

**А.М. Малолетко**

**ЭВОЛЮЦИЯ  
РЕЧНЫХ СИСТЕМ  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ  
В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ**



*СВЕТЛОЙ ПАМЯТИ ГЕОГРАФ.  
АЛЕКСЕЯ АНИСИМОВИЧА ЗЕМЦОВ.*



**ЗЕМЦОВ**  
Алексей Анисимович  
(23 февраля 1920 г. – 12 ноября 2001 г.)

**АЛТАЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
РУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО  
Бийское отделение**

**А.М. Малолетко**

**ЭВОЛЮЦИЯ РЕЧНЫХ СИСТЕМ  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ  
В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ**

**Томск  
2008**

**УДК 556.53 (571.1) + 551.86 (571.1) + 551.87 (571.1)**  
**ББК 26.33 (253.3)**  
**М197**

**Малолетко А.М.**

**М197** Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. –  
Томск: Томский государственный университет, 2008. – 288 с.

**ISBN 5-94621-266-4**

Книга посвящена эволюции речной сети Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Реконструкции выполнены на основе морфоструктурного анализа, анализа вещественного состава рыхлых отложений и морфологической выраженности древних долин. Выделены четыре этапа формирования магистральных рек. Начало формирования современной гидросети – средний-верхний олигоцен. Современная гидросеть является гетерогенной. Завершение формирования её – верхнечетвертичное время.

Для палеогеографов, геоморфологов, геологов и просто любознательных читателей.

**УДК 556.53(571.1)+551.86(571.1)+551.87(571.1)**  
**ББК 26.33 (253.3)**

**Рецензенты:**

доктор географических наук **Г.Я. Барышников**,  
доктор географических наук **Н.С. Евсева**

**ISBN 5-94621-266-4**

© А.М. Малолетко, 2008  
© Алтайский государственный университет, 2008  
© Томский государственный университет, 2008.  
© Бийское отделение РГО, 2008

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Было время, когда физико-географическая область «Западная Сибирь» включала и Алтайские горы (Суслов С.П., 1947). Однако контрастность рельефа территорий – гор Алтая и Западно-Сибирской равнины (низменности) – делало восприятие этих природных объектов, как явно не родственных. Поэтому в более позднем физико-географическом районировании появление новой физико-географической области «Горы Южной Сибири» получило признание в среде географов. В эту область, помимо Алтая и Салаира, вошли Кузнецкий Алатау, Тува, Прибайкалье, Забайкалье и Становой хребет (Михайлов Н.И., 1961; Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И., 1963). Нами принят второй вариант районирования.

Западно-Сибирская равнина (низменность), к которой относится значительная часть бассейнов крупнейших рек Северной Евразии – Оби и Енисея – имеет чёткие природные границы. На западе это предгорья Урала, на востоке – уступ Средне-Сибирского плоскогорья, на севере – Карское море. На юге равнину ограничивают Тургайская столовая страна, Казахский мелкосопочник, горы Алтая, возвышенности Салаира и Кузнецкого Алатау. В структурно-тектоническом отношении равнина представляет собой плиту молодой Урало-Сибирской платформы с допалеозойским и палеозойским гетерогенным складчатым фундаментом и слабо дислоцированным мезозойско-кайнозойским чехлом (рис. 1).

История этой геосинклинали может быть представлена в следующем упрощённом виде. В каледонском цикле геосинклиналь занимала территорию от Урала до нынешнего Енисея. Она делилась на несколько второстепенных структур антиклинального и синклиналильного порядка (интрагеоантиклинали и интрагеосинклинали), имевших в основном линейное расположение. По представлению ряда исследователей (Драгунов В.Н., 1960; Уфимцев Г.Ф., 2003, рис. 3), структура (геосинклиналь) является северным флангом глобального Урал-Оман-Мадагаскарского линейамента, который своим происхождением обязан рельефу поверхности геоида, а именно скату поверхности геопотенциала.

В герцинском цикле геосинклинальная обстановка сохранялась в основном по периферии (вдоль Восточного Урала и от Рудного Алтая до Таймыра).

После завершения в триасе герцинского цикла на месте геосинклинали возникла внутренняя впадина (депрессия, котловина), в эволюции которой явно проявилась устойчивая тенденция к погружению. На востоке впадина сомкнулась с Сибирской платформой (Белоусов В.В., 1954).



Рис. 1. Структурно-тектоническое положение Западно-Сибирской равнины (Гарецкий Р.Г. и др., 1972; Зяткова Л.К., 1979)

1 – докембрийские платформы; 2 – выходы пород фундамента на молодых платформах; 3 – чехол молодых платформ; 4 – мезозойские складчатые области; 5 – альпийские складчатые области; 6 – кайнозойские складчатые горы тихоокеанского пояса; 7 – эпиплатформенные орогенные области. Жирные линии – краевые швы

История крупнейших речных бассейнов Мира – обского и енисейского – насчитывает около двухсот миллионов лет, и отражает воздействие

сложных эндогенных и экзогенных процессов. Однако ход этих процессов был предопределён тектоническим развитием этой части евразийского континента в конце палеозоя и раннем триасе – замыканием громадной Урало-Сибирской геосинклинали, соединившей Русскую и Сибирскую платформы.

Фундамент впадины слагают сильно дислоцированные и метаморфизованные палеозойские, местами допалеозойские породы, прорванные интрузиями различного состава. В состав фундамента входят и дислоцированные раннетриасовые отложения. На юго-западе впадины (Тюмень, Кушмурун, Яр) это эффузивно-осадочные породы: глинистые и кремнисто-глинистые сланцы и алевролиты, гравелиты, диабазовые порфириты, оливковые габро-диабазы, зеленовато-серые миндалекаменные основные лавы. По составу эффузивов толща напоминает трапповую формацию Сибирской платформы.

В мезо-кайнозойской истории Западной Сибири важную роль сыграл Омско-Пуровский, или Центральный разлом. Этот субмеридиональный линеамент, установленный по геофизическим данным (магнитные, гравитационные, сейсмические) принадлежит к числу «сквозных» дизъюнктивов древнего (палеозой) заложения (Боголепов К.В., 1967). Линеамент начинается на севере Гыданского полуострова и продолжается на юге до Иртыша (у Омска), затем меняет направление на юго-восточное, где ему следует долина этой реки. Пространственно и генетически линеамент соответствует Гыдан-Омской субмеридиональной зоне древних разломов (Городецкая М.Е., 1975).

Однако, по нашему мнению, М.Е. Городецкая преувеличивает роль линеамента в формировании орографического плана низменности. Линеамент, как морфологический рубеж в рельефе поверхности, является не причиной, а следствием влияния структурно-тектонического плана фундамента на рельефообразование. Не линеамент, а Гыдан-Омская система древних разломов предопределила меридиональное положение осевой линии Западно-Сибирского прогиба и изначальное заложение главной водной системы равнины (средний олигоцен). Общее структурно-тектоническое развитие территории обусловило формирование здесь депрессии (синеклизы, мегасинеклизы, впадины, мегакотловины), сохранившей длительное время устойчивую тенденцию к погружению.

Таким образом, Западно-Сибирская плита представляет собой область длительного и почти непрерывного погружения, начиная с первой половины юрского периода. Это способствовало накоплению здесь разновозрастных и генетически различных толщ осадочных горных пород большой мощности (рис. 2).

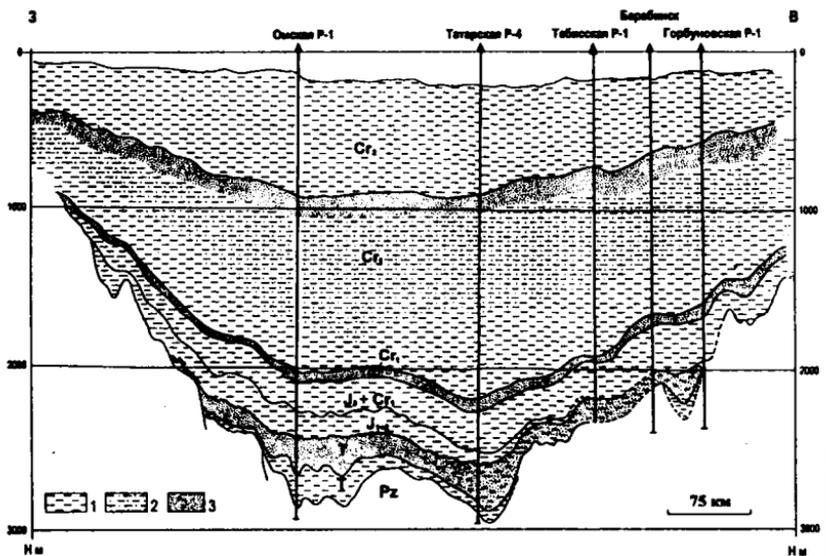


Рис. 2. Широтный геологический разрез Западно-Сибирской синеклизы  
(по: Таруц Г.М., 1966; с упрощениями)  
Комплексы: 1 – глинистый, 2 – песчано-глинистый, 3 – песчаный

Депрессию со всех сторон окружали положительные тектономорфо-структуры, которые имели иной – положительный – знак движений (Урал, Среднесибирское плоскогорье, Казахский мелкосопочник, Алтае-Саянская горная область). Далеко на севере, в пределах современного Ледовитого океана, депрессию оконтуривали структуры Русской платформы, которые, однако, со временем перестали играть барьерную роль (см. раздел «Триасовый период»). Эта почти замкнутая депрессия на юго-западе через Тургайский пролив соединялась с океаном Тетис, а на северо-востоке через Хатангский пролив – с обширным полярным бассейном, который захватывал и часть Восточной Сибири, образуя в сторону Байкала глубоко вдающийся залив. Но уже в послеюрское время северная преграда (барьер), погрузилась, стала морским дном, и Западно-Сибирская депрессия нашла широкий выход в Мировой океан. На долгие времена и неоднократно воды океана заливали северную часть депрессии. О времени и глубине проникновения морских вод судят по литологии и генезису соответствующих отложений.

В мезо- и кайнозойе Западно-Сибирская депрессия являлась областью аккумуляции для окружающих её положительных морфоструктур. Судя по мощности мезо- и кайнозойских отложений (2,5–3 км к югу от Сибир-

ских увалов и 4–5 км к северу от них (Равнины и горы Сибири, 1975, с. 14) и площади Западно-Сибирской равнины (более 2 млн. км<sup>2</sup>), обрамление её было глубоко срезано в ходе длительной денудации на глубину, значительно превышающую мощность рыхлых отложений, так как площадь периферийного водосбора (площади денудации) был всегда меньше площади аккумуляции. Естественно, в таких условиях нельзя ожидать хорошей сохранности речных долин, особенно ранних (триас, юра, мел) за пределами равнины. Реконструкция гидросети здесь возможна только по коррелятным отложениям, сохранившимся от денудации в пределах синеклизы. Лучший материал для реконструкции гидросети периферии Западно-Сибирской равнины даёт анализ континентальных отложений (картирование одновозрастного аллювия, его гранулометрический состав аллювия и пр.). Механический состав морских отложений периферийной части равнины также может быть использован для этой цели, хотя и в меньшей степени, чем континентальных. Структурно-тектонический анализ позволяет определить площади и конфигурацию преимущественной речной аккумуляции.

Интерес к формированию речной сети Западной Сибири проявляли многие исследователи, но в большинстве случаев освещались частные вопросы. Из сводных работ следует отметить в первую очередь монографию С.А. Архипова (1971), затем коллективную монографию «Равнины и горы Сибири» (1975), содержащую обстоятельный очерк Г.И. Лазукова и М.Е. Городецкой «Речная сеть [Западной Сибири]» о формировании гидросети в основном в позднее время – в плиоцене и плейстоцене. В монографии С.А. Архипова и др. (1878) более полно и с более раннего времени (с мезозоя) рассмотрена геологическая история Западно-Сибирской равнины в мезозое и кайнозое, в том числе дано последовательное описание развития древней речной сети. А.А. Земцов (1976) рассмотрел историю формирования речных долин северной части равнины, и особенно – в связи с четвертичными оледенениями.

Усилиями советских учёных составлен и в 1967 г. опубликован «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР». Фациальная (литолого-палеогеографическая) картина территории СССР и, в том числе Западной Сибири, более поздними исследованиями в общих чертах подтверждена и используется нами в необходимом объёме.

Резко возросший интерес к мезо-кайнозойским отложениям Западной Сибири, особенно в связи с развернутыми поисками и разведкой месторождений нефти и газа, развитие прикладной геоморфологии и палеогеографии в 1950–1980 гг. («золотой век» советской геологии) обеспечили широкое обсуждение этих проблем в периодической научной печати, на

многих научных конференциях и совещаниях. Мощный поток фактологической информации, закреплённой в различных изданиях, до сих пор является основной базой для дальнейших творческих изысканий, углублённой разработки и развитию проблемных вопросов мезо-кайнозойской истории Западной Сибири вообще и частных вопросов в особенности. Фактический материал, накопленный коллективами и отдельными исследователями того времени, не потерял своего значения поныне.

Предлагаемая читателю работа неравноценна по степени освещения палеогидрографии различных частей Западной Сибири. Приуральская часть за исключением бассейна Тобола нами рассматривается лишь в общих чертах, особенно её кайнозойская история. Север равнины имеет детальную характеристику лишь для четвертичного времени. Более подробно и в деталях анализируется эволюция речных систем юго-восточной части равнины и Алтая. Эти реконструкции являются оригинальными, так как базируются на фактическом материале, который был получен автором в период работы его в экспедициях Западно-Сибирского геологического управления.

Автор не претендует на исчерпывающее и воспринимаемое, как безусловно правильное раскрытие истории формирования речной сети Западной Сибири. Это лишь первая попытка объяснить развитие рек всего региона за столь длительный отрезок времени – мезозой и кайнозой. Автор будет считать свою задачу выполненной, если его видение проблемы даст хотя бы слабый импульс к более углублённому изучению проблемы, научная значимость которой несомненна.

## Часть 1

# ФАКТОЛОГИЯ

## ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

Возникновение Западно-Сибирской структуры, которой соответствует Западно-Сибирская равнина (низменность), связано с иным её строением по сравнению с окружением. Для низменности характерна относительно малая глубина залегания границы Мохоровичича и более высокое значение силы тяжести, что обязано меньшей мощности сиалической оболочки (Ростовцев Н.Н., 1966).

Прогибание земной коры, которое выразилось в образовании Западно-Сибирской синеклизы, является, как выразился В.С. Сурков (1972, с. 61), прямым следствием базальтизации земной коры в триасовый период. Триасовый тектонический этап в регионе проявился в довольно энергичном сводообразном подъёме земной коры, который сопровождался раскрытием сети глубинных разломов, напряжённым базальтовым магматизмом и глыбовыми дислокациями. Последние наиболее ярко проявились в виде отседания отдельных блоков и формирования многочисленных депрессий, значительная часть которых имеет, несомненно, рифтовый характер (англ. gift 'расщелина, ущелье'). В итоге сформировалась Западно-Сибирская рифтовая система (рис. 3), которая простирается от Тургая до Таймыра, возможно, включая Карское море (Куликов П.К. и др., 1972, с. 86).

Сотрудниками Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья (Новосибирск) составлены «Тектонические карты Сибири» (1997) на два среза структурно-фациальных комплексов – докембрийско-палеозойский и мезозойско-кайнозойский, разделённые зоной раннемезозойской деструкции (нарушение нормальной структуры) земной коры.

Эта клинообразно построенная зона субмеридионально ориентирована на северо-восток от Тургая на Большую излучину Иртыша (ниже Омска) и далее в сторону р. Пур. В течение мезозоя и кайнозоя эта зона де-

струкции сохранила свои контуры, но квалифицирована как надрифтовый жёлоб. По обе стороны жёлоба, состоящего из серии параллельных рифтовых впадин, на карте показаны депрессии и прогибы (внутренняя зона), а по периферии горного обрамления (внешняя зона) – моноклизмы (моноклиальный склон платформы).

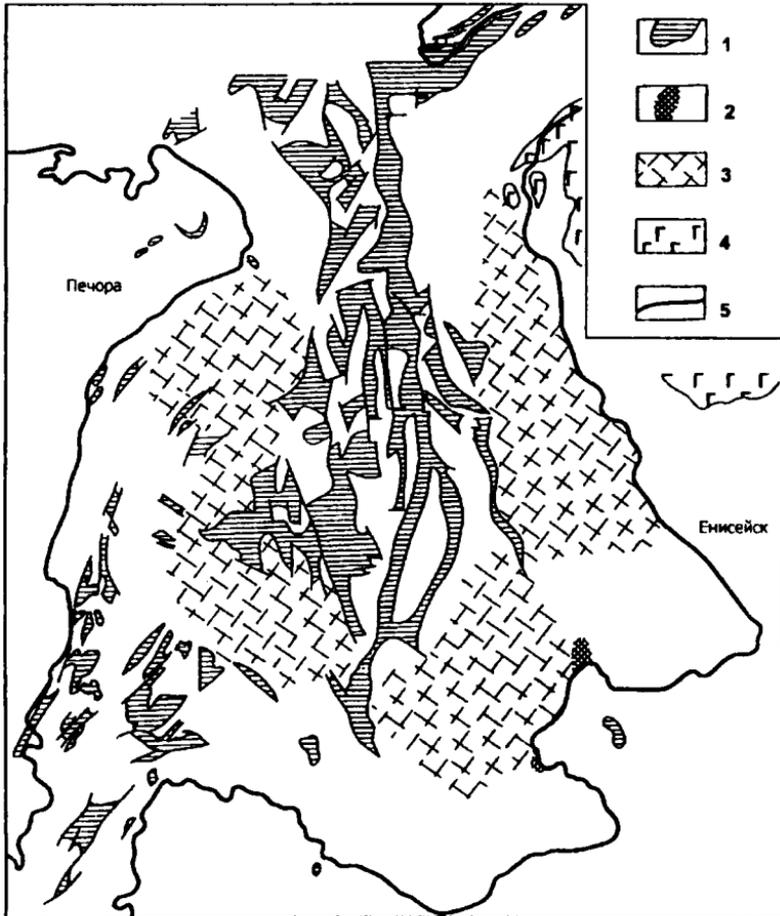


Рис. 3. Западно-Сибирская рифтовая система (Сурков В.С., 1972; упрощённо)  
1 – грабенообразные депрессии и впадины; 2 – дайки и sillы базальтов; 3 – области предполагаемого развития интрузивной фации базальтов; 4 – траппы Сибирской платформы; 5 – граница Западной Сибири

Эта карта в общих чертах подтвердила более ранние представления В.С. Суркова, П.К. Куликова и др. по вопросу о роли рифтового жёлоба в заложении будущей Западно-Сибирской равнины.

Внешние границы Западно-Сибирской синеклизы фиксируются крупными глубинными разломами.

Нынешний структурно-тектонический статус низменности определяется как эпигерцинская плита со складчатым, местами двухъярусным фундаментом доюрского возраста. Геосинклинальный этап развития на территории низменности завершился, по мнению В.В. Вдовина (1970), в конце среднего триаса. Нам представляется более правильной точка зрения В.С. Суркова (1972, с. 61) о том, что триасовые структуры, наложенные на структурный план предшествующих тектонических эпох, не связаны с геосинклинальными и параплатформенными (активизированные платформы) структурными генерациями.

Надрифтовый жёлоб следует рассматривать как своеобразный «талвег» Западно-Сибирской депрессии (синеклизы) и как длительно существовавший базис денудации. Этот жёлоб и предопределил положение как Западно-Сибирского моря, так и главной реки в послемеловой этап континентального развития Западной Сибири. Главная водная система началась в Тургайском проливе, и была ориентирована на северо-восток через Усть-Енисейскую впадину в сторону Хатангского залива (Предтаймырский прогиб). В Хатангский залив стекали воды с Тунгусской синеклизы и палео-Таймырских гор. Иртыш ещё не зародился, о чем можно судить по отсутствию в Прииртышской впадине континентальных мезозойских отложений древнее нижнего мела (Никифорова К.В., 1953).

На Алтае угленосные триасовые отложения известны только в Прителецком районе, где они выполняют Пыжинский грабен в среднем течении р. Пыжа, приуроченный к восточному борту Уйменско-Лебедского прогиба. Представлены сероцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с конкрециями сидерита. Конгломераты и сидериты встречаются редко. Суммарная мощность угленосных отложений достигает 500 м. В аргиллитах и алевролитах встречаются многочисленные отпечатки растений, которые, по мнению Н.К. Могучаевой (Новосибирск), имеют верхнетриасовый возраст. Триасовый возраст подтверждён спорово-пыльцевыми анализами (Л.Л. Дрягина, Новокузнецк).

В Зауралье (восточный склон Уральских гор) в раннем триасе вследствие активизации тектонических движений заложилась межгорные и предгорные впадины, которые заполнены галечниками и грубыми песчаными породами (основание нижнетриасовой туринской свиты), что свидетельствует о расчленённом горном рельефе. Состав обломочного мате-

риала свидетельствует о размыве в основном местных пород. Это может указывать на небольшие размеры рек. В триасе в ходе денудационных процессов и затухании тектонических на месте горных систем возникли выровненные, пенепленизированные пространства, на которых формировалась кора химического выветривания, местами с бокситами и бурым железняком. Такая обстановка была не только в Сибирском Приуралье, но и на Казахском мелкосопочнике, Алтае и, несомненно, на всей площади Западной Сибири. Это привело к старению гидрографической сети, что нашло отражение в и заполнение впадин глинистыми и алевролитистыми породами.

Заложение субмеридиональной зоны рифтовых впадин сыграло главную роль в оформлении Западной Сибири как области с преобладающей тенденцией к погружению в послетриасовое время. В результате этого в Западно-Сибирской синеклизе накопилась мощная толща морских и континентальных, слабо дислоцированных осадков (см. рис. 2). Максимальной мощности (4–5 км) послетриасовые отложения достигают в северной части Западной Сибири (Равнины и горы Сибири, 1975, с. 14). Возможно, на севере западной Сибири она достигает 7 км.

В триасе уже наметились различия в тектонической жизни северной и южной частей Западной Сибири, границей которых был широтный Трансзападно-сибирский линеймент, которому в общих чертах соответствуют Сибирские увалы. В современном плане орографии различия эти проявляются в преобладании меридиональных морфоструктур и меридиональной ориентировки речной сети севернее увалов и широтных – южнее (Там же).

## ЮРСКИЙ ПЕРИОД

На границе триаса и юры проявилась древнекиммерийская фаза тектогенеза, которая привела к резкому обособлению Западно-Сибирской депрессии и окружающего её обрамления. Последнее представляло собой область денудации. Почти повсеместно были сформированы локальные тектонические понижения различного происхождения и масштаба. А.Л. Матвеевская (1962) только по южному обрамлению низменности насчитала их пятьдесят. В этих локальных депрессиях происходило накопление обломочного материала и, нередко, торфяников, будущих пластов угля.

Локальные депрессии с юрскими угленосными отложениями в восточном направлении сменяются сплошным, в прошлом, покровом континентальных отложений юры Виллой-Ангарского прогиба (рис. 4). Залегают они на расчленённых эрозией древнепалеозойских породах. Представлены континентальными отложениями – озерно-болотными и речными (пески, галечники). В середине раннеюрского времени морская трансгрессия захватила северо-восточную часть прогиба. В.Л. Масайтис отмечает на левобережье среднего течения Ангары, на Ангаро-Илимском водоразделе, юрские водораздельные галечники, оставленные крупными водотоками. Возможно, и другие районы Средне-Сибирского плоскогорья, граничащие с Западно-Сибирской низменностью, также были расчленены речной сетью, которая поставляла кластический материал в низменные районы. Правда, в приведенном примере обломочный материал поступал с Байкало-Патомского нагорья в Ангаро-Виллойский прогиб (Кириченко Г.И., Туганова Е.В., 1955).

Северное обрамление Западной Сибири также было сушей, в структурном отношении представлявшей собой блок древнего платформенного массива. По этой причине Полярный морской бассейн проникал в Западную Сибирь только с северо-востока, через Хатангскую впадину. Существование жёсткого платформенного массива подтверждается расчётами глубины залегания поверхности Мохоровичича. Мощность земной

коры здесь значительно меньше (до 32 км), чем в южной части низменности, где она достигает 45–55 км.

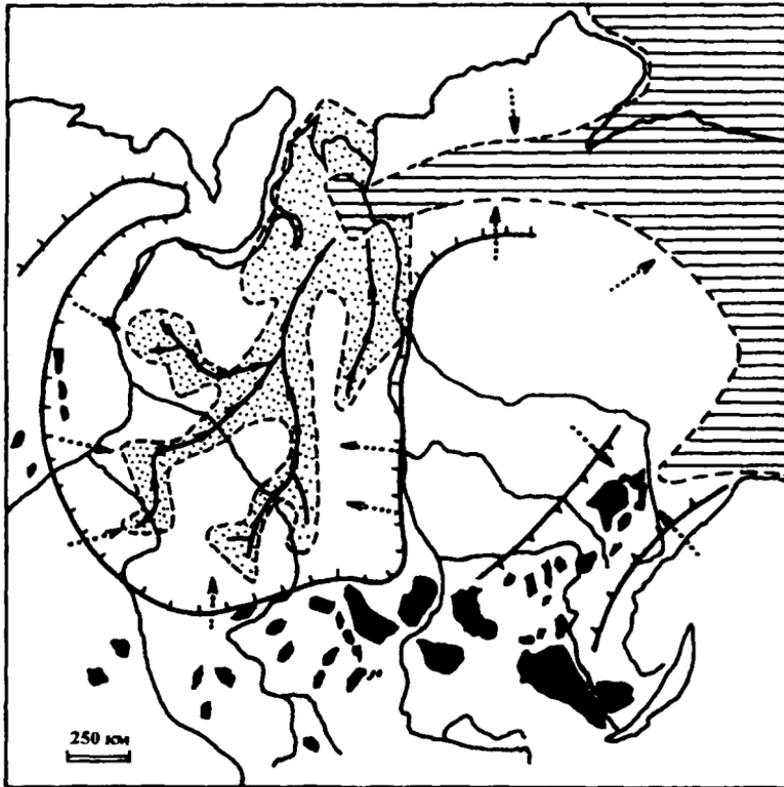


Рис. 4. Раннеюрская гидросеть

1 – море; 2 – основные речные системы (точками показаны их долины); 3 – замкнутые впадины (без масштаба); 4 – граница позднеюрской морской трансгрессии; 5 – Ангаро-Вилуйский прогиб; 6 – направление сноса кластического материала

Уменьшение мощности земной коры, сопровождающееся нивелировкой плотности гранитного и базальтового слоёв и исчезновением первого (гранитного) на севере, характерно для областей древней стабилизации. Глубинное строение северной части Западной Сибири близко к строению

Русской платформы, что подтверждает их вероятную связь в дорифейское время (Боголепов К.В., 1967).

Но уже в послекюрское время северный жёсткий блок погружается, и Западная Сибирь становится доступной для длительных северных морских трансгрессий в верхнемеловое и эоцен-нижнеолигоценовое время.

Судя по составу юрских отложений, водные системы существенно различались, хотя нужно отметить, что климатические условия были сходными даже на отдалённых территориях. Об этом можно судить по угленосности юрских отложений, особенно южных районов.

**Западно-Сибирская низменность.** От триасового времени территория будущей Западно-Сибирской низменности унаследовала довольно расчленённый рельеф с перепадами высот до 1000 м, обычно 200–450 м. Приспосабливаясь к неровностям рельефа и строго следуя общему наклону местности, сформировалась речная сеть. Магистральная река контролировалась глубинными разломами (надрифтовые жёлоба), которые в рельефе были выражены впадинами и грабенами (см. рис. 3), ориентированными с юго-запада на северо-восток от Тургайского на Хатангский прогиб. Судя по карте (фиг. 11 в работе: *Элементы тектоники...* 1960), в этом направлении отрицательные структуры сменяют друг друга в следующей последовательности: Тургайская (Тобольская) синеклиза → Надым-Кондинская синеклиза → Верх-Тазовская впадина Ямало-Гыданской синеклизы → Таймырская (Хатангская. – А.М.) впадина.

