г., Трофимов Д. М. Современное состояние геологических исследований из космоса.— «Изв. высш. учеб. заведений. Геол. и разведка», 1976, № 11.
- Хафизов Г. Ф. Глубинные разломы Горного Алтая и особенности размещения ртутного оруденения.— В сб.: Вопр. тектоники Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1971.
- Чурилин М. А., Пшеничный Л. В. Дугообразные структуры Алтае-Саянской складчатой области и их роль в локализации эндогенного оруденения.— «Разведка и охрана недр», 1968, № 3.

РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ КАРАКАНСКОГО, ЛЕНИНСКОГО И ЕГОЗОВО-КРАСНОЯРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЯ В КУЗБАССЕ ПО ДВУСТВОРЧАТЫМ МОЛЛЮСКАМ

П. А. ТОКАРЕВА

В 1971—1975 гг. отрядом геологов и палеонтологов ЗСГУ и СНИИГГИМСа в составе С. В. Сухова, В. Е. Евтушенко, Л. В. Меньшиковой, В. И. Данилова, Т. С. Левинской, А. А. Сергиенко, автора и др. под общим руководством Г. П. Радченко было проведено комплексное изучение опорных разрезов кольчугинской серии по р. Томи, на участке от Новокузнецка до Бабьего Камня.

Изучение выявленных комплексов двустворок позволило автору дополнить палеонтологическую характеристику этих разрезов и уточнить биостратиграфическое расчленение позднепермских отложений в Кузбассе.

Кузнецкая свита, по данным изучения двустворок, делится на два разновозрастных биостратиграфических горизонта — нижнекузнецкий раннепермского и верхнекузнецкий позднепермского возраста. Граница между ними проходит примерно между усинским и чебалсинским горизонтами (Токарева, 1969).

Вблизи этого уровня раннепермская балахонская фауна *Mrassietta*, *Mochovia*, *Procopievskia*, *Sinomya*, *Bunguria*, *Topolinelba* сменяется позднепермской кольчугинской фауной *Abiella* ex gr. *subovata*, *Anthraconaia wardioides*, *Anthraconauta* ex gr. *simplex*, *A.* ex gr. *pseudophillipsii*, *Palaeonodonta*, *Palaeomutela* и др.

Верхняя литологическая граница кузнецкой свиты по почве мощного слоя песчаника (слой № 52) с конгломератом в основании (Яворский, 1931) несколько условна, так как конгломерат этот не является базальным. Биостратиграфическая граница проходит на 80 м ниже литологической и определяется массовым появлением палеанодонто-палеомутеловой фауны, более характерной для вышележащей казанково-маркинской свиты.

Кроме палеанодонто-палеомутеловой группы двустворок, в состав пелециподового комплекса казанково-маркинской свиты входят: *Anthraconauta exilis*, *A. trigonalis*, *A. porrecta*, *A. uskatiensis*, *A.* ex gr. *pseudophillipsii*, *Microdontella astartellaeformis*, *M. microdonta*, *M. elliptica*, *Abiella subovata*, *A. cyclos*, *A. tomiensis*, *Concinnella*, sp. и др.

На уровне пласта № 4 (общепринятой верхней границы свиты) палеанодонто-палеомутеловая фауна исчезает.

Фаунистический комплекс ускатской свиты в Ерунаковском разрезе распространен в интервале пластов № 4—33. Преобладают в нем микродонтеллы всех видов и абиеллы. Последние особенно многочис-

ленны между пластами № 19—21. Антраконавты занимают подчиненное положение, концинеллы единичны.

Часть разреза, заключенная между пластами № 33—39, отличается резким видовым сокращением двустворок. Размеры раковин остаются нормальными.

Комплекс фауны ленинской свиты наиболее полно представлен в интервале пластов № 39—60. Свита характеризуется оптимальным развитием антраконавт, особенно *Antraconauta* ex gr. *pseudophillipsii*, *A. ibjinskiensis*, *A. supraphillipsii*, *A. ampla*, *A. angusta*, и микродонтелл, среди которых преобладают *Microdontella microdonta* и *M. elliptica*. Значительная роль принадлежит представителям нового рода — *Tersiella* P a r i n, выделенного из рода *Microdontella* L e b e d e v (Лебедев, Папин, 1968).

В средней части ленинской свиты (пласты № 49—50) наблюдается бурный расцвет пелециподовой фауны приведенного выше состава и значительное количество крупных и мелких ядер остракод.

Грамотеинская свита в береговых разрезах бедна остатками фауны. До недавнего времени из отложений этой свиты фауна была практически неизвестна. Нами только в Ерунаковском разрезе обнаружено семь фауносодержащих слоев, приуроченных в основном к нижней половине свиты (пласты № 60—68).

В районе Бабьего Камня к грамотеинской свите отнесена часть берегового разреза, заключенная между слоями № 283—390. В этом интервале обнаружено 11 слоев с остатками двустворок, среди которых определены: *Antraconauta* ex gr. *pseudophillipsii*, *A. ex gr. simplex*, *A. obliqua*, *A. sphenoidalis*, *Abiella* ex gr. *subovata*, *Concinnella angustistriata*, *Tersiella*, P a r i n. В основании свиты встречаются редкие *Microdontella* ex gr. *microdonta*, мелких и средних размеров. Много мелких ядер остракод. В средней части свиты, в слоях № 358—362, вскрытых канавой № 22, отмечена характерная ассоциация двустворок — тонкие мелкие терсиеллы в сообществе с мелкими антраконавтами, что было учтено при корреляции с Бабьекаменским разрезом одновозрастных отложений Караканского месторождения.

Тайлуганская свита содержит богатый комплекс двустворок, в котором преобладают мелкие *Antraconauta* ex gr. *simplex*, *A. obliqua*, *A. ex gr. pseudophillipsii*, *A. porrecta*, *A. iljinskiensis*, *A. subaequalis*. Особенно многочисленны антраконавты в основании свиты (слой № 277—283). Для свиты характерной группой являются концинеллы, достигшие в тайлуганское время своего расцвета. Участие абиелл и терсиелл незначительное, микродонтеллы не встречены.

В интервале пластов № XVI—XX отмечены первые мезозойские двустворки (слой № 237, 275) и последние позднепермские палеондонты — в слое № 237.

В верхней части свиты, вблизи границы с триасом, наблюдаются массовые скопления мелких остракод, из двустворок преобладают мелкие антраконавты и концинеллы с тонкими хрупкими раковинками.

Триасовые отложения в основном содержат скопление остатков двустворчатых моллюсков, обнаруженных здесь впервые, и многочисленных филлопод, часто совместно со значительным количеством остракод.

Караканское, Ленинское и Егозово-Красноярское месторождения сложены осадками кольчугинской серии, представленной в основном ерунаковской подсерией, фаунистически охарактеризованной наиболее полно.

При сопоставлении разрезов этих месторождений с опорными Ерунаковским и Бабьекаменским разрезами установлено, что комплекс

двустворок, характерный для ленинской свиты и распространенный в Ерунаковском разрезе в интервале пластов № 33—60, на Караканском месторождении фиксируется в интервале пластов № 13—24 (стратиграфически ниже пласта № 24 разрез фауной не охарактеризован). На Ленинском и Егозово-Красноярском месторождениях он приурочен к интервалу пластов Болдыревский — Надбайкаимский.

Верхняя граница ленинской свиты по смене фаунистических комплексов проходит в интервале пластов Байкаимский — Надбайкаимский, что соответствует пластам № 13—14 в разрезе Караканского месторождения и пластам № 60—61 опорного разреза. Характерная ассоциация крупных антраконавт и микродонтелл, заключенная в интервале пластов № 49—50 Ерунаковского разреза, на Караканском месторождении отмечена в интервале пластов № 16—18, а в разрезах Ленинского и Егозово-Красноярского месторождений — между пластами Поддягилевский и Наддягилевский, особенно же четко она выражена вблизи пласта Дягилевский.

Бабьекаменский разрез является опорным для грамотеинской и тайлуганской свит.

Комплекс двустворок грамотеинской свиты на Караканском месторождении распространен в интервале пластов № 3—13, в разрезе Ленинского и Егозово-Красноярского месторождений аналогичный комплекс находится между пластами Надбайкаимским и Сычевским № IV. В указанных границах преобладают концинеллы, микродонтеллы (?), переходные к терсиеллам, и типичные терсиеллы, мелкие, с тонкими хрупкими створками. Наибольшее скопление последних в Бабьекаменском разрезе известно в слоях № 358—362, вскрытых канавой № 22, на Караканском месторождении — в интервале пластов № 5—7, на Ленинском и Егозово-Красноярском месторождениях — между пластами Наддальним — Безымянным.

Другим слоем, использованным при увязке разрезов в качестве корреляционного, является слой с массовыми скоплениями (до ракушника) остатков крупных терсиелл (?), установленный между пластами Сычевским № I и Сычевским № II (ближе к пласту Сычевскому № II) в разрезах Ленинского и Егозово-Красноярского месторождений и в интервале пластов № 4—4 а на Караканском месторождении.

Данному интервалу на Бабьем Камне соответствуют мощные пачки «немых» песчаников, в которых этот фаунистический слой не сохранился.

Граница между грамотеинской и тайлуганской свитами обоснована появлением мезозойских двустворок, отмеченных в Бабьекаменском разрезе в интервале пластов № XVI—XVII, на Караканском месторождении — в почве пласта № 3, в разрезе Ленинского и Егозово-Красноярского месторождений — между пластами Сычевским № IV — Грамотеинским № I.

На этом основании верхняя граница грамотеинской свиты в Бабьекаменском разрезе проводится по кровле пласта № XX, сопоставляемого с пластом № 78 Ерунаковского разреза; на Караканском месторождении — несколько условно по пласту № 3, в разрезах Ленинского и Егозово-Красноярского месторождений она проходит на уровне пласта Сычевского № IV.

Низы тайлуганской свиты на Бабьем Камне (пласты № XVI—XX) характеризуются своеобразной ассоциацией двустворок, в которой преобладают мелкие антраконавты — *Antraconauta simplex*, *A. obliqua*, *A. porrecta*, *A. trigonalis*, *A. sphenoidalis*, *A. ex. gr. pseudophillipsii* и др. Значительную роль играют концинеллы, встречаются единичные терсиеллы, много мелких ядер остракод. Такая же фауна на Караканском месторождении развита между пластами № 1 — Новый (из интервала

пластов № 1—2 остатки фауны неизвестны), а в сводном разрезе Ленинского и Егозово-Красноярского месторождений — на 20 м ниже пласта Грамотейнского № 1.

В районе Бабьего Камня разрез верхнепермских отложений представлен не полностью: в нем нет верхов тайлуганской свиты, соответствующих в разрезе Караканского месторождения интервалу пластов Караканских № 6—9.

Граница с триасом на Бабьем Камне принята в разрезе поздней перми по верхнему пласту угля, выше которого в 3,4 м от его кровли нами в 1975 г. обнаружен слой с многочисленными остатками триасовых двустворок, а над ним — массовые скопления филлопод и остракод, фрагменты насекомых.

Наблюдаемая на границе перми и триаса радикальная смена фауны и литологических особенностей пород свидетельствует, очевидно, о слишком резкой смене физико-географических условий для границы двух систем, палеозойской и мезозойской, что, вероятно, связано с перерывом в осадконакоплении.

По своему составу триасовые двустворки заметно тяготеют к комплексу юрских пластинчатожаберных, с которыми у них имеется немало общих видов ферганоколов, тогда как с позднепалеозойскими двустворками их связывает всего один род — *Palaeanodonta* Amal., без общих видов.

Эти данные говорят о том, что мезозойские отложения в районе Бабьего Камня представлены, по-видимому, средним триасом.

ЛИТЕРАТУРА

Горелова С. Г., Дрягина Л. Л., Меньшикова Л. В. Параллелизация разрезов кольчугинской серии Кузбасса по палеоботаническим данным. — Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, 1969, вып. 4.

Лебедев И. В., Папин Ю. С. Фауна микродонтеллид из пермских угленосных отложений Кузнецкого бассейна. — «Труды ТИИ», 1968, вып. 1.

Радченко Г. П. Описание береговых разрезов по р. Томи от устья рч. Суриковой до Бабьего Камня в Кузнецком бассейне. — Материалы по геологии Зап. Сибири, 1938, № 5 (47).

Токарева П. А. О нижней границе верхнепермских отложений в Кузбассе. — В сб.: Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Материалы научн.-техн. конференции в г. Новокузнецке, 1969.

Яворский В. И. Левобережье р. Томи между дд. Митиной и Ерунаковской в Кузнецком бассейне. — «Изв. ВГРО», 1931, вып. 66.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ УСТЬ-ТЫМСКОЙ ДЕПРЕССИОННОЙ ЗОНЫ

В. И. БИДЖАКОВ, Б. М. ВОЛКОВ, И. А. ИВАНОВ,
Н. В. КОПТЯЕВ, А. С. МИНДИГАЛЕЕВ, В. М. ТИЩЕНКО, Г. П. ХУДОРОЖКОВ

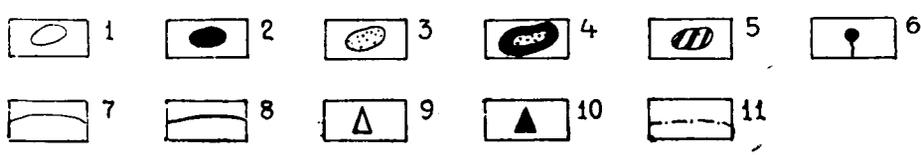
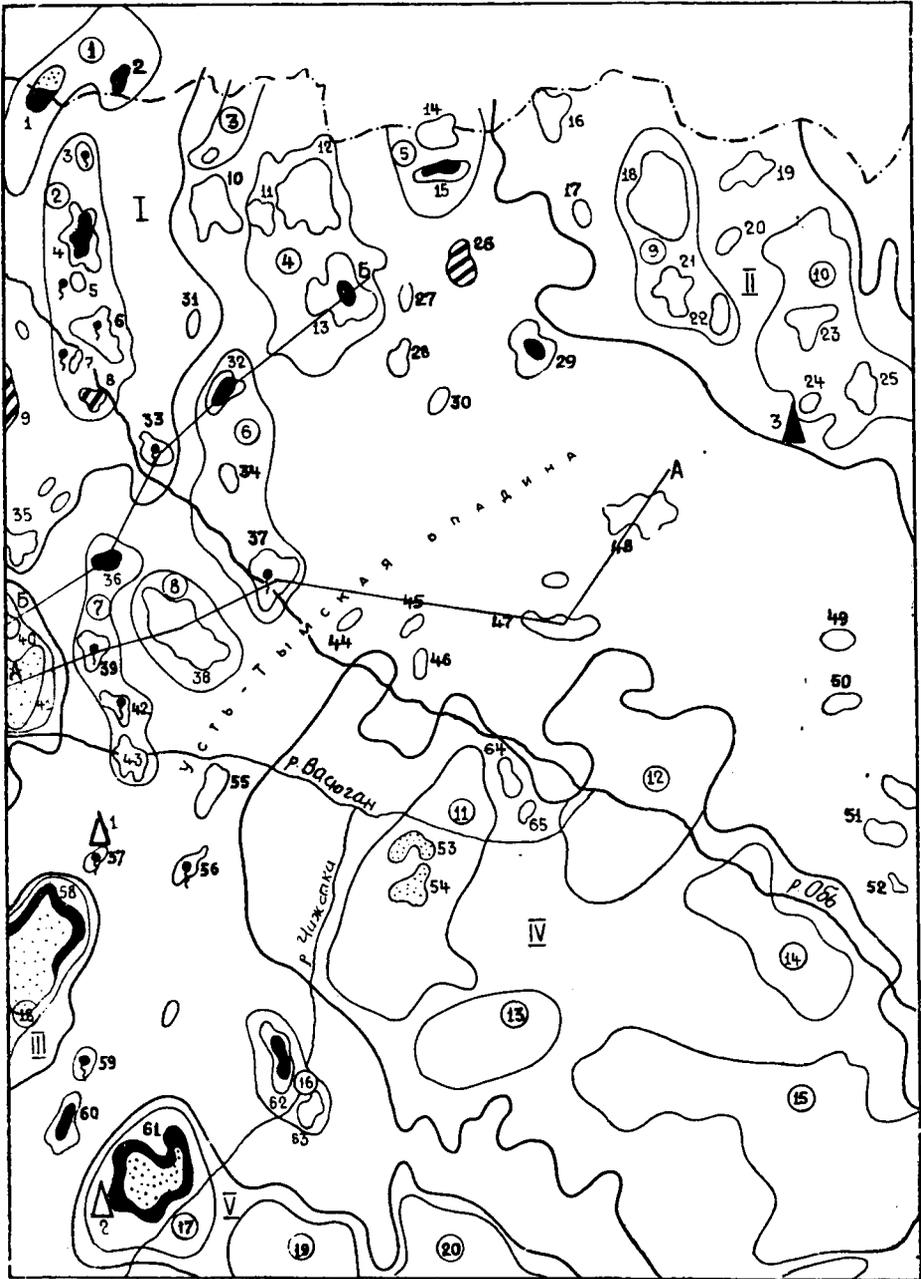
Усть-Тымская депрессионная зона представляет собой крупную отрицательную структуру первого порядка, расположенную в центральной и северной частях Томской области. Согласно тектонической карте мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты, составленной под редакцией И. И. Нестерова (1975), площадь ее составляет около 36000 км². Структура имеет сложную подковообразную форму (рис. 1). На западе и северо-западе она ограничена Александровским и Средневажюганским мегавалами, на северо-востоке — Пыль-Караминским мегавалом, на юге и юго-востоке — Парабельским и Пудинским мегавалами.

Поисково-разведочные работы в пределах Усть-Тымской депрессионной зоны выполняются Томским геологическим управлением. Глубокое поисковое бурение проведено на 20 локальных поднятиях, выявленных сейсморазведочными работами (МОВ, МОГТ, КМПВ), в результате чего выявлено 7 месторождений нефти, залежи которых приурочены к отложениям валанжина (Соболиное), верхней юры (Никольское, Чкаловское, Линейное, Тунгольское, Киев-Еганское), нижней и средней юры (Вартовское), к доюрским карбонатным образованиям (Чкаловское).

В геологическом строении Усть-Тымской депрессионной зоны принимают участие магматические и метаморфические образования кристаллического фундамента, осадочные, эффузивно-осадочные и карбонатные образования промежуточного комплекса и терригенные, преимущественно песчано-глинистые отложения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла.

Образования кристаллического фундамента вскрыты на Соболиной площади, а также на площадях, прилегающих к Усть-Тымской впадине, Киндальской, Западносенкинской, Белоярской и Кочебиловской, где они выходят под осадочные отложения платформенного чехла и представлены филлитами и сланцами серицит-альбитового состава. Филлиты имеют микрогранолепидобластовую структуру, сланцевую и реликтовую тонкослоистую текстуру. Минеральный состав (%): слюда — 25—30, альбит — 50—55, кальцит — 15—25. Иногда в породе отмечаются включения пирита и углистых частиц. Серицит-альбитовые сланцы характерны для верхней части доюрского разреза. Возраст пород не установлен.

Усть-Тымская депрессионная зона выделена по отложениям платформенного чехла. По более глубоко залегающим отложениям проме-



жуточного комплекса фундамента ей соответствует Нарымско-Колпашевская впадина на востоке и Усть-Тымский грабенрифт и Айгольский синклинорий на западе.

Образования промежуточного комплекса представлены осадочными и эффузивными породами. Среди осадочных пород преимущественное развитие имеют терригенные и карбонатные породы.

Терригенные породы вскрыты на Вертолетной, Киев-Еганской, Вартовской площадях. В скважине № 352 Киев-Еганской площади они сложены переслаиванием песчаников, алевролитов, глинисто-сидеритовых пород.

Песчаники светло-серые, серые крепкие мелкозернистые, преимущественно кварцевые с полого-волнистой слоистостью, обычно не карбонатные, иногда сидеритизированные. Обломочный материал составляет до 85—90% всей породы. Обломки полуугловатой и полуокатанной формы. В их составе преобладает кварц (до 70—85%). Цемент поровый, пленочный, регенерационный. Состав цемента серицитовый с примесью хлорита и каолинита. Встречаются участки с бесцементным сочленением обломочных зерен. Комплекс акцессорных минералов представлен анатазом, цирконом, сфеном, апатитом, турмалином, ильменит-магнетитом, рутилом, лейкоксеном.