Морские отложения известны только в северо-восточном углу территории нынешней Западно-Сибирской низменности, куда вдавался Хатангский залив Полярного моря.

Речные системы реконструируются по отложениям шеркалинской свиты (нижняя юра – низы средней юры). Слагается свита внизу светлыми грубозернистыми песчаниками, гравелитами с прослоями алевролитов. Залегает свита с размывом на палеозойских породах фундамента. Выше залегают тёмно-серые аргилитоподобные глины, иногда с зеленоватым оттенком (Конторович А.Э. и др., 1995). Как считает М.А. Левчук (1998), шеркалинская свита имеет аллювиальное происхождение, а формирование её происходило в узкой каньонообразной речной долине. *«Характер распространения шеркалинской свиты, анализ её мощности... указывают на то, что отложениями шеркалинской свиты выполнен не прогиб, как развивающаяся в течение юрского периода отрицательная структура, а как речная долина, «каньонообразная» на отдельных участках, сформированная в условиях расчленённого рельефа с перепадами высот ... более 350 м»* (с. 98). Впадала магистральная река в Хатангский залив (рис. 4).

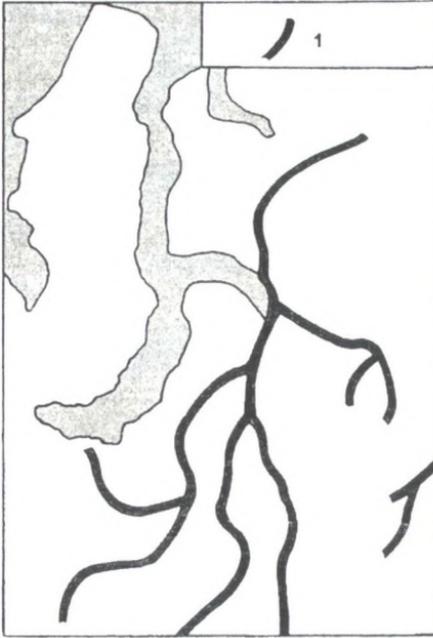


Рис. 5. Раннеюрские реки (1) на севере Западной Сибири (по: Левчук М.А., 1998)

В центральных и южных районах осадки пролювиального, речного, озёрно-речного генезиса накапливались в депрессионных зонах. Постепенно зона седиментации расширялась за счёт размыва склонов и погребения неровностей рельефа, в том числе и тектонических поднятий. Отложения шеркалинской свиты перекрываются отложениями тюменской свиты, которая является составной частью мощной заводоуковской серии, выделенной в 1955 г. Н.Н. Ростовцевым (Ростовцев Н.Н. и др., 1957).

Заводоуковская серия (нижняя – средняя юра) занимает в Западной Сибири обширнейшие площади. Это континентальные озёрно-речные угленосные отложения. Мощность их непостоянна (иногда до 1000 м), зависит от рельефа фундамента и степени смыва верхних слоёв (Геологическое строение... 1958, с. 45; Казаринов В.П., 1958). Залегает серия несогласно на породах доюрского фундамента или на отложениях челябинской серии (верхний триас–нижняя юра?)

Нижняя, тюменская свита заводоуковской серии обычно представлена серыми и тёмно-серыми глинами и аргиллитами, чередующимися с прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. В южных районах (Омск) в верхней части разреза появляются неравномернозернистые гравелистые песчаники, иногда известковистые, с прослоями гравелитов, брекчий, конгломератов. Угольные пласты встречаются по всему разрезу, но чаще всего в нижней пачке. Свита не имеет сплошного распространения только на самой южной и западной окраинах низменности. Здесь (Восточное Зауралье, Кулундинская и Бийско-Барнаульская впадины) нижне-среднеюрские отложения значительной мощности заполняют локальные впадины (см ниже).

На северо-западной части Сибирской платформы в рэт-лейасе в результате блоковых опусканий сформировался Нижнеенисейский (Усть-

Енисейский) прогиб (впадина), отделяющий Енисейский кряж от платформы. В прогибе первоначально сформировалась лагунно-дельтовая равнина, которая позже в связи с ингрессией была залита морскими водами. Валунно-галечные отложения Нижнеенисейской и Хатангской впадин свидетельствует об энергичной денудации Средне-Сибирского плоскогорья в его периферийной части. Размывались допалеозойские (синий-ские) и палеозойские толщи и интрузии траппов.

По туруханской скважине, которая была заложена в пределах Усть-Енисейской впадины, в верхних горизонтах тюменской свиты (интервал 2386–2378 м) присутствуют морские фации (песчаники и алевролиты с глауконитом, обломками раковин пелеципод и ходами илоедов). Мощность всей тюменской свиты достигает 615 м (Прозорович Г.Э., 1961). Очевидно, уже (в средней юре?) Нижнеенисейская впадина, отделяющая структуры Енисейского кряжа от Средне-Сибирской платформы (район современного устья Подкаменной Тунгуски), была выражена как таковая и являлась частью Хатангского залива. Морские фации в среднеюрских отложениях Нижнеенисейской впадины являются предвестниками сильнейшей ингрессии моря, которая в позднеюрское-раннемеловое время (титон–валажин) захватило значительную часть территории Западной Сибири – от Урала до Средне-Сибирской платформы и почти до Казахского мелкосопочника на юге.

Юрские континентальные отложения с различной степенью угленосности встречаются и по окраинам Западно-Сибирской низменности, где они чаще всего заполняют тектонические впадины. Близость областей денудации наложило свой отпечаток на вещественный состав и мощность соответствующих отложений; последние очень часто представлены конгломератами и песчаниками.

**Чулымо-Енисейская впадина.** С юга впадину ныне обрамляют горные сооружения Кузнецкого Алатау, хр. Арга и Кузнецкий бассейн. На востоке её прикрывают отроги Енисейского кряжа и Восточного Саяна, на западе Томь-Колыванская складчатая зона. Впадина открывается на север, где постепенно сливается с Западно-Сибирской низменностью. Юрские отложения занимают большие площади в восточной части впадины. Представлены мощной толщей континентальных отложений песчаного, глинистого и углистого состава. К угленосным слоям приурочены сидериты. В приенисейской части впадины угленосные отложения делятся на три свиты (снизу): красноярскую, кубековскую и толстомысовскую суммарной мощностью 800 м.

В основании красноярской свиты лежат косослоистые конгломераты, выше сменяющиеся грубозернистыми аркозовыми песчаниками с про-

слоями аргиллитов и с линзами невыдержанных по простиранию аллювтонных углей. Кубековская свита с размывом залегает на красноярской, начинаясь горизонтом аркозовых, часто косослоистых песков с линзами галечников в основании. Пески сменяются мощной толщей песчанистых и углистых аргиллитов с пластами бурых углей и горючих сланцев. Толстомысовская свита также начинается косослоистыми песками, которые сменяются аргиллитами, углями. Ритмичность осадконакопления обусловлена периодической активизацией тектоники, которая вызывала оживление эрозионной и транспортирующей деятельности реки (Нагорский М.П., 1941а).

Судя по значительной мощности горизонтов конгломератов (150, 60 и 20 м) и их текстуре (косая слоистость), в начальную фазу формирования каждой из трёх свит шло накопление речных осадков, причём река была крупной, с быстрым течением. Не была ли эта река прототипом Верхнего Енисея? Такого мнения придерживался К.В. Радугин (1937). Однако, по мнению М.П. Нагорского (1938), гальки конгломератовых пачек юры были заимствованы при размыве девонских конгломератов. *«Об Енисее, или о том направлении течения реки, которое имеет современный Енисей, тогда и помину нет»* (с. 37). М.П. Нагорский (1938, с. 38) также допускал, что снос происходил со среднего течения р. Кан, где известны древние отложения, за счёт размыва которых сформировалась толща аркозовых песков кубековской толщи.

Кроме описанного изолированного поля юрских отложений (к северу от Красноярска) известно немало и других: Зырянская депрессия, Урюпо-Кийский район, Ачинский район, юра по р. Верх. Кемчуг Поле юрских отложений известно в бассейне р. Вах и в других местах. Они кратко описаны В.П. Казариновым (1958, с. 144–146).

**Кузнецкий бассейн.** Начало юрского осадконакопления здесь совпало по времени с поднятием периферийных горных массивов, которое вызвало оживление речной эрозии и накопление в Кузнецкой котловине грубообломочного материала. Обычен такой материал для периферийной части Кузнецкой котловины. Это объясняется тем, что горные реки, выходя на равнины Кузнецкой котловины, сгружали крупнообломочный материал в связи с уменьшением уклонов русла, образуя внутренние (континентальные) дельты.

По характерным породам (конгломераты) свита (толща) получила название конгломератовой. Мощность её достигает 650 м (Казаринов В.П., 1958, с. 221).

Свита залегает на древней (триас?) коре выветривания, которая в одних случаях представлена белыми каолиновыми глинами, в других –

сливными песчаниками. Свита типично представлена в юго-восточной части бассейна по верхнему и среднему течению Томи в пределах Кузнецкого бассейна и по р. Тутуяс, правому притоку Томи. Состав конгломератов постоянен. Это хорошо окатанные гальки кварца, черного роговика, кремня в глинисто-песчаном цементе, а также гальки изверженных пород, развитых в Кузнецком Алатау. Конгломераты образуют линзы в светлых или зеленоватых песчаниках. Иногда наоборот, песчаники образуют линзы в конгломератах. Цемент песчаников карбонатный с базальным характером цементации, глинистый, серицитоглинистый, хлоритовый. В глинистых светлых, темных, коричневатых сланцах заключены пласты угля различной мощности. В западной части (по р. Иня) типичные конгломераты отсутствуют, в песчаниках встречаются лишь единичные гальки тех же пород.

Прекрасная окатанность галек свидетельствует о длительности их транспортировки, то есть о далёкой области сноса. Это позволяет предполагать функционирование крупных речных систем, чья реконструкция, однако, затруднительна. Можно только предполагать, что между Салаирским кряжем и Кузнецким Алатау (с большим тяготением к Алатау) протекала крупная река, которая принимала притоки как с Салаира, так и Кузнецкого Алатау. В пределах Кузнецкого бассейна основная юрская река прижималась к Кузнецкому Алатау: на востоке (точнее, юго-востоке) в составе свиты наиболее обильны конгломераты (Нейбург М.Ф., 1940).

У подножья Салаирского кряжа в пределах бассейна известны лишь изолированные участки нижеюрских отложений, которые выполняют замкнутые впадины неясного происхождения. Юрские отложения в виде разного размера пятен встречаются вдоль крутого восточного склона Салаирского кряжа. Это Доронинская, Кулебакинская, Шестаковская (между Гурьевском и Белово; Яворский В.И., Адлер Ю.В., 1940, карта), Прокопьевско-Киселёвская (Боголепов К.В., 1967), Осиновская (Звонарёв И.Н., Станов В.В., 1940) площади. Имея относительно малую площадь распространения, юрские отложения достигают здесь километровой мощности (Доронинская впадина; Семёркин В.И., 1965). В составе отложений преобладают песчаники и алевролиты. Доля конгломератов возрастает с приближением к Салаиру (Карпицкий И.П., 1965), откуда поступал обломочный материал. Сложены конгломераты хорошо окатанной галькой и небольшими (15 см) валунчиками. Обломочный материал плохо сортирован, имеет слабый песчано-глинистый цемент. В.И. Яворский (1957, с. 42) предполагал, что здесь движение транспортирующей среды (речных вод) проходило преимущественно с юго-запада на северо-

восток, в меньшей мере с юго-востока на северо-запад, а в районе дер. Лебедевой (Доронинская впадина) – с юга на север. То есть развитие древней водной (озёрно-речной) системы на западе контролировалось молодым Салаирским кряжем.

В районе Осиновского месторождения угля под юрскими отложениями залегают отбеленные и обохренные породы ерунаковской свиты (P<sub>2</sub>). Налегание юрских отложений на каолинизированные породы пермокарбона можно наблюдать и в береговых обрывах по р. Томь между улусами Каезо и Тарбаган (Казаринов В.П., 1958, с. 222).

Известны юрские угленосные отложения и в зоне сочленения *Колывань-Томской складчатой зоны* с Западно-Сибирской плитой (Барабинско-Пихтовская моноклираль). Примерно в 70 км севернее Новосибирска они вскрыты в нас. пунктах Базой (скв. 79), Изовка (скв. 1), Кочетовский (скв. 12), Екимовка (скв. 50). В Базое в интервале глубин 187–501 м залегают переслаивающиеся конгломераты (преобладают в основании толщи), гравелиты, песчаники, алевролиты, глины и пески, угли (45 пластов в интервале 249–451 м). К северо-востоку от Базоя на междуречье Оби и Томи у с. Киреевское скважиной вскрыты аналогичные отложения на глубине 222–272 м (Иванова Т.С. и др., 1965). Примерно в 50 км восточнее Томска по геофизическим материалам оконтурена и бурением проверена глубокая Улановская впадина (Сурков В.С., 1962). Выполнена она конгломератами (нижняя пачка), а также аргиллитами, алевролитами, песчаниками с подчинёнными конгломератами (верхняя пачка). Грубообломочные породы тяготеют к окраинным частям впадины. С приближением к центру впадины размерность обломков уменьшается. Состав обломков меняется в зависимости от петрографии ближайших склонов впадины, но преобладают устойчивые к истиранию кварциты и кварц. Слоистость горизонтальная или слабо наклонная (Врублевский В.А. и др., 1987). Улановская впадина является примером локального осадконакопления в замкнутых депрессиях.

*Неня-Чумышская впадина.* Интерес представляют открытые нами в 1952 г. у пос. Караган (Солтонский район Алтайского края) юрские угленосные отложения. В структурном отношении они приурочены к Неня-Чумышской впадине, крайнему юго-западному заливу Кузнецкой котловины, где заполняют тектоническую (?) депрессию, заложенную в сильно дислоцированных палеозойских породах. Судя по близкому соседству других скважин, не вскрывших угленосные отложения, размеры площади юрских отложений невелики. Профиль из пяти скважин имеет длину 1,6 км (рис. 6). Мощность отложений здесь не выяснена, так как подошва угленосной толщи не вскрыта.

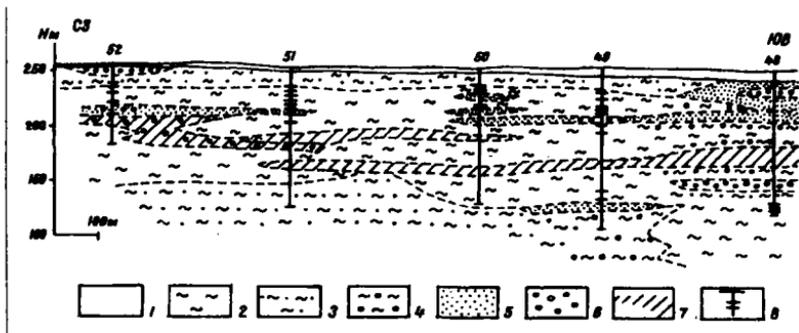


Рис. 6. Разрез юрских отложений у пос. Караган

1 – пойменный аллювий р. Караган; 2 – глина углистая, серая и тёмно-серая; 3 – то же, песчанистая; 4 – то же с галечником и гравием; 5 – песок разнозернистый; 6 – галечник; 7 – зоны цементации кремнисто-карбонатно-железистым материалом; 8 – пересечения скважинами угольных пластов

Литологический состав угленосных отложений довольно пёстрый. Это мелкогалечниковые конгломераты, песчаники и аргиллиты. Конгломераты представлены двумя разновидностями. Чаще всего конгломераты имеют слабый песчано-глинистый цемент, реже представляют собой очень прочную породу, сцементированную кварцево-известково-железистым материалом. Конгломераты образуют линзы мощностью до 15 м и составляют 13 % разреза. Галька обеих разновидностей конгломератов достигает 10 см в диаметре, хотя обычно меньше – 1–2 см. В составе гальки преобладают обломки чёрного кремня, микрокварцита, зелёных хлоритизированных песчаников и алевролитов. Реже встречаются гальки кварца, известняков, бурого железняка. Магматические породы представлены гальками диабаз. Обломочный материал плохо окатан и сортирован. Разноглубинное залегание галечников, как рыхлых, так и сцементированных фиксирует боковые миграции русла реки в ходе седиментации.

Пласты угля не выдержаны по простиранию; количество их по разным скважинам колеблется от двух до 13. Глубина залегания первых пластов угля изменяется от 14 до 45 м. Только в одной из пяти скважин пласты угля в количестве трёх залегают на глубинах от 125 до 135 м.

Состав обломочного материала, его плохая окатанность свидетельствуют не только о местном источнике питания, но и его близости. Несомненно, это была Кивдинская гряда, которая находится всего лишь в нескольких километрах к западу и северо-западу. Плохая сортировка обломочного материала, возможно, указывает на участие временных водотоков в накоплении угленосных толщ.

К востоку от Караганской площади известно Мулнайское (Мунайское) месторождение юрских углей, хорошо изученное при проведении разведочных работ (Высоцкий М.Ф., 1932; Рагозин Л.А., 1938; Евсеев В.И., 1940; Звонарёв И.Н., 1947). Юрские отложения в виде разобшённых пятаев залегают на неровной поверхности палеозойских пород. Представлены белыми, серыми, углистыми, иногда красноцветными глинами с редкими прослоями песчаника и углей. В кровле залегают мелкий галечник, вверх по разрезу постепенно сменяющийся жёлтой глиной, которые, по данным Л.А. Рагозина, достигают мощности 1,8–2,4 м. Угольный пласт падает на северо-северо-запад под крутым углом (Рагозин Л.А., 1938). Правда, И.Н. Звонарёв (1947) отмечал и почти горизонтальное залегание угольных пластов. Нижние горизонты угленосной толщи, представленные жёлтой и белой глиной, содержат обломки коренных пород, кусочки угля и обладают слабо выраженной слоистостью.

**Бийско-Барнаульская впадина.** К юго-западу от Салаирского кряжа протянулась цепочка впадин, заполненных нижнеюрскими отложениями: Глушинская, Первомайская, Тальменская, Черепановская. Они соседствуют друг с другом, и, по-видимому, некогда представляли единый седиментационный бассейн (см. рис. 10).

Юрские отложения *Глушинской* (Верх-Жилинской) впадины были известны по результатам бурения скважины на ст. Шпагино (Звонарёв И.Н., 1947). Позднее были пробурены скважины № 44 в с. Верх-Жилино и № 253 в дер. Глушинка. Юрские отложения скв. № 253 были вскрыты на глубине 202,6 м под толщей рыхлых олигоценых (108,6 м) и неоген-четвертичных. Полная мощность юрских отложений не выяснена. Представительностью типов пород характеризуется следующими цифрами (%): аргиллиты 74, алевролиты 16, песчаники 5, конгломераты 41, угли 0,9. Конгломераты состоят в основном из обломков осадочных пород – серицито-глинистых, серицито-хлоритовых, кварцево-глинистых сланцев. В меньшем количестве присутствуют гальки известняка, жильного кварца, кварцитов, кварцевых песчаников. Очень редко встречаются гальки фельзита и порфира. Петрографический состав обломочного материала указывает на Юго-Западное Присалаирье, как источник сноса. Алтайский обломочный материал полностью отсутствует.

Нижнеюрский возраст отложений определён палинологом Е.А. Портновой (1963). Ранее П.А. Никитин обнаружил фрагменты *Czekanobyscia setacea* Н е г., типичной для юры (Звонарёв И.Н., 1947).

Примечательной особенностью разреза отложений Глушинской впадины является их наклон в какую-то сторону под углом примерно 35° к горизонту (55° к оси керна; рис. 7).



Замеры сделаны в случае ясной параллельной слоистости. Такая ситуация не вызвана, например, диагональной слоистостью пород. Возможно одно из двух объяснений: 1) юрская толща участвует в пликативной дислокации после завершения осадконакопления и 2) неравномерное (косое) погружение нисходящего блока при образовании грабена после накопления осадков.

*Тальменская* впадина находится северо-западнее Глушинской и тоже в правобережье Оби (35 км к северо-востоку от Барнаула). Здесь геофизическими работами был выявлен гравитационный минимум, которому соответствует спокойное магнитное поле. Размер последнего  $10 \times 35$  км. Обычно такая геофизическая характеристика приводит к следующему объяснению: это локальная тектоническая депрессия, заполненная слабо диагенезированными нижнекарбонowymi или юрскими отложениями. Для проверки природы аномалии в пос. Тальменка была пробурена скв. 281, которая в интервале 90–99 м действительно вскрыла нижнеюрские отложения, но не на всю их мощность. Отложения имеют преимущественно глинистый состав.

*Черепановская* впадина с юрскими отложениями выявлена в 1960 г. к северо-западу от Тальменской (3 км к юго-западу от с. Карагужево). Приурочена к тектоническому контакту каледонид Салаира и герцинид Колывань-Томской складчатой зоны. Юрские отложения залегают на глубине 38 м (по скв. 30). Представлены они в основном аргиллитами и алевролитами с маломощными прослоями песчаников, конгломератов и углей. Вскрытая мощность превышает 120 м (Домникова Е.И., 1968).

*Мамонтовская* впадина выявлена геофизиками ВСЕГЕИ в 1956 г. около с. Мамонтово (районный центр Алтайского края), что стоит на р. Касмала. Фундамент двухъярусный. Нижний ярус имеет граничную скорость распространения упругих волн 5000–6000 м/с, а верхний, мощностью порядка 500 м, имеет граничную скорость 3000–4000 м/с.

Вокруг этого аномального поля размером  $20 \times 50$  км фундамент имеет одноярусное строение с граничной скоростью распространения упругих волн порядка 5000–6000 м/с (Геологическое строение... 1958, с. 153). В 1962 г. в с. Мамонтово была пробурена скв. 373, которая на глубине 523,7 м вскрыла юрские отложения, по которым прошла 107,1 м и была остановлена, не вскрыв полную мощность.

В составе юрских отложений преобладают песчаники (68,5%). Конгломераты и аргиллиты занимают подчинённое положение, составляя соответственно 27,7 и 3,8 %.

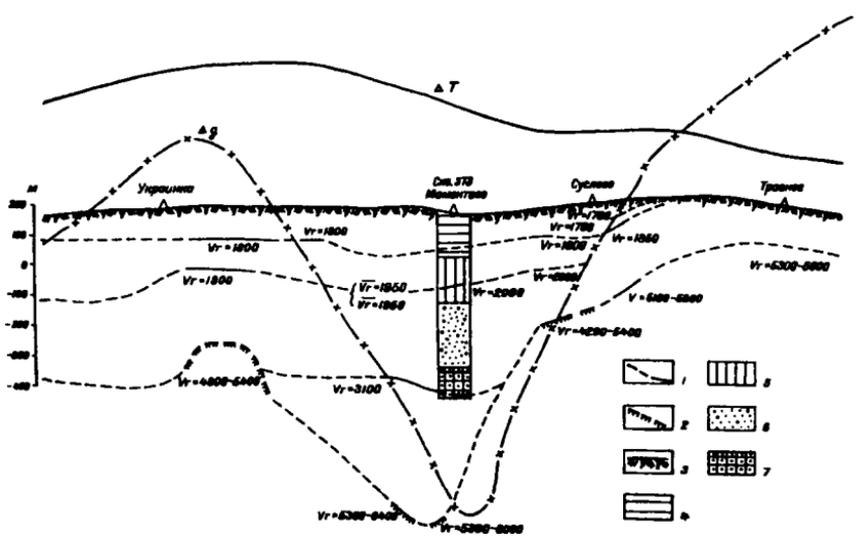


Рис. 8. Геофизические профили через Мамонтовскую впадину и геологический разрез по скв. 373

1 – преломляющий горизонт; 2 – поверхность палеозойского фундамента (по данным сейсморазведки); 3 – дневная поверхность; 4 – четвертичные отложения; 5 – неогеновый глинистый горизонт; 6 – мел-палеогеновые отложения; 7 – юрские отложения.  $\Delta T$  – приращение полного вектора напряжённости земного магнитного поля;  $\Delta g$  – приращение силы тяжести

Песчаники серые, зеленовато-серые мелкозернистые полимиктовые на глинистом (иногда с сидеритом) цементе. Аргиллиты зеленовато-серые, часто тонкослоистые за счёт скопления обрывков обугленной растительной ткани на плоскостях напластования. Конгломераты обычно мелкогалечниковые с размером обломков 1,5 см. Изредка встречаются плохо окатанные гальки до 6 см в диаметре. В конгломерате с глубины 557 м были определены обломки следующих пород: риолитовый порфир (преобладает), кварц, алевроито-глинистый и глинистый сланцы, кристаллокластический туф кислых пород, кварцит, лимонитизированный кварцит, фельзиты (немного), фельзитовые порфиры. Обломочный материал в различной степени окатан, по-видимому, имеет местное (рудноалтайское?) происхождение. Цемент конгломератов базальный, песчаный, содержит сидерит. На глубине 585 м в песчанике был встречен прослой мощностью 5 см сильно глинистого угля или углистого сланца.

Из отложений Мамонтовской скважины получены спорово-пыльцевые комплексы, которые можно отнести к верхней юре. Фон спорово-

пыльцевого комплекса создают обычные юрские формы – *Coniopteris*, *Tripartina variabilis*. Присутствуют *Equisitites*, *Lycopodium*, *Cyatea*, *Leiotriletes* и др. Голосеменные представлены гинкговыми, бенетиттовыми, песовдодальхийей, ногоплодником, елью, сосной, пихтой. Встречаются единичные зёрна пыльцы ксерофита *Brachyphyllum*. Эта форма характерна для верхней юры. Споры *Klukisporites pseudoreticulatus* С о у р е г (5–7%) также встречаются в верхнеюрских отложениях. Зерна *Ligodium asper* (В о л с h.) встречаются в верхних горизонтах юры Сибири, Средней Азии и Дальнего Востока. Палинологи Э.А. Бессоненко и А.Б. Михеева (1963) считают это достаточным для определения возраста отложений Мамонтовской впадины как верхнеюрский. Если учесть, что по данным геофизики юрские отложения достигают мощности 1200 м, мы вправе ожидать на более глубоких горизонтах средне- и нижнеюрские отложения. В любом случае, в Мамонтовской впадине мы имеем наиболее высокий стратиграфический уровень континентальных юрских отложений юга Западной Сибири. Правда, по мнению В.И. Ильиной (устное сообщение), общий состав спорово-пыльцевых комплексов имеет нижнеюрский возраст. Возможно, комплексы мамонтовской юры фиксируют вспышку ксерофитизации, характерную для тоара и отмеченную в различных районах Сибири (Вахрамеев В.А., 1970).

Вся толща мамонтовской юры формировалась в сходных условиях и непрерывно в течение всего юрского периода. Отсутствие верхнеюрских отложений во впадинах Глушинской, Караганской, Мулнайской связано с денудацией верхних, молодых горизонтов юрской толщи. Мамонтовская юра расположена в наиболее пониженной части Бийско-Барнаульской впадины и с верхнего мела не подвергалась денудации, будучи перекрытой более молодыми отложениями (третичными и четвертичными). В этом отношении юрские отложения, расположенные на склонах вздымающихся горных сооружений Салаира и Горной Шории, находятся в менее благоприятных условиях.

Луговская мульда, заполненная юрскими отложениями, выявлена у выхода р. Алей из гор, между сс. Локоть и Покровское (60 км к западу от Змеиногорска). Приурочена она к зоне Алейского разлома. Юрские отложения залегают с угловым несогласием на дислоцированном фундаменте (угленосные отложения карбона). В юрских отложениях выражена четкая ритмичность. Ритмо-пачки мощностью 18–52 м имеют следующее строение (снизу вверх): 1) переслаивающиеся конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники, 2) песчаники, 3) алевропелиты (алевролиты, аргиллиты с пластами углей). Промышленный пласт угля (22,7 м с 2-метровым пропластком породы) связан с нижней пачкой. Л.Л. Дрягина

определила по типичному спорово-пыльцевому спектру среднеюрский возраст угленосной толщи (Беляев А.П. и др., 1963).