Алевролиты имеют псаммоалевритовую структуру, однородную текстуру. Минеральный состав, процентные соотношения минералов и характер изменения породы аналогичны песчаникам.

По описанию З. Я. Сердюк и В. П. Петровой (НТГУ), глинисто-сидеритовая порода имеет серовато-бурый цвет, плотная крепкая, состоит из сгусткоподобных темно-бурых образований сидерита и тонкочешуйчатого однонаправленно ориентированного глинистого агрегата.

Карбонатные породы вскрыты на Чкаловской, Никольской, Мура-

Рис. 1. Обзорная карта Усть-Тымской депрессионной зоны

1 — структуры третьего порядка, 2 — месторождения нефти, 3 — месторождения газа, 4 — газовые месторождения с нефтяной оторочкой, 5 — полупромышленные залежи, 6 — нефтегазопрооявления, 7 — структуры II порядка, 8 — структуры I порядка, 9 — параметрические скважины, 10 — опорные скважины, 11 — граница Томской области.

Структуры I порядка: I — Александровский мегавал, II — Пыль-Караминский мегавал, III — Средневажуганский мегавал, IV — Парабельский мегавал, V — Пудинский мегавал.

Структуры II порядка: 1 — Охтеурский вал, 2 — Криволучский вал, 3 — Люк-Пайский вал, 4 — Окуневское куполовидное поднятие (кп), 5 — Эмторское кп, 6 — Мурасовский наклонный вал, 7 — Межозерный вал, 9 — Малочимулякский вал, 10 — Колонковое кп, 11 — Сильгинский вал, 12 — Тибинокское кп, 13 — Сенькинское кп, 14 — Нарымский вал, 15 — Колпашевское кп, 16 — Соболиный вал, 17 — Лугинецкое кп, 18 — Мыльджинский вал, 19 — Пудинское кп, 20 — Горелоярское кп.

Структуры III порядка: 1 — Северная, 2 — Вахская, 3 — Таежная, 4 — Чебачья, 5 — Лукашкинская, 6 — Назинская, 7 — Западноназинская, 8 — Южноназинская, 9 — Александровская, 10 — Нань-Яхская, 11 — Круглоозерная, 12 — Мыгтынская, 13 — Вартовская, 14 — Эмторская, 15 — Линейная, 16 — Сибкраевская, 17 — Собачья, 18 — Малочимулякская, 19 — Чимулякская, 20 — Кисецкая, 21 — Пульсецкая, 22 — Миннолгинская, 23 — Колонковая, 24 — Напаская, 25 — Косецкая, 26 — Тунгольская, 27 — Куликовская, 28 — Туганская, 29 — Киев-Еганская, 30 — Кирилловская, 31 — Ноябрьская, 32 — Никольская, 33 — Амбарская, 34 — Новоникольская, 35 — Полонская, 36 — Чкаловская, 37 — Мурасовская, 38 — Трассовая, 39 — Передовая, 40 — Айгольская, 41 — Североважуганская, 42 — Межозерная, 43 — Головная, 44 — Жарковская, 45 — Толпаровская, 46 — Нижнетымская, 47 — Можанская, 48 — Вертолетная, 49 — Чунжельская, 50 — Унжинская, 51 — Зайкинская, 52 — Сентябрьская, 53 — Северосильгинская, 54 — Усть-Сильгинская, 55 — Летняя, 56 — Лесная, 57 — Северомыльджинская, 58 — Мыльджинская, 59 — Кыкинская, 60 — Шингинская, 61 — Лугинецкая, 62 — Соболиная, 63 — Южнособолиная, 64 — Киндальская, 65 — Бондарская; без цифровки показаны перегибы.

Параметрические скважины: 1 — Северомыльджинская, 2 — Лугинецкая, 3 — Тымская опорная

совской и Трассовой площадях. Представлены они известняками темно-серыми до черных, крепкими скрытокристаллическими, с включениями фауны. Породы трещиноваты, по трещинам иногда отмечается бурое черное гумусообразное вещество с примазками битума. Развита карбонатная порода преимущественно в западной части Усть-Тымской депрессионной зоны.

Изверженные породы вскрыты на Передовой, Лесной, Нань-Яхской, Можанской, Чунжельской и др. площадях. На Нань-Яхской площади эти образования представлены долеритами темно-серого и черного цвета крепкими плотными. На Можанской площади вскрыты конга-диабазы. Структура породы диабазовая. Минеральный состав следующий: плагиоклаз — 43%, моноклинный пироксен — 25, роговая обманка — 5, биотит — 2—3, микропигматитовые сростания кварца и полевых шпатов — 7—8.

На Лесной площади изверженные образования представлены граносиенит-порфиром. Порода светло-бурого цвета плотная с порфировой структурой. Порфиновые выделения единичны (до 1—5 мм). Представлены таблитчатыми зернами калиевого полевого шпата. Основная масса сложена сидеритизированным, пелитизированным полевым шпатом.

Возраст пород промежуточного комплекса, вероятно, верхнепалеозойский. Абсолютный возраст эффузивов в скважине № 1 Можанской площади — 288 млн. лет (С₃). Возраст карбонатных образований не определен.

Мезозойско-кайнозойский платформенный чехол сложен терригенными песчано-глинистыми образованиями юрского, мелового и палеогенового возраста. Отложения триаса на территории Усть-Тымской депрессионной зоны не выявлены. Возможно, что в наиболее погруженных частях эти образования присутствуют.

Детально отложения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты, включая и Томскую область, описаны во многих обобщающих работах исследователей СНИИГГИМСа и ЗапСибНИГНИ (Трофимук, Фотиади и др., 1972; Трофимук, Синяков и др., 1975; Конторович, Нестеров и др., 1975).

В разрезе юрских отложений описываемой территории выделяется четыре свиты — тюменская, наунакская, георгиевская и баженовская.

Континентальные отложения тюменской свиты (нижняя + средняя юра) сложены переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Песчаники серые и светло-серые средней крепости, слюдистые с включениями растительного детрита. Алевролиты серые, темно-серые средней крепости, слюдистые. Аргиллиты темно-серые, средней крепости, плотные с многочисленными прослоями и линзами песчаников и алевролитов и углефицированного растительного детрита. По разрезу свиты отмечаются прослой углей незначительной мощности (2—4 м). Общая мощность тюменской свиты изменяется от 120 до 600 м.

На отложениях тюменской свиты согласно залегают преимущественно континентальные образования наунакской свиты келловей-оксфордского возраста. Эти отложения по литолого-фациальному облику и промыслово-геофизической характеристике от пород тюменской свиты практически не отличаются, что создает определенные трудности при расчленении и корреляции разрезов пробуренных скважин.

Согласно палинологическим исследованиям (Л. Г. Маркова, А. В. Скуратенко, ТО СНИИГГИМС) и палеонтологическим определениям (Г. М. Татьяна, ТГУ) на отдельных площадях Усть-Тымской депрессионной зоны отмечается резкое сокращение мощности наунакской свиты келловей-оксфорда (Вертолетная площадь, скв. № 360), а порой и полное ее отсутствие (Мурасовская площадь, скв. № 21).

Это явление отмечалось также ранее на отдельных площадях Парабельского мегавала (Миндигалеев, Тищенко и др., 1976). Общая мощность наунакской свиты — 0—50 м.

На отложениях наунакской свиты трансгрессивно залегают породы георгиевской свиты (кимеридж), не имеющие широкого площадного распространения и выделяющиеся только на Передовой и Мурасовской площади. Мощность их 2—6 м. Они представлены темно-серыми с буроватым оттенком аргиллитами плотными крепкими слабослюдистыми.

На отложениях келловей-оксофорда, в отдельных случаях кимериджа, залегают темно-коричневые битуминозные аргиллиты баженовской свиты (волжский ярус). Эти образования имеют четкую электрокаротажную характеристику и идентичную литологию не только в Усть-Тымской депрессионной зоне, но и на большей части Западно-Сибирской равнины. Следует отметить, что в восточной части зоны баженовская свита уменьшается в мощности, теряет битуминозность (Чунжельская площадь). На структурах Пыль-Караминского мегавала эти отложения электрическими методами каротажа не выделяются. Мощность баженовской свиты в пределах Усть-Тымской депрессионной зоны 10—15 м.

Отложения меловой системы представлены чередованием морских, прибрежно-морских и континентальных песчано-глинистых пород. В связи с невысокими перспективами отложений мела и бесперспективностью отложений палеогена литолого-фациальное описание их не приводится.

Усть-Тымский палеозойский осадочный бассейн имеет сложное тектоническое строение. Так же как в остальной части Западно-Сибирской плиты, доюрский фундамент имеет двухъярусное строение. Нижний тектонический ярус представляет собой кристаллический фундамент, состоящий из древних (протерозойских и нижнепалеозойских) магматических и метаморфических пород, бесперспективных на нефть и газ. Верхний тектонический ярус, или промежуточный комплекс, представлен средне-верхнепалеозойскими сравнительно слабометаморфизованными и слабодислоцированными терригенными, эффузивно-осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Промежуточный комплекс перекрыт мощным чехлом мезозойско-кайнозойских платформенных отложений. Как и платформенный чехол, промежуточный комплекс доюрских образований является перспективным для поисков залежей нефти и газа и представляет собой в настоящее время один из важнейших нефтегазописковых объектов. Слабая изученность этого района не позволяет достаточно детально охарактеризовать его геологическое строение, но имеющиеся геолого-геофизические материалы уже сейчас позволяют ориентировочно определить распространение наиболее перспективных толщ доюрских образований и наметить направление первоочередных работ на нефть и газ в палеозое.

Поверхность доюрских образований характеризует схематическая структурная карта по кровле этих отложений, построенная по данным геофизических исследований и глубокого бурения (Смыслов, 1977). Усть-Тымский осадочный бассейн представляет собой крупную депрессионную зону, в пределах которой унаследованно развилась Усть-Тымская впадина мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Максимальная абсолютная глубина погружения кровли доюрских образований составляет 3400-3500 м в центральной и северо-восточной части бассейна, минимальная глубина отмечается в сводовой части положительных структур и составляет 2700—2900 м. Амплитуда погружения поверхности доюрских комплексов по отношению к смежным

структурам — Александровскому, Средневазюганскому, Парабельскому и Пыль-Караминскому мегавалам — 1000—1600 м. По данным геофизических исследований, поверхность доюрских комплексов характеризуется наличием дизъюнктивных нарушений различного масштаба преимущественно северо-восточного и северо-западного направлений.

Структурный план вышезалегающих осадочных отложений платформенного чехла, как уже отмечалось, наследует структуру поверхности доюрских образований. Это подтверждается структурными построениями по ряду отражающих сейсмических горизонтов от кровли доюрских образований до палеогена. Эрозионным выступам фундамента соответствуют положительные структурные формы платформенного чехла, представляющие собой локальные поднятия, валы, куполовидные поднятия. Палеотектонический анализ роста структур свидетельствует о длительном характере развития большинства платформенных структур, что явилось одним из благоприятных факторов образования залежей нефти и газа как структурного, так и неструктурного типа.

Северо-западная часть Усть-Тымского осадочного бассейна изучена сравнительно лучше, здесь проводятся исследования глубинного строения методом ОГТ, позволяющим наряду с картированием платформенных отложений изучать структуру верхней части доюрских образований. По данным геофизических работ и глубокого бурения, прослеживается зона распространения высокоперспективных на нефть и газ карбонатных отложений. Зона имеет субмеридиональное простирание. Границы ее не определены. Зона охватывает локальные поднятия: Чкаловское, где карбонатные отложения являются промышленно нефтегазоносными, Трассовое, Мурассовое, Никольское. На севере зона распространяется в пределы Окуневского куполовидного поднятия, на юго-западе она, возможно, сочленяется с карбонатной зоной Нюрольского осадочного бассейна (Северовазюганское поднятие). На востоке и юго-востоке карбонатная толща, вероятно, перекрыта эффузивно-осадочными образованиями пермо-триаса, заполнившими Усть-Тымский грабен-рифт.

Мощность карбонатной толщи не определена. Для изучения этих образований необходимо проведение сейсморазведочных работ методами ОГТ и КМПВ, а также бурение сети опорных скважин. Промышленная нефтегазоносность Усть-Тымской впадины доказана открытием ряда месторождений нефти и газа, приуроченных к локальным поднятиям, на некоторых площадях отмечены признаки нефтегазоносности при бурении и испытании скважин. Нефтегазоносность связана преимущественно с юрскими терригенными образованиями за исключением Чкаловского месторождения, где помимо юрских отложений промышленная залежь нефти и газа выявлена также и в доюрских карбонатных отложениях.

Мезозойские платформенные отложения ранее являлись основным объектом для поисков залежей нефти и газа. Однако в последующие годы все большее значение приобретает проблема нефтегазоносности доюрского комплекса отложений. Изучение доюрских отложений привело к открытию ряда месторождений нефти и газа в пределах Томской области, связанных с этими отложениями. Выявленные залежи преимущественно массивного типа и приурочены к эрозионным выступам доюрского комплекса пород. К таким месторождениям относятся Калиновое, Нижнетабаганское, Североостанинское, Фестивальное и др. в Нюрольском осадочном бассейне, Чкаловское — в Усть-Тымском осадочном бассейне. Геологическое строение их описано в ранее опубликованных статьях И. А. Иванова, Н. В. Коптяева, Г. П. Худорожкова (1975), И. А. Иванова, Г. П. Худорожкова и др. (1975),

Е. Е. Даненберга, Г. И. Тищенко (1976), Н. В. Коптяева, А. С. Миндигалева, В. М. Тищенко (1977).

В пределах Усть-Тымской впадины в результате проведенных геологоразведочных работ открыты следующие месторождения нефти, различные по геологическому строению и размерам.

Киев-Еганское месторождение нефти расположено в северо-восточной части Усть-Тымского нефтегазоносного района. Приурочено к структуре III порядка, представляющей собой брахиантиклинальную складку северо-западного простирания с размерами по оконтуривающей сейсмоизогиipse — 2560 м (отражающий горизонт II а, верхняя юра), 18×16 км и амплитудой поднятия 80 м. Результаты глубокого бурения хорошо подтверждаются данными сейсморазведки. Доюрские образования вскрыты скважиной № 352 на отметке 3029 м, где они представлены метаморфизованными осадочными образованиями — песчаниками, алевролитами, глинисто-слюдистыми породами. Продуктивность месторождения связана с песчаным горизонтом Ю₁ наунакской свиты верхней юры, вскрытым в пределах площади на глубинах 2607—2658 м. Дебит нефти в скважине № 350 составил 14 м³/сут, пластовой воды — 6 м³/сут (штуцер 5 мм). Залежь является структурно-литологической, покрывкой залежи служат аргиллиты баженовской и куломзинской свит. Высота залежи 24 м, коэффициент заполнения ловушки 30%.

Нефть Киев-Еганского месторождения имеет следующую характеристику: плотность—0,808 г/см³; фракция до 200°C—44%, до 300°C — 71; содержание парафина составляет 5,2%, серы—0,36, смол и асфальтенов нет.

Линейное месторождение нефти расположено в северной части Усть-Тымской впадины в пределах Эмторского куполовидного поднятия и приурочено к одноименной структуре III порядка, представляющей собой антиклинальную складку субширотного простирания с размерами по сейсмоизогиipse (горизонт II а) 2460 м 22×8 км и амплитудой 80 м. Залежь нефти связана с горизонтом Ю₁, глубина залегания которого в пределах разбуренной части структуры составляет 2498—2562 м. Залежь относится к типу пластово-сводовых, высота ее 25 м, коэффициент заполнения ловушки—31%. Приток нефти в скважине № 1 составил 42 м³/сут на 8-миллиметровом штуцере. Покрывкой залежи служат аргиллиты баженовской и куломзинской свит общей мощностью 170 м. Доюрские образования на площади вскрыты скважинами № 1, 2, 3, 4 на глубинах 2692—2854 м (а.о. 2586—2754 м). Вскрытая мощность палеозойских отложений 51—72 м. Представлены они выветрелым порфиром.

Нефть Линейного месторождения с удельным весом 0,83 г/см³ характеризуется содержанием парафина—8,7%, серы—0,1, смол—2, асфальтенов—1,2; выход фракций до 200°C—41%, до 300°C—70.

Тунгольское нефтяное месторождение расположено южнее Линейного месторождения и приурочено к локальному поднятию, представляющему собой, по данным сейсморазведки, куполовидную складку с размерами по изогипсе—2520 м (горизонт II а) $13 \times 8,5$ км, амплитудой 40 м. Палеозойские образования вскрыты скважиной № 2 на глубине 3115 м (а.о.—3016 м), по керну они представлены туфоалевролитом. Нефтегазоносность связана с верхним песчаным пластом горизонта Ю₁, вскрытым на глубине 2605—2637 м (а.о. 2505—2638 м). Залежь является пластово-сводовой, покрывкой служит толща аргиллитов баженовской и куломзинской свит. Пульсирующий приток нефти на 3-миллиметровом штуцере в скважине № 1 составил 10,5 м³/сут, воды—2,2 м³/сут. Газовый фактор—1,2 м³/м³.

Нефть с удельным весом 0,823 г/см³ содержит—5,8% парафинов,

серы—0,36, смолы—4,9, асфальтенов нет, выход фракций до 200°C—63%.

Вартовское месторождение нефти расположено на Окуневском куполовидном поднятии в северной части Усть-Тымской впадины и приурочено к одноименной структуре III порядка. По данным сейсморазведки МОВ, структура представляет собой брахиантиклинальную складку субмеридионального простирания с размерами по сейсмоизогипсе—2300 м 24×6 км и амплитудой 60 м (отражающий горизонт II а).

Палеозойские образования вскрыты скважинами № 330, 331, 332, 334, 335 и представлены терригенными породами—аргиллитами, алевролитами, карбонатизированными песчаниками, известняками с прослоями эффузивных пород (кварцевых альбитофиров, диабазовых порфиритов). В северной и западной частях поднятия отмечается кора выветривания мощностью 9—20 м.

Нефтегазоносность на месторождении связана с песчано-алевролитовым пластом Ю₆ тюменской свиты (нижняя +средняя юра), вскрытым на глубинах 2533—2593 м (а.о. 2451—2509 м). Общая мощность пласта 12—18 м, эффективная мощность 10—11 м. Залежь нефти относится к типу структурно-литологических. Покрышкой для залежи служит алевролит-аргиллитовая пачка тюменской свиты мощностью 4 м. Промышленный приток нефти получен в скважине № 330 (103 м³/сут на 8-миллиметровом штуцере). При этом приток газа составил 48 тыс. м³/сут.

Нефть характеризуется удельным весом 0,77—0,81 г/см³, содержание парафина составляет от 5 до 17%, серы—0,02—0,2, смол—0—3,9, асфальтенов—0—0,8, фракций до 200°C—61—30%, до 300°C—77—50.

Никольское месторождение нефти расположено в северо-западной части Усть-Тымской впадины и приурочено к одноименной структуре III порядка в пределах Мурасовского куполовидного поднятия. По данным сейсморазведки, структура представляет собой куполовидную складку северо-восточного простирания с размерами в пределах оконтуривающей изогипсы—2420 м (отражающий горизонт II а) 9×8 км и амплитудой 40 м. Нефтегазоносность связана с песчаным пластом верхней части горизонта Ю₁, вскрытым на глубинах 2390—2446 м (а.о. 2334—2391 м). Эффективная мощность пласта достигает 3 м. Залежь относится к типу структурно-литологических, покрышкой ее служит толща аргиллитов баженовской и куломзинской свит. Глубина залегающей залежи—2390—2420 м (а.о. 2365—2334 м), высота—31 м, коэффициент заполнения ловушки—80%. При опробовании продуктивного пласта в скважине № 1 из интервала перфорации 2380—2400 м получен приток нефти 7,8 м³/сут на штуцере 5 мм и воды—0,45 м³/сут.

Нефть Никольского месторождения с удельным весом 0,831 г/см³ характеризуется содержанием парафина—1,14%, серы—3,2, смол—5,72, асфальтенов—0,38; фракции до 200°C—31%, до 300°C—57.

Чкаловское нефтегазовое месторождение приурочено к одноименному локальному поднятию, осложняющему северную часть Междоуверного вала в западной части Усть-Тымской впадины. Поднятие, по данным сейсморазведки, представляет собой куполовидную складку с размерами по оконтуривающей изогипсе—2580 м (отражающий горизонт II а) 17×13 км, амплитудой 90 м. На структуре пробурено 2 скважины: № 1 в сводовой части структуры, № 2 на северо-восточном куполе. Доюрские образования в скважине № 1 вскрыты на глубине 2936 м и представлены известняками с прослоями изверженных пород. Вскрытая мощность доюрских пород составляет 78 м. В скважине № 2 подобные образования вскрыты на глубине 2960 м и представлены также известняками.

Нефтегазоносность месторождения связана с карбонатными образованиями палеозоя и горизонтом Ю₁ верхней юры. При опробовании палеозойских карбонатных образований в скважине № 1 (интервал перфорации 2937—2950 м) получен фонтан нефти и газа с дебитами соответственно 117,5 м³/сут и 16 тыс. м³/сут на 8-миллиметровом штуцере. Опробование скважины № 2 в колонне еще не проводилось. По предварительной оценке залежь нефти и газа в карбонатах относится к типу массивных, приурочена к эрозионному выступу доюрских образований.

Нефтеносность горизонта Ю₁ установлена в скважине № 2, где при опробовании его в интервале 2556—2595 м испытателем пластов получен приток нефти 1,25 м³ за 40 мин при депрессии 115 атм. При испытании в колонне пласта Ю₁ в интервале 2560—2567 м получен фонтан нефти дебитом 39,4 м³/сут через 8-миллиметровый штуцер. В своде поднятия (скважина № 1) продуктивный пласт сильно глинизируется, теряет коллекторские свойства, в связи с чем залежь нефти в горизонте Ю₁ является, по всей видимости, структурно-литологической.

Нефть из палеозойской залежи с удельным весом 0,809 г/см³ характеризуется содержанием парафина — 35%, смол, серы, асфальтенов нет, выход фракции до 250°C—28, 250—300°C—52,8.

Соболиное месторождение нефти расположено в юго-западной части Усть-Тымского нефтегазозонного района и приурочено к структуре III порядка, представляющей собой, по данным сейсморазведки (МОВ), антиклинальную складку северо-восточного простирания с размерами в пределах оконтуривающей сейсмоизогипсы (горизонт II а)—2440 м. 16×6—10 км, амплитудой 50 м.

Продуктивный пласт Б₁₁ тарской свиты валанжина представлен песчаниками и содержит залежь нефти пластово-сводового типа, перекрытую пачкой плотных аргиллитов. Промышленный приток нефти получен в сводовой части № 171 и составляет на 8-миллиметровом штуцере 103,2 м³/сут (газа — 3,315 тыс. м³/сут), водонефтяной эмульсии — 44,4 м³/сут. Газовый фактор нефти — 22,3. Непромышленные притоки получены из нижней части тюменской свиты.

Комплекс доюрских образований, вскрытый на площади на глубинах 2863—2940 м, представлен во вскрытой части интенсивно метаморфизованными терригенными породами до серицит-альбитовых сланцев.

Нефть Соболиного месторождения с удельным весом 0,854 г/см³ характеризуется содержанием парафина — 3,27%, серы — 0,38, смол — 8,9, асфальтенов нет, выход фракции до 200°C—28%.

Помимо промышленных скоплений нефти и газа в пределах западной части рассматриваемой территории отмечались признаки нефтегазоносности в процессе бурения и испытания скважин. Так, на Мурасовской площади в скважине № 20 в песчано-алевролитовом пласте, подстилающем георгиевскую свиту, отмечена нефтеносность под люминескопом — свечение пород желтым цветом, а при опробовании этого пласта испытателем пластов получена пенка нефти на глинистом растворе. Признаки нефтеносности отмечались также при бурении и испытании скважин на Передовой и Межозерной площадях (горизонт Ю₁).

Таким образом, нефти вскрытых залежей являются легкими высококачественными метановыми с удельным весом 0,77—0,854 г/см³. Содержание бензиновых фракций до 200°C составляет 28—63%, до 300°C — 50—77, парафинов в юрских нефтях — 1,14—8,7, в палеозойской залежи на Чкаловском месторождении, по предварительному анализу, 35%. Содержание серы — 0,02—0,38% (Никольское — 3,2), смол силикагелевых — до 8,9, асфальтенов — до 1,2%. Растворенный газ имеет метановый состав: метана — 56—75,9%, тяжелых углеводородов — 12—40%.

Изложенные выше сведения о геологическом строении и нефтегазоносности Усть-Тымской депрессионной зоны позволяют сделать вывод о высокой перспективности как отложений мезозойско-кайнозойского платформенного чехла, так и домезозойских карбонатных пород, вскрытых в западной части Усть-Тымской депрессионной зоны. Возможно, они имеют более широкое распространение. Кроме того, перспективными могут быть также эрозионные выступы домезозойских образований и иного литологического состава.

Необходимость изучения нефтегазоносности этой территории требует дальнейшего расширения региональных и детальных работ полевой геофизики и прежде всего комплекса методов КМПВ и МОГТ. Наряду с этим необходимо бурение сети параметрических скважин глубиной свыше 4000 м на всех локальных поднятиях, а также в пределах отрицательных элементов рельефа домезозойских образований. В первую очередь эти работы целесообразно сконцентрировать в западной части Усть-Тымской депрессионной зоны. Проведение указанного комплекса исследований позволит более полно изучить геологическое строение домезозойских образований, уточнить строение платформенных отложений и дать обоснованную оценку перспективам нефтегазоносности и направление дальнейших поисковых работ этого обширного района Томской области.

ЛИТЕРАТУРА

Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Под ред. А. А. Трофимука, Э. Э. Фотиади, Ф. Г. Гурари. М., «Недра», 1972.

Иванов И. А., Даненберг Е. Е., Кондрашов В. А., Коптяев Н. В., Тищенко В. М., Худорожков Г. П. Нефтегазоносность палеозоя Томской области.— В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1975, вып. 10.

Конторович А. Э., Нестеров И. И., Трофимук А. А. и др. — Геология нефти и газа Западной Сибири, 1975.

Коптяев Н. В., Миндигалеев А. С., Тищенко В. М., Худорожков Г. П. О газонефтяной залежи в палеозойских отложениях на Каллиновом месторождении.— В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1977, вып. 12.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Л. А. ИВАНИЯ, А. В. МАНАЕВА, Ю. В. МИРТОВ, С. М. МИРТОВА

Для Алтае-Саянской области имеются многочисленные данные, свидетельствующие о связи полезных ископаемых с корами выветривания, что отражено в работах М. А. Усова (1933), М. П. Нагорского (1964, 1971), В. П. Казаринова (1958), А. Н. Сухариной, Д. И. Емельяновой (1958), Ю. И. Горецкого (1960), А. М. Малолетко (1963), А. И. Кривцова (1968), Л. А. Ивани, М. Н. Выродовой (1971), Л. А. Ивани и О. А. Раковец (1974), А. В. Манаевой и А. О. Быкова (1974) и других авторов.

Геолого-геоморфологический анализ имеющихся материалов по западной части Алтае-Саянской области (Салаир, Кузнецкий Алатау, Колывань-Томская зона и прилегающие к ним впадины) позволяет выделить следующие главнейшие этапы формирования кор выветривания и поверхностей выравнивания: 1 — палеогеновый (палеоцен — эоцен), 2 — поздне меловой (сенон-датский ярус), 3 — ранне-поздне меловой (апт — турон), 4 — юрский (?), 5 — триасовый (средний — верхний триас).

В течение палеогенового этапа, в условиях относительно спокойного тектонического режима, близкого к тропическому климату, была сформирована полигенетическая поверхность выравнивания. Денудационная составляющая этой поверхности фиксируется остатками палеогеновой формации кор выветривания с каолиновым и латеритным профилями, сохранившимися по периферии Кулундинской впадины в слабом (до 100—200 м) погружении. В приподнятых, относительно стабильных районах Салаира и Колывань-Томской области, местами в Кузбассе, Горной Шории и Кузнецком Алатау палеогеновые коры выветривания и соответствующая им денудационная поверхность выравнивания сливаются в один уровень с меловыми. С формациями палеогеновых кор связаны месторождения бокситов, огнеупорных глин и других полезных ископаемых.

Другая часть полигенетической палеогеновой поверхности выравнивания (аккумулятивная) имеет более четкие пространственные и возрастные границы. Она сложена континентальными осадками островной и прибрежно-морскими отложениями люлинворской свит, которые могут вмещать оолитовые железные руды.

Этап позднего мела (сенон-датский ярус) во многом аналогичен палеогеновому. В это время также была сформирована полигенетическая поверхность выравнивания, аналогичная палеогеновой. Образованные на денудационной поверхности выравнивания коры имели као-

линовый и латеритный профили. Латеритные бокситоносные коры этого возраста установлены в Центральном Салаире (Малолетко, 1966). В Кулундинской впадине позднемеловые коры сохранились в погребенном состоянии на поверхности палеозойского фундамента. На Салаире, в Колывань-Томской зоне и в некоторых других районах они сливаются с образованием мел-неогеновых кор.

Аккумулятивная поверхность выравнивания сложена коррелятивными корами отложений сымской и ненинской свит, вмещающими кварцевые пески («Зеленая зона» и др. в Чулымо-Енисейской впадине), огнеупорные глины (Березовское в Ненинско-Чумышской впадине, Мухомановское месторождение в Кузбассе), оолитовые гетит-лептохлорит-гидрогетитовые железные руды (ганькинская свита на западе Кулундинской впадины).

С латеритными корами выветривания этого возраста связано большое количество (около 50) мелких месторождений бокситов остаточного латеритного и латеритно-осадочного генезиса. Латеритные бокситы характеризуются зональным строением профиля коры выветривания, постепенными переходами от свежих пород через гидрослюдистые и каолиновые глины к зоне бокситовых залежей, венчающих разрез коры выветривания. Бокситы этого типа образуются по породам основного или среднего состава — порфирирам, их туфам, глинистым и хлоритовым сланцам, амфиболитам, габбро и т. п. Часто они приурочены к карманам выветривания на контактах алюмосиликатных и карбонатных пород (Гришихинское и Красиловское месторождения в Юго-Западном Салаире).

К латеритно-осадочным бокситам, возникшим в результате делювиального перемещения латеритных бокситов в карстовые углубления, относится Бокчаревское месторождение. Оно является одним из самых крупных в Салаиро-Кулундинском районе. Материнские породы представлены чередующимися карбонатными отложениями с алюмосиликатными породами основного состава. Это создает благоприятную обстановку для развития вытянутых по простиранию пород карманов выветривания и карстовых полостей. Бокситовая залежь приурочена к удлиненной карстовой полости и протягивается на сотни метров. Мощность кондиционных бокситов колеблется от 0,7 до 18,9 м. Бокситы отвечают маркам Б-4, Б-7. Переотложенные бокситы Бокчаревского месторождения генетически связаны с корой выветривания эффузивов основного состава и их туфов, реликтовые структуры которых наблюдаются в бокситовых обломках.

Возможности выявления новых небольших месторождений бокситов здесь не исчерпаны. Бокситы латеритные и латеритно-осадочные имеют схожий химический состав. Они сохранились от последующего размыва там, где перекрыты более поздними отложениями.

На северо-востоке Салаира с ресилифицированными породами латеритной зоны коры выветривания, частично переотложенными в карсты, связаны месторождения высокоглиноземистых огнеупорных каолиновых глин, местами содержащих свободный глинозем, и участки бокситовых пород. Они слагают Апрельское и ныне отработанные Июльское, Оплетихинское и др. месторождения. Близ г. Гурьевска в карсте кембрийских известняков распространены залежи минеральных красок.

В связи с наличием линейных кор выветривания, развитых вдоль полос закарстованных известняков, на северо-восточной окраине Салаира имеются перспективы на выявление новых месторождений минеральных красок и каолиновых глин.

На юге Салаира развиты смешанные площадные и линейные коры выветривания по ультраосновным породам. К ним приурочены залежи окисного и силикатного никеля и кобальта, магнезита, легированные железные руды гетит-гидрогетитового состава. Зоны окисления полиметаллических месторождений рудных районов Салаира обязаны формированию кор выветривания мел-палеогенового возраста. Граница между окисленными и сульфидными рудами, залегающими в субвулканических и эффузивно-осадочных породах печеркинской свиты нижнего кембрия, находится на глубине от 18 до 70 м. Местами зона окисления достигает глубины 170 м и более. Зона окисления представлена крепкими, слабо пористыми осветленными охристыми кварцево-баритовыми породами, рыхлыми, охристыми баритовыми или кварц-баритовыми сыпучками.

В раннем—позднем мелу возникли тектонические климатические условия, благоприятные для формирования полигенетической поверхности выравнивания. Денудационная составляющая последней сохранилась на северо-западе Кузнецкого Алатау, где фиксируются остатками формации латеритной коры выветривания, обусловившей появление бокситов огнеупорных глин, элювиальных россыпей ильменита.

Аккумулятивная поверхность выравнивания сложена континентальными отложениями леньковской, кийской и симоновской свит (апт—турон). Отложения двух последних вмещают россыпи ильменита и кварцевые пески.

Благоприятные условия для возникновения латеритов существовали в Барзасском районе, где характерно частое чередование крутопадающих к юго-западу амфиболитов и графитизированных мраморов с преобладанием первых, что способствовало выветриванию. Коры выветривания здесь распространены как по монолитным, так и по обломочным элювиально-делювиальным породам. Они имеют линейно-площадное развитие и перекрываются ранне-позднемеловыми отложениями кийской и симоновской свит. Мощность кор колеблется от нескольких метров до 100 м. К латеритным бокситам, образованным по основным породам, на северо-западном склоне Кузнецкого Алатау относятся Ижморские бокситопоявления.

К латеритно-осадочным месторождениям, образованным путем делювиально-пролювиального перемещения материала латеритных кор в мелкие депрессии, принадлежит Восточное месторождение на северо-западном склоне Кузнецкого Алатау. Мощность бокситоносных отложений не превышает 4,8 м, а глубина залегания — 40—117 м. Бокситы и аллиты вмещают песчанистые пестроцветные глины, залегающие на коре выветривания и отложениях свиты раннего мела. Бокситы относятся к марке Б-6.

Латеритно-осадочные бокситы встречаются и среди месторождений Барзасской группы. Они не имеют широкого распространения и образованы за счет ближнего переотложения латеритных бокситов в карстовые воронки. В рудных залежах присутствуют тонкие прослои и линзы сероцветных глин, содержащих растительные остатки, указывающие на апт-альбский или апт-сеноманский возраст отложений.

Кора выветривания изверженных пород (габбро-амфиболиты) на северо-западе Кузнецкого Алатау (Яйский выступ) содержит значительные концентрации ильменита (сотни кг/м³). Ильменит тесно связан с тонкими глинистыми фракциями, и из-за трудной обогатимости элювиальные россыпи этого минерала самостоятельного значения не имеют.

Отложения кийской и симоновской свит апт-туронского возраста, по Е. А. Портновой, слагающие аккумулятивную часть полигенетиче-

ской поверхности выравнивания, вмещают различные полезные ископаемые. Особенно широко развиты кварц-кварцитовые и кварц-каолиновые пески. Среди них имеются формовочные, строительные и стекольные. Среди песков встречаются прослои огнеупорных глин, сидерита и линзы, обогащенные ильменитом. Возможности выявления новых месторождений кварцевых песков и ильменита в Чулымо-Енисейском районе не исчерпаны.

Таков неполный перечень полезных ископаемых, связанных с образованием ранне-поздне меловой полигенетической поверхности выравнивания.

Юрская эпоха в регионе изучена плохо. В позднем триасе и начале юрского периода приходит оживление тектонической деятельности. По разломам возникло большое количество глубоких впадин, которые выполнялись континентальными угленосными осадками. В составе юрских отложений присутствуют обломочные породы полимиктового и кварц-полевошпатового состава с переменным содержанием каолинита и гидрослюд. Энергичный вынос обломочного материала из горных сооружений, оживленная эрозия, а также климат (умеренно теплый, гумидный) не способствовали образованию мощных кор выветривания. Только на части территории, в пределах Кузнецкого Алатау, формировались каолиновые коры. С эпохой юрского выветривания связаны залежи каолиновых глин в итатской свите Итатско-Барандатского района (Сухарина и др., 1967).

В течение триасового этапа была сформирована денудационная равнина. Это подтверждается триасовой корой выветривания, установленной в Кулундинской впадине (Адаменко, 1973; Ивания, 1967), в Кузбассе и в Чулымо-Енисейской впадине, судя по описаниям И. В. Лебедева, С. В. Сухова, Н. А. Гладких, Л. А. Ивани и М. Н. Выродовой и других исследователей.

В Чулымо-Енисейской впадине, на площади Приаргинской моноклинали, триасовая кора имеет площадное и линейно-площадное развитие и зональное вертикальное строение. Она залегает на площади от нескольких до десятков метров на склоне Кузнецкого Алатау и хребта Арги до 1152 м у Мариинска. В верхней зоне каолиновых глин содержится 24—34% глинозема и местами присутствует свободный глинозем (до 5%).

У подножия западных склонов хр. Арги глины коры выветривания имеют существенно монтмориллонитовый состав.

В Тисульско-Колбинском районе на склоне Кузнецкого Алатау верхняя зона коры местами представлена каолиновыми глинами с примесью гетита и монтмориллонита. Они содержат глинозема 25—32,6%, окислов железа — 28% и двуокиси титана 2—7% при содержании кремнезема 29—45%. В этом же районе в скважине № 354 в верхней зоне переотложенной коры выветривания наблюдаются гетит-каолиновые глины, содержащие большое количество железных бобовин и стяжений гетита.

Триасовая кора известна в Ампалыкской и Алчедатской впадинах у подножья Яйского выступа.

Изучение разрезов триасовой коры выветривания свидетельствует о накоплении в ее верхней зоне окислов алюминия, железа и титана, что говорит о ее развитии по латеритному типу.

Кроме вышеописанных уровней формирования кор выветривания в пределах Алтае-Саянской области, известны многочисленные проявления корообразования неясной возрастной принадлежности. Их возраст определяют, как правило, в широком диапазоне (мезозой—палеоген). Практическое значение этих кор определяется их наложением на месторождения и проявлением различных полезных ископаемых

более древнего возраста, что приводит к их обогащению и созданию месторождений на месте первичных, убогих по содержанию полезного компонента руд. К образованиям этого типа можно отнести залежи вторичных (карстовых) фосфоритов, содержащих 18—25% P_2O_5 , образовавшихся по первично осадочным бедным фосфоритам (до 12% P_2O_5) и фосфоритным породам (до 5% P_2O_5). Такие залежи известны в Горной Шории, где разведано Белкинское месторождение с запасами до 32 млн. т и ряд более мелких проявлений (до 10 млн. т).

С аналогичной корой выветривания в Кузнецком Алатау связано образование уникального по качеству и запасам Алгуйского месторождения талька. Здесь по талькитам, кварцитам, доломитам развита кора выветривания на глубину до 300—320 м (Шевелев, 1963). Тальк в зоне выветривания дезинтегрирован до тонкодисперсного порошка без изменения химического состава, кварциты превращены в маршалиты.

Процессы корообразования обусловили появление высококачественных марганцевых руд. Марганец, как известно, достаточно хорошо обособляется в коре выветривания даже при минимальных содержаниях в исходных породах, но больших скоплений не образует. Если в зону корообразования вовлекаются первичнообогащенные марганцем породы, то формирующиеся окисленные марганцевые руды образуют достаточно крупные скопления. На Усинском месторождении карбонатных марганцевых руд подсчитанные запасы окисленных пиролюзит-псиломелановых руд составляют 5,7 млн. т, а на Ажигольском участке 5,4 млн. т. На последнем окисленные руды связаны с преобразованием убогих первичных карбонатных руд в коре выветривания. При этом наряду с общим увеличением марганца в рудах происходит изменение минеральной формы и улучшение технологических свойств. Карбонатные руды плохо обогащаются, окисленные — легко. Помимо Усинского месторождения скопления окисленных руд марганца по первичным убогим рудам известны на Дурновском месторождении Салаира, Мазульском месторождении хр. Арги и др. В связи с этим выявляются перспективы поисков такого типа руд на северном погружении структур Кузнецкого Алатау, там, где они перекрыты маломощными мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Корообразующий процесс оказывает влияние на формирование месторождений высококачественных кварцитов. Детальное изучение кварцитов Антоновской группы месторождений на северо-западе Кузнецкого Алатау показало, что высококачественные кварциты образовались в результате инфильтрационно-метасоматического замещения кремнистых и частично глинисто-кремнистых сланцев, а также участками доломитов и даже основных дайковых пород кремнеземом. Содержание окиси кремния в сланцах ниже зоны выветривания не превышает 60—75%, в то время как в кварцитах достигает 99% — (Манаев и др., 1977). Кварцитовые коры выветривания широко развиты также на Салаире, что установлено М. П. Нагорским (1971), в Кузнецком Алатау и Горной Шории (Бийская грива).