*Поспелихинская* мульда приурочена к Северо-Восточной зоне смятия – региональному тектоническому разлому, разделяющему структуры Рудного и Горного Алтая. Юрские отложения, выполняющие эту мульду, имеют состав, сходный с отложениями других мульд (Адаменко О.М., Портнова Е.А., 1967).

**Алтай.** Нерасчленённые юрские отложения известны в зоне Шапшальского разлома, где они приурочены к узким грабенам – Каргинскому и Сайгоньшскому. В последнем выделены две пачки: нижняя – крупногалечниковые конгломераты из гальки и валунов гранитов, метаморфических песчаников и кремнистых пород (200 м) и верхняя – переслаивающиеся мелкогалечниковые конгломераты, песчаники алевролиты, углистые и углисто-глинистые сланцы (Дергунов А.Б., 1967, 1982). Общая мощность юрских отложений 700 м. П.Ф. Селин (1982) описал юрские (лейас) отложения в зоне Курайского глубинного разлома (5 км к северо-востоку от пос. Чаган-Узун), в сочленении Чуйской впадины и Курайского хребта (Аржанское месторождение угля), а также на границе Сорукольской впадины и Айгулакского хребта и в юго-восточной части Юстыдского прогиба (бассейн р. Текелю). На Аржанском месторождении нижнеюрские отложения представляют собой «пластину», зажатую в породах нижнего палеозоя в зоне юрских сдвиговых дислокаций. Ширина «пластины» составляет 80–150 м при длине около 800 м. В бассейне р. Текелю нижняя часть разреза юрских отложений представлена конгломератами (400 м), верхняя – переслаиванием конгломератов, алевролитов, углистых сланцев с пластами углей. Общая мощность 750 м.

**Шория.** Нижнеюрские угленосные отложения известны в центральной части Шории – в районах приисков Тузас и Желсай. В составе юрских отложений преобладают конгломераты с хорошо окатанной галькой местных пород. Наиболее характерны гальки гранитов, гранодиоритов, сиенитов, габбро, кварцитов, авгитовых порфиритов. Реже встречается галька известняков, мраморов, сланцев. Но в базальном слое отмечаются крупные валуны мраморов. Значительную часть разреза слагают крупнозернистые песчаники. Менее развиты алевролиты, глинистые и углистые сланцы. Мощность пластов угля не превышает нескольких десятков сантиметров. Мощность отложений 100–300 м. По составу угли сходны с углями конгломератовой свиты Кузбасса.

Нижнеюрские отложения трансгрессивно залегают на известняковом комплексе нижнего кембрия. Они образуют довольно крутые (30–40°) складки северо-восточного простирания. Юрские отложения зажаты в

узких грабенах вдоль Ташелгино-Кондомской дизъюнктивной зоны, которой они, по словам Ю.Г. Щербакова (1959), и обязаны своим сохранением.

**Казахский мелкосопочник.** Обширная территория, граничащая с Тургайским плато и Приаральем, с одной стороны, и с Западно-Сибирской низменностью, с другой, имела низкогорный эрозионно-денудационный рельеф, осложнённый многими замкнутыми тектоническими депрессиями (впадинами). Депрессии (впадины) хорошо изучены в связи с месторождениями углей, которые обладают значительными запасами. Наиболее известны депрессии Карагандинская, Майкюбенская, Кияктинская, Байконурская, Бурлукская. Депрессии были заполнены мощными толщами юрских отложений, довольно разнообразных по составу (конгломераты, песчаники, алевриты, переслаивающиеся с угленосными отложениями). Площадь юрских угленосных отложений составляет 1200–1300 км<sup>2</sup> (Кассин Н.Г., 1947, с. 165). В Карагандинской депрессии толща нижнеюрских отложений (возможно, рэт-лейас) имеет следующее строение (снизу):

1. Тёмные грубообломочные конгломераты на известковистом цементе, с линзами галечника. Мощность 20–225 м.
2. Серые, розовые, красные глинистые и песчаные сланцы, сверху сменяющиеся конгломератами на каолиновом цементе. Мощность 50 м.
3. Песчаники, сланцы, углистые глины, мергелистые прослои, пласты и линзы бурых углей, некоторые из которых достигают мощности 14–15 м. Мощность 25–100 м.
4. Рыхлые пески, конгломераты, песчаники, глины, рыхлые галечники перекрываются красными глинами с гипсом. Мощность 25–100 м.

Широкое распространение грубообломочных пород свидетельствует о значительных размерах и большой скорости течения рек.

Юрские угленосные отложения Майкюбенской депрессии ритмично построены, имеют отчётливую горизонтальную или косую слоистость. Представлены породами различной структуры – от грубообломочных до глинистых. Галька крупнообломочного конгломерата лучше окатана, чем мелкогалечникового. Мелкие гальки, по-видимому, имеют местное происхождение. Глинистые породы Майкюбенской депрессии содержат пласты угля (Никифорова К.В., 1953).

Юрские отложения дислоцированы, местами углы падения достигают 45, обычно 5–6°. Как в Карагандинской, так и Майкюбенской депрессиях юрская толща с юга контактирует по разлому (надвику) с палеозойскими породами.

Подобную характеристику имеют нижнеюрские отложения, выполняющие и другие депрессии Центрального Казахстана.

**Восточный склон Урала.** На восточном склоне Урала в раннемезозойское время (триас) сформировалась серия параллельных тектонических депрессий грабенообразного типа (рис. 9). Наиболее крупная группа – Челябинская – имеет длину около 114 км при ширине до 13 км и глубине свыше 2500 м. Образование грабенов сопровождалось излиянием основных лав. Все грабены ориентированы строго на северо-восток. В грабенах на вулканогенно-осадочных породах триаса залегают рэтлейасовые отложения коркинской свиты (конгломераты, гравелиты, песчаники алевролиты и аргиллиты с подчинёнными пластами угля). По генетическим признакам выделяются осадки пролювиальные, аллювиальные и болотные (Тужикова В.И., 1961). Выше залегают нижеюрская (лейас) сугоякская свита – безугольная толща, сложенная пестроцветными микрослоистыми озёрными алевролитами с прослоями рыхлых песчаников и алевролитов. Суммарная мощность толщи 300 м.

Нижеюрские отложения известны юго-западнее г. Серов (верховья Сосьвы) и в ряде других мест (Ауэрбаховский рудник, Марсяты, Маслово, Лангур и др.). Они выполняют два узких грабена в палеозойском фундаменте. В основании 70-метровой толщи юрских отложений залегают галечники и песчаники, сменяющиеся выше глинами. В разрезе у ст. Марсяты залегают 20-метровый пласт угля, а у ст. Лангур в основании толщи – пласт бурого железняка и сидерита (Казаринов В.П., 1958). Восточноуральский разрез юрских отложений напоминает приалтайские, также сформированные «местными» водными потоками. Возможно, потоки, заполнявшие обломочным материалом локальные впадины, имели связь с реками Западной Сибири.

Позднеюрские (келловей – нижний оксфорд) угленосные отложения известны по Северной Сосьве (Лидер В.А., 1957). Сложены они, как и везде, конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинами и углями. Отложения келловей (яны-маньинская свита) в верхней своей части содержит обломки угля, что свидетельствует о внутриформационных размывах. Очевидно, в это время уже оформилась речная сеть, которая обеспечила глубинную эрозию и переувлажнение собственных отложений.

В верхнем оксфорде угленосные отложения на некоторых участках были перекрыты морскими толщами. Трансгрессия верхнеюрских морей происходила с северо-востока на юго-запад. В связи с этим верхний возраст угленосных отложений имеет скользящий характер. На участках, тектонически погруженных, угленакопление завершилось раньше, чем на участках, испытавших поднятие (Лидер В.А., 1961).

**Приенисейская часть.** В приустьевой части р. Подкаменная Тунгуска, примерно в 5 км от её впадения в Енисей, эрозионно-тектоническую

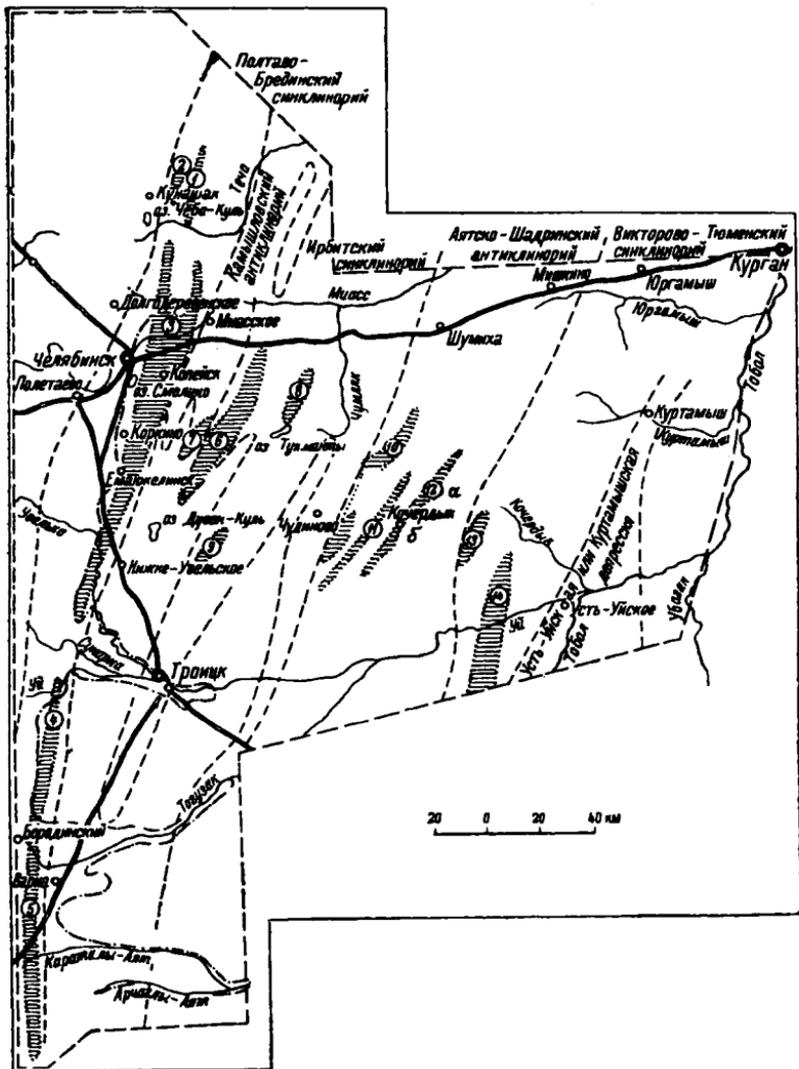


Рис. 9. Челябинская группа юрских депрессий (по: Малютина З.А., 1961)

Юрские депрессии (заштрихованы): 1 – Кошкульская, 2 – Султановская, 3 – Челябинская, 4 – Редутовская, 5 – Карталинская, 6 – Назаровская, 7 – Шеломенцовская, 8 – Карасёвская, 9 – Петровская, 10 – Юламановская, 11 – Октябрьская, 12 – Кочердыкская, 13 – Большедубровинская, 14 – Новокораблёвская

котловину выполняют среднеюрские угленосные отложения. Подстилающими породами является угленосная пермь (Табакский И.М., Чупахин А.Я., 1962). Юрская впадина, таким образом, относится к числу унаследованных. В правобережье Енисея ниже устья Ангары также известны две впадины, заполненные юрскими отложениями.

На Енисейском кряже континентальные юрские отложения известны только в Зырянской котловине (Боголепов К.В., 1961).

Значительные площади юрские угленосные отложения занимают вдоль северного подножья Восточного Саяна от Красноярска до истоков Ангары. От этого предгорного прогиба на северо-восток отходит Ангаро-Вилуйский прогиб с многочисленными полями континентальных, в той или иной мере угленосных отложений. В северо-восточную часть прогиба заходили морские воды (см. рис. 4).

С.С. Коржуев (1975) реконструировал мезозойскую, в том числе и юрскую, гидросеть Средней Сибири. На территории Сибирской платформы была сформирована речная сеть, для которой областью размыва была периферия, а областью накопления – внутренние её части. В основном реки имели юго-восточное направление, базисом эрозии, к которому они стремились, был Лено-Вилуйский прогиб. Фрагменты этих долин известны на многих современных водоразделах, в том числе на водоразделе Нижней и Подкаменной Тунгусок. Это долинообразные понижения на высоких поверхностях выравнивания с древним аллювием. По среднему течению Подкаменной Тунгуски юрские отложения представлены галечниками с валунами, песками и глинами. Обломочный материал хорошо окатан и состоит из пород, химически устойчивых (кварцит, кварц, кремень). Ориентировка долин выдержанная: северо-восток – юго-запад.

Пространство, разделяющее Приенисейскую и Ангаро-Вилуйскую впадины, представляло собой ступенчатое плато с высотами 300–500 м над уровнем базисной поверхности. Западнее его была расположена денудационная ступень с высотами 100–200 м, по которой в юрское время происходил сток поверхностных вод в центральные части Западной Сибири (Кузнецова Г.Ф. и др., 1978).

**Обсуждение.** В ранней юре Западная Сибирь развивалась по континентальному типу. Области седиментации, большие и малые, возникли в результате тектонических движений в триасе (исключая рЭт). Наибольшее прогибание территории нынешней Западно-Сибирской низменности произошло вдоль глубинного разлома рифтового типа в направлении с юго-запада на северо-восток. Регион представлял собой слабо расчленённую равнину, занятую озёрно-речными системами. Равнина почти со всех сторон была окружена невысокими горными сооружениями. Она не име-

ла выхода даже на север, в район Карского моря. Сток осуществлялся только на северо-восток, где близко подходил Хатангский морской залив, зажатый между Таймырскими горами и зачаточным Средне-Сибирским плоскогорьем. С окружающих гор стекали реки, прообраз которых можно видеть в некоторых современных реках центральной части равнины.

Южная часть Западной Сибири и Казахский мелкосопочник представляли собой область денудации с локальными депрессиями, в которых происходило накопление грубообломочного материала. Локализация депрессий (впадин) контролировалась герцинскими разломными структурами. В одних случаях депрессии были заложены в зоне разломов, разделяющих воздымающиеся и погружающиеся блоки. Таковы предгорные впадины у подножья кузбасского склона Салаирского кряжа (Доронинская впадина и др.). Другие зажаты в виде узких клиньев между линейными разломами (Челябинская группа, блок юрских отложений недалеко от пос. Чаган-Узун в Чуйской впадине на Алтае). Особенно многочисленны межгорные изолированные впадины в Северном Казахстане, Бийско-Барнаульской впадине, приуроченные к локальным прогибаниям, возникшим при оживлении древних разломов. Унаследованные впадины связаны с давними зонами погружения, например, поле юрских отложений в Кузнецкой котловине, юрская впадина в приустьевой части Подкаменной Тунгуски.

Юрские угленосные толщи начали формироваться не одновременно. Это касается не только юры локальных впадин, но и Западно-Сибирской равнины. Нижний возрастной предел – конец триасового периода (рэт), верхний возрастной предел – поздняя юра.

В основании всех юрских отложений во впадинах присутствуют конгломераты или грубозернистые пески. Следовательно, в рэт-лейасе реконструируется сильно расчленённый рельеф. Разница высот области осадконакопления и области размыва (денудации) была значительной. Реки, стекавшие в депрессию, были, если и не полноводными, но с быстрым течением. По периферии депрессий накапливались делювиально-пролювиальные и обвальные отложения. По мере заполнения впадины терригенным материалом и параллельного снижения поверхности денудации режим водооттока изменялся. Скорость течения уменьшалась, реки переносили преимущественно тонкозернистый материал, начался процесс заболачивания обширной территории Кузбасса.

На заболоченных центральных участках депрессий формировались торфяники, которые послужили исходным материалом для образования бурых, иногда переходных от бурых к длиннопламенным, углей. По периферии Западно-Сибирской низменности в юрское время проявлялся

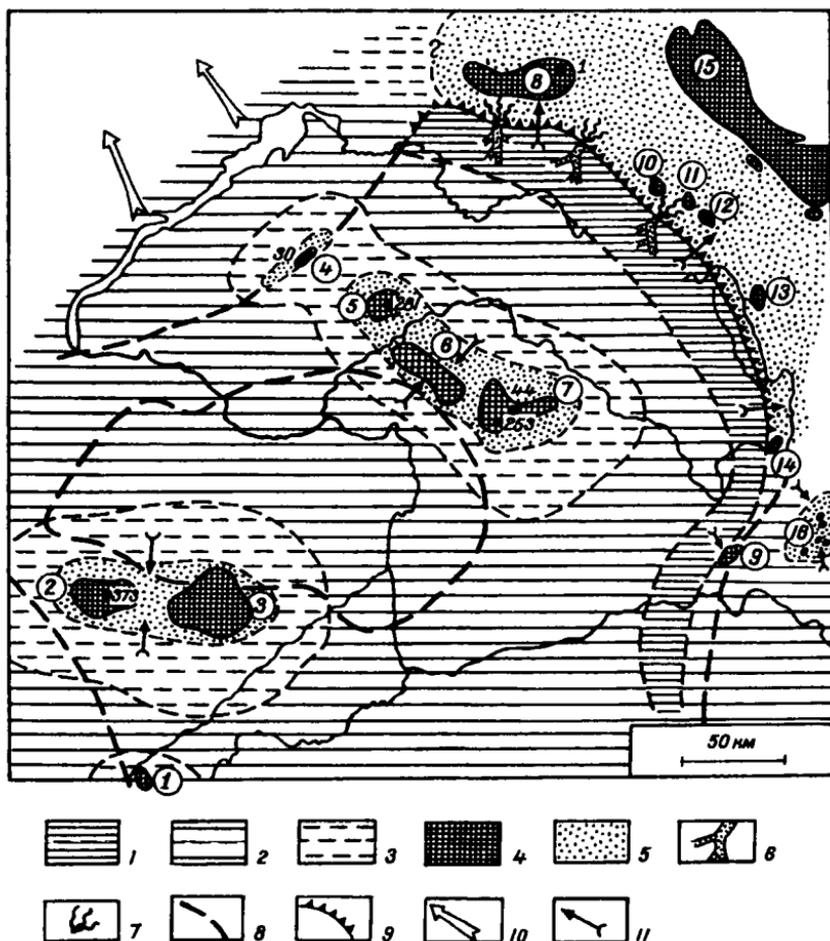


Рис. 10. Предалтай в ранней юре

1 – среднегорный рельеф; 2 – приподнятый слабо расчленённый триасовый пенеппен; 3 – расчленённые склоны тектонических впадин; 4 – тектонические впадины (1 – Пospelихинская, 2 – Мамонтовская, 3 – Серебrenниковская, 4 – Черепановская, 5 – Тальменская, 6 – Первомайская, 7 – Глушинская, 8 – Дорнинская, 9 – Караганская, 10 – Кулебакинская, 11 – Малосалаиркинская, 12 – Шестаковская, 13 – Прокопьевско-Киселёвская, 14 – Сары-Чумышская, 15 – Центральная Кузбасская); 5 – предполагаемые площади седиментации; 6 – речные долины; 7 – конусы выноса; 9 – тектонический уступ; 10 – главные направления сноса; 11 – местный снос обломочного материала

вулканизм, свидетельством чего являются дайки диабазов в юрских отложениях Челябинского района, Алтая (Луговская впадина). На некоторых впадинах явны тектонические деформации как дизъюнктивного (сбросового) характера, так и пликвативные (складчатые). Последние, по-видимому, выразились лишь в прогибании. Некоторые близко расположенные впадины, по-видимому, представляли собой единую седиментационную площадь, позднее разобъённую на отдельные участки. Причинами такого дробления могла быть денудация верхней части отложений, вследствие чего до наших дней сохранились лишь нижние горизонты («корни») юрских отложений в наиболее глубоких понижениях древнего рельефа. Такова судьба цепочки из четырех изолированных пятен угленосной юры в Юго-Западном Присалаирье (рис. 10). Е.Ф. Иванова (Матвеевская А.Л., Иванова Е.Ф., 1960, рис. 11) пошла ещё дальше. Она на юге вводила единую седиментационную область ранней юры от Иртыша на восток в пределы Обь-Чумышской впадины до меридиана слияния Бии и Катуня. Если это было так, то известные нижнеюрские отложения, сохранившиеся от размыва в локальных впадинах (Мамонтовская, Глушинская и др.), являются «корнями» этого сплошного покрова юры.

И.Н. Звонарёв (1947) считал, что юрские отложения Мулнайской площади в Неня-Чумышской впадине (левобережье р. Неня) имели островной характер. Это можно было бы принять, если исключить последующую денудацию верхних горизонтов юрской толщи. Однако известно, что в послееюрское время этот узел между Шорией, Салаиром и Кузбассом испытывал значительное вздымание, особенно в конце палеогена.

Способствовали неравномерной денудации верхних горизонтов угленосных толщ и тектонические процессы. В некоторых местонахождениях юрская толща несёт явные черты пликвативной дислокации. Так, в Глушинской впадине юрские отложения имеют угол падения  $35^\circ$ .

Очевидно, цепочка юрских впадин у подножия восточного (Кузбасского) склона Салаирского кряжа изначально представляла собой единую, сплошную седиментационную площадь, позднее, в ходе денудации верхней части разреза, распавшуюся на изолированные участки. Доцент Томского госуниверситета К.В. Иванов выделил в юрских отложениях Кузнецкой котловины русловые и пойменные фации, что позволило наметить северо-западную ориентировку главной реки. В южной части Кузнецкой котловины река прижималась к Кузнецкому Алатау, который поставлял в неё обломки местных пород. Об этом можно судить по разрезу отложений, в котором значительную долю представляют конгломераты. С Салаира стекали короткие бурные реки, выносившие грубый плохо окатанный материал, образуя у подножия кряжа внутренние дельты.

## РАННИЙ МЕЛ

**Западная Сибирь.** В неокоме (валанжин-готерив-баррем) морем была занята только северо-западная часть низменности, примерно до среднего течения Тобола. Море оставило сероцветные осадки, преимущественно алевролиты серого и тёмно-серого цвета, слюдястые, с тонкой горизонтальной и мелковолнистой слоистостью. Отмечаются углистый фитодетрит и тонкие прослойки глинистого известняка. По периферии морского залива, особенно с восточной стороны, были развиты опреснённые водоемы озёрно-речного типа, в которых накапливались пёстроцветные терригенные осадки киялинской (выделена А.Р. Ананьевым в 1940 г.) и илекской (выделена Л.А. Рагозиным в 1936 г.) свит.

Вне пределов моря широко были представлены аккумулятивные равнины аллювиального, аллювиально-дельтового, озёрно-аллювиального происхождения. Высотные отметки на равнине были невелики, составляя 30–60 м над уровнем моря. Грубообломочные породы распространены ограниченно и только по периферии региона. Мощность отложений достигает сотни метров. Повышенная мощность осадков приурочена к речным долинам, которые, в свою очередь, тяготеют к крупным впадинам и прогибам (Омская и Большехетская впадины, Южнопаютский прогиб). Долины заполнены русловыми песками мощностью 40–80 м, которые вверх по разрезу сменяются алевроито-глинистыми породами болотного, пойменного, озёрного происхождения (Эпохи региональных... 1982, с. 90). По мере приближения к эрозионно-денудационной равнине обрамления, мощность нижнемеловых отложений заметно уменьшалась.

В предготеривское время произошла некоторая регрессия моря.

В приуральской части равнины в нижнемеловых отложениях нередки проявления угленосности.

Илекская свита нижнего мела широко представлена в Чулымо-Енисейской впадине. Слагается пёстроокрашенными (коричневыми, серо-фиолетовыми, зелено-серыми) комковатыми глинами с прослоями

крепких (цементированных карбонатом кальция) зеленовато-серых алевролитов и песчаников. Максимальная мощность свиты также достигает 700 м. По внешнему виду породы обеих свит близки, что указывает на сходные условия их формирования. Возможно, геологи выделяют их особо в связи с их различным возрастными диапазоном. Киялинская свита вниз не выходит за пределы готерива, в то время как нижняя граница илекской опускается в самые низы мела (валанжин). Илекская свита не зафиксирована в Кузнецкой котловине, однако она довольно хорошо представлена в Неня-Чумышской впадине (грабене), которая является крайним юго-западным «заливом» упомянутой котловины.

В северных районах возрастным аналогом илекской свиты является ларьякская (Маркевич В.П., Гурари Ф.Г., 1957). В северо-западном районе это тёмно-серые, иногда почти чёрные глины с маломощными прослоями алевролитов, песчаников с углистым детритом и глинистого сидерита. В центральном районе (Ларьяк, Покур) свита слагается чередующимися известковистыми алевролитами, песчаниками, почти чёрными глинами. Част обугленный растительный детрит. В Покурской скважине обнаружены углистые сланцы с прослоями угля.

Киялинская свита (аналог илекской свиты) занимает огромную площадь в южной части низменности от Тюмени на западе до Колпашева на востоке и от Тары на севере до Петропавловска на юге. Свита слагается пестроцветными (красно-коричневыми, зелёными и фиолетовыми с охристыми пятнами) глинами и алевролитами, а также песчаниками голубоватой и серой окраски. В верхней части свиты преобладают красноватые породы, в нижней части сероцветные. Породы неравномерно известковистые. Иногда (район Тюмени) в основании свиты отмечаются признаки угленосности. Мощность свиты достигает 700 м. Это отложения лагун, заливов, озёр, возникших на месте моря, регрессировавшего в конце валанжина (Ростовцев Н.Н. и др., 1957). В низах киялинской свиты обнаружена фауна готерива.

В районе с. Александрово (Томская область) песчано-глинистые осадки похожи на морские (Сорокина Е.Г., 1960). В северном направлении мощность отложений увеличивается, пестроцветные осадки сменяются тёмноцветными, нередко углистыми. В основном эти отложения имеют лагунно-континентальное происхождение.

В районе Усть-Енисейского Порта синхронная точинская свита (готерив-апт?) слагается известковистыми песками (обычно с каолинитом), алевролитами с прослоями тёмно-серых глин. Встречаются линзочки пирита. Характерен обильный обугленный фитодетрит, часты обломки обугленной древесины. В прослоях чёрных углистых глин пласты бурого

угля достигают мощности 2–5 м. Максимальная мощность свиты 590 м (Маркевич В.П., Гурари Ф.Г., 1957).

**Нея-Чумышская впадина.** Нижнемеловые отложения илекской свиты сохранились в Нея-Чумышской впадине между Южным Салаиром и Горной Шорией (бассейны рр. Сары-Чумыш, Караган, Бенжереп). Здесь довольно широко распространены слабо диагенезированные аргиллиты, песчаники и конгломераты нижнемеловой (готерив-баррем) илекской свиты, которые занимают те же гипсометрические уровни, что и юрская толща (рис. 11).