Из вышеизложенного следует, что мезозойско-палеогеновые коры выветривания на остатках денудационных поверхностей выравнивания и синхронные отложения в пределах аккумулятивных поверхностей выравнивания вмещают комплекс полезных ископаемых остаточного и осадочного генезиса. Полезные ископаемые залегают большей частью в благоприятных условиях — на поверхности или вблизи дневной поверхности. В пределах быстро развивающихся районов Сибири, а особенно таких, как Кузбасс и Итатский промышленный район в Чулымо-Енисейской впадине, освоение этих, сравнительно доступных полезных ископаемых имеет большое народнохозяйственное значение.

Дальнейшее изучение их, несомненно, должно быть продолжено. Одним из наиболее эффективных методов изучения закономерностей формирования кор выветривания и полигенетических поверхностей выравнивания в целях прогнозирования полезных ископаемых могут служить литолого-палеогеографические и палеогеоморфологические методы.

ЛИТЕРАТУРА

А да мен ко О. М. Принципы тектонического районирования и главнейшие особенности геологического развития Кулундинской впадины.— «Сов. геология», 1970, № 3.

Го ре ц к и й Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений.— «Труды ВИМСа (новая серия)», 1960, вып. 5.

И ва н и я Л. А., В ы р о д о в а М. Н. Некоторые новые данные по геологии мезозойско-палеогеновых кор выветривания юго-востока Западной Сибири.— В сб.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. «Труды СНИИГГМСа», 1971, вып. 126.

И ва н и я Л. А., Ра ко в е ц О. А. Алтае-Саянская область. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. Под ред. акад. И. П. Герасимова и акад. А. В. Сидоренко, 1974.

Ка за ри но в В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.

К р и в ц о в А. И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Ч. 1. Л., 1968.

Ла ба з и н Г. С. Геология полиметаллических месторождений Салаирского края, 1933.

Ма ло лет ко А. М. Гиббситовые бокситы Центрального Салаира.— В сб.: Генезис бокситов. М., 1966.

Ма на е ва А. В., Б ы ко в А. С. Латеритные коры выветривания юго-западного Присалаирья.— В сб.: Рудоносные коры выветривания, 1974.

Ма на е в И. П., Ми р то в Ю. В. Особенности строения и генезис кварцитов Антоновской группы месторождений на севере Кузнецкого Алатау.— «Труды ЗСОВМО», 1977, вып. 4.

Ми р то в Ю. В., Ц ы к и н Р. А., Ва лю же ни ч З. Л., Ал екс ан др о в К. Марганцевоносные и фосфоритоносные формации нижнего кембрия и верхнего докембрия Западной Сибири.— В сб.: Осадочные формации Сибири, 1964, ч. 2.

На го р с к и й М. П. Закономерности размещения мезозойско-кайнозойских рудных формаций на юго-востоке Западной Сибири. Автореф. на соиск. учен. степени докт. геолого-минералогических наук. Томск, 1971.

Су ха ри на А. Н., Е мел ь я но ва Л. И. Новые данные по геологии и полезным ископаемым мезозойских отложений бассейна р. Золотой Китат. — «Вестник ЗСГУ», 1958, № 3.

Су ха ри на А. Н., По з д н я ко в Г. Г., Бе ре з и ко в Ю. К. Каолиновые породы мезозойских эпох выветривания в Итатском угленосном районе.— В сб.: Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока.— «Труды СНИИГГМСа», 1967, вып. 66.

У со в М. А. Формации месторождений полезных ископаемых Салаира.— «Вестник Зап.-Сиб. геол. треста», 1933, № 6.

Ш е пе л е в А. И. Алгуйское месторождение маложелезистого талька.— «Вестник Зап.-Сиб. геол. управления», 1963, № 2.

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ НОВОСИБИРСКОЙ И ОМСКОЙ ОБЛАСТЕЙ И ИХ НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ

А. А. РОЗИН, Г. Л. САМСОНОВ, В. С. БАЖЕНОВ

Во многих районах мира термальные воды находят применение в энергетике, промышленности, сельском, рыбном и коммунальном хозяйствах и в медицине. В последнее время в связи с угрозой истощения мировых запасов нефти все большее значение приобретают термальные воды в качестве источника тепловой энергии.

Крупнейший в мире Западно-Сибирский артезианский бассейн рассматривается многими исследователями как перспективный на термальные воды, распространенные здесь повсеместно, за исключением палеозойского обрамления и непосредственно примыкающих к нему территорий.

В Новосибирской и Омской областях, в пределах Западно-Сибирской равнины, температура подземных вод в пластовых условиях изменяется в широком диапазоне от 0 до 120°C, а геотермические градиенты, показывающие средние темпы возрастания температуры, с глубиной от 2,5°C/100 м до 4,5—5°C/100 м. Наиболее высокими средними геотермическими градиентами (свыше 4°C/100 м) характеризуются значительные площади в северной части Новосибирской области, сравнительно узкая полоса вдоль западной границы Омской области и отдельные локальные участки в других районах. На большей части территории величина геотермических градиентов не превышает 3,5°C/100 м. Соответственно температура вод на глубине 1000 м достигает 25—50°C, на глубине 2000 м — 50—90°C, а в нижней части осадочного чехла, на границе с фундаментом (глубины 2500—3200 м) — 70—120°C. Наиболее характерной чертой теплового поля является его резкая дифференциация как в региональном, так и локальном плане. На одних и тех же глубинах в пределах рассматриваемой территории колебания температур достигают 20—50°C. Диапазон колебаний увеличивается вниз по разрезу.

Нагрев мезозойских отложений и заключенных в них вод осуществляется главным образом за счет внутреннего тепла Земли. Тепло, возникающее при радиоактивном распаде, физико-химических и биохимических процессах в мезозойских отложениях, существенного влияния на тепловое поле не оказывает.

Основными факторами, определяющими температуру мезозойско-кайнозойских отложений, помимо интенсивности теплового потока, поступающего снизу, являются: состав горных пород, рельеф фундамента, динамика подземных пород, тектонические разрывы, возраст консолидации фундамента и т. д. Все перечисленные факторы в известной мере воздействуют на геотермические условия, поэтому влияние

одного из них затушевывается другими и не всегда может быть установлено.

В известной мере высокотемпературные условия Западно-Сибирского бассейна зависят от регионально распространенных теплоизолирующих глинистых толщ верхнеюрско-берриаского и верхнемелового-олигоценного возраста, в которых плотность теплового потока увеличивается и соответственно возрастают геотермические градиенты.

Температура подземных вод, выведенных скважинами на поверхность земли, обычно не превышает 30—45°C. Лишь в Омске она достигает 60°C. Значительное несоответствие между высокой температурой подземных вод Западно-Сибирского бассейна в пластовых условиях и сравнительно низкой температурой этих вод на поверхности объясняется тем, что нижняя наиболее высокотермальная часть разреза в интервале от 1900—2000 м до поверхности фундамента на большей части территории сложена глинами берриаса и верхней юры и слабо-водообильными песчано-глинистыми отложениями нижней и средней юры. Воды этих отложений, как правило, не самоизливаются. Если с глубиной температура подземных вод увеличивается, то напоры подземных вод и водообильность пород уменьшаются. В связи с этим наиболее горячие воды нижней части разреза во многих районах труднодоступны для практического использования. Возможность применения термальных вод в народном хозяйстве связывается главным образом с водоносными комплексами покурской свиты (апт-альб-сеноман), киялинской свиты (готерив-баррем), тарской свиты (валанжин) и тюменской, васюганской, татарской свит (нижняя, средняя юра).

Водоносный комплекс покурской свиты (апт-альб-сеноман)

В юго-западной части Новосибирской и на юге Омской областей этот водоносный горизонт покурской свиты является единственным источником централизованного водоснабжения. Залегает он под глинами кузнецовской свиты (нижний турон) на глубине от 400 до 1100 м. Разрез водоносного комплекса слагается неравномерным чередованием песков, песчаников, алевролитов, глин и алевроитов. На большей части территории подземные воды самоизливаются. Пьезометрические уровни устанавливаются выше поверхности земли на 1—40 м. Водообильность отложений высокая. Дебиты скважин в отдельных районах достигают 1—3 тыс. м³/сут при самоизливе.

Минерализация вод возрастает с юга на север. В южной части территории (примерно до широты Транссибирской железной дороги) широко распространены пресные и слабосоленоватые воды, в центральных и северных районах — соленые воды с минерализацией до 10—22 г/л.

Слабосоленоватые воды относятся преимущественно к гидрокарбонатно-натриевому типу (по В. А. Сулину). Солевой состав в основном представлен хлоридами и гидрокарбонатами натрия. Во многих районах они обладают повышенной щелочностью. Микрокомпоненты солевого состава (йод, бром, бор) отсутствуют или содержатся в незначительных количествах.

Соленые воды относятся к хлор-кальциевому типу. Солевой состав представлен главным образом хлоридами натрия и кальция. В центральных и северных районах Новосибирской и Омской областей содержание йода достигает 10—15 мг/л, в отдельных случаях — 18—22 мг/л при наличии брома, бора.

Состав растворенных газов на большей части территории азотно-метановый и метановый. Содержание метана — 80—97%, азота — 3—

28, углекислого газа — 0,1—3, высших углеводов — 0,1—0,6. В южной части Барабинской степи (Ипатово) подземные воды обладают низкой газонасыщенностью и азотным составом растворенных газов.

Газогидрохимический облик подземных вод, основные закономерности изменения минерализации и солевого состава определяются прежде всего динамикой подземных вод. Широкое распространение пресных и слабосолоноватых вод в южных районах связано с движением подземного потока, который формируется в предгорьях Алтая и Салаира и разгружается в долинах рр. Оби, Иртыша и глубоко врезанных озер, вблизи от Казахского мелкосопочника. Рассредоточенная разгрузка подземных вод через верхнемеловую палеогеновую глинистую толщу происходит повсеместно. Балансовые гидродинамические расчеты и моделирование, проведенные Н. М. Буровой, В. А. Всеволожским и В. И. Дюниным, показывают, что в южной части бассейна на расстоянии 450 км от палеозойского обрамления через эту толщу разгружается более 80% воды, поступающей в апт-сеноманский водоносный горизонт в области питания.

Температура подземных вод в верхней части комплекса изменяется от 25 до 45—48°C, в нижней части увеличивается во многих районах до 60—70°C. Температура изливающихся вод на устье скважин достигает 30—43°C. Наиболее горячие воды с температурой 40—43°C получены в Оконешниковском районе Омской области. Здесь четко оконтуривается геотермическая аномалия.

Подземные воды покурской свиты имеют большое значение в народном хозяйстве южных районов Новосибирской и Омской областей, за счет которых осуществляется водоснабжение многих сельскохозяйственных районов и городов (Барабинск, Куйбышев, Купино, Карасук, Татарск).

На курорте «Озеро Карачи» в Новосибирской области, в Омске и в профилакториях Чернолучинской оздоровительной зоны в Омской области они используются для лечения заболеваний печени, желчного пузыря и желудочно-кишечного тракта.

По многим показателям химического состава подземные воды покурской свиты с минерализацией 2—5 г/л близки водам курорта Есентуки, отличаясь от последних меньшей минерализацией и отсутствием углекислоты. По классификации Бергмана-Левченко относятся к типу «А» (щелочному). Подземные воды с температурой свыше 30° пригодны для лечения заболеваний суставов, периферической нервной системы, гинекологических и применяются для лечебных ванн с подогревом.

В последние годы подземные воды покурской свиты стали использоваться для круглогодичного садкового рыбоводства в с. Харламово (учхоз № 2 Омского СХИ), Большеатмасском, Целинном совхозах Омской области, Блюдчанском совхозе Новосибирской области.

Повышенная температура вод позволяет создавать незамерзающие водоемы, где значительная часть площади (15—50%) остается без ледяного покрова, что способствует естественной аэрации воды. Содержание в воде растворенного кислорода достигает 8—14 мг/л. Появляется возможность поддерживать оптимальный температурный режим, «удлинять» летний период и проводить зимнюю подкормку сеголетков. Ежегодный выход рыбы из зимовальных прудов, заполненных термальной водой, значительно выше, чем в других карповых хозяйствах, снабжаемых обычной речной водой.

Исследованиями Омского сельскохозяйственного института в с. Харламово установлено, что ежегодный выход рыбы из зимовальных прудов был 99,8%; в то же время в других карповых хозяйствах, снабжаемых обычной речной водой, отход за период зимовки в среднем состав-

ляет не менее 30%, а в отдельных случаях 50% и более. В прудах с термальной водой плотность посадки сеголетков можно довести до 2,5 млн. штук на 1 га, в то время как в обычных хозяйствах она не превышает 350—500 тыс. на 1 га. Инкубация икры карпа, выращивание сеголетков и товарной рыбы нормально происходит в термальных водах с минерализацией от 1 до 12 г/л и температурой от 26 до 30—33°C.

Для обоснования строительства рыбоводных прудов на базе термальных вод покурской свиты Омской экспедицией НТГУ проведена детальная разведка этих вод на двух участках — в Таврическом и Нововаршавском районах Омской области. На Таврическом участке эксплуатационные запасы утверждены в количестве 25 тыс. м³/сут, температура воды на устье — 30,8°C, минерализация воды — 2,9 — 3,0 г/л. На Нововаршавском участке эксплуатационные запасы подготовлены в количестве 18 тыс. м³/сут, температура воды на устье по сезонам года составляет 29,5—32°C, минерализация воды — 1,1 г/л.

Термальные воды покурской свиты применяются для технических и технологических целей — на Омской суконной фабрике, опытно-промышленном заводе технического углерода, маслосырзаводах, мяскокомбинатах, хлебоприемных пунктах.

В юго-восточных районах Омской области пресные и слабосоленые термальные воды с температурой 35—43°C используются почти без подогрева в банях и прачечных (с. Оконешниково, совхоз «Чистовский» и др.).

Водоносный комплекс киялинской свиты (готерив-баррем)

Отложения готерив-барремского возраста представлены преимущественно красноцветными известковистыми комковатыми глинами. Пласты песчаников и алевролитов занимают подчиненное положение. Мощность отложений достигает 600—650 м, глубина залегания водоносных пластов — 1450—2100 м.

Опробованные пласты содержат как самоизливающиеся, так и неизливающиеся воды. Дебиты воды при самоизливе и при откачках обычно изменяются от 10 до 200 м³/сут; понижение уровня при откачках составляло 10—80 м. Более высокие дебиты при самоизливе были получены в Омске (380 м³/сут), Таре (550 м³/сут), Ипатове (580 м³/сут). Величина удельных дебитов обычно равняется сотым долям метров в секунду, для наиболее водообильных пластов достигает 0,1—0,3 л/с.

На большей части территории пьезометрические уровни располагаются в интервале 90—102 м. Минерализация вод — 17—21 г/л, тип — хлор-кальциевый. Солевой состав в основном представлен хлоридами натрия и кальция. Содержание йода достигает 10—16 мг/л, брома — 60—90, бора (В₂О₃) — 50—100. Состав растворенных газов преимущественно метановый, реже азотно-метановый. Углекислый газ присутствует повсеместно в количестве от сотых долей до 2%. Содержание аргона и гелия обычно составляет сотые доли процента.

Температура подземных вод в пластовых условиях — 50—80°C, на поверхности при самоизливе — 30—46°C.

Термальные воды киялинской свиты используются для бальнеологических целей (лечебные ванны и круглогодичный плавательный бассейн), в профилактории-санатории в с. Таврическое Омской области, где в 1975 г. пробурена скважина глубиной 2014 м, в которой опробованы водоносные пласты в интервалах 1856—1867 и 1872—1881 м.

Дебит скважины при откачке составил 437 м³/сут (понижение уровня 43 м), при самоизливе — 250 м³/сут (понижение уровня 24 м). Вода хлоридно-натриевая с минерализацией 24 г/л, температура на устье 46°C.

Водоносный комплекс тарской свиты (валанжин)

Представлен чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Водоносные пласты залегают преимущественно на глубине 2000—2300 м. Водообильность опробованных пластов обычно характеризуется дебитами 50—120 м³/сут при самоизливе и откачках (понижение уровня до 100 м). Самые высокие дебиты при самоизливе были получены в Омске — 380 м³/сут. Удельные дебиты изменяются от 0,01 до 0,3 л/с.

Минерализация подземных вод удивительно постоянна и обычно изменяется в пределах 2 г/л (от 20 до 22 г/л). На отдельных площадях она возрастает до 24—26 г/л.

Тип воды хлор-кальциевый. Содержание йода составляет 10—20 мг/л, брома — 50—90, бора — 100—150. Состав растворенных газов метановый и азотно-метановый. Температура подземных вод в пластовых условиях достигает 75—90°C, на поверхности при самоизливе — 43—45°C (Омск).

Водоносный комплекс тюменской, васюганской и татарской свит (нижняя и средняя юра)

Мощность комплекса зависит от рельефа фундамента и изменяется в широких пределах от нуля на так называемых «лысых» структурах до 400—700 м. Водоносные пласты залегают на глубине 2200—3200 м. Низкая проницаемость, большая литологическая изменчивость пород, линзовидное строение пластов обусловили их слабую водообильность. В Омской области дебиты скважин обычно не превышают 10—50 м³/сут, на отдельных участках увеличиваются до 100 м³/сут при понижении уровня на 20—60 м. Удельные дебиты — 0,0001—0,05 л/с. Лишь в районе Омска отмечена аномально высокая для данного комплекса водообильность. Здесь дебиты при самоизливе достигали в опорной скважине 400 м³/сут (интервал опробования — 2525—2518 м), в термальной — 600 м³/сут (интервал опробования — 2775—2570 м). В Новосибирской области водообильность отложений еще ниже, чем в Омской.

Самоизлив воды отмечается только в Омско-Камышловском районе. На остальной территории статические уровни располагаются ниже поверхности земли.

Наибольшей минерализацией обладают воды на северо-востоке Новосибирской области (50—90 г/л), наименьшей — на северо-западе Омской области (менее 25 г/л). Самая низкая минерализация в этом районе (10 г/л) отмечена на Тевризской площади. На остальной территории Новосибирской и Омской областей минерализация изменяется преимущественно от 20 до 35 г/л. Лишь на отдельных участках здесь встречаются воды более высокой минерализации (до 41 г/л на Баклянской площади и до 53 г/л — на Большереченской).

Солевой состав подземных вод в основном хлоридно-натриевый и хлоридно-натриево-кальциевый. Тип воды преимущественно хлор-кальциевый. Для солевого состава иногда характерны инверсионные изменения солевого состава, сущность которых заключается в увеличении содержания гидрокарбонат-иона, величины коэффициента и уменьшении содержания кальций-иона. В результате понижается их метаморфизация, и жесткие воды (хлор-кальциевый тип) во многих случаях находятся на грани перехода в щелочные (гидрокарбонатно-натриевый тип). Коэффициент $\frac{Na}{Cl}$ близок к единице. На отдельных

площадях (Завьяловская, Нововасильевская, Веселовская) эта грань преодолевается, и воды становятся щелочными.

Содержание кальций-иона в подземных водах составляет 3—10% экв, гидрокарбонат-иона 5—7% экв. Величина коэффициента $\frac{Na}{Cl}$

обычно изменяется от 0,83 до 0,98. Более высокие (до 1—1,01) или более низкие (до 0,6—0,7) значения отмечаются в виде исключения. В водах содержится широкий комплекс микроэлементов: йода обычно 5—13 мг/л, более высокие содержания (до 20—28 мг/л) отмечены на Завьяловской и Чебурлинской площадях; брома — 90—210 мг/л, в наибольшей степени обогащены бромом рассолы.

Газонасыщенность подземных вод изучена недостаточно. Качество определений газового фактора в большинстве случаев вызывает сомнения. Уверенные данные получены только по ряду площадей Омско-Тарского Прииртышья. Здесь газовый фактор подземных вод достигает 0,9—1,3. Упругость растворенного газа — 60—90 атм. Газы, растворенные в подземных водах, характеризуются преимущественно азотно-метановым и метановым составом. Помимо азота и метана они содержат, как правило, в небольших количествах углекислый газ, водород, гелий, аргон. На отдельных участках содержание углекислого газа и водорода резко возрастает, в связи с чем состав газа меняется на углекислый, метано-углекислый и метано-водородный.

Температура подземных вод изменяется от 60 до 120°C. Очень горячие и перегретые воды с температурой 90—120°C распространены в северной части Новосибирской области и на локальных участках Омской области (Большереченская, Саргатская и др. площади). Для большей части территории характерна более низкая температура — 70—90°C.

С целью оценки возможности теплоэнергетического использования термальных вод юрских и нижнемеловых отложений в Омске в 1965 г. была пробурена скважина глубиной 2775 м, в которой при опробовании юрской водоносной толщи (интервал опробования — 2761—2572 м) был получен приток самоизливающихся высокотермальных вод с температурой на устье 60—62°C и дебитом 414—500 м³/сут. Минерализация воды — около 30 г/л, солевой состав — хлоридно-натриевый. Несколько лет горячая вода из скважины использовалась для отопления построенной рядом лыжной базы; в настоящее время вблизи скважины построена и действует водолечебница городской больницы на 40 ванн.

Таким образом, термальные воды Новосибирской и Омской областей находят широкое применение в народном хозяйстве, но тепло этих вод пока используется только в бальнеологии, рыбном хозяйстве и в очень ограниченных масштабах для коммунальных нужд и на промышленных предприятиях. Задача заключается в расширении сферы применения термальных вод на юге Западной Сибири.

В частности, средне- и высокотемпературные подземные воды при достаточно значительных дебитах скважин (500 и более м³/сут) можно использовать для теплофикационных целей в сельском хозяйстве: для отопления теплично-парниковых комплексов, небольших поселков, ферм. При этом во многих случаях можно использовать имеющиеся водоснабженческие скважины. Однако практическое решение этой проблемы зависит от ее технических разработок: тепловых насосов, работающих на низко- и среднетемпературных водах, технологических схем и проектов отопления зданий термальными водами. При этом следует учитывать агрессивность минерализованных термальных вод по отношению к металлическим конструкциям на поверхности земли и возможность сброса солевых вод без ущерба для окружающей среды.

Вместе с тем для технико-экономического обоснования целесообразности использования термальных вод в теплоэнергетических целях на конкретных участках необходимо проведение разведочных работ с изучением геотермических условий данного участка и подсчетом эксплуатационных ресурсов термальных вод. В 1977—1979 гг. Новосибирское геологическое управление по имеющимся гидрогеологическим материалам будет проводить районирование Омской и Новосибирской областей по гидрогеотермическим условиям, с выделением перспективных площадей для теплоэнергетического использования и подсчетом по ним эксплуатационных ресурсов термальных вод. Кроме того, в 1978—1980 гг. предусматривается выполнить поисковые работы по изучению высокотермальных подземных вод в пределах вышеупомянутой Оконешниковской геотермической аномалии в Омской области, с оценкой возможности их использования для теплофикации сельскохозяйственных объектов и создания крупных теплично-парниковых комплексов в степной зоне Западной Сибири.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАРАМЕТРИЧЕСКОГО БУРЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

В. М. ТИЩЕНКО

С целью изучения геологического строения и перспектив нефтегазоносности доюрских отложений в Томской области, ТТГУ закончено бурение и испытание скважин Вездеходной № 3, Северомыльджинской № 1, Саймовской № 1, Лугинецкой № 170 и Пешеходной № 1, а также поисковой скважины Тамбаевской № 3, вскрывшей доюрские образования на глубину 954 м (рис. 1).

Основные результаты бурения параметрической скважины Вездеходной № 3 описаны ранее (Биджаков и др., 1977) и в данной статье не приводятся. Здесь также не приводятся результаты бурения скважины Лугинецкая № 170, так как фактический материал полностью не обработан.

Параметрическая скважина Саймовская № 1 пробурена на Саймовском локальном поднятии, осложняющем Колтогорский мегапрогиб. Проектная глубина скважины — 4000 м, фактическая — 4008 м. Доюрские образования вскрыты на глубине 3436 м, вскрытая мощность их — 572 м. Разрез доюрских отложений сложен переслаиванием миндалекаменных порфиритов и долеритов и их туфов. Породы в различной степени метаморфизованы и карбонатизированы (рис. 2).

Порфириты имеют в основном бластоинтерсертальную структуру и миндалекаменную текстуру. Миндалины крупные (до 7 мм в диаметре), выполнены радиально-лучистым перекристаллизованным карбонатом. Основная масса породы сложена лейстами альбита, между ними хлорит, карбонат, мелкозернистый кварц, лейкоксенизированный ильменит.

Долериты пойкилоофитовой структуры и микропятнистой текстуры сложены крупными огруглыми зернами пироксена, содержащими обильные включения мелких лейст плагиоклаза. Светлые пятна пироксена чередуются с пятнами темно-зеленого хлорита. Пироксен свежий, прозрачный, неизмененный. Плагиоклаз интенсивно замещен мелкозернистым агрегатом альбита, серицита и хлорита. Рудный минерал лейкоксенизирован (З. В. Кужельная, СНИИГГИМС). Однозначной трактовки возраста описанных отложений нет. Наиболее вероятное время их формирования — триас. В верхней части вскрытой толщи доюрских образований до глубины 3560 м породы носят следы выветривания.

Пластовый флюид при испытании этих отложений в процессе бурения и после спуска эксплуатационной колонны не получен.

Параметрическая скважина Северомыльджинская № 1 пробурена на Северомыльджинской локальной структуре, осложняющей северо-восточное погружение Средневасюганского мегавала в Усть-Тымскую впадину. Проектная глубина скважины—4000 м, фактическая—4004 м.

Доюрские образования вскрыты на глубине 3019 м. Кровельная часть комплекса представлена изверженными породами. Согласно

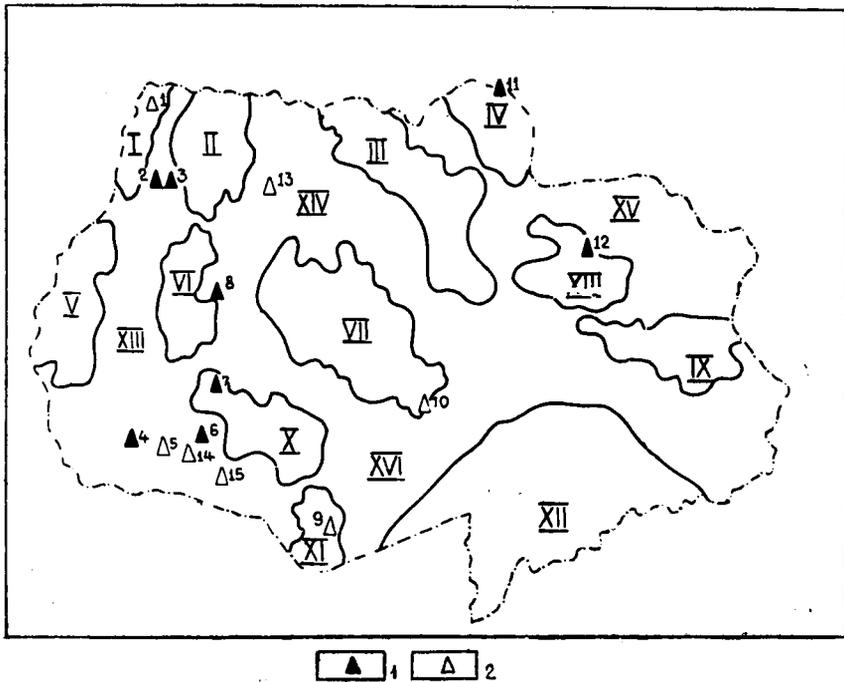


Рис. 1. Схема изученности доюрских образований Томской области параметрическим бурением.

Параметрические скважины: 1 — пробуренные, 2 — проектные.

Структуры I порядка

Положительные: I — Нижневартовский свод, II — Александровский свод, III — Пыль-Караминский мегавал, IV — Ажарминский мегавал, V — Каймысовский свод, VI — Средневасюганский мегавал, VII — Парабельский мегавал, VIII — Владимировский свод, IX — Степановский свод, X — Пудинский мегавал, XI — Калгачский выступ, XII — Барабинско-Пихтовская моноклираль.

Отрицательные (впадины): XIII — Нюрольская, XIV — Усть-Тымская, XV — Восточнопайдугинская, XVI — Бакчарская.

Параметрические скважины: 1 — Медведевская, 2 — Саймовская, 3 — Куль-Еганская, 4 — Пешеходная, 5 — Еллей-Игайская, 6 — Тамбаевская, 7 — Лугинецкая, 8 — Северомыльджинская, 9 — Парбигская, 10 — Посковская, 11 — Ванжильская, 12 — Вездеходная, 13 — Новоникольская, 14 — Урманская, 15 — Калиновая

заклучению А. Я. Хлебникова (СНИИГГИМС), порода из интервала 3026, 9—3033,9 м является андезитовым порфиритом с микропорфировой основной массой и состоит из ксеноморфных и полуидиоморфных крупных фенокристаллов плагиоклаза среднего ряда размером 1,5—3 мм. Промежутки выполнены мелко-тонкозернистым агрегатом еще менее ксеноморфного плагиоклаза, кальцитом и пеннином. Доломит, кальцит и хлориты являются вторичными образованиями. Они развиваются в промежуточной массе, часто по трещинам. Плагиоклаз, образующий фенокристаллы, кальцитизирован. Отмечаются зерна

сфена. Рудный материал представлен кристаллом неправильных очертаний пирротина. Содержание пирротина составляет не более 1—2%. Он образует скопления, иногда вытягивается цепочкой вдоль прожилков доломита. Содержание отдельных компонентов в породе следующее: плагиоклаза — 70%, хлорита — 10, доломита — 10—15, кальцита — около 5.

Образования эти прослеживаются до глубины 3220 м, мощность их 201 м. Ниже изверженных пород отложения сложены единым комплексом — серыми, иногда черными глинистыми сланцами, участками серицитизированными и слабо известковыми. Возраст пород не определен. Коллекторские свойства вскрытых отложений крайне низкие. Проницаемых пластов по промыслово-геофизическим данным и по результатам испытания не выделено.

Параметрическая скважина Пешеходная № 1 пробурена в юго-западной части Нюрольской впадины в своде Пешеходной локальной структуры. Проектная глубина скважины — 4000 м, фактическая — 3306 м (рис. 2).

Доюрские образования вскрыты на глубине 2936 м. В верхней части они представлены интенсивно метаморфизованными кварцевыми порфирами. Согласно петрографическому описанию М. А. Алексеевой (СНИИГГИМС) порода имеет гломеропорфировую сериально-порфировую структуру. Основная масса тонкофельзитовая.

Вкрапленники составляют в породе около 30%. Представлены плагиоклазом, калишпатом, кварцем, темноцветным минералом, размер их колеблется в пределах от 0,1 до 5,0 мм. Вкрапленники плагиоклаза преобладают (70%), они состоят из двух или нескольких короткопризматических зерен, реже — из одного. Плагиоклаз интенсивно изменен, альбитизирован, некоторые зерна превращены в чистый альбит, другие слабо пелитизированы, карбонатизированы и серицитизированы; отмечается развитие зерен и мелкозернистых скоплений фисташково-зеленого эпидота, гнездовидных скоплений тонкочешуйчатого серицита. Характерна частичная перекристаллизация и деформация зерен, разорванность их трещинами, по которым отмечаются тектонические подвижки, тонкими кварцевыми, серицитовыми, карбонатными жилами и жилками, сложенными смесью этих минералов. В некоторых зернах отмечается развитие метасоматического калиевого полевого шпата в виде неправильных мелких пятен с низкими показателями преломления (1,51—1,52) и пониженным, по сравнению с плагиоклазом, двупреломлением. Вкрапленники кварца встречаются в гораздо меньшем (20%) количестве, форма их неправильная, нечеткоизометричная с заливообразными краями, они оплавлены и проплавлены основной массой. Единично присутствуют слабо пелитизированные вкрапленники калишпата короткопризматической и таблитчатой формы. Темноцветные минералы (10%) встречаются двух типов: минералы первого типа имеют удлиненно-пластинчатую форму, замещены тонким агрегатом лейкоксена, хлорита и кварца и относятся, вероятно, к биотиту; минералы второго типа имеют короткопризматическую, призматическую и нечетко шестигранную форму, напоминающую форму роговой обманки. Они полностью замещены эпидотом, хлоритом, альбитом. Встречаются также зерна измененного ильменита, замещенного лейкоксеновыми агрегатами, имеющими сетчатую форму, и бурым биотитом.

Основная масса слагается тонкозернистым агрегатом альбита, кварца, хлорита, лейкоксена. Размер зерен — от 0,005 до 0,05 мм. Форма изометрично-неправильная.

Отмечается интенсивное развитие по породе вторичных (пневмолитовых?) минералов — биотита, кварца, эпидота, кальцита, сери-

цита, образующих скопления неправильной, гнездовидной и жилкоподобной формы. Биотит светлый, зеленовато-желтовато-бурый, имеет форму коротких пластинок и крупных чешуек; равномерное распределение его в отдельных участках аналогично распределению в роговиках. Эпидот фиолетово-зеленый, образует отдельные зерна, мелкие скопления, иногда совместно с кварцем, кальцитом и серицитом — жилки и жилкоподобные скопления. Из акцессорных присутствует циркон, апатит.

Все изученные образцы керн из интервала 2957, 8—2958,9 м характеризуются приведенным описанием. В отдельных образцах отмечается изменение количества кварца, увеличение количества вкрапленников темноцветных минералов и тонкочешуйчатых скоплений биотита и хлорита.

В. В. Коротуном (СНИИГГИМС) изучены образцы керн интервала 3015—3217 м. Согласно этим данным, интервал сложен переслаиванием метаморфизованных кварцевых порфиритов и их туфов. Метаморфизованные кварцевые порфириты имеют бластопорфировую структуру и реликтовую фельзитовую структуру основной массы. Текстура плотная массивная. Для породы характерны сохранившиеся реликты фенокристаллов плагиоклаза и в подчиненном количестве кварца (оплавленные индивиды). Основная масса тонкозернистая, представляющая агрегат кварца и других метаморфических минералов: эпидота, биотита, хлорита, серицита, соссюрита. Сплошность породы нарушена многочисленными линейными извилистыми трещинами, выполненными соссюритом, хлоритом, биотитом.

Туфы кварцевых порфиритов метаморфизованы, имеют бластоли-токластическую структуру и плотную массивную текстуру. Контуры обломков породы скрыты метаморфизацией, и разрезы их не поддаются точному определению (ориентировочно — не менее 5 мм). Кристаллы плагиоклаза и зерна кварца имеют размеры 1 мм и более. Отдельные участки породы перекристаллизованы и превращены в массивный мелкозернистый агрегат метаморфических минералов: эпидота, серицита, кварца, хлорита. Абсолютный возраст этих образований, по данным СНИИГГИМСа, 318—331 млн лет (средний карбон).

В связи с предполагающейся большой мощностью эффузивов в этом районе скважина до проектной глубины не углублялась.

Поисковая скважина Тамбаевская № 3 пробурена на Тамбаевской локальной структуре, в Нюрольской впадине. Ранее на структуре были пробурены две поисковые скважины (№ 1, 2), вскрывшие палеозойские образования, представленные известняками на глубинах соответственно 3044 и 3026 м. Глубина вскрытия известняков этими скважинами небольшая—29 и 48 м. Проектный забой скважины № 3—4000 м, фактический — 3988 м. Палеозойские образования вскрыты скважиной на глубине 3034 м, мощность их—954 м (рис. 3). По описанию А.Ф.Сенаколиса (ТПИ), известняки имеют органогенное происхождение и представлены широким спектром пород от биогермных разновидностей до органогенно-обломочных. К биогермным отнесены образцы из интервалов 3372—3377 и 3536,7—3543,8 м. Они состоят из неразрушенных или слабо разрушенных фрагментов водорослевого происхождения, находящихся почти в прижизненном положении. Преобладающей группой известняков являются органогенно-обломочные, сформировавшиеся в результате разрушения сцементированных прослоев карбонатного материала. Органогенно-детритовый материал представлен фрагментами водорослевого происхождения, спикулами губок, обломками тончайших створок остракод, ядрами раковин, комочками неясного биоморфного происхождения. Материал сцементирован тонко- и среднезернистым диагенетическим кальцитом.

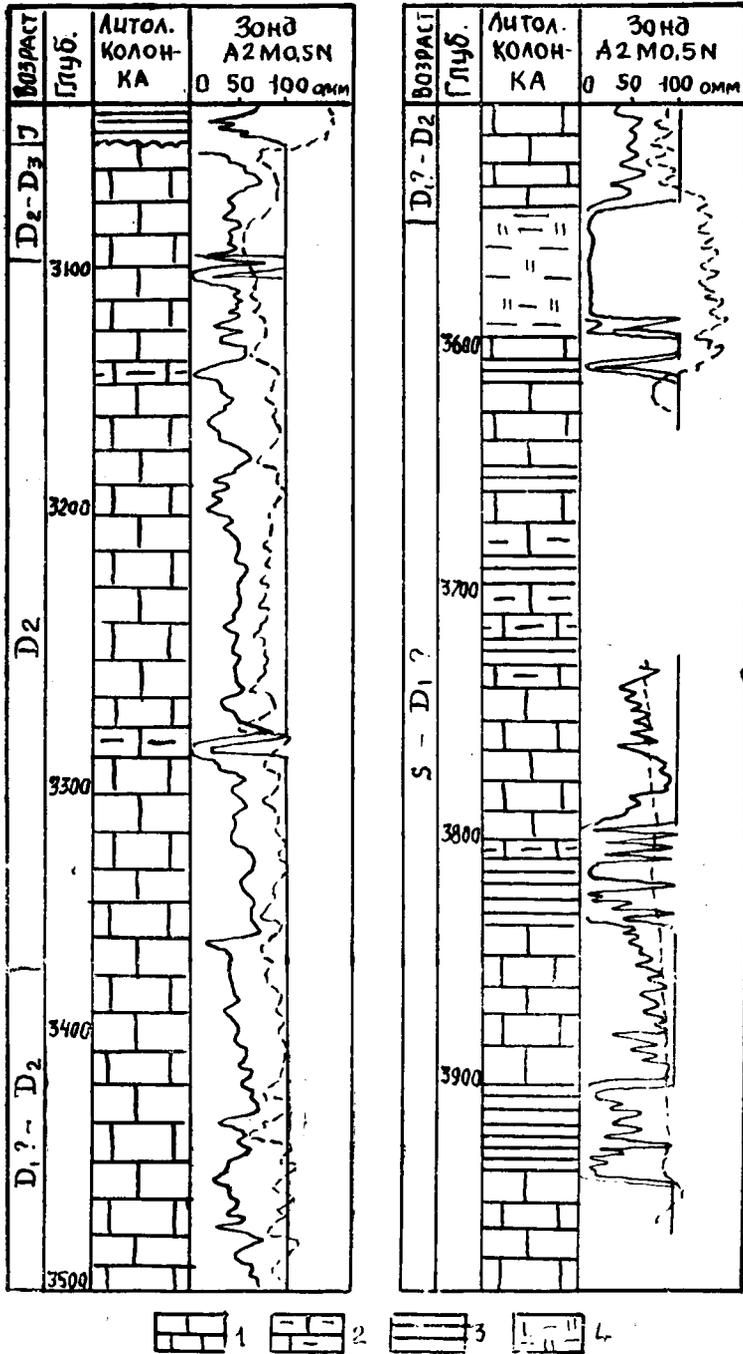


Рис. 3. Геологический разрез доюрских образований скважины № 3 Тамбаевской площади.

1 — известняки, 2 — известняки глинистые, 3 — аргиллиты, алевролиты, 4 — опоки глинистые

В интервале 3318,7—3329,3 м описан известняковый песчаник, представляющий продукт перемива карбонатных осадков, в результате чего отлагались наиболее крупные обломки литифицированных частей осадков. Порода состоит из окатанных и полуокатанных обломков песчаной фракции. Цемент кальцитовый—средне-и крупнокристаллический контактового и базального типа.

Диagenетические преобразования заключаются в растворении и перекристаллизации наиболее тонкого карбонатного материала и цементации пород. Светло-бурая окраска связана с консервацией тонкодисперсного органического вещества в стадии диагенеза.