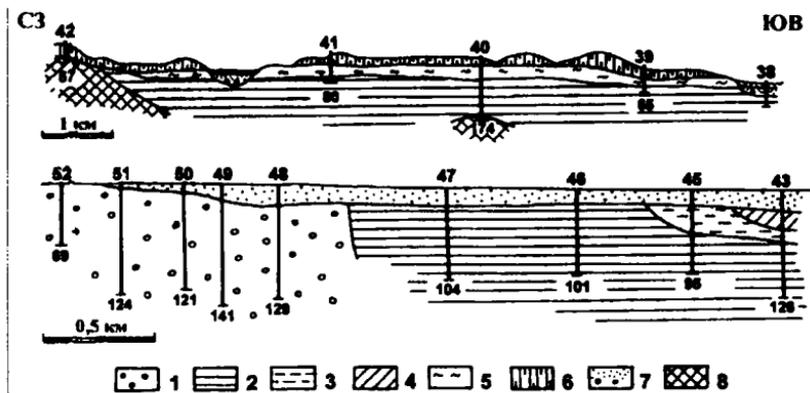


Рис. 11. Соотношение мезозойских отложений в Нея-Чумышской впадине  
1 – юрские отложения; 2 – нижнемеловые отложения (илекская свита); 3 – кора выветривания пород илекской свиты; 4 – дат-палеоценовые отложения (ненинская свита); 5 – четвертичные зелёные глины; 6 – лёссовидный суглинок; 7 – аллювий современных рек; 8 – палеозойские породы (положение скважин см. на рис. 12)

Аргиллиты слагают основную массу толщи. Это коричнево-красновато-бурые с голубоватыми и зеленоватыми пятнами, плохо слоистые породы, заметно карбонатные. Карбонат кальция распылён по всей породе, образует тонкие нитевидные прожилки, инкрустирует стенки трещин и пор (?). Намечается неясная слоистость типа мелкокосоволнистой, выраженная чередованием более или менее песчаных полос. Иногда наблюдаются трещины усыхания, заполненные тонкопесчанистым материалом. Изредка встречаются гнёзда гравия размером 1,5 × 3 см. Из аргиллитов у с. Сары-Чумыш О.Ю. Качуро определила фауну остракод, характерную для готерива. Кроме того, там же были обнаружены остатки гастропод,

пеллеципод, оогонии харовых водорослей, растительные остатки, оставшиеся неопределёнными.

Песчаники встречаются реже, образуя прослои мощностью до 10 м. Это зелёные и зеленовато-серые породы от мелко- до крупнозернистой структуры, слабо сцементированные известковистым материалом. Нередко в песчаниках встречаются обломки горных пород и крупные кристаллы пирита.

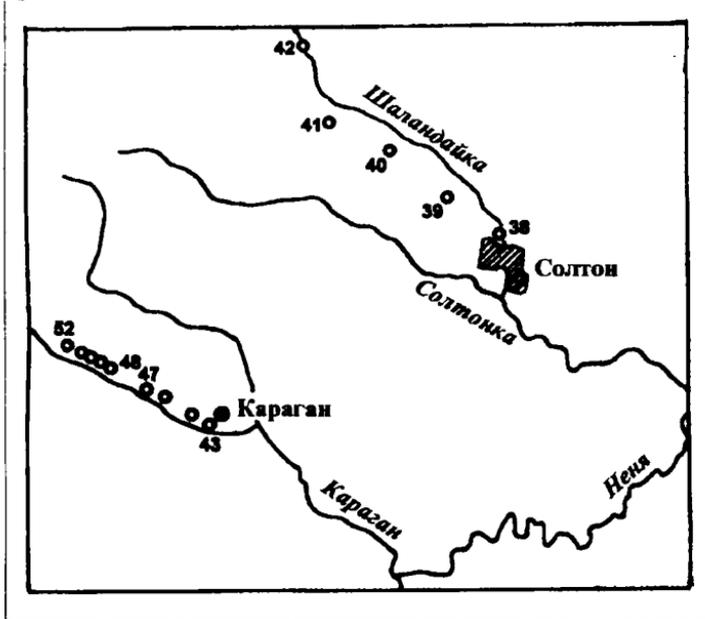


Рис. 12. Положение буровых скважин по рр. Караган и Солтонка (Неня-Чумышский грабен)

Конгломераты образуют линзы мощностью от нескольких до 22 м (рис. 13). Состоят они из плохоокатанных обломков, слабо сцементированных известково-глинистым материалом. Преобладают обломки кварцитов, кварца и известняков. Очень редко встречаются обломки диабазы и микропегматита. Ещё реже в конгломератах встречаются окатыши («галечки») буро-коричневых аргиллитов, аналогичных выше описанным. Окатыши иногда сплющены в направлении, не совпадающем с плоскостями первоначального напластования аргиллита, вследствие чего первоначальная текстура в обломке деформируется. «Галечки» аргиллитов представляют собой продукт внутрiformационного перемива пород илекской свиты (обрушение берегов водоёма в ходе местного размыва).

Судя по слоистости пород в керне, описываемая толща полого, под углом  $10^\circ$  наклонена к горизонту. Возможно, это объясняется вздыманием массива горы Кивды.

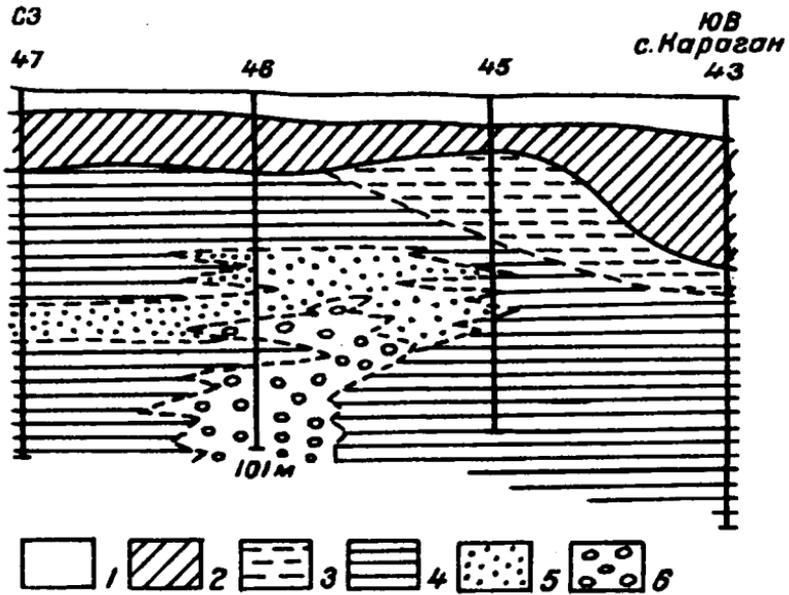


Рис. 13. Соотношение нижнемеловых отложений илекской свиты с мел-палеоценовыми и четвертичными отложениями у пос. Караган  
1 – глины, пески и галечники датского яруса – палеоцена; 2 – кора выветривания нижнемеловых пород; нижнемеловые породы (илекская свита): 3 – аргиллиты, 4 – песчаники, 5 – конгломераты

Аналогичные по составу и внешнему облику отложения широко известны в южной части Западной Сибири. Т.А. Казьмина (1957) определила в них характерные для готерив-баррема виды пресноводных остракод. Она же отметила, что в районах Средней Азии, Казахстана и Кавказа в это время существовал жаркий засушливый климат, который очевидно, распространялся и на юг Западной Сибири. Сухой климат был характерен и для Чулымо-Енисейской впадины. Именно по этой причине пестроцветы в Неня-Чумышской впадине высококарбонатны: в аргиллитах (по одной пробе) окиси кальция содержится в количестве 20,79%.

В готерив-барреме Неня-Чумышская впадина также была занята пресноводной проточной системой, имевшей выход, очевидно, в Кузнецкую впадину (прогиб), через которую он соединялся с водоёмами Западной Сибири (Ачинск, Мариинск, Колпашево). Речные системы в отличие от

нижнеюрских обладали слабой транспортирующей способностью, были маловодными. Об этом свидетельствуют небольшие размеры и местное происхождение галек. В застойной обстановке при попадании органического материала в породах выкристаллизовывался пирит, а сами породы приобретали пятнистую закисную окраску.

Остается неясным, имела ли Неня-Чумышская впадина в готерив-барреме связь с Чулымо-Енисейской или же представляла собой замкнутый водоём. По крайней мере, отложения готерив-басррема (или шире – неокома) не известны ни в Бийско-Барнаулской впадине (выход на запад), ни в Кузнецкой котловине (выход на север-восток). Присутствие галечников в отложениях готерив-баррема Неня-Чумышского впадины всё же позволяет высказать предположение о существовании в это время речной системы немалых размеров. Наиболее вероятным представляется выход этой речной системы на северо-восток – через Кузнецкую котловину в Чулымо-Енисейскую впадину. Отсутствие отложений соответствующего возраста в Кузнецкой котловине можно объяснить последующим размывом. Вопросов больше, чем ответов.

**Норильский район.** В районе Талнаха выявлены погребённые долины, выработанные в девонских известняках. Долины заполнены нижнемеловыми отложениями (интервал глубин 65–82,7 м), которые перекрываются четвертичными. Преобладают пески и песчано-глинистые алевролиты зелёно-серого и светло-серого цвета с прослоями глины. Пески нередко ожелезнены. Из аутигенных минералов присутствуют гидроокислы железа, глауконит, пирит, лейкоксен. Спорово-пыльцевым анализом цветковые в отложениях не обнаружены, что определяет их нижнемеловой возраст. Это подтверждается и присутствием спор руководящего для неокома вида *Lygodium unguatum* E.N. Характерно полное отсутствие спор Gleicheniaceae. В фациальном отношении отложения являются континентальными и прибрежно-морскими (Дюжикова Е.Е. и др., 1968).

## «СРЕДНИЙ» И ВЕРХНИЙ МЕЛ (исключая датский ярус)

Выделение из меловой системы «среднего» мела искусственно (в него включаются апт и альб – верхи нижнего мела) и диктуется некоторыми палеогеографическими соображениями. Это термин разового употребления.

После раннемелового времени (неоком) со своеобразным развитием речных систем воцарился талассократический режим. Морской водоём не исчезал с лица Западной Сибири, то увеличиваясь, то уменьшаясь в размерах. Колебания морского уровня имели следующие хронологические чередования: середина турона – трансгрессия, верхи турона – регрессия, сантон и кампан – трансгрессия, маастрихт – регрессия (Захаров В.А. и др., 1991).

Морской режим существовал и в палеогене (кроме среднего-верхнего олигоцена). Однако в датском веке и в палеоцене по восточной и южной периферии моря в условиях континентального режима шёл единый процесс формирования озёрно-речных систем, которые чётко фиксируются этим временем и спецификой истории. Сменился также и режим морской седиментации.

В конце нижнемелового времени (*апт–альб–сеноман*) на смену пёстро- и красноцветной седиментации неокома пришла сероцветная. Покурская свита (*апт?–сеноман*) представлена рыхлыми светло-серыми, иногда зеленоватыми или голубоватыми песками и алевролитами, сильно слоистыми, иногда с прослоями глауконитового песчаника. Характерны косая слоистость и обилие фитодетрита. В бассейне Ваха отдельные пласты песков и песчаников в составе отложений апт-альба имеют диагональную и перекрёстную слоистость. Возможно, с Енисейского края стекали быстрые речные потоки, а по Елогуйской скважине отмечены осадки, типичные для подводных дельт (Архипов С.А. и др., 1970, с. 33), что также свидетельствует об эрозионном рельефе периферии Западной Сибири и развитии там речных систем.

В Ханты-Мансийской и Ларьяжской впадинах мощность апт-альбских отложений (пески с каолиновым цементом) достигает почти 1000 м, что указывает, с одной стороны, на медленные тектонические погружения впадин, а с другой, на вздымание соседних областей питания, которое вывело все новые и новые горизонты земной коры, подвергавшиеся размыву. Чтобы заполнить впадины рыхлыми отложениями километровой мощности, потребовалась глубокая денудация областей питания. Явные следы переотложенной коры выветривания указывают на то, что темпы вздымания и денудация позволяли в областях питания накапливаться продуктам химического выветривания.

Иногда (южная часть низменности) встречаются прослои бурого угля. На восточном склоне Урала распространены белые кварцевые пески и кварцитовидные песчаники (Маркевич В.П., Гурари Ф.Г., 1957).

В пренисейской части низменности от хр. Арга на юге и до северной оконечности Енисейского кряжа широко развиты континентальные отложения апт-альба, известные как кийская свита. Формировалась свита за счёт продуктов химического выветривания, смытых с пенеэрозированных пространств Енисейского кряжа, Сибирской платформы, Алтае-Саянской области. Вблизи обрамления (области сноса) это пёстроокрашенные (кирпично-красные, жёлтые, зелёные, бурые, белые) глины с прослоями и линзами белых кварцево-каолиновых песков, с высокой концентрацией соединений железа и алюминия. Встречаются железистые песчаники и конгломераты. С удалением от областей питания были стабильные реки и озёра, в которых накапливались сероцветные алевроиты, пески, галечники кремнистого и кварцевого состава. Встречаются линзы сливных песчаников и сидеритов. В основании свиты залегают горизонты галечников, иногда сцементированных кремнезёмом, или песков, также пропитанных опаловым цементом.

На междуречьях (Яйский выступ, Барзас) в апт-альбе формировалась полнопрофильная кора выветривания латеритного типа, верхний горизонт которой представлен бокситами и бокситизированными глинами (Иванья Л.А. и др., 1969).

В *сеномане* активизировались тектонические движения. Морской бассейн сохранился только в западной части региона. Представлены морские отложения сеномана серыми кварцевыми и глауконитовыми песками, алевролитами и зеленовато-серыми глинами. Обилие растительного детрита, обломков древесины и отпечатков листьев указывают на близость суши.

Восточные районы представляли собой заболоченные озёрно-аллювиальные равнины, периодически заливавшиеся морем. Об этом свиде-

тельствует переслаивание прибрежно-морских и континентальных осадков сеномана в бассейнах Сургутского Приобья, Ваха и Тыма. На площади Усть-Енисейской впадины существовала подводная равнина, на которую реки поставляли обломочный материал с Западного Таймыра и Средне-Сибирского плоскогорья (Архипов С.А. и др., 1970, с. 34)

Обилен растительный детрит. Встречаются прослои известняков и мергелей, которые исчезают в южном направлении. На Колпашевской территории в разрезе отложений сеномана появляются неравномернозернистые песчаники, пески и гравелиты с прослоями алевритовых, часто сидеритизированных глин (Казаринов В.П., 1958). Появление гравелитов свидетельствует о сокращении площади моря и речной сети, которая транспортировала на бывшее дно моря крупный обломочный материал.

Континентальные отложения сеномана широко распространены в Чулымо-Енисейской впадине, где они известны как симоновская свита (Рагозин Л.А., 1936). В основании стратотипического разреза у дер. Симоновой на правом берегу Чулыма залегают кремнистые сливные песчаники с линзами и прослойками конгломерата и галечника различной мощности (до 6 м). Выше залегают пески светлые («сахаровидные») и жёлтые за счёт окислов железа. Верхняя часть свиты слагается переслаивающимися пепельно-серыми глинами, песками и галечниками. Песчаники и алевролиты насыщены растительным материалом, встречаются и обломки деревьев. Возраст свиты определяется как сеноман-туронский (Климко С.А. и др., 1957). Серые глины, насыщенные обильным растительным материалом визуально неотличимы от апт-альбских отложений кийской свиты, удалённых от области питания (Боголепов К.В., 1961), Это указывает на стабильность природно-климатической и тектонической ситуации в «среднемеловое» время.

Морские отложения *турона* широко распространены в Западно-Сибирской низменности, что связано с очередной морской трансгрессией. Причины, вызвавшие такую обширную трансгрессию – тектоническое погружение или повышение уровня Мирового океана – нам не известны. Наибольшую глубину море имело в приуральской части Западной Сибири и в Тарском Прииртышье. В предгорьях Урала отложения турона (турона-сантона?) представлены аргиллитами, кварцевыми алевролитами с глуконитом и песчаниками. Известны кремнистые глины и опоки. В прибрежных фациях присутствуют оолитовые железняки, известные как мугайская железорудная фация (Казаринов В.П., 1958, с. 81). Это кварцевые пески и каолиновые глины, перемежающиеся с пластами оолитовых железных руд. Накопление этих пород происходило в условиях прибрежно-морских и дельтовых равнин.

В районе Колпашева морские осадки сменяются прибрежно-морскими. Здесь известны своеобразные оолитовые с лептохлоритом железные руды. В Чулымо-Енисейской впадине в туроне были развиты крупные озерно-речные системы, в которых накапливались кварцевые пески и пестроцветные глины.

Пёстроцветные отложения (красновато-жёлтые, розово-красные, белозеленые, охристо-красные глины с прослоями тонкозернистых песков) широко представлены в Кулундинской впадине (леньковская свита).

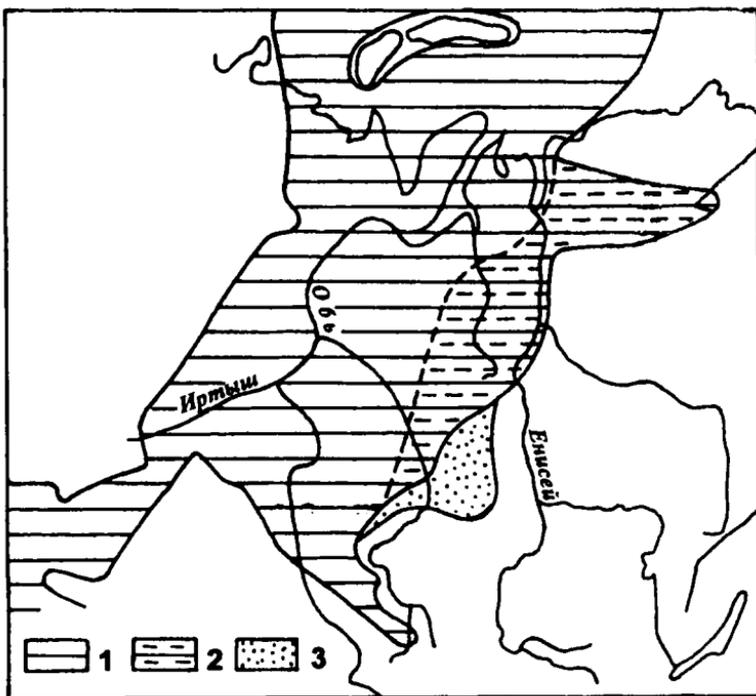


Рис. 14. Западная Сибирь в сантоне-кампане

1 – море; 2 – прибрежно-морская равнина; 3 – аккумулятивная (озёрно-речная) равнина

*Коньякские* (коньяк-сантонские) отложения принадлежат в основном морской фации и распространены несколько шире, чем туронские. Это преимущественно глинистые породы, обычно опоковидные, обильны опоки, особенно в центральной части. Обрамляют их песчаные и глинистые толщи, которые сменяются с приближением к береговой линии пес-

ками. Песчаные отложения на востоке образуют более широкую полосу, нежели на западе. На востоке к зоне контакта морских и континентальных отложений приурочен нарымский железорудный горизонт, который прослежен на большой площади (бассейн Оми, Елогуя). Обширность нарымского горизонта предполагает его некоторую разновозрастность, что подтверждается и палеонтологически (Казанский Ю.П., 1961). Возможно, речь не идёт о разновозрастности рудоносного горизонта, а имеет место ошибка – отнесение самостоятельных, но близких по возрасту горизонтов к одному – нарымскому.

Второй – колпашевский – рудный горизонт залегает на отложениях славгородской свиты (верхний возраст: кампан или сантон) и перекрываются слоями с маастрихтскими фораминиферами. Руды горизонта образовались при слабой регрессии моря и характеризуются: 1) большим количеством перемытого материала, 2) высоким содержанием глауконита, 3) наличием отсортированных оолитовых песков.

**Алтай.** Самой южной точкой, где известны морские отложения верхнего мела (верхний кампан, по составу фораминифер) считалась скв. 526, пробуренная в с. Завьялово (см. рис. 15). Однако в 1999 г. в печати появилось сообщение о том, что гораздо южнее, в Горном Алтае, были обнаружены морские отложения верхнего мела, вероятно, сантона. (Зыкин В.С. и др., 1999). Первоначальное недоумение, сменилось неприятием этого научного известия, особенно резко проявившееся в заявлении И.С. Новикова и др. (2004). Морские отложения выявлены в правом склоне долины р. Кызыл-Чин, в 900 м выше устья руч. Корумкешу на абсолютной высоте 1810 м. Зеленовато-серые, реже коричневато-жёлтые слюдястые алевролиты с тонкими прослоями и линзочками тонкозернистого песка имеют мощность 77 м. Азимут простирания 215°, угол падения 75–80° на северо-запад (В.С. Зыкин предполагает опрокинутое залегание). Отложения содержат разнообразные органические остатки (споры и пыльцу различных растений, створки фораминифер, остатки радиолярий и пр.), которые позволили датировать отложения позднесантонским временем. Комплекс фораминифер и других представителей морской микрофауны имеет западносибирский облик (устное сообщение микропалеонтолога В.М. Подобиной, ТГУ). Это позволяет считать, что западносибирское море в позднем мелу распространялось и на территорию Горного Алтая. Позднее морские отложения были захвачены тектоническими движениями и сохранились лишь в узких грабенах. Одним из таких грабенов был описанный В.С. Зыкиным. Что касается негативного отношения И.С. Новикова к построениям В.С. Зыкина, то они касаются лишь одного вопроса – фораминиферы и другие органические остатки

позднего мела действительно залегают в морских отложениях или же они вымыты в структурный элювий палеозойских пород. Для того чтобы фораминиферы могли быть вымыты в трещины элювия, здесь должно быть в конце мезозоя море. Думается, идею о далёкой транспортировке на Алтай этих органических остатков никто предлагать не будет.

В последующей статье И.С. Новиков (Новиков И.С. и др., 2004) повторил свою точку зрения на меловые отложения Алтая. По его мнению, «Встреченные в девонских отложениях верхнемеловые формы, очевидно, являются привнесёнными в процессе выветривания, как в саму кору, так и в нижележащие отложения, на которых она формировалась». Такое предположение исходит из неграмотного представления о сути процессов выветривания. Последние не предполагают привнос нового материала. Они осуществляют инситу химико-минералогическую переработку пород, по которым и формируют кору выветривания. Через оглиненный профиль коры выветривания в процессе выветривания в кору не могут вымыться даже мелкие частицы пород или микроорганизмы. Совершенно неясно, какие агенты привнесли в кору выветривания и нижележащие слои морскую микрофауну. Вмывание в трещиноватые девонские породы морских микроорганизмов верхнего мела возможно только при условии, что эти породы были морским дном.

Прецедент уже был полвека назад, когда в криворожской докембрийской серии Украины были найдены девонские споры. Вспыхнувший ажиотаж вокруг этого «открытия» быстро погас после разъяснения Н.С. Шатского (1957): в докембрийские трещиноватые породы был вымыт перекрывающий глинистый материал, содержащий микрофоссилии девонского и нижнекарбонového возраста. Подобная ситуация могла быть и на Алтае. В трещины свежих девонских терригенных пород могли быть, вымыты меловые (сантон) глинистые (?) отложения с фораминиферами, радиоляриями, спорами и пылью наземных растений. Но это могло произойти лишь в случае залития трещиноватых пород морской водой. Именно в сантоне трансгрессия достигла своего максимума (260 м над современным уровнем моря; Захаров В.А. и др., 1991) После регрессии моря осушившееся дно могло быть переработано химическими процессами, изменившими минералого-химический состав как девонских, так и верхнемеловых пород. Даже при глубоком химическом выветривании в переработанных продуктах выветривания могли сохраниться кварцево-кремнистые раковины фораминифер *Recurvoidella sewellensis* O l l s o n, *Pseudoclavulina hastata admota* P o d o b i n a, *Naiphragmoides* (?) и радиолярий, найденные в спорном разрезе. Процессы выветривания могли проявиться в датском веке-палеоцене и затронуть морские отложения

(сантон?). Но при таком глубоком (до стадии каолинита) выветривании вряд ли могли сохраниться растительные остатки (споры и пыльца).

Следовательно, меловые микроорганизмы характеризуют не время корообразования, а более раннее время, когда накапливались отложения, подвергшиеся выветриванию. Поэтому следует считать, что корообразование протекало в более позднее время (в датском веке или в начале палеогена?). В.С. Зыкин (2005) настаивает на самостоятельности верхнемеловых отложений, ссылаясь не только на соответствующие микропалеонтологические остатки, но и на отличие их седиментационных текстур от текстур девонских отложений.

Для нас любой из этих двух вариантов даёт основание для проведения южного фланга верхнемелового моря по центру Алтая. Хотя, откровенно говоря, реконструкция границ морского водоёма на Алтае крайне затруднительна.

**Предалтайская часть.** В восточной части Кулунды морские верхнемеловые отложения вскрыты скважинами: 3 (пос. Александровский Благовещенского района, на междуречье Суетки и Кулунды; интервал глубин 355–430 м), 67 (дер. Панкрушиха; интервал глубин 321–362 м) и 526 (с. Завьялово; интервал глубин 507–535 м).

Отложения представлены глинами белыми, жёлтыми (за счёт ожелезнения), красными, серыми и тёмно-серыми (за счёт обугленного растительного материала), зеленоватыми (монтмориллонитовыми). Нередко морские глины засорены заметно окатанными зёрнами кварца и других неясных пород. Размер зёрен до 5 мм, обычно 2–3 мм. Морские отложения содержат микрофауну, в составе которой В.М. Подобина определила (скважина 3, гл. 379 и 384 м) фораминиферы, в основном известковистые, спикулы губок, а также иглы морских ежей. Отложения имеют кампанский возраст, что позволяет сопоставить их с породами колпашевского железорудного горизонта. Железистые минералы представлены шамотитом, гидрогётитом, гётитом, реже – сидеритом. По скв. 3 (400–404 м) руды имеют буровато-зелёный цвет и высокую пористость. В зависимости от соотношения хемогенной и терригенной составляющих содержание валового железа колеблется в пределах 23–38 %. На гл. 357 м в толще песчаных морских глин залегает маломощный (0,2 м) прослой (?) сидерита, засорённого зёрнами кварца, с содержанием валового железа 28 % при таком же содержании кремнезёма. Сидерит присутствует в качестве цемента и в оолитовых лептохлорит-шамотитовых рудах. В монтмориллонитовых глинах рудный горизонт (скв. 67, 303–306 м) имеет такой же минеральный состав, что и по скв. 3. Отмечен спорадический пирит. Руды имеют оолитовую структуру, засорены гравийными зёрнами

кварца и неясных выветрелых пород (размер 2–3 мм, редко 5 мм). Содержание валового железа в рудах невысокое – 33 %.

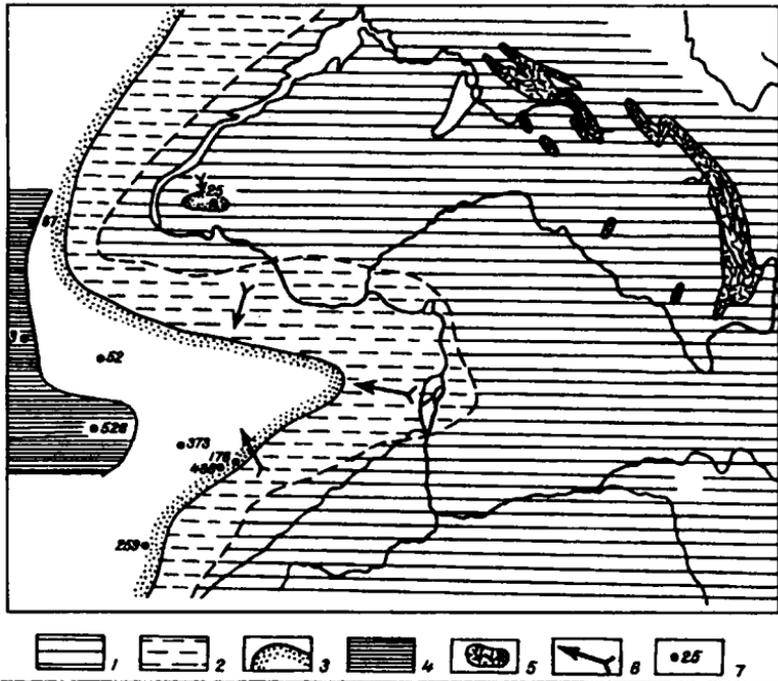


Рис. 15. Предалтай в сеноне

1 – слабо всхолмлённая поверхность; 2 – слабо расчленённый эрозионный рельеф; 3 – аккумулятивная равнина; 4 – море; 5 – карстовые котловины; 6 – направление стока вод; 7 – буровые скважины и их номера

Такого же типа руды вскрыты западнее: скв. 4 в с. Плёсо-Курья Хабаровского района, скв. 2 в дер. Камышенка Завьяловского района, скв. 29 в с. Ново-Вознесенка Славгородского района.