В интервале 3545—3633,7 м описаны глинисто-кремнистые породы, хорошо впитывающие влагу. Интервал 3586,7—3592,5 м представлен глинистыми опоками. Порода на 50% состоит из глинистого материала и на 50% — из обломков кремнистого состава. Имеется небольшая примесь обломков кварца. Встречаются редкие зерна зеленого глауконита. В интервале 3625,1—3633,7 м описан мелкозернистый алевролит с глинисто-карбонатным цементом с примесью кремнистого материала. Порода слоистая. Слоистость подчеркивается параллельным расположением слюд и различным содержанием карбонатного материала. Интервал 3545—3592 м, вероятно, представляет неоднородный глинистый прослой в карбонатной толще.

Терригенные породы, кроме описанных, выделяются в интервалах 3675—3740, 3798—3842 и 3905—3943 м (по промыслово-геофизическим данным). Керном в незначительной степени охарактеризован интервал 3675—3700 м, откуда поднято небольшое количество алевролита розовато-вишневого и красновато-фиолетового цветов. Литолого-петрографическое исследование этих пород не проводилось.

Изучение органических остатков палеонтологами СНИИГГИМСа и СО АН СССР (В. Н. Дубатов, В. И. Краснов и др.) позволило сделать следующее возрастное расчленение вскрытого скважиной разреза: 3035—3092 м—средний—верхний девон, 3092—3372 м—средний девон, 3372—3545 м—средний, возможно ранний девон, 3545—3988 м—силур, возможно ранний девон.

Согласно такому расчленению отложения раннего девона в скважине имеют незначительную мощность. В Малоической параметрической скважине (НТГУ) мощность образований этого возраста составляет около 900 м при общей мощности терригенно-карбонатной толщи 2—2,5 км (Запивалов, Московская и др., 1977). Вероятно, на Тамбаевской структуре происходил значительный размыв, свидетельством чего является толща глинисто-терригенного состава, залегающая в интервале 3545—3633 м.

Вскрытая скважиной карбонатная толща поинтервально опробована на приток пластового флюида как в процессе бурения (9 объектов), так и через эксплуатационную колонну (7 объектов). В результате опробования объектов, расположенных в интервале 3034—3954 м, получены притоки пластовых вод дебитами от 0,74 м³/сут (3940—3954 м) до 378 м³/сут (3592—3600 м). Минерализация пластовых вод изменяется от 45,1 до 57,7 г/л. Тип вод — хлоркальциевый, содержание йода — 21,21 — 38,18 мг/л, отношение $\frac{Na}{Cl} = 0,91 - 0,92$, $\frac{Na - Cl}{Mg} = 4,41 - 7,55$. Содержание брома изменяется в пределах от 129 до 240 мг/л.

В СНИИГГИМСе был выполнен анализ нефти из интервала 3940—3954 м. Нефть средней плотности (0,8529), малосернистая (0,12%), малосмолистая (4,2%), беспарафинистая. Фракции, выкипающие до 200°C, составляют 60,3% (Конторович, Стасова, 1977). Таким образом, по результатам бурения описанных выше параметрических скважин

установлено, что вскрытые доюрские отложения имеют различные по литологическому составу и возрасту породы, а также получено подтверждение о преимущественной перспективности на нефть и газ карбонатных отложений, выполняющих Нюрольский осадочный бассейн.

ЛИТЕРАТУРА

Биджаков В. И., Коптяев Н. В., Миндигалеев А. С., Ненахов Ю. Я., Тищенко В. М. Предварительные результаты бурения параметрической скважины на Вездеходной площади.— В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, 1977, вып. 12.

Конторович А. Э., Стасова О. Ф. Геохимия юрских и палеозойских нефтей юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты и их генезис. — «Труды СНИИГГИМСа», 1977, вып. 255.

Запивалов Н. П., Московская В. И., Плуман И. И., Рожок Н. Г. Геологическое строение и нефтегазоносность промежуточного комплекса юга Западной Сибири.— В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, 1977, вып. 12.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОЗОЯ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

А. С. МИНДИГАЛЕЕВ

В последнее время получены новые данные по нефтегазоносности карбонатных образований палеозоя Североостанинского и Чкаловского месторождений Томской области. Североостанинское месторождение нефти находится в Нюрольском осадочном бассейне. В тектоническом плане залежь приурочена к зоне юго-западного погружения Пудинского мегавала.

По данным сейсморазведки (отражающий горизонт Φ_1), поверхность доюрских образований представляет собой структурный мыс, осложняющий юго-западную периклиналь Юбилейного поднятия и оконтуренный с трех сторон сейсмоизогипсой—2650 м. В юго-восточной части изогипсы проведены предположительно.

Скважина № 3, вскрывшая промышленную залежь в доюрских образованиях, представленных доломитами, расположена на западном склоне структурного выступа. Глубина скважины—2842 м, доюрские образования вскрыты на глубине 2792 м, вскрытая мощность их составляет 50 м. Литологически доюрские образования представлены светло-серыми, серыми доломитами, плотными крепкими скрытокристаллическими, участками трещиноватыми и кавернозными. Каверны имеют округлую форму и различные размеры и направление. Доломиты перекрыты 6-метровой пачкой светло-серых и буровато-серых кремнистосидеритовых пород (определения выполнены в интервале 2786—2792 м). По каротажу доломиты перекрыты толщей плотных глинистоалевритовых пород нижней части тюменской свиты.

Продуктивная толща доломитов в скважине № 3 по каротажу характеризуется высокими электрическими сопротивлениями (до 700 Ом) и отрицательной аномалией ПС—до 50—60 мВ. Толща сравнительно однородная. Книзу отмечается снижение интенсивности ПС.

Возраст доломитов установлен по находкам фораминифер в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. В интервале 2812—2818 м О. И. Богуш и О. В. Юферов определили фораминиферы, относимые к живетскому ярусу среднего — верхнего девона.

Залежь нефти приурочена к толще кавернозных доломитов. В скважине № 3 при опробовании в эксплуатационной колонне интервала 2793—2842 м (открытая часть ствола скважины) получен промышленный приток нефти дебитом 30,1 м³/сут. Газовый фактор нефти—107 м³/м³, пластовое давление—282,8 атм, температура—110°С.

Нефть Североостанинского месторождения высокого качества, легкая (с удельным весом 0,8162 г/см³), с содержанием бензиновых

фракций (до 300°C) до 49%, смол — 2,79, асфальтенов — 1,64, парафинов — 16,3 (температура плавления парафинов 50°C), серы — 0,08%. Элементарный состав нефти следующий: углерода — 86,32%, водорода — 12,91, азота — 0,12, кислорода — 0,57.

Размеры и строение залежи не выяснены. По предварительным данным, залежь относится к типу массивных, тектонически или литологически ограниченных, поскольку приурочена к краевой части карбонатного массива, расположенного в Нюрольском осадочном бассейне.

Чкаловское месторождение находится в Александровском районе Томской области в северо-западной части Усть-Тымской впадины и приурочено к одноименному локальному поднятию, осложняющему северную часть Межозерного вала (северо-западная часть Усть-Тымской впадины). Поднятие выявлено сейсморазведочными работами МОВ в 1968—1969 гг., детализировано в 1974—1975 гг.

По отражающему горизонту II а структура представляет антиклинальную складку с размерами 17×13 км, амплитудой 90 м. Площадь структуры в пределах оконтуривающей изогипсы 2580 м — 85 км².

На структуре пробурено 2 скважины. Скважина № 1 вскрыла доюрские образования на глубине 2936 м. Вскрытая мощность их — 78 м. Представлены они карбонатами с прослоями эффузивов. Н. Ф. Столбовой (ТПИ) из интервала 2934,9—2938 м описана карбонатная (сидеритовая) порода.

Цвет породы черный, структура мелкозернистая, равномерно-зернистая, участками мелкопсаммитовая. Текстура однородная, слабо-слоистая. Порода трещиноватая. Трещины заполнены битумом. Из интервала 2954—2960 м описан брекчиевый известняк. Порода светлосерого цвета плотная однородная. Текстура брекчиевая. Обломки неокатаны, представлены среднезернистым, равномерно-зернистым карбонатом (кальцитом). Размер обломков достигает 10 мм. Цементом является однородный мелкозернистый агрегат кальцита.

Т. Ф. Балабановой (ВНИГРИ) из интервалов 2966,2—2970,2 и 2970,2—2972,8 м описан туф не только из различных по величине неотсортированных обломков андезитовых порфиритов и их туфов, но и из сравнительно небольшого количества кристаллов и обломков кристаллов полевого шпата. Связующая масса пелловая, содержит большое количество рудного минерала. Порода сильно изменена. Многие обломки в результате разложения частично или полностью замещены кальцитом и гидрослюдистыми минералами.

Кальцит в большом количестве отмечается и в связующей массе, часто образуя крупные выделения белого цвета. В результате минерального преобразования, возможно, за счет разложения полевого шпата возникли единичные выделения кварца. По трещинам в связующей массе в небольшом количестве присутствует зеленый хлорит.

В скважине № 2 доюрские образования вскрыты на глубине 2960 м. Представлены светло-серыми до черных известняками. Породы в значительной степени дислоцированы. Согласно описанию Т. Ф. Балабановой, порода имеет неоднородную структуру от криптокристаллической до крупнокристаллической в результате неравномерной перекристаллизации в процессе эпигенетических преобразований. На отдельных участках в результате перекристаллизации возникла структура типа обломочной. В известняке в большом количестве наблюдаются рассеянные углеводороды и небольшие включения пирита.

При опробовании палеозойских образований в скважине № 1 (интервал 2937—2950 м) получен фонтан нефти и газа дебитами соответственно 117,5 м³/сут и 16 тыс. м³/сут на 8-миллиметровом штуцере.

Нефть имеет плотность 0,8089, вязкость — 2,62, содержание парафина — 35%. Температура плавления парафина +42°C. Фракционный

состав по ГОСТу 2177-59 следующий: Н. К. от 82 до 90°C — 3,8%; от 90 до 150°C—9,2%, от 150 до 200—250°—15,8%, от 250 до 300°—9%.

В скважине № 2 при опробовании карбонатных пород доюрского комплекса (интервал опробования 3020—3030 м) получен промышленный приток газа с конденсатом дебитом 35,16 тыс. м/сут на 8-миллиметровом штуцере. Строение залежей нефти и газа не выяснено. Возможно, доюрские образования имеют залежи нефти и газа, ограниченные тектоническими блоками, что объясняет расположение газовой залежи гипсометрически ниже нефтяной.

Открытие залежи на Чкаловской площади позволяет значительно повысить перспективность нефтегазоносности карбонатных образований, развитых в северо-западной части Усть-Тымского осадочного бассейна.

ОЛИГОЦЕНОВЫЕ БУРЫЕ УГЛИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОБЬ-ИРТЫШСКОГО УГЛЕННОГО БАССЕЙНА

М. П. НАГОРСКИЙ, Е. Я. ГОРЮХИН

Обь-Иртышский угленосный бассейн, выделенный И. Н. Звонаревым (1969), занимает обширную территорию в среднем течении рр. Оби, Иртыша и на Обь-Иртышском водоразделе. В Обь-Иртышском бассейне известны верхнепалеозойские, мезозойские и кайнозойские угленосные формации. В юго-восточной части угленосного бассейна, занимающего территорию Томской области, широко распространены отложения олигоценовой формации, вмещающие крупные залежи бурых углей. Они установлены по многочисленным картировочным скважинам, пробуренным Томской экспедицией, и описаны в отчетах геологов Е. Я. Горюхина, А. В. Кривенцова, М. В. Толкачева, А. И. Фадеева, А. Ф. Шамахова, Л. К. Чагиной и др. Ниже дается краткая характеристика стратиграфии угленосных отложений олигоцена и особенностей размещения в них буроугольных залежей.

Срдене-и позднеолигоценовые отложения разделяются (снизу) на атлымскую, новомихайловскую и лагернотомскую свиты (Шацкий и др., 1973).

Атлымская свита сложена полевошпато-кварцевыми песками мощностью от нескольких метров до 40 м. На западе пески перекрывают морские глинистые отложения тавдинской (чеганской) свиты. На востоке ее континентальные и прибрежно-континентальные возрастные аналоги, образующие юрковскую свиту, сложены песками с гравием.

Новомихайловская свита характеризуется несколькими типами разрезов. В среднем течении р. Васюгана, бассейне р. Чижапки и др. преобладают темно-и коричневато-серые, иногда алевритистые глины с обугленным растительным детритом, пластами бурых углей и лигнитов. Они разделяются на отдельные пачки с прослоями мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песков и алевритов мощностью от 1—5 до 8—15 м. Мощность отложений свиты — 120 м. Второй тип разреза, к востоку от первого, представлен разнозернистыми песками и алевритами с пачками и прослоями глин, содержащих линзы бурого угля (рис. 1). Третий тип представлен приблизительно равномерным чередованием песков, алевритов и глин, свойствен юго-западным районам Томской области (вершины рр. Чижапки, Васюгана, Чузика).

По данным Е. П. Бойцовой и др. (1968, 1973), в период накопления отложений новомихайловской свиты резко преобладала флора березы и сосны, что определяет умеренно бореальный климат. Из теплолюбивых в небольшом количестве отмечается семейство *Iglandaceae* (ореховые) и в единичных случаях роды *Carya* sp., *Fagus*, *Quercus*. Наличие

упомянутых форм растительности позволяет предполагать, что климат, оставаясь умеренным, был значительно более теплым, чем современный.

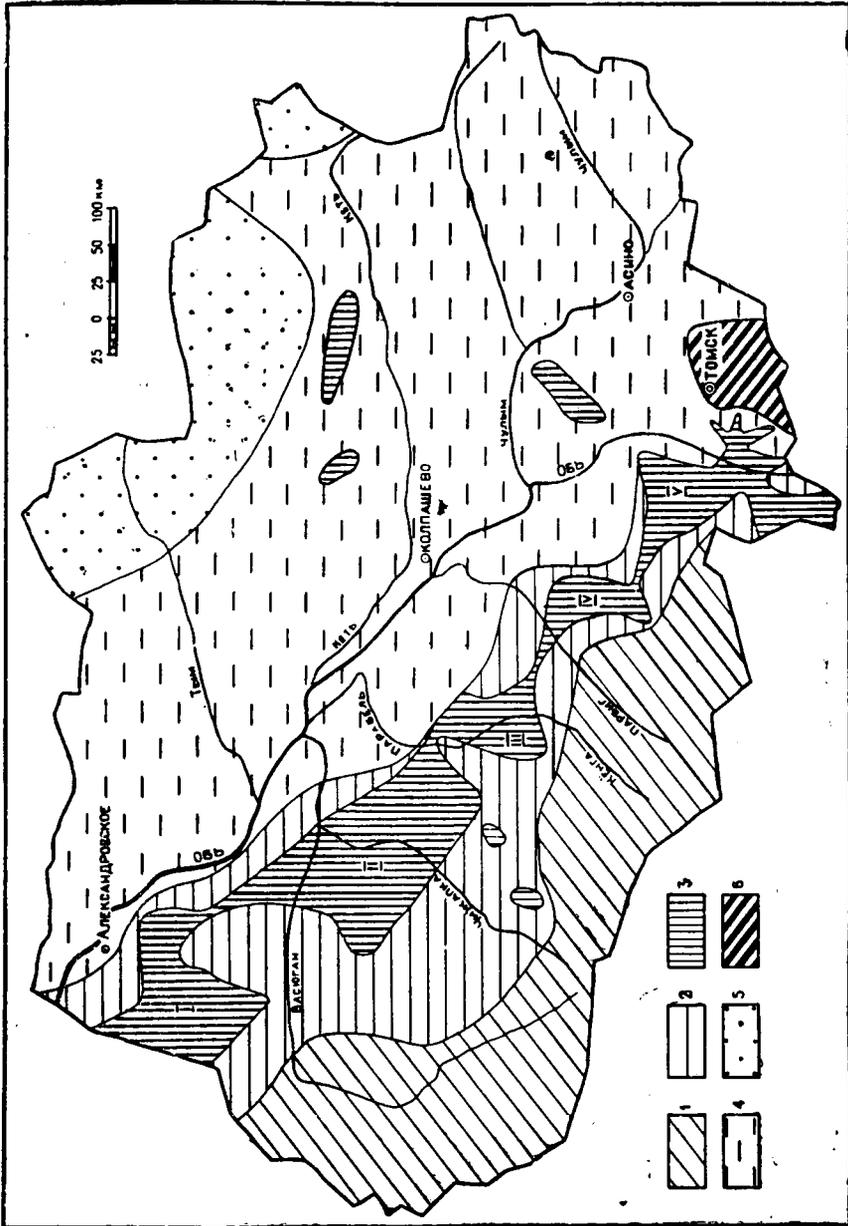
В позднем олигоцене на западе Томской области (Шацкий и др., 1973) размещался крупный, занимающий центральные районы Западно-Сибирской равнины, солоноватый озерный бассейн, с которым связаны отложения туртасской свиты, сложенной зелеными алевроитовыми глинами и алевроитами. В них имеются остатки диатомовых, присутствуют опал и глауконит. Толща подстилается песками. Общая мощность отложений достигает 20—40 м, а в центральной части бассейна — 70 м. Позднеолигоценный (хатский) возраст туртасской свиты обоснован спорово-пыльцевыми комплексами (Шацкий и др., 1973). Отложения туртасской свиты окаймляются прибрежной песчано-глинистой фацисой, образующей журавскую свиту. Восточнее обширные площади заняты угленосными отложениями лагернотомской свиты (рис. 2). Отложения туртасской свиты наложены на отложения новомихайловской. Отложения лагернотомской свиты вложены в новомихайловские осадки.

Обычно отложения лагернотомской свиты представлены двумя пачками. Нижняя представлена серыми мелкозернистыми песками и алевроитами, концентрирующими обильный обугленный растительный детрит в отдельных тонких, иногда более мощных (10—20 см) прослоях. Верхняя пачка представлена серыми глинами с прослоями бурого угля. Глины часто (бассейн р. Кети) содержат пачки желтоватых и зеленоватых оттенков. Встречаются обломки лигнитизированной древесины. Возраст отложений лагернотомской свиты обоснован спорово-пыльцевыми комплексами, изученными Л. В. Александровой (1972). По ее мнению, климат времени образования отложений лагернотомской свиты был теплым и влажным. Такой вывод подтверждается повсеместным распространением комплекса *Fagus grandifoliiiformis* с господствующим значением умеренно теплых широколиственных растений тургайского типа семейств *Igalandaceae*, *Fagaceae*, *Tiliaceae* и спутников широколиственных (*Corylus*, *Carpinus*). Последние вместе с тропическими и средиземноморскими формами (*Ilex*, *Nissa*, *Liquidambar*, *Magnolia*) занимают половину, а иногда — больше половины спектра. Пыльца умеренно бореальных растений (*Betula*, *Alnus*) встречается в меньшем количестве, как и пыльца голосемянных (*Pinaceae*, *Taxodiaceae*).

В отложениях новомихайловской свиты выделяется три уровня углеобразования. С поздним уровнем (верхние горизонты новомихайловской свиты) связана основная часть буроугольных залежей. На протяжении позднего уровня углеобразования формировалось от одного до трех пластов бурого угля, разделяющихся углистыми глинами мощностью 3—8 м. Обычно пласты сложены обломками древесных стволов и веток, размещенных среди обугленного растительного материала. Буроугольные залежи вскрыты многочисленными скважинами в верхних частях разреза отложений новомихайловской свиты. Они протягиваются на 625 км с юго-востока на северо-запад через территорию Томской области (рис. 1). Вскрыты следующие залежи: Шегарская, Бакчарская, Кенгская, Чижапская, Ильякская. Из них наиболее крупной является Чижапская. Ее длина достигает 150 км, а ширина — 50—60 км. Мощность бурых углей, слагающих вышеотмеченные залежи, колеблется от 2 до 6 м и местами достигает 10—12 м. Бурые угли залегают среди глинистых отложений, мощность которых вместе с песчаными прослоями достигает 120 м.

Восточнее упомянутых выше буроугольных залежей развиты глинисто-песчаные отложения, занимающие обширную площадь озерно-

Рис. 1. Литолого-фациальная карта новомихайловской свиты.
1 — глинисто-песчаные отложения, 2 — глинистые отложения, 3 — залежи бурых углей, 4 — Ильясская, II — Чижаясская, III — Кенгапская, IV — Бакчарская, V — Шегарская, 4 — пески с прослоями глин, 5 — пески атлымской и юрковской свит, слогающие древние водоразделье, 6 — палеозойские породы



аллювиальной равнины. Среди упомянутых отложений имеются небольшие многочисленные залежи бурых углей, образовавшиеся в прибортовых болотах долин многочисленных рек, стекавших к западу. Глинистый пояс, вмещающий буроугольные залежи, образовался в краевой восточной части огромного пресноводного озера. Об озерном происхождении глин позволяет судить наличие в них местами отчетливой ровной тонкой ленточновидной слоистости. Последняя проявляется частым чередованием лент коричневатого-серой глины с лентами, сложенными светлого-серой алевритистой глиной и глинистым алевритом. Мощность лент измеряется долями миллиметра до 1 м. В период углеобразования периферийная зона глинистого пояса в восточной его части интенсивно заболачивалась и покрывалась пышной травянистой и кустарниковой, частично лесной растительностью. Благоприятные условия для накопления древесно-растительного материала, существовавшие на длительном отрезке времени, способствовали возникновению буроугольных залежей.

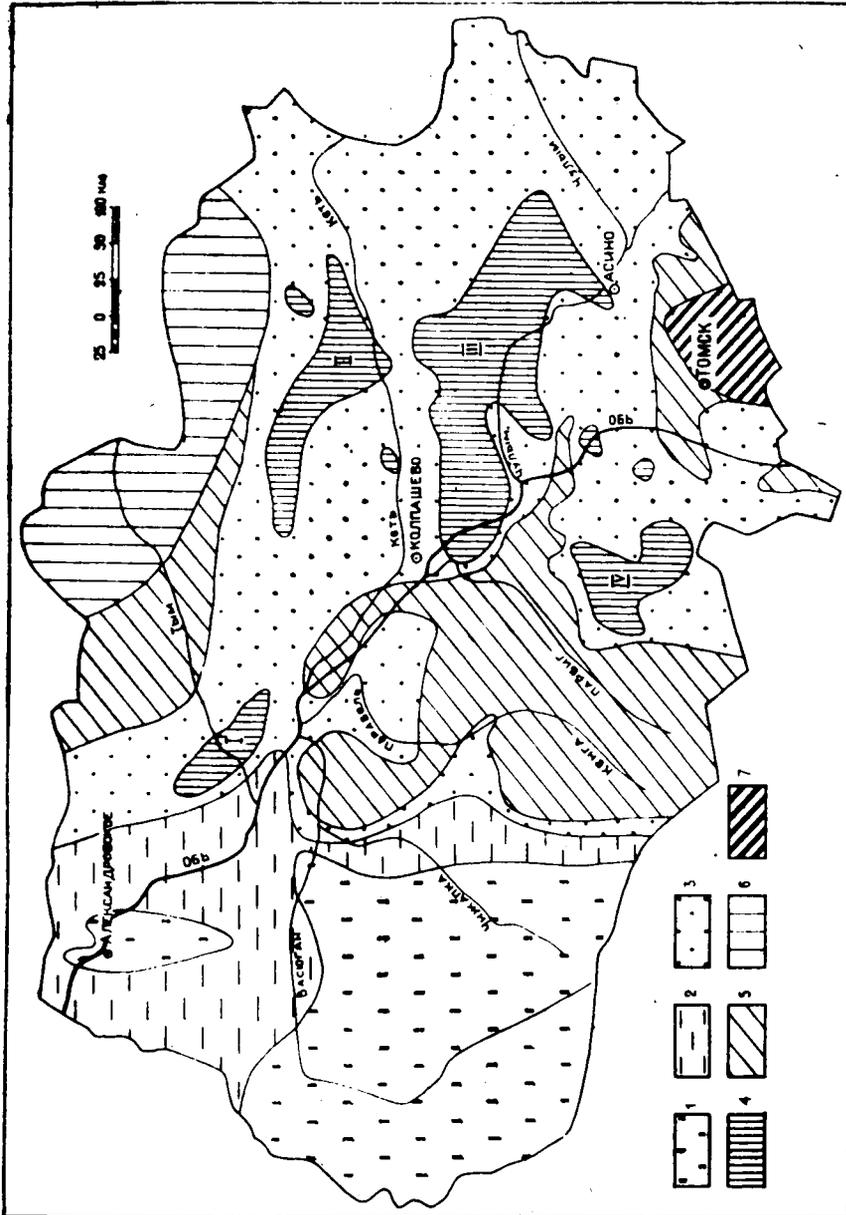
Со средним уровнем углеобразования связан пласт бурого угля в средних горизонтах глинистых отложений новомихайловской свиты. Узкий буроугольный пояс (10—20 км шириной), разорванный широкими безугольными пространствами, прослеживается в юго-восточном направлении из среднего течения р. Васюгана в верхнее течение р. Кенги. Раннему уровню углеобразования свойственны небольшие разрозненные буроугольные залежи. Таким образом выясняется, что с ходом геологического времени интенсивность углеобразования увеличивалась и достигала максимума в конце среднего олигоцена, что привело к возникновению буроугольных залежей по восточной периферии огромного пресноводного озера.

В позднем олигоцене произошло небольшое расширение пресноводного озера с превращением его, в связи с изменившимися климатическими условиями, в солоноватый озерный бассейн. К востоку от него обширные площади занимала аллювиальная равнина (рис. 2), сложенная угленосными отложениями лагернотомской свиты. Буровыми скважинами в отложениях свиты выявлены Тымская, Орловская, Чулымская, Иксинская залежи (рис. 2) и многочисленные мелкие. Наиболее крупной является Чулымская, протягивающаяся от г. Колпашева к востоку на 260 км. Мощность бурых углей колеблется от 2 до 6 м, в отдельных случаях достигая 16 м. По данным бурения, Чулымская залежь сложена уплотненным обугленным растительным материалом, вмещающим лигнитизированную древесину. Количество последней не превышает 30—40% от общего объема. Растительный материал накапливался на обширных заболоченных пространствах. В редкие периоды затоплений заболоченные площади подвергались действию слабо проточных вод, что обусловило появление глинистых прослоев в бурых углях.

Средне-и позднеолигоценовые угли, по данным анализов, выполненных в лаборатории технологии топлива ТПИ (Горюхин, 1973), имеют теплотворную способность от 3240 до 7200 ккал, зависящую от содержания золы. Наибольшей теплотворной способностью обладают угли Бакчарской залежи (4200—7200 ккал) и Парабельского участка Кенгской залежи (от 4300 до 6500 ккал). Весьма характерно, что содержание золы не сказывается на выходе летучих, одинаково высоком как в малозольных, так и высокозольных углях и колеблющимся в пределах от 48 до 72%. Зольность углей колеблется в пределах от 10 до 50%, влажность от 2 до 13%. Содержание углерода изменяется от 46 до 74%, водорода—от 1 до 8, азота—от 0,4 до 2,1, кислорода—от 16 до 65, серы—от 0,1 до 0,4 и в единичных пробах достигает 2% (Горюхин, 1973).

Рис. 2. Литолого-фациальная карта лагернотомской свиты позднего олигоцена.

1 — зеленые глины и алевроиты туртасской свиты, 2 — серые глины и алевроиты журавской свиты, 3 — пески и глины лагернотомской свиты; 4 — залежи бурых углей, I — Тымская, II — Чу-Орловская, III — Чу-Орловская, IV — Иксин-Орловская, V — водораздельные пространства, сложенные отложениями новомихайловской свиты, 6 — то же, занятые отложениями атлымский и юрковский свит, 7 — палеозойские породы



По данным нескольких сотен количественных спектральных анализов буроугольной золы, изучено поведение элементов-примесей, в частности свинца, меди, цинка. Наибольшее содержание последних отмечено в золе залежей, размещенных поблизости от складчатого обрамления равнины. Имеются единичные случаи, когда зола интенсивно обогащена упомянутыми элементами. Например, в одном из пунктов Обь-Томского междуречья (к северо-востоку от с. Киреевского) зола бурых углей содержит свыше 1,5% цинка, от 0,1 до 0,4% свинца, повышенное количество меди, кадмия, бария и других элементов. Упомянутые ураганные содержания, скорее всего, заимствованы из полиметаллических руд, залегающих в коренных породах.

Глубина залегания бурых углей колеблется от 8—30 до 60—80 м от поверхности. Угольные пласты заметно обводнены. Среди них встречаются разновидности, причем они пользуются широким распространением, имеющие высокую теплотворную способность, обусловленную низкой зольностью. Они занимают большие площади, характеризуются большой мощностью и могут использоваться в качестве топлива. Прогнозные запасы средне- и позднеолигоценовых бурых углей в перечисленных ранее залежах исчисляются сотнями миллиардов тонн. В настоящее время самостоятельного промышленного значения они не имеют. Следует иметь в виду, что очень часто угли развиты в составе отложений, образующих вскрышу других полезных ископаемых. Например, мощный (от 5 до 14 м) пласт установлен среди позднеолигоценовых отложений в составе вскрыши Усманского месторождения высокосортных песчанистых каолинов, расположенных в правобережной части нижнего течения р. Яи. Вскрыша месторождений кварцевых песков на юге Томской области содержит 2—3 пласта угля значительной (8—12 м) суммарной мощности. Имеются многочисленные случаи, когда угли образуют выдержанные пласты среди отложений вскрыши различных других полезных ископаемых (осадочных железных руд, ильменитовых россыпей). В случае промышленного освоения некоторых из упомянутых полезных ископаемых изучение угленосности отложений вскрыши приобретает значение важнейшей задачи.

В заключение можно высказать предположение, что со временем олигоценовые буроугольные залежи на территории Томской области будут всесторонне изучены с определением промышленной значимости каждой из них.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова Л. В. О палеогеновых флорах Томского Приобья (по палинологическим данным).—Изв. СО АН СССР. Серия биологических наук, вып. 1, 1972.
- Бойцова Е. П., Панова Л. А. Корреляция олигоценовых отложений северного Устьюрта, северного Приаралья, Тургайской равнины и Западно-Сибирской низменности (по палинологическим данным).—В кн.: Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск, 1973.
- Горюхин Е. Я. Полезные ископаемые Колпашевского Приобья.—Вопросы геологии и географии. Материалы научной конф. ГГФ, ТГУ. Томск, 1972.
- Горюхин Е. Я. Новые месторождения бурых углей в Томской области.—Геология. Материалы конференции ТПИ, ТГУ. Томск, 1973.
- Звонарев И. Н. Обь-Иртышский угленосный бассейн.—В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев, т. 7, 1969.
- Шацкий С. Б., Александрова Л. В., Богдашев В. А., Васильев И. П., Горбовец А. Н., Горюхин Е. Я., Кривенцов А. В., Сильвестров В. Н., Стасов В. И., Толкачев М. В., Фадеев А. И., Фрейман Е. В., Шамахов А. Ф. Палеоген центральных районов Западной Сибири.—В кн.: Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск, 1973.

ПЕТЕНЕВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЦВЕТНЫХ МРАМОРОВ

Г. А. ВАВИЛИХИН, И. П. ВАСИЛЬЕВ, В. Н. ЛУКЬЯШКО

В связи со значительным увеличением строительства в Новосибирске объектов общественного, культурно-бытового и производственного назначения, а также проектируемого строительства метрополитена возникает необходимость создания в Новосибирской области минерально-сырьевой базы естественных облицовочных материалов. В результате поисково-разведочных работ, проведенных с этой целью Новосибирским геологическим управлением, в северо-западной части Салаира было открыто и разведано Петеневское месторождение цветных мраморов.

Месторождение находится близ с. Петени, Маслянинского района, на склоне долины р. Берди, в 115 км от ст. Черепаново.

Район месторождения расположен в пределах северо-западной оконечности крупной тектонической структуры — Верхнебердской синклинали, в ядре которой залегают нерасчлененные отложения верхнего девона — нижнего карбона. Крылья синклинали сложены осадками среднего девона, нижнего силура, ордовика и верхнего кембрия. Все слагающие структуру образования осложнены напряженной дисгармоничной, крутопадающей и опрокинутой складчатостью. С северо-востока и юго-запада структура ограничена разрывными нарушениями и образует четко выраженный тектонический блок. Внутреннее строение синклинали осложняется многочисленными разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания.

Участок месторождения приурочен к толще нижнесилурийских мраморов, слагающих замок одной из синклиналиных складок, осложняющих юго-западное крыло Верхнебердской синклинали. Ось структуры протягивается в юго-восточном направлении (140°), размах ее крыльев — около 400 м. Породы в пределах структуры смяты в напряженные изоклиналильные складки более высоких порядков с размахом крыльев от единиц до первых десятков метров. Крылья имеют крутые углы падения ($50\text{—}70^\circ$) на северо-восток.

Тектонические нарушения северо-западного и субширотного направления ограничивают участок месторождения с севера, где с резким угловым несогласием приведены в соприкосновение продуктивные отложения нижнего силура с кембро-ордовикскими породами, и с юга, где к полезной толще примыкают породы эйфельского возраста. Более молодым нарушением северо-восточного направления все поле месторождения разбито на два блока с амплитудой вертикального смещения предположительно в несколько десятков метров.

Преобладающая система трещин на месторождении имеет азимут падения $255\text{--}275^\circ$ с крутыми углами наклона в $60\text{--}80^\circ$. Зона повышенной трещиноватости приурочена к поверхностной части и имеет мощность от 0,5 до 30 м, составляя в среднем 6 м.

Мраморы поражены поверхностным (открытым) и внутренним (слепым) карстом. Размеры карстовых воронок и полостей различны: от единиц сантиметров до нескольких десятков метров. Все они выполнены глиной с многочисленными обломками мраморов. Общая степень закарстованности составляет 5,7%.

Перекрывающие месторождения породы представлены верхнечетвертичными суглинками, глинами и супесями с обломками мраморов мощностью от 0 до 17,2 м, в среднем 4,9 м.

Мраморы, слагающие месторождение, имеют большие разнообразные окраски. Выделяются две основные разновидности:

1. Темно-серые, серые и светло-серые мраморы, слагающие нижние горизонты толщи;

2. Пестроцветные мраморы (с участием красного, вишневого, сургучного, белого, розового, серого, темно-серого, пепельно-серого, черного, зеленого цветов в различных комбинациях).

Границы между этими разновидностями нечеткие. Нижний горизонт имеет мощность 60—80 м, верхний (пестроцветный) — 100—120 м.

Текстура пород брекчиевидная, полосчато-брекчиевидная, полосчатая, полосчато-пятнистая, полосчато-прожилковая; структура мелко-средне- и крупнозернистая, иногда скрытокристаллическая. Породы интенсивно катаклизированы, пронизаны сетью кальцитовых жилок, залечивающих трещины.

Генезис месторождения осадочно-метаморфический. Согласно классификации запасов месторождений карбонатных пород, по сложности геологического строения месторождение отнесено ко 2-й группе.

По физико-механическим свойствам мраморы Петеневского месторождения характеризуются устойчивостью показателей в плане и на глубину. Временное сопротивление сжатию в сухом состоянии мраморов, пригодных для изготовления блочной продукции, — 588 кгс/см^2 , а мраморов, отнесенных для производства мраморной крошки, — 598 кгс/см^2 , мраморов зоны скальной вскрыши — 505 кгс/см^2 . В водонасыщенном состоянии и после 50 циклов замораживания и оттаивания предел прочности пород закономерно снижается, составляя для блочной продукции 562 и 439 кгс/см^2 соответственно. Коэффициент размягчения пород — 0,8, истираемость — $1,34\text{--}1,44\text{ г/см}^2$, сопротивление удару — $10,6\text{--}11,2\text{ кгс/см}^2$. Мраморная крошка морозостойка и по прочности отвечает маркам «800», «1200».

На месторождении был пройден опытный карьер, выход стандартных блоков из которого составил 24%, выход плит из 1 м^3 блоков — $11,07\text{ м}^2$.

По декоративности мраморы оцениваются высоко и являются аналогами известных месторождений Советского Союза — Пуштулимского, Ороктойского, Тивдийского, Нурата, а также итальянского мрамора под коммерческим названием «Мондрагоне».

Технологическими исследованиями установлено, что мраморы месторождения отвечают требованиям ГОСТа 9479—76, 8267—75 и пригодны для производства облицовочной плитки (ГОСТ 9480—77) для внутренней облицовки зданий и мраморной крошки, отвечающей требованиям ТУ 21—РСФСР—313—76 (высокодекоративные бетоны марок «200»—«300» и бетонные мозаичные плиты). Породы скальной вскрыши, как и отходы от производства блочной продукции, пригодны для производства мраморной крошки.

Горно-геологические условия месторождения благоприятны для отработки его открытым способом.

Утвержденные ГКЗ СССР запасы мрамора Петеневского месторождения до горизонта $+191$ м по промышленным категориям составили 2070 тыс. м³, в том числе для производства блоков — 1691 тыс. м³ и для получения мраморной крошки — 379 тыс. м³. За контурами промышленного карьера разведаны и подсчитаны по промышленным категориям еще 842 тыс. м³ цветных мраморов, пригодных для производства мраморной крошки. Общие запасы месторождения составляют 3167 тыс. м³. Прирост запасов возможен на глубину.

Петеневское месторождение может обеспечить продолжительную рентабельную производственную деятельность горнодобывающего и камнеобрабатывающего предприятия. Как показывают расчеты, при годовой производительности карьера 5000 мраморных блоков себестоимость 1 м³ составит 157,98 р. Себестоимость 1 м² полированных плит при мощности камнеобрабатывающего предприятия 55000 м² составит 36,53 р. (для сравнения — на комбинате «Саянмрамор» с Кибик-Кордонским карьером в 1976 г. себестоимость 1 м³ блоков составила 240,3 р., а 1 м² мраморной плитки — 33,88 р.) Приведенные цифры не превышают средние показатели себестоимости мраморной продукции в целом по стране.

В настоящее время на Петеневском месторождении проводятся подготовительные работы по вводу его в промышленное освоение.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТАСОМАТИТОВ ЗАХАРОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Б. Л. БАЛЬТЕР

Захаровское рудное поле, в пределах которого расположены Захаровское месторождение и Западнозахаровское рудоуправление, находится в 35—40 км к северо-востоку от г. Рубцовска.

Разрез вулканогенно-осадочных пород рудного поля представлен отложениями шипуновской, давыдовской и каменевской свит среднего — верхнего девона. Полиметаллическое оруденение имеет жильный и метасоматический характер и локализуется в основном в породах давыдовской свиты, реже в основании нижнекаменевской подсвиты и в верхах шипуновской свиты.

Шипуновская свита представлена глинисто-кремнистыми алевролитами и аргиллитами. Рудовмещающая давыдовская свита сложена вулканогенно-осадочной пачкой кремнистых, глинисто-кремнистых алевролитов, пелитолитов и инъекционных брекчий. Мощность свиты колеблется от 15 до 120 м. Вышележащая нижнекаменевская подсвита, сложенная кремнисто-глинистыми, известково-глинистыми аргиллитами и алевролитами, имеет мощность более 180 м.

Магматические породы относятся к раннефранскому и позднедевонскому вулканическим комплексам и представлены субвулканическими липарито-дацитовыми порфирами.

На Захаровском месторождении преобладают осадочные отложения шипуновской, каменевской и давыдовской свит. Магматические породы на месторождении встречаются редко, что является его характерной особенностью. Для Западнозахаровского рудопроявления характерно широкое развитие субвулканических магматических пород раннефранского вулканического комплекса, подстилающих рудовмещающую толщу, и позднедевонского, прорывающих ее и породы каменевской свиты. Эти разнообразные субвулканические образования представлены сложными совмещенными или разобщенными телами липарито-дацитового состава.

Околорудноизмененные породы на Захаровском рудном поле можно разделить на метасоматиты стадии дорудного выщелачивания и связанные с ними зоны альбитизации и метасоматиты рудной и пострудной стадий.

На Захаровском месторождении гидротермальные изменения широко проявлены по породам давыдовской свиты и в лежащем боку рудной зоны в отложениях верхнешипунской подсвиты.

Околорудные изменения осадочных пород дорудной стадии пред-

ставлены двумя зонами: серицит-хлорит-кварцевого состава в нижней части и карбонат-серицит-кварцевого — в верхней. Серицит-хлорит-кварцевые породы имеют широкое распространение и не вскрыты на полную мощность. От неизменных алевролитов они отличаются зеленым оттенком, обусловленным повышенным количеством хлорита и большей твердостью, связанной с окварцеванием. Интенсивность окраски пород зависит от содержания хлорита.

Термограммы аргиллитов из околорудноизмененных пород имеют контрастный характер, обусловленный присутствием магнезиального хлорита с двумя эндотермическими эффектами 620—640°; 820—840° и одним экзотермическим 870—890°. Термические кривые неизменных аргиллитов за пределами зоны околорудного изменения имеют более пологий характер с одним эндотермическим 620° и одним экзотермическим эффектами, принадлежащими магнезиально-железистому хлориту.