Соединения железа в морской бассейн поставлялись водами рек, расчленявших пенеппен, на котором формировалась полнопрофильная кора выветривания. По скв. 3 морские отложения налегают на озёрно-речные супеси, пески с гравием и гальками (глубина 430–462 м). Это указывает на подвижный характер береговой линии и близость области питания. Геохимическая обстановка также свидетельствует о динамичности береговой линии.

## ДАТСКИЙ ВЕК – ПАЛЕОЦЕН

В конце мела и начале палеогена произошло некоторое сокращение площади мелового моря. Наибольшие глубины Западно-Сибирское море имело в приуральской части и Прииртышье. Связь моря с Тетисом через Тургайскую ложбину была кратковременной и непостоянной. С Полярным морем Западно-Сибирское сообщалось через Ямальский пролив (Архипов С.А. и др., 1970, с. 40).

Западная Сибирь чётко делилась на две части.

*Западная часть* представляла собой глубоко вдающийся в сушу мелководный залив Полярного моря. Наиболее глубоким залив был в приуральской части. Восточнее залива с юга на север протягивалась озёрно-речная равнина, которая с приближением к Средней Сибири сменялась холмистой местностью.

Морские отложения талицкой свиты (палеоцен) имеют широкое распространение в западной и центральной частях Западной Сибири. Представлены в основном толщей глин, мощность которой достигает 230 м (максимум мощности отмечается в центральной части). Глины и аргиллиты имеют грязно- и тёмно-серую окраску, неясную и тонкослоистую текстуру. Встречаются гнезда кварцево-глауконитового песка. Судя по литологии, отложения накапливались в морских, относительно мелководных условиях, со слабой динамикой среды.

Западно-Сибирский залив Полярного моря через Тургайский пролив соединялся со Средне-Азиатским бассейном. Морские воды здесь оставили отложения иргизской серии (палеоцен). В основании серии залегают базальные грубозернистые глауконито-кварцевые пески с крупными желваками фосфоритов. Выше залегают пески и песчаники с кремнисто-глинистым цементом и прослоями бейделлитовых глин (Михайлов Б.М., 1957).

*Восточная часть* характеризовалась накоплением континентальных осадков, объединённых в сымскую свиту. Отложения вскрываются буровыми скважинами и эрозией левых притоков Енисея, а также Пура и

Таза. Слагается свита мелкозернистыми песками и песчаниками светлосерого цвета. Цемент каолиновый. Отдельные прослои песчаников пропитаны кремнистым цементом (Геологическое строение... 1958, с. 85) Встречаются прослои алевролитов и глин серого цвета. Обильны фитодетрит и обломки лигнитизированной древесины.

**Приенисейский район.** Высокую агрессивность проявили реки, впадавшие в Западную Сибирь с востока. Палео-Подкаменная Тунгуска перехватила ряд вершинных систем у рек Ангаро-Вилуйского впадины. Путём пятящейся эрозии принадлежавшая Западно-Сибирскому бассейну река рассекла Тунгусское траповое плато и приняла в себя воды рек, ранее принадлежавших Ангаро-Вилуйскому бассейну (Кузнецов Г.Ф. и др., 1978, с. 13). Участок долины палео-Катанги (ныне Подкаменная Тунгуска), выше устья р. Оскоба ранее принадлежавший Ангаро-Вилуйскому бассейну, теперь направлялся в Чадобецко-Кодинский прогиб, меняя восточное направление на западное.

**Предалтай.** Береговая линия моря проходила западнее Каменско-Чарышского вала, где морские отложения вскрыты скважинами 3 и 67 (рис. 16). По скв. 67 записан следующий разрез морских отложений, залегающими под эоценовыми гравелитами:

273,8–275,8 м. Глина голубовато-зелёная, тонколистватая с включением железистых соединений и песчаных зёрен кварца. Плоскости напластования покрыты тонким налётом сульфидов железа (марказит?).

275,8–279,0 м. Супесь тёмно-бурая до чёрной с зеленоватым оттенком. Песчаная фракция представлена кварцем и полевыми шпатами.

279,0–280,3 м. Гравелит тёмно-бурый с голубоватым оттенком; цемент глинисто-сидеритовый. Содержание песчано-гравелистой массы составляет 40–50 %.

Морской генезис подтверждается присутствием пиррофитовых водорослей *Peridinea* и *Histrichaerae*.

Восточнее моря Бийско-Барнаульская впадина была занята сложной системой озёр, соединявшимися протоками. Очевидно, в датском веке стала формироваться речная система с более или менее устойчивым руслом. Так, в районе Барнаула (с. Власиха) в основании дат-палеоценовых отложений присутствует гравий и хорошо окатанные гальки кварца. Русло главной реки было ориентировано в широтном направлении, приспособившись к осевой части Бийско-Барнаульской впадины. Преобладание в составе отложений тонкозернистых песков и глин свидетельствуют о широком развитии озёрных водоёмов.

Обилие органического материала в виде детрита, обломков веток указывает на зарастание берегов озёр и проток. Местами были развиты низинные болота, фиксируемые ныне залежами торфа мощностью до 4 м. Со стороны Салаира во впадину стекали короткие притоки.

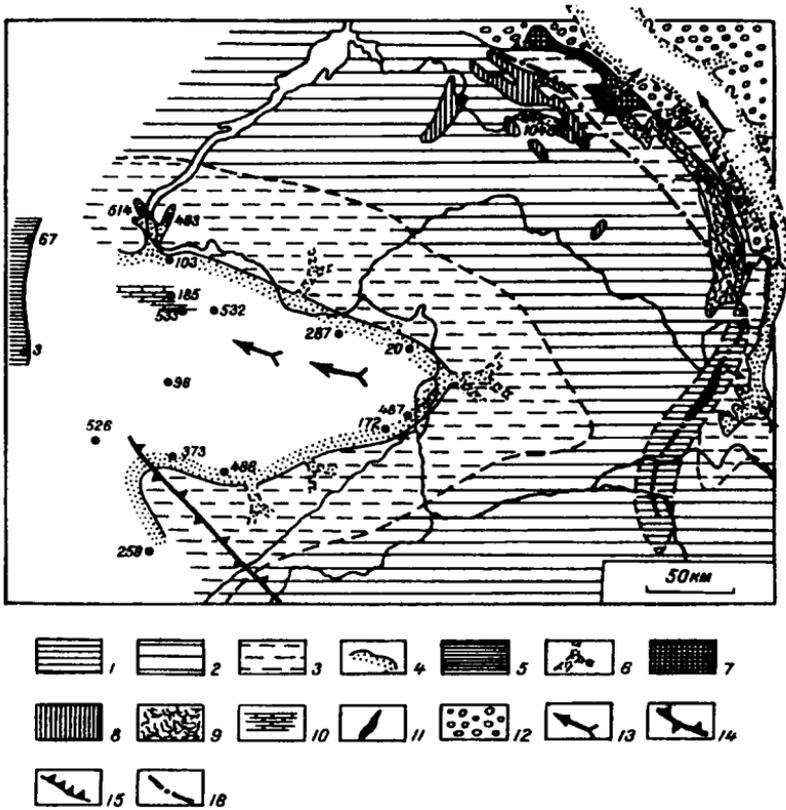


Рис. 16. Предалтай в датском веке-палеоцене

1 – наиболее приподнятая часть пенепплена; 2 – всхолмлённая поверхность пенепплена; 3 – слабо расчленённый эрозионный рельеф; 4 – озерно-речные и речные равнины; 5 – море; 6 – предполагаемые речные долины; 7 – педипплен; 8 – карстовые котловины с делювиально-пролювиальным материалом; 9 – открытые или частично заполненные карстовые котловины; 10 – низинное болото; 11 – Кивдинская кварцитовая гряда; 12 – Кузнецкая котловина; 13 – направление стока вод; 14 – южная часть Каменско-Чарышского вала; 15 – уступ Тырган; 16 – основной водораздел

Линия водораздела с Кузнецкой котловиной проходила в 10–40 км от последней.

В юго-западном углу котловины (Неня-Чумышский грабен) протекала хорошо разработанная речная сеть. Основная водная артерия была ориентирована в северо-восточном направлении. На левом берегу р. Сары-Чумыш, в 3,5 км ниже одноимённого села дат-палеоценовые отложения

(баркинская свита) содержат хорошо окатанные гальки и мелкие (до 15 см) валуны кварца и кварцитов, что указывает на полноводность реки и значительные скорости течения. Хорошая окатанность галечно-валунного материала свидетельствуют о его дальней транспортировке. Галечный материал известен в отложениях дат-палеоцена у дер. Тала в левобережье р. Неня (скв. 10). Притоки, стекавшие с Кивдинской гряды, имели юго-восточное направление, согласно общему уклону местности (рис. 17).

С юго-востока в главную артерию впадали притоки. К их числу относится долина, ныне унаследованная р. Сузоп (левый приток р. Неня). Мощность дат-палеоценового аллювия здесь превышает 39 м, из которого 36 м составляет песчано-гравийно-галечниковый горизонт, что указывает на большую водность потока.

В отношении направления стока и возможной связи гидросети Неня-Чумышского грабена с системами Бийско-Барнаульской впадины можно сказать следующее. Геологические материалы свидетельствуют в пользу разобщённости этих систем и стоке вод Неня-Чумышского грабена на северо-восток, в Кузнецкую котловину. Примерно от дер. Карабинка (низовье р. Неня) дат-палеоценовые отложения отсутствуют в западном направлении на протяжении 200 км (до с. Калманка на Оби). В низовье р. Неня выходы палеозойских пород занимают высокие отметки, являясь барьером между обеими депрессиями. По-видимому, Кивдинская кварцитовая гряда в дат-палеоцене, как в структурном отношении, так и орографически представляла собой единое целое с Теспинским горстом (левобережье современной Бии).

Не даёт однозначного решения и прослеживание гипсометрического положения тальвега дат-палеоценовой долины Неня-Чумышского грабена. Единичные скважины вскрыли подошву дат-палеоценовых отложений на следующих абсолютных отметках (с юго-запада на северо-восток): пос. Караган (скв. 43) – 189 м, пос. Солгон (скв. 38) – 186 м, осевая часть Сары-Чумышского поперечного вала (проходит между рр. Черный системы Нени и Салма системы Чумыша; скв. 10) – 268 м. Далее в с. Кедровка скв. 9 не вскрыла подошву, остановлена на гипсометрической отметке 253 м. В пос. Луговской скв. 5 до-датские породы вскрыты на отметке 205 м, в скв. 3 в 2 км западнее пос. Сары-Чумыш – 186 м.

Таким образом, минимальные отметки подошвы дат-палеоценовых отложений фиксируются как в юго-западной части грабена (186 и 189 м), так и в северо-восточной (186 м). Отметка 268 м на осевой части поперечного Сары-Чумышского вала свидетельствует о постпалеоценовой деформации продольного профиля Неня-Чумышской впадины. Именно

образование этого вала разделило некогда единую дат-палеоценовую гидросеть Няня-Чумышской впадины и повернуло вспять её истоки. Так возникла р. Няня, приток р. Бии. Но произошло это позднее, возможно, в среднем олигоцене. Фрагментом обезглавленной дат-палеоценовой долины к северо-востоку от Сары-Чумышского вала является долина, занятая р. Сары-Чумыш. Галечник на междуречьях к северу от Телецкого озера, сохранившийся от размыва, оставлен этой дат-палеоценовой рекой.

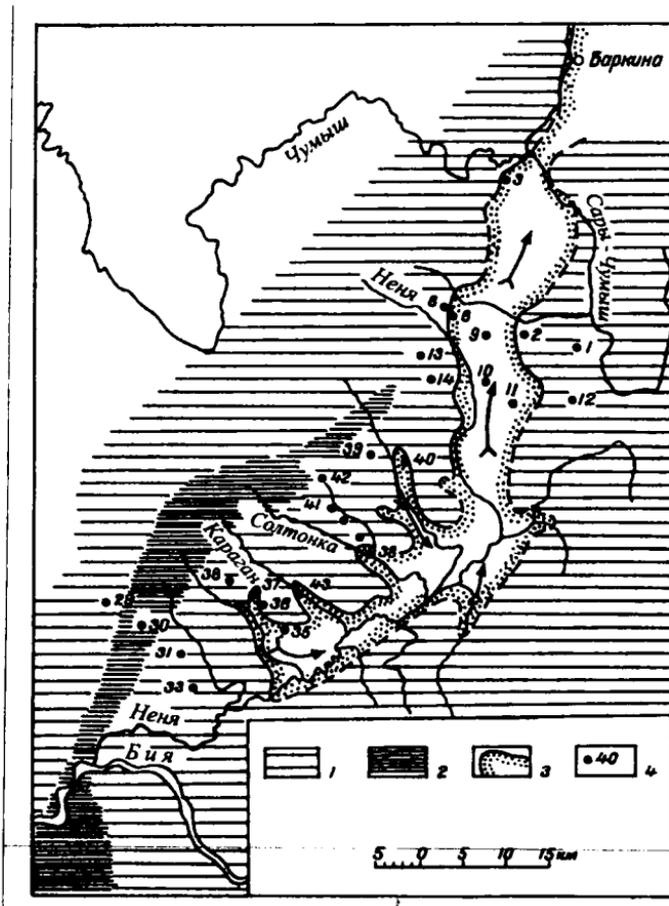


Рис. 17. Няня-Чумышский грабен в датском веке-палеоцене  
1 – всхолмлённый пенеплен; 2 – Кивдинская гряда; 3 – речные долины;  
4 – буровые скважины и их номера

Обилие галечникового материала в составе дат-палеоценовых отложений свидетельствует о значительных размерах реки, которой было тесно в границах Неня-Чумышского грабена. Расчленение этой крупной реки произошло позднее в связи с вздыманием хр. Бийская Грива. Сары-Чумышский вал является крайним западным флангом Бийской Гривы. Это родство и предопределило синхронность и знак тектонических движений рассматриваемых структур.

Палео-Неня являлась левым притоком крупной реки, которая позднее в результате перестроек потеряла своё единство. Вершиной этой палеореки, возможно, была р. Чулышман, которая, как и ныне текла в северном направлении. Следы её прослеживаются от северного берега Телецкого озера по рр. Клык → Антроп → Кондома → Томь → Западно-Сибирское море. Кварцевые и кварцитовые галечники, встречающиеся на перевалах Бийской гривы, возможно, являются остаточным (перемытым) аллювием этой крупнейшей водной артерии.

**Алтае-Саяны.** Аллювиальные отложения этого возраста известны по западной периферии Алтае-Саянской горной области. Это речные и озёрно-речные осадки кварцево-каолинитового состава, сформировавшиеся за счёт переотложения продуктов коры химического выветривания. В Горном Алтае (и Туве) условно верхнемеловой-палеоценовый возраст имеют делювиально-пролювиальные осадки курчумской свиты, залегающей во впадинах древнего рельефа. В Туве это сильно выветрелые галечники разнообразного петрографического состава, известные по долине р. Шивелиг. Такого же типа отложения встречаются в Восточном Саяне (Манское Белогорье, Шиндинский район в системе р. Туба). Некоторые участки долин притоков древнего Енисея унаследованы рр. Мана и Сыда. Осадки несут явные признаки глубокого химического выветривания. Гальки сланцев и интрузивных пород превращены в глинистую массу, но сохранили свою форму, что свидетельствует о их выветривании *in situ*. В такой же степени выветрелы и подстилающие коренные породы (Раковец О.А., 1979). Неизвестно, насколько они связаны с древним Енисеем, аллювий которого обнаружен в Чулымо-Енисейской впадине. В Северо-Минусинской котловине на водораздельных пространствах нередко пятна древнего аллювия с глинизированными гальками эффузивов. Вероятнее, это аллювий Енисея, который имел северо-западное направление и уходил в Чулымо-Енисейскую впадину (Чеха В.П., Баранов А.Н., 2002). В Восточном Саяне в дат-палеоцене самый крупный приток Енисея занимал Манский грабен.

В левобережье Енисея ниже Красноярска между истоками р. Минжуль и р. Серебрякова, на междуречье Сухого Бузима и Минжуля водо-

разделы покрыты грязно-белыми песками и галечником (водораздельные или покровные галечники, по Нагорскому М.П., 1938). Галечный материал представлен почти исключительно химически устойчивыми, кремнистыми породами. Гальки других пород разрушены процессами химического выветривания до глиноподобного состояния.

Субтропический умеренно-влажный климат в датском веке – палеоцене, довольно спокойная тектоническая обстановка по периферии Западной Сибири способствовали глубокому химическому выветриванию некарстующихся пород и формированию разнообразного карстового рельефа на известняках.

Карст особенно интенсивно развивался на контакте известняков с терригенными и вулканогенными породами («пара пород», по меткому выражению геологов-бокситчиков). По контакту формировалась цепочка различных по размеру замкнутых и соединяющихся между собой форм открытого карста (котловины), в которых при наличии других благоприятных условиях формировались бокситовые залежи и месторождения огнеупорных глин.

Карстовые впадины способствовали формированию местного стока. Сами долины водотоков, формировавших местный сток, практически не удается выявить. Но продукты их переноса (обломки сильно выветрелых местных пород, переотложенные глинистые продукты коры химического выветривания, в том числе обломки латеритных бокситов и бурых железняков) хорошо изучены в связи с поисками месторождений гидратированных (гидаргиллитовых) бокситов карстового типа.

Глубокое химическое выветривание площадного и линейного типов обусловило вынос подвижных и относительно подвижных химических элементов в области разгрузки. Этим, в частности, объясняется сильная засоленность подземных вод, связанных с верхнемеловыми отложениями Бийско-Барнаульской и Кулундинской впадин. Возможно, высокая минерализация подземных вод в меловых отложениях и остальной части Западной Сибири также связана с химическим стоком дат-палеоценового времени.

## ЭОЦЕН – РАННИЙ ОЛИГОЦЕН

Эоценовое время для Западной Сибири было талассократическим. Море заняло обширную территорию – до Казахского мелкосопочника на юге и Урала на западе. На востоке оно почти приблизилось к Средне-Сибирскому плоскогорью. Не залитыми были Кузнецкая котловина, Чулымо-Енисейская впадина и северо-восточная часть равнины (рис. 18).

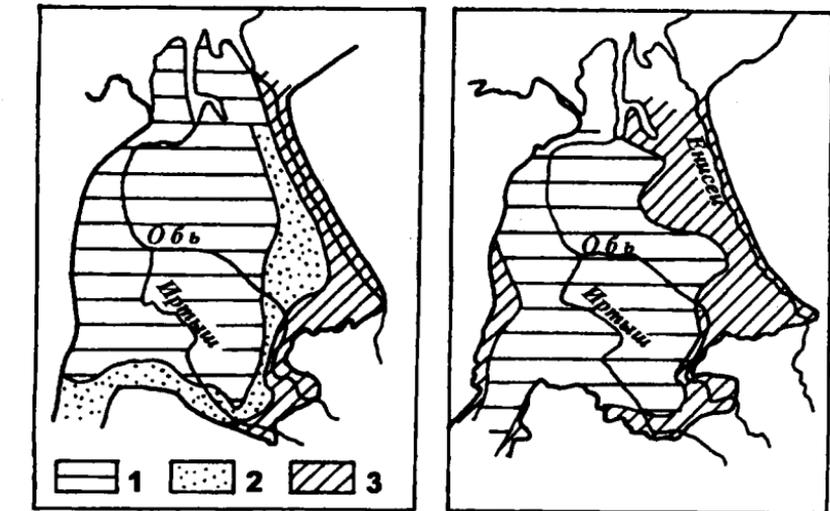


Рис. 18. Западная Сибирь в эоцене (слева) и нижнем олигоцене  
1 – море; 2 – прибрежно-морская область и чередование континентальных и прибрежно-морских условий; 3 – область сноса (По: Казаринов В.П., 1958)

В эоценовом мелководном море накапливались толщи люлинворской свиты, которая была выделена в 1955 г. П.Ф. Ли (Лидер В.А., 1957, с. 291). Её отложения широко представлены в Барабинской и Кулундинской низменностях и в северных районах Западной Сибири, где она мес-

тами выходит на дневную поверхность. Это типично морские осадки – глины светло-серые, реже серые и светло-зелёные, алевроитовые, часто опоковидные, известковистые. В нижней части разреза нередко залегают мощные пачки опок от светло- до тёмно-серого цвета. Отмечаются мало-мощные (0,12 – 1,6 м) прослои кварцево-глауконитовых песчаников с сидеритовым цементом. Мощность отложений люлинворской свиты 245 м, около Урала она уменьшается до 150 м (Казаринов В.П., 1958). С приближением к береговой линии опоковидные глины постепенно замещаются глауконитовыми песками. Осадки накапливались в более глубоком море, нежели палеоценовые (Геологическое строение... 1958). Относительная глубоководность «люлинворского» моря подтверждается как глинисто-опоковым составом отложений и их текстурными особенностями, так и характером органических остатков (радиолярии, фораминиферы, почти полное отсутствие спор и пыльцы).

Иногда особо выделяют тавдинскую свиту (верхний эоцен–нижний олигоцен; Геологическое строение... 1958, с. 85), которая перекрывает отложения люлинворской свиты. Это тоже морские отложения, преимущественно глинистого состава. Глины зеленовато-серые, реже желтовато-серые, с линзовидными алевроито-песчаными и сидеритовыми прослоями. Вблизи Алтая (ст. Кулунда) появляются прослои грубозернистого песка. Это, очевидно, свидетельствует о близости устья большой реки. Мощность свиты достигает 120 м (Заводоуковская скважина в Тюменской области).

Люлинворская свита формировалась в регрессивную стадию развития морского бассейна. На это указывает и увеличение площади сноса к востоку от моря (рис. 18). Следовательно, береговая линия моря отступала с востока на запад; у подножья Урала морские условия имели место и в нижнем олигоцене, когда восточная часть Западной Сибири была уже почти вся осушенной.

Как нонсенс упомянем работу Е.Ю. Барабошкина и др. (2007), в которой отрицается существование в эоцене и олигоцене морского бассейна на территории Западно-Сибирской равнины.

На юге море достигало современных предгорий Алтая, где заходило в пределы Бийско-Барнаульской впадины.

**Предалтай.** Максимальное продвижение берега моря в Бийско-Барнаульской впадине отмечено скважинами 3 (с. Александрово), 67 (с. Панкрушиха) и 526 (с. Завьялово). Скважина 526 в интервале 323–334,5 м вскрыла зелёные листоватые глины монтмориллонитового состава с фауной фораминифер, характерной для верхней части люлинворской свиты восточных районов Западной Сибири (определение В.М. Подобной). Глины засорены кварцево-глауконитовым песком, гравием и мел-

кими гальками кварца, кварцитов и халцедона. Присутствуют железные руды сидеритового состава. Руды имеют сферолитовую структуру, а сферолиты – радиально-лучистое строение. Руды палеоцена (?) и эоцена всегда встречаются в одном разрезе, разделяясь маломощным (несколько метров) прослоями песчаных или песчаных и глинистых пород. Они являются аналогами бакчарского железорудного горизонта Среднего Приобья (Томская область). По скв. 67 (гл. 275 м) получен комплекс микрофауны, представленный в основном фораминиферами и подобный таковым из люлинворской свиты (нижняя подсвита) разрезов по Васюгану. В комплексе много шарообразных юных форм рода *Ammosphaeroidina* sp. Это может свидетельствовать об отклонении солёности от нормальной, что, в свою очередь, и послужило причиной вымирания форм уже на ранней стадии их развития.

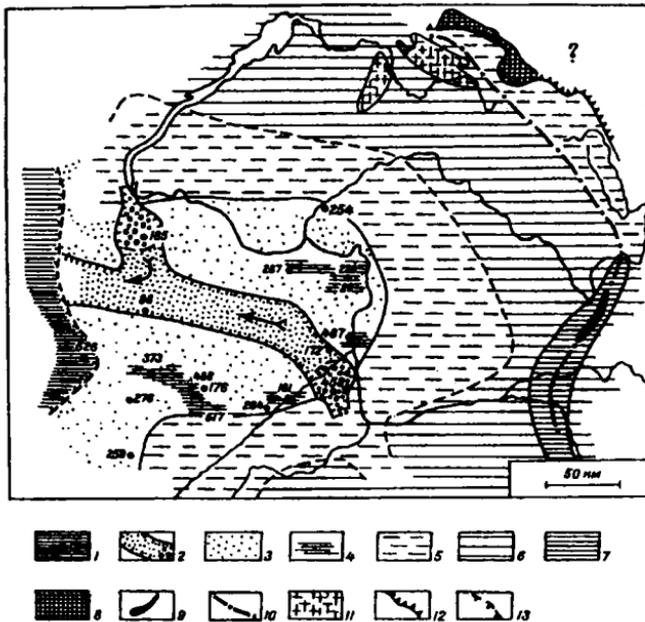


Рис. 19. Предкавказье в эоцене

1 – море; 2 – речные долины; 3 – озерно-аллювиальная равнина; 4 – низинные болота; 5 – расчленённый пенеплен; 6 – нерасчленённый пенеплен; 7 – приподнятая часть пенеплена; 8 – педиplain; 9 – Кивдинская гряда; 10 – основной водораздел; 11 – замкнутые понижения, унаследованные от мел-палеоценового времени; 12 – уступ Тырган; 13 – береговая линия моря

Континентальные отложения аллювиального (озёрно-речного) типа известны под Барнаулом, где они вскрыты скв. 229. По скважине описан следующий разрез:

332,15–334,70 м. Лигнит бурый.

334,70–342,80 м. Глина белая аргиллитоподобная с обильными растительными остатками в верхней части слоя. С гл. 339 м глина становится песчаной, переходит в супесь.

342,80–356,50 м. Песок светло-серый кварцевый с каолиновым цементом, мелко- и среднезернистый, с гл. 350 м – крупнозернистый с гравием и галькой кварца и кремнистых пород.

С глубины 356,50 м – кора химического выветривания, представленная белой каолиновой глиной, постепенно сменяющейся вниз по разрезу сильно выветрелыми каолинизированными сланцами (структурный элювий).

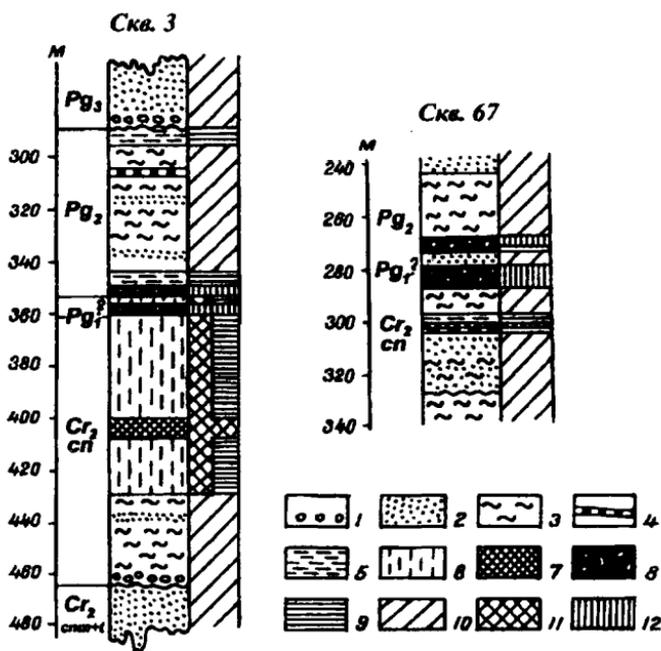


Рис. 20. Разрез железоносных отложений верхнего мела и эоцена (скв. 229)  
Континентальные отложения: 1 – галечник, гравий, 2 – песок, 3 – глина, 4 – лигнит;  
морские отложения: 5 – глина, 6 – железоносные глины, 7 – гидрогётит-  
лептохлорит-сидеритовая руда, 8 – сидеритовая руда с зёрнами кварца; лито-  
геохимические фации: 9 – монтмориллонитовая, 10 – каолиновая, 11 – гидрогётит-  
лептохлорит-сидеритовая, 12 – сидеритовая

Из лигнита извлечён богатый спорово-пыльцевой комплекс, в котором присутствует пыльца ксерофитных форм из семейства миртовых, а также восковника, что характерно для эоцена. В толще глин под лигнитом в интервале 350–335,4 м залегают каменистой боксит светло-серого цвета, бобовой, реже оолитовой структуры

Рентгеноструктурным анализом в боксите определены кварц, каолинит и гидраргиллит (преобладает). Глинозём содержится в количестве 49,37 %, кремнезём 17,96 %. Характерно невысокое содержание железа – закисного 1,61 %, окисного 0,84 %, что резко отличает их от салаирских красноцветных бокситов карстового типа. Тесная связь бокситов с лигнитами указывает на образование руд в ходе подболотного выветривания. Присутствие в боксите мельниковита (коллоидальный и метакolloидный бисульфид железа  $FeS_2$ ) свидетельствует о закисной геохимической обстановке.