Карбонатно-серицит-кварцевые метасоматиты от неизменных и хлоритизированных алевролитов отличаются светлой окраской. Для пород характерны пятнистые текстуры, обусловленные неравномерным распределением кварца, карбоната и пирита. Карбонат представлен магнезитом, сидеритом и доломит-анкеритом с температурными эффектами соответственно 660°; 550—630° и 780—890°.

Химические составы изученных пород приведены в табл. 1. Содержания основных окислов в неизменных и околорудноизмененных породах близки. Основное отличие между ними заключается в качественном минеральном составе хлоритов и карбонатов.

Так, минеральный состав неизменных алевролитов представлен кварцем 48—68%, серицитом 13—23%, магнезиально-железистым хлоритом 13—30%, примесью альбита до 2—6%, доломита 1—9%, пирита. Околорудноизмененные алевролиты состоят из кварца 57—74%, серицита 11—19%, магнезиального хлорита до 6—20%, магнезита до 6—20%, а кварцхлоритовые метасоматиты сложены в основном магнезиальным хлоритом 41—65% и кварцем.

На Западнотомском рудопроявлении зона дорудного выщелачивания широко развита в лежащем боку рудной зоны по липаритовым порфирам и их лавовым брекчиям. Изменения выражаются в появлении серицит-кварцевого парагенезиса, связанного с выносом полевошпатовой части и перераспределением альбита в краевые части порфирового тела, которые характеризуются повышенным содержанием окиси натрия (2,28—4,24%), что соответствует 20—40% альбита.

Химический состав измененных липаритовых порфиров характеризуемого Западнотомского рудопроявления приведен в табл. 2. Породы характеризуются неравномерным содержанием альбита, калишпата и серицита. Калишпатизация развита локально на флангах зоны околорудного изменения как пострудный процесс (Бальтер, Кисенко, 1976).

Околорудные изменения алевролитов и аргиллитов выражаются в неравномерном окварцевании, серицитизации, доломитизации и хлоритизации. Хлоритизация развита меньше, чем на Захаровском месторождении, и представлена магнезиально-железистым и реже магнезиальным хлоритом.

Метасоматиты рудной стадии имеют более интенсивное развитие на Захаровском месторождении, где они отмечаются в верхней части метасоматической колонки, накладываясь на брекчированные дорудноизмененные породы давыдовской свиты. Метасоматиты рудной стадии слагают рудные тела, далеко не распространяясь за их пределы. Метасоматическая колонка пород, близких к рудным метасоматитам, представлена в верхней части серицитолитами лепидобластовой

Таблица 1
Химический состав неизменных и окорудноизмененных осадочных пород
Захаровского месторождения

| № п/п | Скважина, глубина, м | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | п.п.п. | Сумма | S | CO ₂ |
|----------|----------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|--------------------------------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|--------|------|-----------------|
| 1 | 324/133 | 68,83 | 0,46 | 13,62 | 3,38 | 1,69 | 0,07 | 3,93 | 0,14 | 0,76 | 2,72 | 0,119 | 3,36 | 99,08 | 0,16 | 0,27 |
| 2 | 324/306 | 63,75 | 0,64 | 15,41 | 4,99 | 0,99 | 0,21 | 5,84 | 0,28 | 0,80 | 2,32 | 0,137 | 4,39 | 99,76 | 0,13 | 0,31 |
| 3 | 324/331 | 78,89 | 0,30 | 8,32 | 2,20 | 1,59 | 0,09 | 3,62 | 0,28 | 0,26 | 1,44 | 0,045 | 3,00 | 100,04 | 0,34 | 0,54 |
| 4 | 324/391 | 78,75 | 0,46 | 8,96 | 4,17 | 4,17 | 0,05 | 1,20 | 0,28 | 0,08 | 2,72 | 0,114 | 3,12 | 99,90 | 2,58 | 0,31 |
| 5 | 324/435 | 65,59 | 0,34 | 13,08 | 3,38 | 1,48 | 0,16 | 4,83 | 2,80 | 0,11 | 2,72 | 0,114 | 5,24 | 99,84 | 0,35 | 2,03 |
| 6 | 324/450 | 70,01 | 0,62 | 12,01 | 6,08 | 6,08 | 0,09 | 4,63 | 0,28 | 0,09 | 2,20 | 0,137 | 3,56 | 99,71 | 1,17 | 0,18 |
| 7 | 324/468 | 64,35 | 0,56 | 11,11 | 6,02 | 1,89 | 0,19 | 7,15 | 0,98 | 0,13 | 1,44 | 0,17 | 5,96 | 99,95 | 1,15 | 1,35 |
| 8 | 331/131,5 | 80,20 | 0,30 | 6,27 | 3,28 | 3,28 | 0,12 | 2,82 | 0,28 | 0,07 | 1,33 | 0,068 | 4,46 | 99,20 | 1,29 | 2,48 |
| 9 | 331/157 | 64,57 | 0,40 | 8,06 | 5,73 | 5,73 | 0,14 | 6,85 | 0,56 | 0,07 | 2,32 | 0,137 | 9,60 | 98,44 | 2,36 | 4,42 |
| 10 | 331/211 | 73,12 | 0,56 | 11,11 | 3,82 | 0,68 | 0,11 | 4,83 | 0,28 | 0,08 | 2,00 | 0,114 | 3,11 | 99,81 | 0,34 | 0,13 |
| 11 | 331/218 | 64,51 | 0,54 | 10,02 | 6,90 | 1,24 | 0,23 | 10,68 | Сл. | 0,06 | 0,66 | 0,126 | 4,91 | 99,88 | 0,08 | 0,13 |
| 12 | 331/143 | 48,40 | 0,50 | 14,88 | 6,61 | 0,76 | 0,15 | 17,94 | 0,28 | 0,07 | 0,13 | 0,114 | 9,00 | 98,83 | 0,30 | 0,72 |

1—7 — неизменные алевролиты, 7—12 — окорудноизмененные алевролиты.
Химические анализы выполнены в ЦЛ ЗСГУ А. И. Ивановой, Г. И. Васильевым.

Таблица 2

Химический состав измененных субвулканических порфиров
и лавобрекчий кислого состава Западно-Захаровского рудопроявления

| № п/п | Скважина, глубина, м | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | K ₂ O | N ₂ O | BaO | P ₂ O ₅ | п.л.п. | Сумма | S | CO ₂ |
|----------|-------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|--------------------------------|------|------|------|------------------|------------------|------|-------------------------------|--------|--------|------|-----------------|
| 1 | 313/154 | 77,03 | 0,08 | 11,92 | 1,39 | 0,04 | 0,05 | 0,60 | 0,14 | 4,64 | 3,22 | | 0,01 | 0,60 | 99,69 | 0,02 | 0,05 |
| 2 | 323/152 | 78,31 | 0,10 | 9,86 | 0,73 | 0,46 | 0,06 | 0,40 | 2,24 | 3,68 | 0,34 | 0,10 | 0,045 | 3,04 | 99,37 | 0,04 | 1,94 |
| 3 | 313/389 | 77,39 | 0,08 | 12,55 | 0,22 | 1,03 | 0,03 | 1,20 | 0,28 | 1,77 | 4,24 | | 0,01 | 1,43 | 100,23 | 0,34 | 0,11 |
| 4 | 323/460 | 78,71 | 0,08 | 11,65 | 0,73 | 0,30 | 0,07 | 2,62 | 0,28 | 2,00 | 2,28 | 0,00 | 0,041 | 1,94 | 100,70 | 0,14 | 0,22 |
| 5 | 304/312 | 79,31 | 0,16 | 10,94 | 1,17 | 0,30 | 0,03 | 2,21 | 0,14 | 2,76 | 0,12 | | 0,04 | 2,30 | 99,48 | 0,10 | 0,27 |
| 6 | 304/420,5 | 75,09 | 0,08 | 11,83 | 1,17 | 0,61 | 0,05 | 2,61 | 0,08 | 2,86 | 0,09 | | 0,02 | 3,61 | 99 | 0,12 | 1,65 |
| 7 | 305/462 | 82,21 | 0,08 | 9,95 | 0,15 | 0,87 | 0,03 | 1,41 | 0,42 | 2,76 | 0,11 | | 0,02 | 2,26 | 100,27 | 0,01 | 0,36 |
| 8 | 305/319 | 86,7 | 0,12 | 6,72 | 0,29 | 0,63 | 0,03 | 0,50 | 0,28 | 2,00 | 0,11 | | 0,06 | 1,35 | 98,79 | 0,30 | 0,11 |
| 9 | 323/378 | 80,00 | 0,16 | 9,14 | 2,03 | 0,00 | 0,08 | 2,62 | 0,56 | 2,00 | 0,20 | 0,25 | 0,041 | 3,14 | 100,07 | 0,10 | 1,08 |
| 10 | 336/238 | 85,16 | 0,10 | 5,64 | 0,73 | 2,37 | 0,03 | 0,60 | 0,28 | 1,22 | 0,52 | 0,12 | 0,041 | 2,14 | 98,95 | 2,14 | 0,18 |
| 11 | 338/262 | 86,14 | 0,10 | 6,45 | 0,88 | 1,73 | 0,05 | 1,00 | Сл. | 1,55 | 0,09 | 0,00 | 0,011 | 2,00 | 100,00 | 1,51 | 0,13 |

1—2 — порфиры калицитизированные, 3—4 — серицитизированные, альбитизированные, 5—11 — с серицит-кварцевым изменением.

структуры и аргиллитами кварц-серицит-гидрослюдисто-галлуазитового состава с вкрапленной и сплошной (линзы) полиметаллической рудой.

Нижняя часть колонки метасоматических пород выполнена кварц-гидрослюдисто-хлоритовыми и карбонатно-хлоритовыми породами с полиметаллической вкрапленной рудой. Мощность сорудных метасоматитов около 20 м. Они сопровождаются жильной рудной минерализацией в кварцевых и карбонатно-кварцевых жилках, развитых в лежащем боку и на флангах сорудных метасоматитов.

На Западнозахаровском рудопоявлении метасоматиты развиты в виде отдельных гнезд серицит-кварцевого и хлоритового состава.

Полиметаллическое оруденение связано с барит-кварцевыми жилками в брекчированных кремнистых аргиллитах.

На основании проведенного изучения околорудноизмененных пород Захаровского рудного поля и их минерального состава выявлено различие в характере метасоматоза на Захаровском месторождении и Западнозахаровском рудопоявлении.

На Западнозахаровском рудопоявлении широко развита зона дорудного выщелачивания серицит-кварцевого состава. Магнезиальный метасоматоз проявлен слабо, что проявляется в незначительном содержании хлорита и магнезиальных карбонатов, а также в присутствии в зоне околорудного изменения наряду с магнезиальным магнезиально-железистого хлорита. Оруденение с невысоким содержанием полиметаллов приурочено к кварц-баритовым жилкам.

На Захаровском месторождении зона околорудного изменения имеет зональное строение с широко проявленным магнезиальным метасоматозом, выразившимся в образовании серицит-хлорит-кварцевого и магнезит-серицит-кварцевого парагенезиса. Хлорит представлен магнезиальной разновидностью.

Метасоматиты рудной стадии, слагающие непосредственно рудные тела, имеют минеральный состав тот же, что и зона околорудного изменения. Отличие заключается в укрупнении зернистости пород и концентрации вещества в одно-двуминеральные зоны, состоящие из кварц-гидрослюдистых, галлуазитовых пород в верхней части и карбонатно-хлоритовых в нижней части колонки.

Аналогичное строение зоны околорудного изменения с широко проявленным магнезиальным метасоматозом наблюдалось в Таловском рудном поле на Степном и Таловском месторождениях (Бальтер, 1974, 1977).

Ближний состав хлоритов в рудных телах и в зоне околорудного изменения, имеющий широкое распространение, позволяет использовать наличие магнезиального хлорита в качестве одного из поисковых признаков.

Как показал опыт изучения близких по типу полиметаллических месторождений Рудного Алтая — Орловского, Новозолотушинского и других (Чекваидзе, 1975), развитие магнезиального метасоматоза тесно связано с оруденением. Это подтверждает необходимость выделения зон околорудного изменения с проявленным магнезиальным метасоматозом.

ЛИТЕРАТУРА

Бальтер Б. Л. Основные черты метасоматитов Степного полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). В кн.: Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири, 1974.

Бальтер Б. Л., Кисенко В. М. О разновозрастном проявлении гидротермального метаморфизма в Таловском рудном поле (Рудный Алтай). «Сов. геология», 1976, № 8.

Бальтер Б. Л. Типы околорудноизмененных пород Рубцовского рудного района и их поисковое значение. «Разведка и охрана недр», 1977, № 6.

Чекваидзе В. Б. Типы околорудноизмененных пород Змеиногорского района и их поисковое значение. «Разведка и охрана недр», 1975, № 4.

АННОТАЦИИ

УДК 551.24(571.1)

Основные элементы сводово-блоковой тектоники западной части Алтае-Саянской складчатой области по космофотогеологическим и морфологическим данным. Грицюк Я. М. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, вып. 13. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1978.

Структурно-тектоническими исследованиями, выполненными на основании дешифрирования обзорных космических снимков, установлено положение естественных морфотектонических границ западной части Алтае-Саянской горно-складчатой области и определен общий план сводово-блоковых деформаций в ее пределах. Потрассированы многие поперечные разломы северо-восточного и широтного направления. Установленные особенности морфотектонического плана согласуются с предположениями Заварицкого-Беньофа. Полученные данные позволили выдвинуть новые структурно-тектонические критерии размещения месторождений некоторых полезных ископаемых, обнаруживающих четкие пространственные связи с элементами сводово-блоковой морфотектоники.

Библ. 21, ил. 2.

УДК [56 : 551.736] : 553.94(571.17)

Расчленение и корреляция разрезов Караканского, Ленинского и Егозово-Красноярского месторождений угля в Кузбассе по двустворчатым моллюскам. Токарева П. А. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, вып. 13. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1978.

Сообщаются результаты комплексного изучения опорных разрезов кольчугинской серии по р. Томи на участке от Новокузнецка до Бабьего Камня, где мезозойские отложения представлены средним триасом.

Библ. 5.

УДК 553.98.042(571.16)

Перспективы нефтегазоносности Усть-Тымской депрессионной зоны. Биджаков В. И., Волков Б. М., Иванов И. А., Коптяев Н. В., Миндигалев А. С., Тищенко В. М., Худорожков Г. П. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, вып. 13. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1978.

Приводятся результаты работ по изучению геологического строения Усть-Тымской депрессионной зоны и нефтегазоносности мезозойско-кайнозойского осадочного платформенного чехла, а также доюрских образований в пределах этой зоны. Промышленные залежи нефти и газа встречены в юрских и карбонатных образованиях палеозоя в западной части района. Перспективы нефтегазоносности Усть-Тымской депрессионной зоны связываются с антиклинальными складками в платформенном чехле и с эрозионно-тектоническими выступами фундамента.

Библ. 4, ил. 1.

УДК 551.311.231(571.17)

Коры выветривания западной части Алтае-Саянской складчатой области и связанные с ними полезные ископаемые. Иванова Л. А., Манаева А. В., Миртов Ю. В., Миртова С. М. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, вып. 13. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1978.

Мезозойско-палеогеновые коры выветривания и синхронные отложения в пределах аккумулятивных поверхностей выравнивания вмещают комплекс полезных ископаемых остаточного и осадочного генезиса. Отмечается, что одним из наиболее эффективных методов изучения кор выветривания являются литолого-палеогеографический и палеогеоморфологический.

Библ. 16.

УДК 553.78(571.13.14)

Термальные воды Новосибирской и Омской областей и их народнохозяйственное значение. Розин А. А., Самсонов Г. Л., Баженов В. С. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, вып. 13. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1978.

Приводятся результаты изучения термальных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна, широко используемых в народном хозяйстве, бальнеологии и рыбном хозяйстве в Омской и Новосибирской областях.

УДК 550.812(571.16)

Некоторые результаты параметрического бурения на территории Томской области. Тищенко В. М. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, вып. 13. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1978.

В статье изложены имеющиеся данные о литологическом составе и возрасте доюрского комплекса пород, вскрытых параметрическими скважинами Северомыльдинской 1, Саймовской 1, Пешеходной 1. Приводятся также сведения о химическом составе подземных вод этих отложений.

Библ. 3, ил. 3.

УДК 553.981/982(571.16)

Новые данные по нефтегазоносности карбонатных отложений палеозоя Томской области. Миндигалеев А. С. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, вып. 13. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1978.

Описано геологическое строение Североостанинского и Чкаловского месторождений, открытие которых значительно повышает перспективы нефтегазоносности образований палеозоя Томской области.

УДК 553.96 (571.16)

Олигоценовые бурые угли юго-восточной части Обь-Иртышского угленосного бассейна. Нагорский М. П., Горюхин Е. Я. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, вып. 13. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1978.

Авторами устанавливается, что пояс среднеолигоценовых буроугольных залежей, сформировавшихся вдоль восточной периферии пресноводного бассейна, протягивается с юго-востока на северо-запад через территорию Томской области. В позднем олигоцене процесс углеобразования смещается к востоку. По данным спектрального анализа изучены особенности распределения некоторых элементов в бурых углях.

Библ. 6, ил. 2.

УДК 553.553.2(571.14)

Петеневское месторождение цветных мраморов. Вавилихин Г. А., Васильев И. П., Лукьяшко В. Н. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, вып. 13. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1978.

В статье дается описание открытого в Новосибирской области Петеневского месторождения высокодекоративных цветных мраморов.

УДК 553.22(571.15)

Минеральный состав метасоматитов Захаровского рудного поля (Рудный Алтай). Бальтер Б. Л. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, вып. 13. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1978.

Приводится характеристика минерального состава метасоматитов Захаровского рудопоявления, входящих в состав Захаровского рудного поля. Установлен различный характер метасоматоза на Захаровском месторождении и Западнозахаровском рудопоявлении. Подчеркивается необходимость изучения зон околорудного изменения с проявленным магниальным метасоматозом для поисковых целей на полиметаллические руды.

Библ. 4, табл. 2.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|----|
| Я. М. Грицюк. Основные элементы сводово-блоковой тектоники западной части Алтае-Саянской складчатой области по космофотогеологическим и морфотектоническим данным | 3 |
| П. А. Токарева. Расчленение и корреляция разрезов Караканского, Ленинского и Егозово-Красноярского месторождений угля в Кузбассе по двусторчатым моллюскам | 17 |
| В. И. Биджаков, Б. М. Волков, И. А. Иванов, Н. В. Коптяев, А. С. Миндигалеев, В. М. Тищенко, Г. П. Худорожков. Перспективы нефтегазоносности Усть-Тымской депрессионной зоны | 21 |
| Л. А. Ивания, А. В. Манаева, Ю. В. Миртов, С. М. Миртова. Кобы выветривания западной части Алтае-Саянской складчатой области и связанные с ними полезные ископаемые | 31 |
| А. А. Розин, Г. Л. Самсонов, В. С. Баженов. Термальные воды Новосибирской и Омской областей и их народнохозяйственное значение | 37 |
| В. М. Тищенко. Некоторые результаты параметрического бурения на территории Томской области | 44 |
| А. С. Миндигалеев. Новые данные по нефтегазоносности карбонатных отложений палеозоя Томской области | 52 |
| М. П. Нагорский, Е. Я. Горюхин. Олигоценые бурые угли юго-восточной части Обь-Иртышского угленосного бассейна | 55 |
| Г. А. Вавилихин, И. П. Васильев, В. Н. Лукьяшко. Петеневское месторождение цветных мраморов | 61 |
| Б. Л. Бальтер. Минеральный состав метасоматитов Захаровского рудного поля (Рудный Алтай) | 64 |
| Аннотации | 69 |

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Выпуск 13

Редактор Н. С. Поддубная
Технический редактор Р. М. Подгорбунская
Корректор Е. В. Лукина

К302246 Сдано в набор 5/XII-78 г. Подписано к печати 16/XII-78 г..
Формат 70×108¹/₁₆, бумага типографская № 2. Гарнитура Литературная.
Печать высокая. П. л. 4,5; уч.-изд. л. 5; усл. п. л. 6,3.
Заказ 7704. Тираж 750. Цена 75 коп. ИБ 355

Издательство ТГУ. 634029. Томск, ул. Никитина, 17.
Типография издательства «Красное Знамя», Томск, ул. Советская, 47.

1378009

Цена 75 коп.

Томский госуниверситет 1878



Научная библиотека 00949706