Накопление железных руд и бокситообразование генетически связаны. Это результат одного процесса миграции окислов железа и алюминия (в форме ионов или геля?). В пресноводном сильно заболоченном бассейне шла дифференциация этих элементов в ходе выветривания алюмосиликатов, а также расщепление каолинитового ядра на глинозём и кремнезём. Железо в ходе подболотного выветривания переходило в двухвалентную форму и мигрировало с водным потоком. На границе смены геохимических обстановок (пресноводные и морские условия) оно коагулировало с образованием бобовой структуры. Сильная засорённость зоны хемогенной седиментации терригенным материалом, обусловленная близостью питающей провинции, снизило качество руд.

Эоценовые песчано-глинистые озёрно-речные отложения с лигнитом в верхней части разреза и мелким кварцевым галечником в основании прослеживаются до меридионального отрезка Оби, где они вскрыты близ устья Алея скв. 467. Можно предполагать, что в эоцене здесь зародилась река, которая стала прообразом верхней Оби. Судя по площади эоценовых континентальных отложений и наличию галечников в их основании, река своими верховьями выходила за пределы Бийско-Барнаульской впадины. Несомненно, она эродировала Алтайское поднятие и, возможно, является предгорным продолжением палео-Катуни, которая, однако, уступала по длине современной. Можно с уверенностью говорить о том, что в то время Бия не принимала в этом никакого участия.

Эоценовые отложения у Завьялова фиксируют собой крайнее восточное положение береговой линии моря в период ингрессии. На прибрежный характер отложений (динамичная среда водоёма) подтверждается и окатанностью раковин фораминифер. Эоценовые отложения здесь также содержат железные руды типа бакчарских.

**Прииртышская впадина.** По-видимому, Прииртышская (Верхнеиртышская) впадина, которая примыкает на западе к Предалтаю, представляла собой залив эоценового моря. На юге Прииртышской впадины эоценовые отложения морской фации представлены глауконитовыми песками и песчаниками, часто кремнистыми. Мощность толщи достигает 40 м. Над глауконитовыми песками залегает толща опоковых глин и глинистых опок с прослоями кремнистого песчаника примесью глауконита. Отложения слабо дислоцированы, опоковая толща, имеет наклон от периферии к центру («талъвегу») впадины. В северных районах впадины (Селеты) опоковая толща замещается толщей тонкоплитчатых шоколадных глин. Последние перекрываются белыми, желтоватыми кварцевыми песками, местами сцементированными до состояния прочных кварцитовидных песчаников. В пределах Казахского мелкосопочника сливные кварцитовидные песчаники («кварцитники») залегают непосредственно на палеозойских породах (Никифорова К.В., 1953), нередко образуя положительные формы рельефа.

Возможно, море по Верхнеиртышсклй впадине впадине доходило до района Усть-Каменогорска. Л.А. Никитюк (1961) упоминала переотложенных морских диатомей верхнеэоценового облика в неогеновых монтмориллонитовых глинах погребенной долины близ устья р. Шульбинка. Е.Ф. Иванова (Матвеевская А.А., Иванова Е.Ф., 1960, с. 223) на юге Западной Сибири морские эоценовые отложения «протягивала» в узкой Прииртышской (Верхнеиртышской) впадине на половину расстояния от Павлодара до Семипалатинска.

**Чулымо-Енисейская впадина.** Эоценовых и раннеолигоценовых отложений как-будто здесь нет. По крайней мере, К.М. Боголепов (1961) о них ничего не пишет. Но в предыдущий этап (дат-палеоцен) здесь формировались толщи континентальных озерно-речных отложения сымской свиты (дат-палеоцен). В последующий этап (средний-верхний олигоцен) происходило накопление «водораздельных галечников», имеющих площадное распространение в левобережье Енисея (см. ниже). Можно предположить, что в эоцене и раннем олигоцене здесь преобладала денудация. Это подтверждает размыв верхних горизонтов сымской свиты в восточной части Западной Сибири (максимоярская скважина; Геологическое строение... 1958, с. 83).

**Тургайский прогиб.** Чеганская свита имеет двучленное строение. Нижняя подсвита, существенно глинистая с мергелистыми, известковистыми и сидеритовыми конкрециями, имеет, по мнению Н.К. Овечкина (1961, 1961а), позднеэоценовый возраст, верхняя (переслаивание глин, алевроитов, песков) – раннеолигоценовый. Верхняя морская подсвита с

удалением на юго-запад, в сторону Аральского моря, постепенно замещается лагунно-континентальными отложениями сарыинской свиты в Приаралье. Уркимбайские слои (тёмные глины с прослоями лигнитов и лигнитизированных глин), широко распространённые в северо-западной части Тургайского прогиба, также являются континентальным аналогом верхнечеганской подсвиты (см. ниже). Н.К. Овечкин (1961, с. 277) сделал вывод, что «...чеганское море последовательно и постепенно отступало из северной части Тургайского в юго-западном направлении, в сторону современного Аральского моря» Такая же картина наблюдалась и к северу от Казахского мелкосопочника.

**Ранний олигоцен.** Раннеолигоценовая история Западной Сибири в какой-то мере является естественным продолжением эоценовой. Но литологически морские отложения этого времени (ранний олигоцен), объединяемые в чеганскую свиту, несколько отличаются от эоценовых, и некоторыми геологами рассматриваются как самостоятельный стратиграфический горизонт.

Значительную часть территории Западно-Сибирской равнины покрывало «Чеганское (Чаганское) море», которое правильнее считать заливом Среднеазиатского моря, глубоко вдающимся на низменные просторы Западной Сибири. На севере море замыкалось платообразной равниной, так как северные районы Западной Сибири испытывали вздымание (Архипов С.А., 1969). Со Среднеазиатским морем «Чеганское» соединялось узким Тургайским проливом (рис. 21). Правда, идея изолированности Чеганского моря от Полярного бассейна некоторыми исследователями не поддерживается.

Морские осадки, объединяемые в чеганскую свиту, широко развиты в западной половине низменности. Представлены светло-зелёными плотными, жирными, пластичными глинами. Для глин характерны известковистость, обилие пирита, иногда в виде гнёзд, скопления сидерита, иногда в виде желваков. Встречаются линзы мелкозернистых, заметно глинистых песков. Породы имеют тонкую горизонтальную и косую слоистость (Гурова Т.И., 1957). В связи с колебаниями береговой линии по периферии свиты наблюдаются подчиненные прослои озёрно-болотных глин. В центральных частях низменности отложения чеганской свиты залегают на эоценовой люлинворской свите без видимого перерыва (Нестеров И.И., 1961), что свидетельствует о непрерывности развития морского бассейна в центральной части Западной Сибири в эоцене – раннем олигоцене. Но в левобережье Иртыша и в Тургае перерыв в осадконакоплении фиксируется толщей кварцевых песков.

Мощность отложений чеганской свиты в депрессиях достигает 200 м (Казаринов В.П., 1958), уменьшаясь по окраинам и на поднятиях дооли-

гоценного рельефа. По мнению В.П. Казаринова, отложения чеганской свиты представляют собой регрессивную серию осадков, отложившихся в условиях неглубокого моря. Н.К. Овечкин (1961), основываясь на эоценовом облике комплекса моллюсков и микрофауне зоны *Bolivina*, предлагал чеганские глины Тургая датировать эоценом, а верхнюю часть, преимущественно алеврито-песчаную, датируемую ранним олигоценом, вообще вывести из состава свиты. Похоже, это предложение не нашло поддержки.

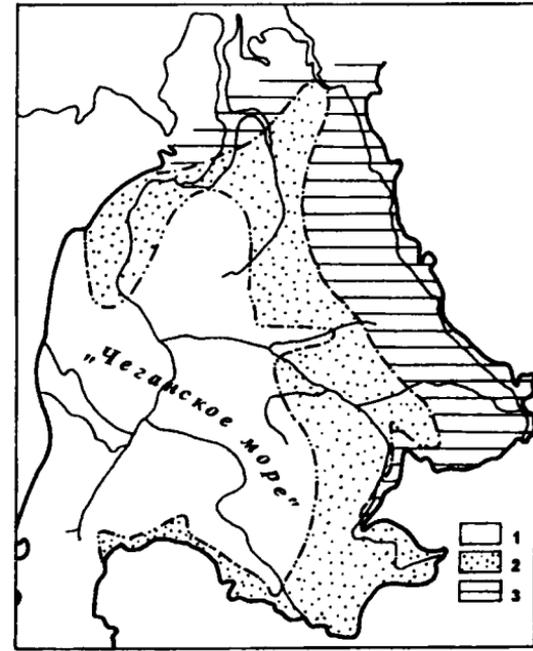


Рис. 21. Западная Сибирь в раннем олигоцене  
1 – «Чеганское море»; 2 – аккумулятивные равнины; 3 – холмистые равнины (С.А. Архипов С.А. и др., 1970; упрощённо)

Вдоль восточного склона Урала морские глины чеганской свиты, переслаиваясь с маломощными линзами кварцевого галечника, постепенно сменяются полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми песками атлымской свиты, возраст которой определяется как низы среднего олигоценв (Зальцман И.Г., 1957). Пески имеют горизонтальную и косую слоистость, зёрна хорошо окатаны – всё это указывает на то, что они являются при-

брежными отложениями регрессировавшего моря с заметным участием речной аккумуляции.

Южнее Тобольска пески атлымской свиты постепенно сменяются озёрными песками кутанбулакской (Лидер В.А., 1965). В Тургайском прогибе кутанбулакская свита залегает с явным размывом на морских отложениях чеганской свиты, выполняя эрозионные понижения. Представлена железистыми песками и песчаниками, оолитовыми железными рудами, алевритами и глинами (Бойцова Е.П., Овечкин Н.К., 1957).

В Прииртышской впадине зеленовато-серые тонкослоистые глины с пропластками тонкозернистого песка в верхней части толщи (чеганская свита) залегают на опоковидных глинах эоцена. В толще часто встречаются «караван» сидерита. По данным К.В. Никифоровой (1953), на глинах чеганской свиты залегают светло-серые тонкослоистые глины с прослоями светло-серых песков, образующих маломощную (до 20 м) пачку. Е.Д. Заклинская (1953, с. 43) считала, что нижняя часть чеганских глин формировалась ещё в эоцене. Примечательно совместное нахождение раковин морских и пресноводных моллюсков. Несомненно, эти отложения представляют собой прибрежную мелководную фацию. В верхних горизонтах присутствуют прослой торфяников с целыми стволами деревьев. По-видимому, верхние горизонты нижнеолигоценовой части чеганской толщи накапливались в сильно обмелевшем море, в обширных лагунах (Заклинская Е.Д., 1953, с. 46).

Л.А. Никитюк (1956) привела косвенные доказательства морской нижнеолигоценовой седиментации в Прииртышской впадине между долинами рр. Чар и Кызылсу. Здесь в четвертичных и неогеновых отложениях, выполняющих переуглублённую долину, обнаружены переотложенные диатомеи и спикулы губок из комплекса раннего олигоцена или верхов эоцена-низов олигоцена. Л.А. Никитюк резонно объясняла, что из Западно-Сибирской низменности они не могли быть перенесены, так как сток шёл в обратном направлении. По её мнению, Чеганское море по узким и длинным заливам заходило в Рудный Алтай.

## СРЕДНИЙ – ПОЗДНИЙ ОЛИГОЦЕН

Площадь раннеолигоценового моря постепенно сокращалась, береговая линия мигрировала к центру низменности. Устья рек продвигались вслед за отступающим берегом моря. Исчезновение Чеганского море завершает собой талассократический этап в развитии Западно-Сибирской низменности. Море более не появлялось на её территории, за исключением некоторых эпох четвертичного периода, когда отмечалась слабая ингрессия Полярного моря по долинам западносибирских рек.

Начался континентальный этап, характерной особенностью которого было формирование транзитной речной сети, становление которой протекало в условиях сложных перестроек. Если в прежний этап, талассократический, морские воды ограничивали развитие речных систем периферией низменности и ближайшими горными и холмистыми сооружениями, то со среднего олигоцена началось формирование крупных водных систем на всей территории Западной Сибири. На осушенном дне моря шло формирование водных систем впервые, а по периферии в этот процесс были вовлечены реки, стекавшие в прежние эпохи в море и поставлявшие туда терригенный материал. Долины и отложения этих рек в большинстве случаев не сохранились, будучи эродированными в процессе вздымания горного окружения низменности. Однако не приходится сомневаться в большой давности таких крупных рек, как верхнее течение Енисея, нижних течений Тунгусок, Иртыш в верхнем течении, Катунь, Томь, Ишим, а со стороны Урала – Тура, Тавда и др.

По вопросу о развитии гидросети Западной Сибири в описываемое время имеется три версии

1. Предложенная нами версия исходит из следующего. После ухода Чеганского моря на его осушенном дне сформировалась транзитная речная система меридионального направления, приспособившаяся к Омско-Пуровской системе глубинных разломов. Осевая транзитная магистраль принимала ряд крупных притоков справа (Тунгуски, верхний Енисей и др.). Слева впадала крупная река, некий прообраз р. Тургай (рис. 22, а).

2. По мнению С.А. Архипова (1969), появление на севере Западной Сибири «плато-равнины» воспрепятствовало формированию речной сети с транзитным стоком на север, в Полярное море. На юге Западно-Сибирской низменности длительное время (включая и раннечетвертичное  $Q_1$ ) существовал (надо полагать, огромный) озёрный и озёрно-аллювиальный седиментационный бассейн (рис. 22, б), в котором накапливались терригенные осадки, вынесенные из горного обрамления.

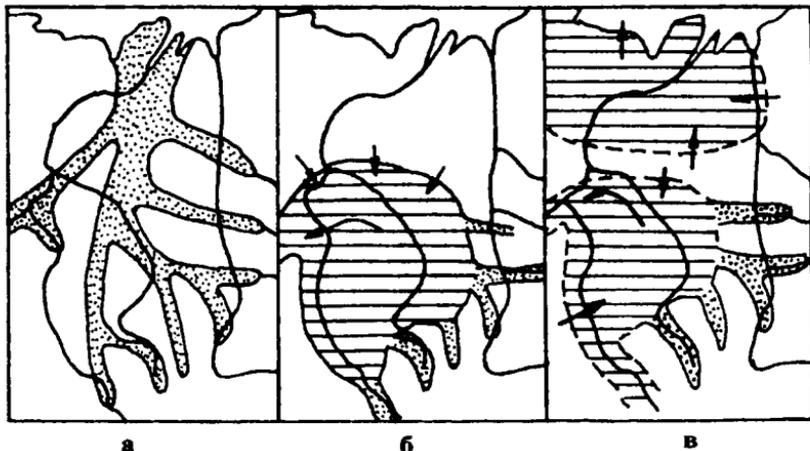


Рис. 22. Версии стоке вод в среднем-позднем олигоцене:  
а – А.М. Малолетко (2001), б – С.А. Архипова (1969),  
в – И.П. Варламова и др., (1977)

3. Третью версию, близкую к предыдущей, предложил И.П. Варламов с соавторами (Варламов И.П. и др., 1977). По их мнению, в среднем олигоцене в результате поднятия фундамента по осевой части нынешних Сибирских увалов Западная Сибирь разделилась на два бассейна. Северный (Обско-Пурский) имел сток в Полярное море, южный (Обско-Кушмурунский) сбрасывал воды через Тургайский прогиб в Среднюю Азию (рис. 22, в). Лишь в позднем миоцене в результате регрессивной эрозии Обь-Пурская система соединилась с Обско-Кушмурунской с общим стоком на север.

Вторая и третья версии, к сожалению, не получили дальнейшей разработки, хотя они не лишены интереса. Широтный линеймент, приуроченный к северному подножью Сибирских увалов и названный М.Е. Городецкой (1975) Трансзападносибирским, действительно мог бы сыграть важную роль в истории речной сети. Но если этот бассейн действительно

сбрасывал воды через Тургайский прогиб, то можно только представить, какие следы должен оставить в Тургае и Приаралье этот мощный речной поток, который десятки миллионов лет дренировал не только Западно-Сибирскую низменность, но и восточный склон Урала, западную периферию Средне-Сибирского плоскогорья, Алтае-Саянскую область, северную окраину Казахского мелкосопочника. Такие однозначно признанные следы эпохи не обнаружены.

В.А. Мартынов и Б.В. Мизеров (1979, с. 178 и сл.) кратко обрисовали события олигоцена после ухода Чеганского моря. Рельеф былого дна Чеганского моря способствовал формированию сложных озёрно-речных систем. Великая аллювиально-озёрная равнина в атлымское время (начало среднего олигоцена) была усеяна озёрами, бессточными озёрно-болотными водоёмами и слабо эродировавшими реками. Магистральные (транзитные) реки зародились позже. Затем в новомихайловское время (средний олигоцен) заболачивание усилилось, увеличилась площадь мелководных озёр, речная эрозия затухла.

В позднем олигоцене в результате понижения внутриконтинентального базиса эрозия площадь озёр резко увеличилась, возникли мелководные пресные «моря».

Несколько иная картина наблюдалась по периферии Западно-Сибирской равнины, вблизи её горного обрамления.

**Чулымо-Енисейская впадина.** Средне-позднеолигоценовые отложения известны как «покровные галечники» (Нагорский М.П., 1938), или бельская свита (Боголепов К.А., 1961).

По описанию С.С. Архипова и И.А. Кульковой (1965, с. 57), толща «покровных галечников» почти непрерывно протягивается вдоль северного фаса Саяна между Енисеем и Чулымом, перекрывая предгорья Красноярского и Солгонского хребтов и водораздел рр. Бол. и Мал. Кемчуг. Севернее они почти повсеместно сохранились на наиболее возвышенных и не переработанных позднейшей эрозией межречных участках. Нередко они приурочены к древним плоским ложнинообразным понижениям, выработанным в мезозойских породах, образуя линейно вытянутые поля. Это поля воспринимаются как фрагменты олигоценовых долин.

Прижимаясь к Средне-Сибирскому нагорью бельская свита протягивается с юга на север на расстоянии 300 км от с. Бол. Мурта до р. Бол. Кас на севере. Отложения свиты залегают с размывом на докембрийских, палеозойских и мезозойских породах. Нижняя подсвита (средний олигоцен) слагается преимущественно речным галечником. Верхняя подсвита (верхний олигоцен) – это несколько ритмично построенных пачек мощ-

ностью 15–20 м каждая. Пачка начинается галечником и песками и заканчивается переслаиванием тонкозернистых глинистых слабо сцементированных песчаников, алевроитов и глин. Генетически это русловые, старичные и пойменные отложения. Последние насыщены обломками древесины и фитодетритом (Архипов С.А., Кулькова И.А., 1965). Галька хорошо окатана. Петрографический состав представлен преимущественно кремнистыми породами (кварц, кварциты и кремни), реже кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, плагипорфирами саянского типа. Перекрываются водораздельные галечники отложениями кирнаевской (вараковской, по М.П. Нагорскому) свиты неогена.

По мнению С.А. Архипова и А.Н. Зудина (1968), крупная речная артерия, принявшая участие в транспортировке рыхлого материала, имела субширотное простирание. Литолого-минералогический состав свиты, выполненный А.Н. Зудиным, позволил прийти к заключению о том, что снос обломочного материала происходил с территории, на которой широко представлены породы архея, протерозоя и кембрия (гнейсы, щелочные гранитоиды, сиениты). Судя по минералогическому составу тонкозернистых осадков бельской свиты, такими областями сноса могли быть Кузнецкий Алатау, Западный и Восточный Саяны, Прибайкалье, Забайкалье и Енисейский кряж. Однако особенности минералогического состава отложений бельской свиты позволяют сузить область сноса верховьями рр. Кан, Бирюса, где известны характерные ассоциации: альмандиновый гранат с включениями кварца + зелёная шпинель. Или, как писали С.А. Архипов и А.Н. Зудин (1968, с. 77), «...по материалам петрографического анализа в средне-позднеолигоценовое время можно предполагать существование пра-Ангары с крупными притоками по направлению современных рек Кан и Бирюса».

К.В. Боголепов (1961) обнаружил в галечниках бельской свиты породы девонской вулканогенной толщи Минусинской котловины. Это позволяет поставить вопрос о транспортировке в Чулымо-Енисейскую впадину терригенного материала и палео-Енисеем. В Кемском прогибе (расположен несколько восточнее и параллельно руслу Енисея) речные отложения фациально замещаются глинами и алевроитами озерно-речного типа. К.В. Боголепов отмечал отсутствие средне-верхнеолигоценовых отложений в Енисейской впадине (между окраиной Средне-Сибирской платформы и Енисейским кряжем и его продолжения — Келлог-Теульцеским валом.

В межгорных котловинах Енисейского кряжа свита слагается монотонной толщей тёмноцветных озёрно-болотных, реже аллювиальных пород глинистого и песчано-алевритового состава. По-видимому, в то вре-

мя кряж представлял собой выровненную поверхность, с которой в водоёмы озёрного типа поступали тонкие взвеси.

Галечники перекрывают водораздельные пространства в основном в левобережье Енисея, не распространяясь на север далее устья Подкаменной Тунгуски. На юге они известны в пределах Северо-Минусинской котловины. Палео-Енисей, возможно, уходил через Ужурские «ворота» вглубь Чулымо-Енисейской впадины (Чеха В.П., Баранов А.Н., 2002).

Исходя из приведённых материалов, можно сделать заключение, что в среднем-позднем олигоцене единого Енисея ещё не было. Можно предполагать, что Подкаменная и Нижняя Тунгуски в то время не имели связи с Верхним Енисеем и являлись самостоятельными притоками другой, магистральной реки (рис. 22).

Верхний Енисей брал начало в Южно-Минусинской котловине, принимая притоки, стекавшие с периферии котловины – Саян, Кузнецкого Алатау, которые в ходе олигоценовых подвижек получили оформление как положительные структуры. Справа Палео-Енисей принимал небольшие притоки, стекавшие со Средне-Сибирского плоскогорья. Уже вполне определённо можно говорить о прообразе таких рек, как Мана, Сисим, Кан и др. Верхняя Тунгуска (ныне имеющая общее название Ангара), которая была сравнительно небольшой рекой впадала в палео-Енисей, но меридиональный отрезок Верхней Тунгуски (собственно Ангара) ещё не принадлежал ей и был включён в систему Ангаро-Вилуйского прогиба.

**Прииртышская впадина.** В среднем олигоцене впадина продолжала развиваться. Если в эоцене (эоцене-раннем олигоцене) она уже была отмечена как таковая и, по косвенным данным, могла быть заливом моря, то в среднем-верхнем олигоцене она уже определяется как вместилище континентальных, в основном речных отложений.

На прибрежно-морских отложениях нижнего олигодена залегает серия чисто континентальных осадков среднего и верхнего олигодена. Верхнеолигоденовое время отмечено существенным изменением режима осадконакопления. В составе чаграйской свиты присутствуют кварцевые плохо сортированные галечники, песчано-гравийные породы с линзами белых и пёстрых каолиновых глин, которые выше по разрезу сменяются мелкозернистыми кварцевыми песками и алевритами. Кварцевые пески и галечники местами сцементированы кремнистым или железистым материалом. Песчано-гравийно-галечниковая толща известна только в пределах приподнятой палеогеновой равнины, окаймляющей восточный склон Казахского мелкосопочника к северу от пос. Подпуск (между Павлодаром и Семипалатинском). Заходит она и в пределы мелкосопочника, заполняя долины, выработанные в палеозойском фундаменте. Можно

предполагать, что с верхнего олигоцена в южной части Западной Сибири на осушенном дне бывшего моря стала формироваться постоянная речная сеть, подчинённая общему рельефу (уклону) региона. Немалую роль в этом сыграло повсеместно проявившееся оживление тектоники по периферии Западной Сибири.

На окраине Казахского мелкосопочника залегают глины тёмно-серого, коричневого, иногда розоватого цвета с тонкопесчаной присыпкой и фитодетритом на плоскостях напластования и тонкими прослоями кварцевого алеврита. Встречаются линзы лигнита. С приближением к осевой части впадины описанные отложения замещаются белыми, лиловатыми, сероватыми и пёстро окрашенными каолиновыми бокситовыми глинами. Накопление отложений происходило в мелководных озерах и на затопляемых поймах рек. Однако сплошное распространение этих отложений позволяет высказать предположение, что здесь была развита речная система со слабо врезанным в равнину и неустойчивым руслом, способным к широким блужданиям.

На юге Кулунды верхнеолигоценовые отложения чаграйской свиты представлены преимущественно песчаными каолиновыми глинами и песками с примесью гравия и гальки (Чумаков И.С., 1965). Отложения чаграйской свиты оформляют подножие переуглублённой долины, которая находится в левобережье современного Алея в его широтной части (южнее пос. Локоть).

**Предалтай.** С пиренейской фазой альпийского тектогенеза (олигоцен) связано образование северного фаса Алтайских гор. Фас проходил севернее широтного участка современной Оби и нижнего течения Чарыша (рис. 23). Ныне этот фас (уступ) фундамента находится в погребённом состоянии, к нему прислонены олигоценовые песчано-галечные отложения.

Фас прорезается узкими речными долинами, выполненными олигоценовыми аллювиальными отложениями некрасовской серии, которые сливаются с аллювием древней Оби. Вверх по разрезу олигоценовый аллювий перекрывается неогеновой таволжанской свитой.

Салаир в олигоцене также испытал вздымание, что вызвало заложение здесь коротких речных долин, ориентированных как в сторону Бийско-Барнаульской впадины, так и Кузнецкой котловины. У с. Смазнево разбуриванием небольшого проявления бокситов установлено вложение палеонтологически охарактеризованных отложений олигоцена (глины и плохо окатанные обломки местных пород) в мел-палеогеновые бокситоносные отложения.

Отложения олигоценовой некрасовской серии (Зальцман И.Г., 1958) в своём типичном выражении выполняют наиболее погружённую часть

Бийско-Барнаульской депрессии. Это серо- и зеленоваточетные некарбонатные осадки, насыщенные растительным материалом. Последний концентрируется в маломощных прослоях глинистого и песчаного состава. Линзы лигнита мощностью до 8 м тяготеют к глинистым породам. Грубообломочный материал встречается в основании толщи. Наиболее выразительны песчано-галечниковые отложения по линии Бийск – Барнаул, где они слагают полосу шириной 10–20 км и фиксируют более или менее устойчивое положение русла реки (рис. 23).

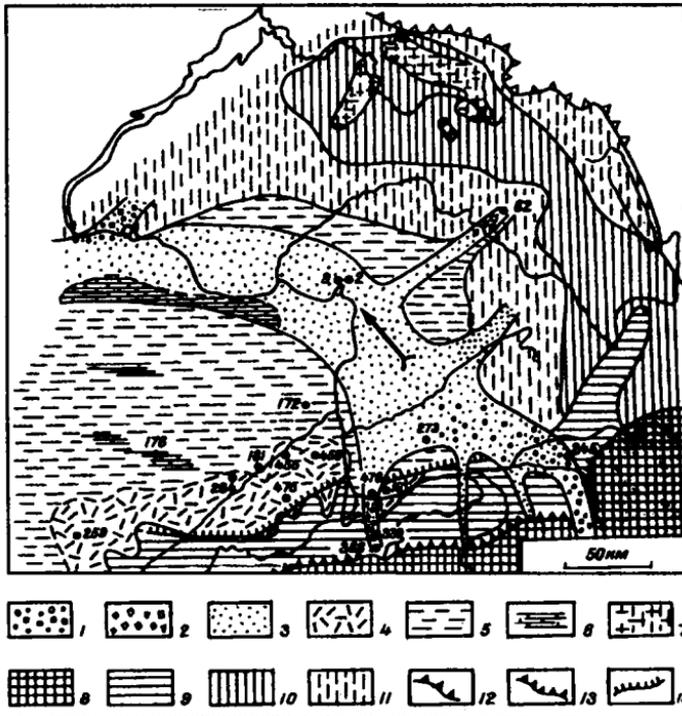


Рис. 23. Палеогеография Предалтая в среднем-позднем олигоцене

Речные долины, заполненные: 1 – грубообломочным аллювием, 2 – аллювием с примесью дельвиально-пролювиального материала; 3 – песчаным аллювием; 4 – полого-наклонная дельвиально-пролювиальная равнина; 5 – озёрно-аллювиальная заболоченная равнина; 6 – низинные болота; 7 – заболоченные депрессии Салаира; 8 – среднегорный расчленённый рельеф; 9 – низкогорный расчленённый рельеф; 10 – слабо всхолмлённый рельеф; 11 – эрозионный (долинно-увалистый рельеф); 12 – уступ Тырган; 13 – современный фас Алтая; 14 – олигоценовый (ныне погребённый) фас Алтая

**Алтай.** В позднем олигоцене речные долины существовали и в пределах Алтая. Их фрагментами являются речные и озёрно-речные отложения карачумской свиты, выделенной А.В. Аксариним (1938). Отложения свиты сохранились в тектонических впадинах Юго-Восточного Алтая (Десяткин Е.В., 1965; Раковец О.А., 1979). Свита слагается песчано-глинистыми и щебнистыми отложениями. Отложения пёстро окрашены в ярко-розовый, бурый, малиново-красный, реже чёрный цвета. От коры выветривания отличается слабо выраженной слоистостью, обусловленной изменением окраски и присутствием прослоев щебнисто-галечного материала. Свита горизонтом базального галечника отделяется от коры выветривания. Особенно хорошо этот горизонт выражен на прибортовых частях котловины. Для прибрежно-озерной фации характерен диагенетический сферосидерит, образующий прослон и линзы характерного чёрно-бурого цвета.

Озёрные фации в составе карачумской свиты и галечниковый горизонт в её основании позволяют поставить вопрос о бытовании в олигоцене речной сети в пределах Алтая и возможной её связи с речными системами равнинной части Западной Сибири. Если первый вопрос решается на основе конкретных наблюдений, то второй может быть решён на логически построенном предположении. В позднем олигоцене территория Алтая представляла собой невысоко приподнятый пенеплен, испытывающий энергичное эрозионное расчленение, особенно значительное по северной его периферии. Климат был тёплый и влажный. Естественно, территория дренировалась через речные системы, которые имели базисом эрозии Бийско-Барнаульскую впадину. Во впадинах к этому времени вполне определённо функционировала крупная водная артерия, ориентированная на запад. Скорее всего, она была связана с системой палео-Катуни.

Несомненно, в Восточном Алтае функционировала и зародившаяся в эоцене (?) крупная водная артерия, фрагментами которой являются нынешние Чулышман – Клык – Антроп – Кондома – Томь. Эта артерия была, очевидно, самым мощным правым притоком палео-Иртыша, главной магистральной рекой Западной Сибири того времени.

Поиски других средне-позднеолигоценовых рек в Западном Алтае могут быть результативными. В этом отношении особенно интересны бассейн верхней Катуни и верховья Чарыша с их межгорными котловинами.

## НЕОГЕН

В неогене продолжают развиваться те плановые положения гидросети, которые заложились в среднем-верхнем олигоцене. Существовала магистральная система, питаемая как южным обрамлением, так и стоком с Урала и Средней Сибири. Заметное влияние на формирование гидросети оказало широтное поднятие, которому ныне отвечают Сибирские увалы. Южнее этого поднятия формировалась обширная аккумулятивная равнина (Приишимские степи, Бараба. Кулунда), в пределах которой была развита озёрно-речная система со многими крупными и малыми озёрами.

Шельф Карского моря был осушен (в плиоцене), береговая линия сместилась далеко на север. Вследствие этого устья рек оказались далеко выдвинуты в море (Ласточкин А.Н., 1977; Александров С.М., Ивогин А.С., 1999). Единым устьем вливались в море рр. Обь, Пур, Гыда и Таз, Енисей. На континентальном склоне эти реки создали крупный конус выноса, единую дельту. Левый приток системы (нижняя Обь?), прежде чем слиться с другими реками в единый поток, вышел через нынешнюю Байдарацкую губу в западную часть Карского моря, «привязался» к Новоземельской впадине и слилась с Енисеем. Эти долины чётко прослеживаются на дне Карского моря (рис. 24).

О.В. Суздальский (1971) также отмечал несколько генераций погребённых долин на севере Западной Сибири, одна из которых имеет плиоценовый возраст, вторая приурочена к границе плиоцена и плейстоцена (зоплейстоцен), а третья имеет доказанцевский возраст (верхний плейстоцен). Выработка этих долин свидетельствует о неоднократной регрессии моря в позднем плиоцене и эоплейстоцене.

Миоплиоцен (миоцен – нижний-средний плиоцен) в Западной Сибири ознаменовался тем, что речная сеть, заложившаяся в среднем-позднем олигоцене, получила своё дальнейшее развитие. Однако резко ухудшившиеся климатические условия (усиление континентальности) наложили свой отпечаток на режим водоёмов. В равнинных условиях Ишимской степи, в Барабе и Кулунде происходило формирование неустойчивых

озёрно-речных систем, в которых накапливались пестроцветные существенно глинистые осадки с аутигенными карбонатами кальция и гипсом. Во время периодических усилений аридизации климата происходило сокращение озёрных водоёмов, сопровождавшееся формированием на осушенных участках довольно мощных гидроморфных почв.

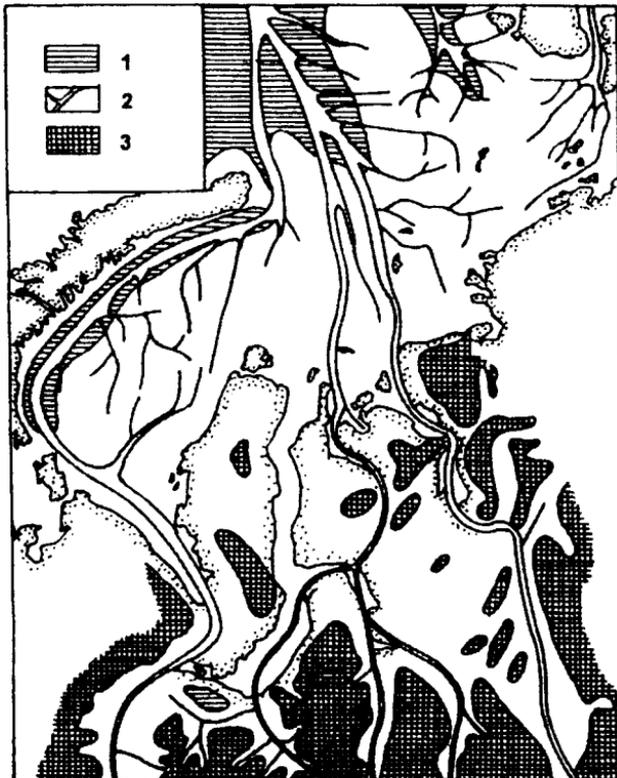


Рис. 24. Позднеплиоценовые долины (Ласточкин А.Н., 1986; упрощённо)  
1 – современные желоба; 2 – позднеплиоценовые долины; 3 – зсуха

С начала миоцена по южной периферии Западно-Сибирской низменности, на огромном протяжении от Арала по Северному Казахстану и югу Западной Сибири до Алтая накапливались в обширных водоёмах удивительно однообразные глины, объединяемые в *аральскую свиту* (нижний-средний миоцен). Глины серовато-зелёные, иногда с ярко-красными пятнами маловодных окислов железа, по составу монтмориллонитовые, «жирные» (иногда пишут – мылистые). Повсеместно присут-

ствуют многочисленные железисто-марганцевые бобовины диаметром 3–5 мм. Глины сильно известковистые. Карбонат кальция образует прослои и линзы или твёрдые стяжения (конкреции). Обычен гипс в виде друз или единичных кристаллов. Вблизи выходов коренных пород глины засорены щебнем. С удалением от южного обрамления низменности на север и восток (до предгорий Алтая) появляются коричневатые и серые пятнисто окрашенные сильно карбонатные глины. Прослои «жирных» зеленоватых глин постепенно исчезают из разреза. Отложения свиты становятся неотличимыми от отложений перекрывающей павлодарской свиты (миоплиоцен).

В пределах Обь-Иртышского междуречья большие площади заняты отложениями таволжанской свиты. Это зеленовато-серые и светло-зелёные, иногда чёрные и тёмно-коричневые глины с пятнами ожелезнения и известковистыми конкрециями. Серые и серо-жёлтые мелко- и тонкозернистые пески и супеси занимают подчинённое положение в разрезе толщи (Казаринов В.П., 1958).

В Омском Прииртышье фациальным аналогом аральской свиты является толща ритмически переслаивающихся тонкозернистых песков и алевритов с голубовато-зелёными мергелистыми и загипсованными глинами. В этих отложениях можно увидеть аналог таволжанской свиты более южных районов. Каждый мелкий ритм (аллювий в основании) заканчивался субаэральной обстановкой, которая способствовала формированию почв. Под почвами иногда можно наблюдать ходы землероев (Мартынов В.А., 1961). Возможно, погребённые почвы свидетельствуют не о смене водной седиментации субаэральной обстановкой (трудно представить исчезновение рек), а о плановом смещении русел и формировании почв на осушенных участках.

Повсеместно отложения раннего неогена имеют континентальное происхождение. Попытка представить миоценовые отложения аральской свиты как морские (Кошелев П.Я., Михайлов Б.М., 1960) не была поддержана.

*Павлодарскую свиту* (верхний миоцен – нижний-средний плиоцен) слагают тёмно-серые и коричневатые-серые алевритовые глины с карбонатно-кальцевыми желваками, железисто-марганцевистыми бобовинами и местами с многочисленными друзами гипса. Встречаются линзы и прослои песков мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Обычны погребённые глинистые почвы тёмно-серого цвета. Песчаность отложений свиты в Павлодарском Прииртышье убывает в северном и северо-восточном направлениях. В южной же части граница аральской и павлодарской свит чёткая, иногда несёт следы размыва. На

границе размыва в основании павлодарской свиты наблюдаются окатыши зелёных глин аральской свиты (Антыпко Б.Е., 1957). В стратотипе свиты (берег Иртыша у Павлодара) в красных глинах обнаружена фауна крупных позвоночных («гиппарионовая фауна»), тщательно изученная Ю.А. Орловым (1937). Отложения аральской и павлодарской свит объединяются в бурлинскую серию.

Породы аральской и павлодарской свит в непосредственной близости от областей питания имеют делювиально-пролювиальное происхождение. С удалением от областей сноса осадконакопление происходило в обширных пресноводных водоёмах на огромной площади Северного Казахстана и Западной Сибири от Тобола до предгорий Алтая. В стратотипе (район Павлодара) свита состоит из русловых песков, залегающих на глинах аральской свиты. Характер осадков указывает на функционирование быстротекущей реки (Никифорова К.В., 1953). Далее на север, в Омском Прииртышье у пос. Горский Лог и дер. Лежанка, отложения, синхронные павлодарской свите, имеют существенно песчаный состав и мощность более 30 м (Мартынов В.А., 1961а). В ряде случаев отмечен взаимопереход аральской и таволжанской свит, что определяет нижне-среднемиоценовый возраст последней. Подтверждается это и многими спорово-пыльцевыми анализами и взаимоотношением её с палеонтологически охарактеризованными породами позднего олигоцена (в подошве) и миоплиоценовой павлодарской свитой (в кровле).

*Таволжанская свита* – это фациальный аналог аральской. Если последняя преимущественно имеет глинистый состав с примесью грубообломочного пролювиального материала вблизи выходов коренных пород, то таволжанская слагается в основном песками (в предгорьях Алтая – с гравийниками и галечниками в основании). Свита имеет аллювиальное происхождение и залегает с размывом на олигоценовых и более древних отложениях, хотя в центральной части низменности она, похоже, продолжает позднеолигоценовый цикл седиментации.

**На севере Западной Сибири** неоген (поздний?) был отмечен регрессией Полярного моря, возможно, максимальной за весь кайнозой. Устья рек, впадавших в море, мигрировали вслед за отступающей береговой линией, вырабатывая на осушавшемся дне довольно глубокие долины.

Подводные долины Карского моря принадлежат к нескольким древним бассейнам. Бассейн Оби занимает западное положение. В эпоху максимальной регрессии Обь выходила в Байдарацкую губу и далее – в Югорскую впадину, современный Новоземельский жёлоб, после которого впадает в западный «залив» жёлоба Св. Анны. Возможно, этой системе Оби (Обь – Байдарацкая губа) принадлежит крупная, глубоко (до отметки

260 м ниже ур. м.) врезанная долина на юге Ямала (выявлена по данным бурения). В последнюю регрессию долина Оби занимала известное ныне положение в одноименной губе. Полуостров Ямал представляет собой крупную дельту, созданную Обью.

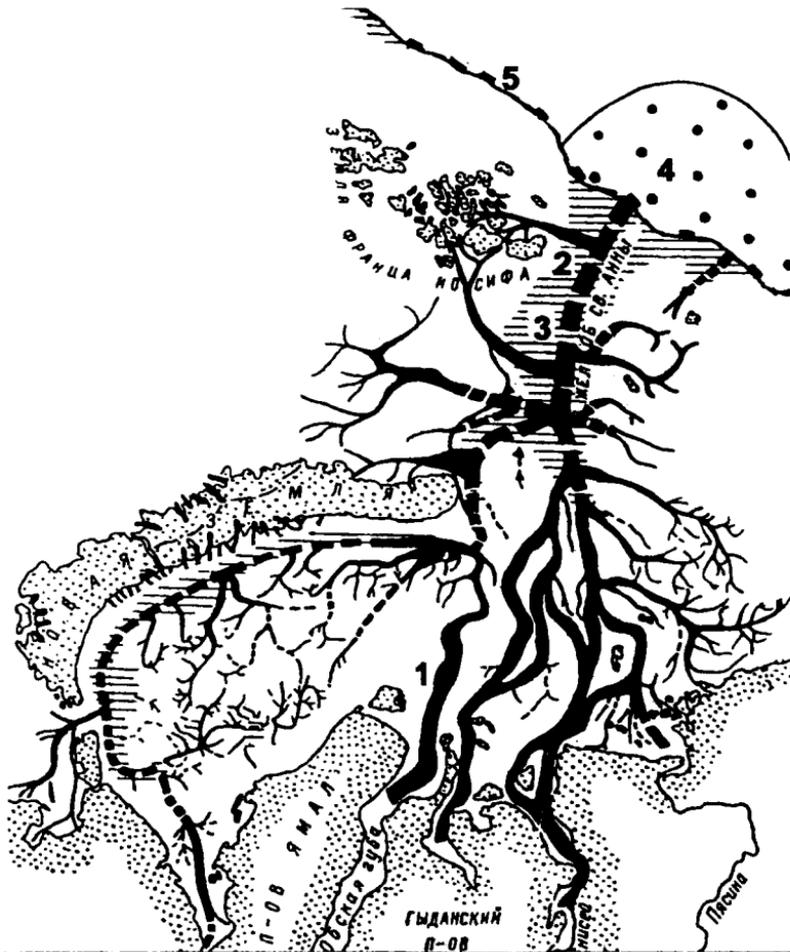


Рис. 25. Подводные долины на шельфе Карского моря в эпоху максимальной регрессии (по: А.Н. Ласточкин, 1977)

1 – подводные долины на шельфе; 2 – то же предполагаемые; 3 – внутренние и окраинные озёра и заливы; 4 – конус выноса на континентальном склоне; 5 – бровка шельфа

К востоку от Оби расположен бассейн р. Гыда. Самостоятельная гидрографическая система, включающая водосборную площадь Надыма, Пура и Таза, была создана ещё в эпоху максимальной регрессии.

А.Н. Ласточкин (1977) проследил подводные речные долины и дельты в пределах заполярного шельфа Западной Сибири. Древние долины, вложенные в устья-эстуарии Оби, Гыды, Енисея, сложились в единую систему, которая освоила желоб Св. Анны. На подводном континентальном склоне они образовали единый конус выноса, расположенный на широте архипелага Шпицберген, несколько восточнее его (рис. 25).

Изображённые на рис. 25 примеры бифуркации подводных долин многих рек, очевидно, можно объяснить их разновозрастностью и некоторыми перестройками древней гидросети. Так, подводная долина, вложенная в нынешнее устье Енисея, не является неогеновой: в низовье Енисея нет неогеновых отложений вообще. В районе Усть-Порта узкую переуглублённую долину выполняют валунно-галечные отложения, которые, по мнению В.Н. Сакса (1951), являются перемытой «миндельской» мореной.

Пучок подводных долин вложен в жёлоб Св. Анны (на нынешнем шельфе). В эпоху максимальной регрессии Енисей включал бассейны Пясины и своих нижних притоков.

**Чулымо-Енисейская впадина.** Миоценовые отложения кирнаевской свиты хорошо представлены в Кемском прогибе, где они образуют непрерывную полосу вдоль правого берега р. Кемь. По описанию С.А. Архипова и И.А. Кульковой (1965), это толща галечника мощностью до 40 м с прослоями гравелистых и глинистых мелкозернистых песков. Литологически миоценовые отложения сходны с породами бельской свиты (нижний-средний олигоцен), но кирнаевские сложены более мелким и лучше окатанным галечником с большей степенью сортировки и почти не содержат валунов. Петрографический состав галечников кирнаевской и бельской свит сходен, но кирнаевские менее выветрелы и ожелезнены. В кирнаевской свите нет скоплений минерализованных древесных остатков, а также значительных глинистых пачек озёрного происхождения.

Реликты миоценовых речных долин известны вдоль современной долины Енисея, где они образуют придолинные террасовидные поверхности (педипланы) с относительной высотой 80–100 м (в Казачинском грабене) и 120–150 м у Красноярска. Эти поверхности известны как VII и VIII (торгашенская) надпойменные террасы Енисея. Миоценовая долина хорошо выражена в современном рельефе вдоль северо-западного крыла Казачинского грабена. Далее к югу фрагменты миоценовой долины известны в левобережье Енисея до Красноярска.

По периферии впадин и особенно вблизи горных сооружений миоценовые долины глубоко врезаны, галечники кирнаевской свиты прислонены к толще отложений бельской свиты. Это указывает на врезание миоценовых рек как реакцию на тектонические движения на рубеже олигоцена и миоцена.

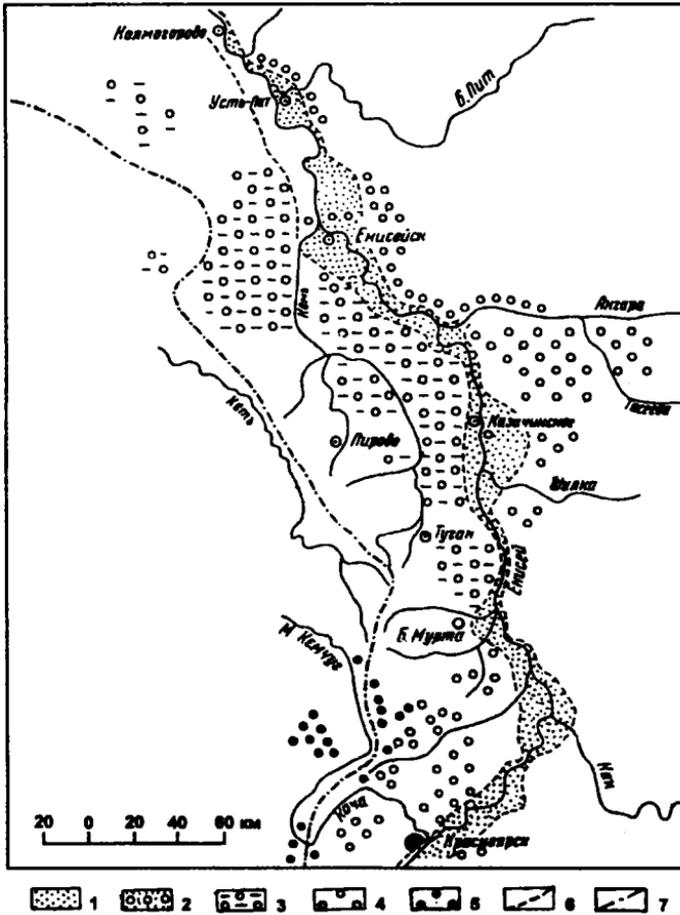


Рис. 26. Галечники в Приенисейском районе (Горшков Г.С., 1961).

1 – аллювий Енисея; 2 – галечники верхнего палеогена-неогена под аллювием Енисея; 3 – то же под озёрно-аллювиальными суглинками; 4 – то же на между-речьях; 5 – позднепалеогеновые (?) галечники на Обь-Енисейском водоразделе; 6 – граница долины Енисея; 7 – линия Обь-Енисейского водораздела

Галечниковые отложения неогена с олигоценовыми морфологически образуют одну или несколько сближенных внутренних дельт, образованных реками при выходе их на равнину. Такими реками могли быть Верхний Енисей, Ангара, Кан, Мана, Сисим и др.

В Кемской впадине и долине Енисея к фрагментам миоценовых долин приурочены красноцветные глины мощностью 8–11 м, залегающие на песках и галечниках миоцена. Глины буровато-коричневые, кирпично-красные, жирные на ощупь. Иногда содержат мелкую гальку и гравий. Часты карбонатные конкреции, но сами глины некарбонатны. Характерно присутствие монтмориллонита. Это аналог павлодарской свиты Северного Казахстана.

Залегающая выше сероцветная пачка мощностью 8 м (конец плиоцена – начало четвертичного периода) складывается переслаивающимися алевритистыми глинами, известковистыми суглинками с прослоечками и линзочками тонкозернистого песка (аналог кочковской свиты Предалтая).

Аллювиальные осадки условно неогенового возраста обнаружены в хр. Западный Танну-Ола (верховья р. Эзерлиг). Представлены они переслаиванием светло-жёлтых и серых песчаных супесей с прослоями глин. Залегают на коре выветривания палеозойских пород (Раковец О.А., 1979). Палеонтологические остатки не найдены.

**Предалтай.** В предгорьях Алтая, на Салаире и в Юго-Западном Присалаирье, в Неня-Чумышском грабене (впадине) почти повсеместно распространены породы аральской свиты. Свита имеет удивительно однообразный состав.

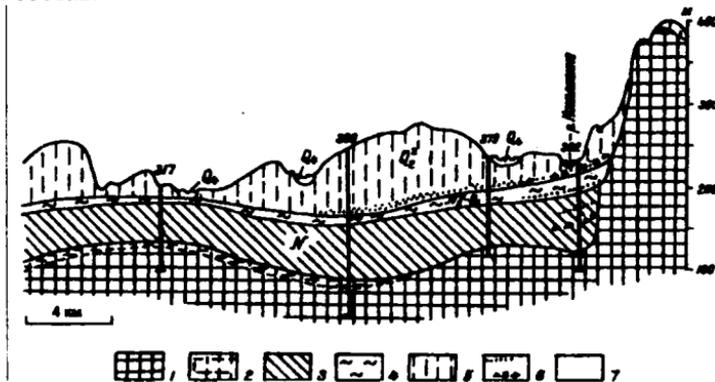


Рис. 27. Соотношение рыхлых отложений в Предгорьях Алтая.

1 – палеозойские породы; 2 – кора выветривания; 3 – глины красноцветные (аральская свита); 4 – глины бурые и серые; 5 – лёссовидные суглинки; 6 – песок и щебень; 7 – современный аллювий

Слагается свита преимущественно монтмориллонитовыми глинами светло-зелёного цвета. Нередко ярко-красные маловодные окислы железа придают глинам пятнистую расцветку. Обычны известковистые конкреции и друзы гипса.

Вблизи выходов коренных пород глины засорены щебёнкой, что позволяет видеть в них делювиальные и пролювиальные образования. Аральская свита в предгорьях Алтая образует субширотную полосу шириной до 25 км (рис. 27). Здесь она оформляет склоны многочисленных останцов и выполняет различного рода депрессии

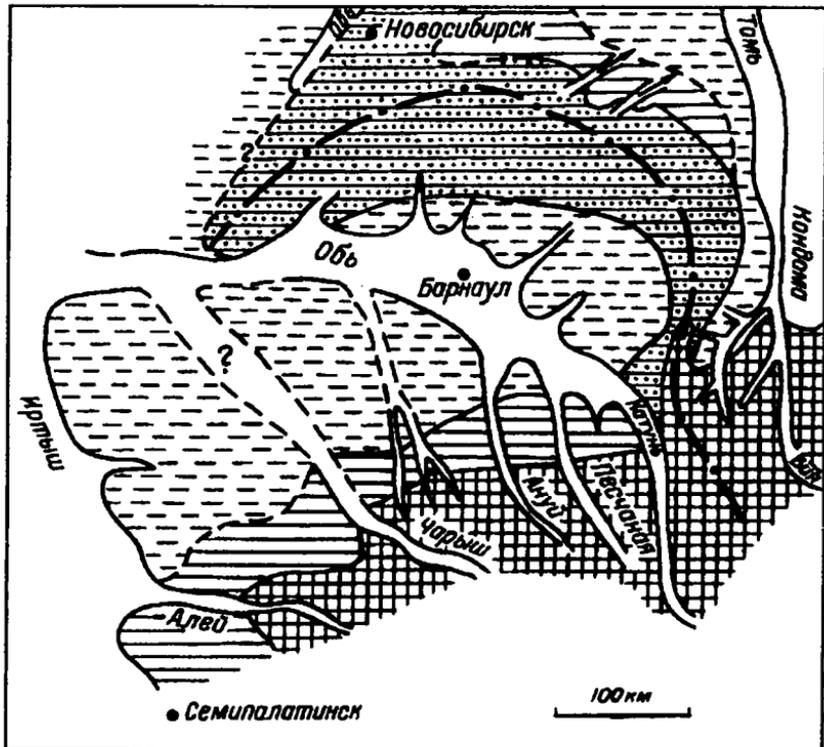


Рис. 28. Раннемиоценовая гидросеть Предалтая.

1 – горный рельеф Алтая; 2 – Салаирский кряж; 3 – предгорный педиплен;  
4 – аккумулятивная равнина; 5 – речные долины; 6 – водораздел

Отложения свиты практически не содержат органических остатков. Лишь в одном случае (скв. 475 в долине р. Порозиха) обнаружены обломки перламутровых раковин (*Unio* sp.?).

В центральной части Бийско-Барнаульской впадины распространены отложения таволжанской свиты, существенно отличающейся от аральской. Свита слагается глинами и полимиктовыми песками. В основании свиты пески, как правило, грубозернистые, содержат зёрна гравия и гальку. Состав галечника пёстрый. Наряду с химически устойчивыми породами (кварц, кварцит, кремень) присутствуют и легко выветриваемые (туфопесчаник, порфириды, кварцевые порфиры, глинистые сланцы и др.). Глины светло-зелёные, гидрослюдистые, иногда с монтмориллонитом, бескарбонатные (не вскипают с кислотой), но содержат многочисленные плотные и рыхлые карбонатные конкреции. По речным долинам таволжанская свита заходит в горы.

Миоцен-плиоценовая история Предалтая в деталях неясна. Похоже, верхние горизонты аральской и таволжанской свит формировались и в плиоцене (исключая верхний отдел).

Неогеновое поднятие Алтая и Салаира способствовало дальнейшему формированию новой и усложнению древней (олигоценовой) гидросети. Главной водной артерией являлась магистраль Катунь-Обь (верхняя), которая впадала в систему Иртыша где-то в районе Павлодара. В неогене возникли рр. Алей (верхнее течение), который не был связан с системой Катунь-Обь, но также относился к системе Иртыша: древняя долина Алея, заполненная гравийно-галечниковыми отложениями, вскрыта буровыми скважинами западнее Рубцовска (Девяткин Е.В., 1965, с. 207). В Обь слева впадали молодые реки Чарыш, Ануй, Песчаная. Погребённый аллювий Ануя был вскрыт скважиной под Кольванским увалом. Можно полагать, что и с Салаира стекали в Обь речки, размер которых был, однако небольшим вследствие малой площади водосбора.

Восточнее Обского бассейна в меридиональном направлении продолжала функционировать система, которая включала участки Томи, Кондомы, Бии и Чулышмана. Эта система была заложена в среднем-верхнем олигоцене, возможно, раньше. Наиболее крупными притоками её были правые.

**Алтай.** Неогеновые отложения Алтая известны как кошагачская (нижний миоцен) и туерыкская (миоцен-плиоцен) свиты, подробно изученные Е.В. Девяткиным (1965).

*Кошагачская свита* встречается во всех крупных межгорных котловинах Юго-Восточного Алтая. Представлена коричневато-серыми и светлыми глинами, гравелистыми песками и алевритами с прослоями бурых

углей и, местами, с горизонтами сидеритовых конкреций. В центральной части котловин мощность свиты достигает 200–350 м. По периферии котловин мощность угленосных отложений уменьшается, и они приобретают более грубый состав. Кошагачская свита перекрывает карачумскую (верхний олигоцен) или залегает на палеозойских породах. В правобережье р. Чаган-Узун в основании кошагачской свиты наблюдается базальный галечник, который перекрывает пестроцветные отложения карачумской свиты. Местами галечниковый горизонт исчезает, карачумская свита постепенно сменяется кошагачской (Девяткин Е.В. 1965).

По мнению Е.В. Девяткина (с. 34), это отложения озёрно-болотного и озёрно-речного типа, которые накапливались в условиях слабо дренируемой котловины. Ритмичное построение пачек (гравий и алеврит – глина – лигнит или бурый уголь) отмечает смене русловых → пойменных → старично-озёрных фаций. Центральная часть впадин, если судить по Чуйской, является безугольной. По-видимому, эта часть была занята магистральным водотоком, режим которого не благоприятствовал образованию здесь болот. Заболачивание происходило по периферии котловин (эффект притеррасной речки?).

*Туерькская свита* (миоцен–плиоцен) завершает разрез неогеновых отложений в котловинах Алтая. Распространена только в Чуйской и Курайской котловинах (Девяткин Е.В., 1965). Это обычно светло-голубоватые и светло-серые карбонатные глины с линзами мергелей и известняков. Слабо дислоцированные отложения туерькской свиты с размывом перекрываются горизонтально залегающими «гобийскими» мелкими галечниками (эоплейстоцен).

До сих пор не был решён вопрос о возможной связи озёр межгорных котловин с речными системами Предалтая в олигоцене и неогене. Трудно себе представить, что миллионы лет водоёмы межгорных котловин Алтая были бессточными. Однако до сих пор неизвестны следы древней речной сети на пространстве от горных озёр до «залива» Обь-Чумышской впадины, где в олигоцене и неогене явственны следы крупной транзитной реки, питаемой водами Алтая.

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

Нижняя граница четвертичной системы до сих пор является проблематичной. Одной из причин этого можно считать постепенность смены природной обстановки от миоцена к четвертичному периоду, что выразилось в особенностях седиментации этого переходного времени. В стратиграфии это отразилось в выделении переходной позднеплиоценовой–раннечетвертичной седиментации как, например, выделение в Бийско-Барнаульской впадине кочковской свиты с возрастным индексом  $N_2^3 - Q_1$ . В отношении гидрографии можно сказать, что реки в четвертичное время продолжают тенденции развития речной сети поздненеогенового времени. В климатическом отношении отмечается прогрессирующее похолодание («миндельское»), которое могло привести к возникновению горнодолинного оледенения Урала. Однако, геолого-геоморфологические признаки раннечетвертичного оледенения очень бедны и в той или иной мере спорны. С.Б. Шацкий в своё время выделил в бассейне р. Демьянка, правого притока нижней Оби, отложения, которые, по его мнению, являются следами первого – демьянского («миндельского») оледенения Западной Сибири. И Ю.Ф. Захаров (1965) был убеждён в оледенении северо-запада Западной Сибири в раннечетвертичное время. По его мнению, первое, досамаровское оледенение было маломощным, льды заполняли депрессии дочетвертичного рельефа, ледниковые отложения прослеживаются только буровыми скважинами в долинах Оби, Казыма, Северной Сосьвы. Мощность морены достигает 60–70 м в глубоких впадинах долины Оби. В долине Северной Сосьвы она уменьшается от 50 до 10 м. Ю.Ф. Захаров выделил моренные отложения в шайтанскую свиту, раннечетвертичный возраст которой определяется по положению в основании разреза четвертичных отложений и перекрытию явно межледниковыми морскими и эстуарными осадками. Если на восточном склоне Северного Урала и были ледники, то вряд ли они спустились в низменность, и мала вероятность достижение ими р. Демьянки.

Досамаровское похолодание по материалам приенисейской части допущалось С.А. Архиповым и О.В. Матвеевой (1964) и др. исследователями.

В.В. Вдовин (1970, с. 115) считал, что более явные следы «миндельского» оледенения имеются на нижнем Енисее, на Оби же они более спорны.

Существует немало схем деления четвертичного периода. Все они базируются на выделении ледниковых и межледниковых эпох (см. обзор: Лукашѳв К.И., 1971). Исчисление длительности эпох всегда было затруднительно как с методической стороны, так и в связи некоторой асинхронностью событий в разных регионах планеты. В.А. Зубаков (1986) предложил следующую усреднённо-планетарную периодизацию эпох ледниковых и межледниковых (тыс. лет)<sup>1</sup>:

*поздний плейстоцен* (245–13):

«поздний вюрм» [сартанское ледниковье] 13–40,

«средний вюрм» [каргинское межледниковье] 40–62,

«ранний вюрм» [зырянское ледниковье] 62–115,

«поздний ресс-вюрм» [казанцевское межледниковье] 117–127 (170?),

«ресс-вюрм» (варгинский) [тазовское ледниковье] 127–190,

«ресс-вюрм» (ранний) [мессовско-ширтинское межледниковье] 190–245;

*средний плейстоцен* (245–585):

«ресс» [самаровское ледниковье] 245–350,

«миндель-ресс» [тобольское межледниковье] 350–585;

*ранний плейстоцен*: (1170–580):

«миндель» [демянское/шайтанское ледниковье] 585–760,

«гюнц-миндель» 760–1000 [нет],

«гюнц» 1000–1170 млн лет [нет].

И.К. Иванова (1968) предложила следующую длительность эпох, существенно отличающуюся от периодизации В.А. Зубакова (тыс. лет):

*голоцен* (0–10);

*плейстоцен*:

верхний – вюрм (10–70), ресс-вюрм (70–120),

средний – ресс (120–200), миндель-ресс (200–350),

нижний – миндель (350–500), гюнц-миндель (500–600);

*эоплейстоцен*:

верхний – гюнц (600–1000),

нижний – дунай? (1000–2500).

Ниже нами принята первая схема деления четвертичного периода, широко пользующаяся в практической геологии, но мессовско-ширтинское

---

<sup>1</sup> В квадратных скобках нами указаны соответствующие подразделения западно-сибирской шкалы.

межледниковье и тазовское ледниковье выведены из верхнего плейстоцена и включены в средний плейстоцен, как это принято у большинства геологов-четвертичников Сибири. Однако приведённые В.А. Зубаковым возрастные рубежи не поддерживаются некоторыми исследователями, которые считают их чрезмерно удреждёнными.

**Ранний плейстоцен.** Отложения этого времени в Западной Сибири с трудом вычлениаются из рыхлой толщи. В самых северных районах Западной Сибири нижнечетвертичные отложения полульской свиты (толщи) представлены морскими, ледово-морскими и ледниково-морскими осадками (Захаров Ю.Ф., 1965). По нижней Оби, Северной Сосьве, Ляпину и Казыму к нижнечетвертичным отложениям относятся суглинки, супеси, реже пески с гравием и галькой уральских пород, объединяемые Ю.Ф. Захаровым в шайтанскую свиту.

Отложения шайтанской свиты скважинами обнаружены в долине Оби от с. Перегребное до с. Мужы, а также по всей долине р. Казым и в долине Северной Сосьвы. Мощность отложений свиты 20–40 м, во впадинах по нижней Оби она увеличивается до 60–70 м, на межречных пространствах осадки неизвестны. Возможно, в верховьях рек, стекавших с Урала, были долинныя ледники. Отложения шайтанской свиты выполняют переуглублённые долины. В.А. Лидер (1965) древнейшие, «миндельские» слои песчаного, песчано-гравелистого состава с галечником, наоборот, выводит на дневную поверхность (у Тобольска на 35–40 м выше уровня реки), объясняя это проявлением неотектоники.

Г.Ф. Лунгерсгаузен (1955, с. 57) был убеждён в существовании предмаксимального оледенения, хотя бы в северном Зауралье и, возможно, по нижней Оби. Древнейшие моренные отложения, по его мнению, заполняют погребённые долины рр. Сев. Сосьва, Вогулка. Морены имеют тёмный, во влажном состоянии почти чёрный цвет, напоминающий окраску палеоценовых глин. Встречаются переотложенные палеоценовые диатомовые. Глины насыщены валунами, обломками и крупными отторженцами палеоценовых глин, опок. Ледник, видимо, сдвигал поверхностный слой палеоценовых морских отложений, передвигаясь по равнине. С приближением ледника к глубоко врезанным долинам и заполнении их ледник вызывал обрушение берегов. В связи с этим моренные накопления приобретали здесь характер локальной фации («моренный свал»).

Нами в 1949 г. детально описаны своеобразные четвертичные отложения на 44-метровом останце третичных пород на правом берегу Тобола у с. Липовского (рис. 29). Останец сложен озерными и речными породами (кварцевые пески, суглино-супеси, глины) миоценового (Бер А.Г., 1938) или верхнеолигоценного (Волкова В.С., 1966) возраста.

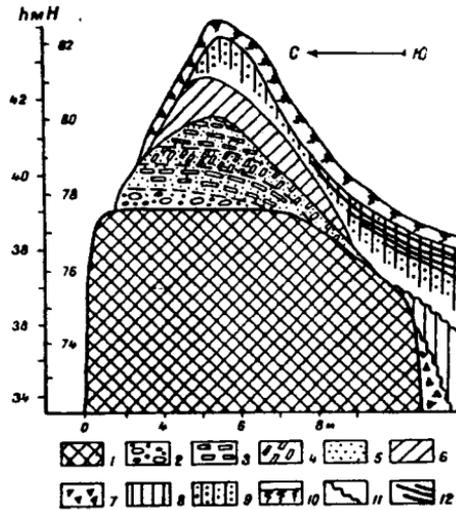


Рис. 29. Разрез четвертичных отложений на вершине останца  
у с. Липовское на Тоболе

1 – третичные породы; 2 – песок с глинистыми окатышами, гравием и гальками кристаллических пород; 3 – горизонтально расположенные обломки третичных пород; 4 – диагонально расположенные обломки третичных пород; 5 – песок кварцевый; 6 – суглинок лёссовидный; 7 – осыпь из обломков третичных пород; 8 – суглинок буровато-жёлтый; 9 – лёссовидная супесь; 10 – почва подзолистая; 11 – гумус перемытый; 12 – горизонты ортштейна (ожелезнение)

На вершине останца (39 м над рекой и 77,5 м над уровнем моря), ширина которого составила всего 10 м, залегает своеобразный горизонт мощностью 2,8 м.

Горизонт имеет следующее строение (снизу):

1. Песок кварцевый. Мощность 0,2 м
2. Песчано-гравийно-галечниковый горизонт. Песок кварцевый, крупно- и мелкозернистый. Содержит: а) глинистые окатыши («галки») диаметром до 6 см плотной серой и зеленоватой глины, параллельно слоистой за счёт зёрен пылевидного кварца на плоскостях напластования, б) галька хорошо окатанная, размером до 1,5 см, кварцевая (резко преобладает) и тёмных эффузивных пород, в) гравий, существенно кварцевый. Мощность 0,25 м.
3. Песок кварцевый горизонтально слоистый за счёт прослоек остроугольных кусочков плотной глины («обломочная» глина). Мощность 0,7 м.
4. Глина «обломочная», горизонтальнослоистая. Мощность 0,1 м.
5. Песок кварцевый среднезернистый, диагональнослоистый за счёт прослоек «обломочной» глины, имеющих падение на север. Мощность 0,15 м.

6. Переслаивание «обломочных» глин с перекрестнослоистыми кварцевыми песками. Мощность 0,85 м.

7. То же с горизонтальной слоистостью. Мощность 0,15 м.

8. Глина серая, отмученная с двумя маломощными прослойками кварцевого песка. Мощность 0,4 м.

Выше залегает суглинок лёссовидный, светло-серый, неслоистый, карбонатный с вертикальной отдельностью (1 м), переходящий вверх по разрезу в супесь лёссовидную. Положение обломочной пачки между третичными отложениями и лёссовидными суглинкам позволяет (условно!) датировать её раннечетвертичным временем. Пачка рассматривается как русловая фацция с близким расположением берега, сложенного третичными породами (туртасская свита позднего олигоцена?). При размыве берега в русло поступал обвалный материал. Описанный разрез коррелируется с подобными разрезами по Иртышу (Лидер В.А., 1965).

Тальвег древней долины, выработанной в третичных отложениях, по отношению к уровню моря понижается в северном направлении (м): Колтырма около 80, Скородум-Казаково 70–70, Салы 70, Тобольско-Якуши 60–70, Защитино 64, Надцы 50, Миссия 40–45, Черный Яр 33, Горная Суббота 27–28 (Волкова В.С., Панова Л.А., 1964).

В восточной части Западной Сибири (район Усть-Порта) нижнечетвертичные ледниковые («миндель») отложения выполняют узкую (200–300 м) долину северо-западного простираения (Сакс В.Н., 1951). Представлены валунным галечником мощностью до 12 м (перемык древней морены). Более широкая (2–3 км) погребённая долина обнаружена в районе р. Сухая Дудинка (Сухорукова С.С., 1975).

Выше по Енисею, от Туруханска до Подкаменной Тунгуски, как показали исследования (Архипов С.А., 1960; Архипов С.А. и др., 1961; Зубаков В.А., 1961б), досамаровские отложения выполняют погребённые каньоны (грабены) и имеют аллювиальное происхождение (пески, галечник, хорошая окатанность и сортировка, косая слоистость). Отложения погружены примерно на 200 м ниже уровня моря. В долине Енисея они залегают на отметках 240–230 (р. Турухан), 200–180 м (р. Елогуй) ниже уровня моря. В обнажении «Голой Яр» по Нижней Тунгуске они залегают на отметках 30–40 м выше уровня моря (результат более позднего поднятия Средне-Сибирского плоскогорья).

Формирование переуглубленных долин вызвано общим поднятием Западной Сибири, особенно значительным в периферийных горах. В частности, В.П. Нехорошев (1959, с. 132) считал, что на Алтае «Тектонические движения конца плиоцена – начала плейстоцена... были, по видимому, наиболее интенсивными из всех проявившихся в кайнозое».

**Средний плейстоцен.** Намечаются существенные различия в палеогеографии Сибири раннего этапа среднего плейстоцена (тобольское время) и среднего (самаровско-мессовско-ширтинско-тазовское время), объединяющего события максимальной, самаровской холодной стадии, мессовско-ширтинское тёплой стадии и стадии тазовского похолодания.

**Тобольское время ( $Q_2^1$ ).** Начало среднечетвертичного времени знаменует завершение важного этапа в эволюции речной сети Западной Сибири. К этому времени в Западной Сибири была сформирована речная сеть, длительно, со среднего олигоцена, развивавшаяся в континентальных условиях. В неё были включены реки, эволюционировавшие с триаса (юры?) по периферии Западно-Сибирской синеклизы, и более молодые реки, развивавшиеся после ухода раннеолигоценового моря.

Тобольский горизонт, как самостоятельная стратиграфическая единица, впервые был выделен С.Б. Шацким в 1953 г. (Шацкий С.Б., 1956). Он объединяет несколько синхронных свит. Ранее отложения описал Н.К. Высоцкий (1896) как доледниковые речные отложения, которые В.Н. Сукачёв (1935) выделил как свиту «диагональных песков» флювиогляциального происхождения, затем признал их речное происхождение. В Верхнем Приобье они (предсамаровские диагональные пески) были выделены М.П. Нагорским (1941) как барнаульская свита, но отложения свиты здесь не выходят на дневную поверхность (они известны только по буровым скважинам). Было предложено (Николаев В.А., Шумилова Е.В., 1962) толщу диагональных песков именовать скородумовской свитой по стратотипу у с. Скородумово в Тарско-Тобольском Прииртышье.

Тобольский горизонт повсеместно залегает с глубоким размывом на более древних отложениях. При этом очень редко отложения горизонта подстилаются нижнечетвертичными песками и галечниками, которые лишь местами сохранились от размыва (Шацкий С.Б., 1975, с. 18).

В Северном Зауралье древнюю («миндель») морену перекрывают алеврито-глинистые светло окрашенные отложения, содержащие растительные остатки. По мнению Ю.Ф. Захарова (1965), отложения накапливались в условиях мелководного спокойного бассейна типа эстуария, крупного залива, который доходил до широты пос. Октябрьский.

В составе Белогорского материка (между устьями рр. Иртыш и Казым) тобольские отложения выходят над урезом реки лишь в нескольких местах: с. Самарово, от устья Иртыша до с. Елизарово и выше р. Колтысьянка. Это супесчано-суглинистые и песчаные отложения, нередко в них присутствуют растительные остатки. В песчаных отложениях встречаются гальки и гравий. Иногда на контакте с перекрывающей мореной наблюдаются гляциальные деформации, обусловленные воздействием

ледника при его движении. У с. Перегребное скважинами под моренными отложениями вскрыта суглинисто-супесчаная толща, не пройденная на всю её мощность (забой скважин находится на глубине 30–40 м ниже уровня Оби). По мнению Г.И. Лазукова (1964), отложения тобольского горизонта здесь накапливались в долинах, подпруженных с севера водами трансгрессивного бассейна. Однако базальный горизонт показал их типично аллювиальное происхождение.

В северной части Обь-Иртышского междуречья аллювиальные отложения тобольского времени распространены на обширной площади и дают представление о мощной и полноводной речной системе, врезанной в озёрно-аллювиальную равнину предтобольского времени.

Подстиляется тобольский аллювий чаще всего позднечетвертичными озёрно-речными отложениями. Выходы типичного аллювия тобольского времени довольно многочисленны по берегам Оби выше устья Иртыша. В основании аллювия (15–17 м над уровнем реки) лежат русловые косослоистые грубозернистые полимиктовые или кварцевые пески, подстилаемые галечниками с мелкими валунами различного петрографического состава. Иногда встречается глиняная галька. Выше залегает фация русловых отмелей (средне- и мелкозернистые пески, переслаивающиеся с глинистыми песками, супесями и суглинками). Завершает разрез пойменный аллювий, представленный тёмно-серыми глинами и суглинками с тонкой волнистой или горизонтальной слоистостью. Мощность тобольских отложений не более 20 м.

Хорошо изучены ранне-среднечетвертичные отложения (тобольский горизонт) в окрестностях г. Тобольска. Здесь они повсеместно имеют чёткие границы с подстилающими раннечетвертичным («миндель») аллювием. Перекрываются озёрно-речными отложениями самаровского горизонта.

В нижнем течении Иртыша между Тобольском и Ханты-Мансийском слою тобольского горизонта («диагональные пески») изучены по правому берегу реки, известному как Тобольский материк. Песчаные отложения ранне-среднечетвертичной реки во внеледниковой зоне залегают на позднечетвертичных отложениях, в ледниковой – на нижнечетвертичных. Поверхность песков размыта, но чётко проявляется снижение её с удалением на север. Она залегает на отметках (м): Семейка 39,5, Чембакчино 35–45, Горная Суббота 42–52, Чёрный Яр 44, Демьянка 40, Кошелево 55, на участке Миссия 62–76. Севернее с. Семейка песчаные отложения уходят под уровень Иртыша. В районе Ханты-Мансийска они вскрываются скважинами на глубине 10 м ниже уровня Оби (Волкова В.С., Панова Л.А., 1964). Подтверждается это и более детальным профилем высоко-

го берега Иртыша по линии Тобольск – Сузгун – Надцы – Миссия – Горная Суббота – Горно-Филинское – Чембакчино – Семейка. В 60-метровом разрезе у Тобольской нефтебазы слои залегают в интервале 46–50 м над уровнем Иртыша, перекрывая аллювий «минделя», который имеет мощность всего 5 м (Лидер В.А., 1965). Нам представляется, что в этом разрезе «миндельских» отложений нет, так как между «минделем» и тобольским аллювием отсутствует базальный галечник. Галечник, показанный в основании «минделя» скорее всего и является базальным для тобольского аллювия. К тому же предтобольские отложения нигде на таких отметках над рекой не отмечены; они выполняют переуглублённые долины. У с. Демьянского в основании песков местами залегают галечники, в составе которых определены кварц, кварцит, диабазовый порфирит, гранит, эпидот-хлоритовый сланец, амфиболы, перидотит и габбро. Обычно галечники сцементированы песчано-железистым материалом. В составе таких конгломератов присутствуют гальки железистых песчаников, близкие по внешнему виду песчанникам верхнеолигоценовой чаграйской свиты Казахстана. Состав галечника указывает на Урал и Северный Казахстан как на источники сноса (Волкова В.С., Панова Л.А., 1964).

В Среднем Приобье («стрелки» рр. Обь и Чая, Обь и Вах) отложения тобольского горизонта изучал А.А. Земцов (1975). По его данным, залегают эти отложения на размытой поверхности новомихайловской свиты среднего олигоцена, очень редко на нижнечетвертичных песках и галечниках. В основании отложений тобольского горизонта залегает русловый аллювий, представленный светло-серыми песками, местами гравелистыми, с редкими мелкими валунчиками, галькой кристаллических пород и окатышей олигоценых глин, обломками лигнитизированной древесины. Слоистость песков косая и линзовидная, обусловленная изменением гранулометрического состава и цвета. По плоскостям напластования обычны скопления фитодетрита. В составе галечников определены кварцит (преобладает), гранит катаклазированный, гранит двуслюдяной, роговообманковый гранит, гранит-порфир, гранодиорит, пегматит, гнейс биотитовый, порфирит, диабазовый порфирит, кварцевый диорит, роговик, туфобрекчии, сланцы метаморфические, песчаники, кварцевый порфир, кварц, сидерит, андезит, андезитовый порфирит, амфиболовый диабаз, плагиоклазовый порфирит, диорит, кварцевый монцонит, габбро.

Базальные галечники (размер галек не более 3 см) и гравелистые песчаные слои мощностью 3,5–4 м вскрыты скважинами по р. Чая. Выше залегают мелкозернистые пески (мощность 8–10 м), которые содержат маломощные илистые прослойки с обилием фитодетрита, куски древесины и целые стволы ели. Завершают разрез горизонтальнослоистые ста-

ричные иловатые суглинки сизовато-серого цвета с прослоями и линзами торфа. Общая мощность отложений тобольского горизонта достигает 40 м. Подошва отложений обычно залегает ниже уровня рек. По р. Чая кровля находится на отметке 80 м, подошва – 60 м, в низовье Васюгана соответственно 80 и 40 м. Петрографический состав галек и валунчиков свидетельствует о привносе их со стороны южносибирских гор. С этим можно согласиться. Галечник в базальном горизонте встречается только вблизи гор. Далее к северу они не прослеживаются: транспортирующая энергия иссякла в связи с уменьшением уклонов. Здесь распластанные речные потоки (великие прареки, по выражению А.А. Земцова, 1975, с. 17) формировали в Западной Сибири обширные долины (см. карту распространения отложений тобольского горизонта в статье: Шацкий С.Б., 1975, с. 6). В Чаинском Приобье базальный галечник в основании тобольского горизонта является продуктом перемыва раннечетвертичных галечников. Реки тобольского времени здесь прорезают раннечетвертичные ( $Q_1$ ) отложения на всю их мощность, тобольский аллювий ложится непосредственно на олигоценовые отложения (Шацкий С.Б., 1975, с. 6; Земцов А.А., 1975, с. 18). О глубоком размыве подстилающих отложений, в том числе и олигоценовых, свидетельствуют гальки сидерита и куски лигнитизированной древесины в тобольском аллювии.

На Обь-Вахской стрелке, в пределах древней ледниковой области, отложениям тобольского горизонта соответствует ларьякская свита. Свита залегает на размывтой поверхности каолинизированных песков олигоцена, перекрывается валунными суглинками и флювио-гляциальными песками эпохи самаровского оледенения. Ларьякская свита, представленная аллювиальными и озёрно-аллювиальными отложениями, выполняет глубоко врезуемые долины. В основании свиты, судя по материалам бурения, залегают маломощные галечники и крупнозернистые гравелистые пески с глинистыми окатышами, фитодетритом и обломками лигнитизированной древесины. Выше залегают пески средне- и мелкозернистые, диагонально-слоистые. Эти русловые отложения сменяются пойменными – мелкозернистыми горизонтально слоистыми песками, супесями с фитодетритом. Судя по минералогическому составу песков, толща формировалась при сносе терригенного материала ларьякской свиты мощной рекой с востока на запад (Земцов А.А., 1975, с. 25).

Интересующие нас отложения по среднему Иртышу от устья Ишима и до Павлодара (Ямышево, Караул) изучены Р.А. Зиновой и Р.А. Терещенко (1975). Ими выделены две генерации «диагональных песков», трудно различимые между собой. Но раннечетвертичная ( $Q_1$ ) всегда залегает выше уровня воды, тогда как ранне-среднечетвертичная ( $Q_2^1$ ) нередко

погружается под урез реки, что указывает на глубокий размыв, предшествующий накоплению указанной толщи. Последняя сложена разнозернистыми с примесью гальки и гравия песками, имеет косую слоистость. В обломочном материале преобладают кварц и кремнистые породы. Цвет пород серый, охристо-бурый до чёрного (за счёт примесей окислов железа и марганца). Встречаются маломощные (1 м) линзы и прослои голубовато-серого тонкослоистого алеврита, обломки карбонатных конкреций, глинистые окатыши, растительный детрит, кости млекопитающих сингильского (миндель-рисс) возраста, раковины моллюсков. Грубообломочный материал русловой фации вверх по разрезу постепенно сменяется голубовато-зелёными и слоистыми желтовато-серыми алевритами и суглинками. По плоскостям напластования обычна присыпка тонкого слюдистого песка, растительный детрит, охристо-ржавое ожелезнение. Р.А. Зинова и З.А. Терещенко считают алевриты и суглинки старично-озёрной фацией аллювия. Мощность ранне-среднечетвертичных отложений невелика – примерно 15 м.

В Верхнем Приобье отложения тобольского горизонта известны как монастырская свита (Адаменко О.М., 1963), выделенная по разрезу у пос. Монастырь, в 3 км восточнее Бийска. Верхняя часть свиты мощностью 5–10 м представлена желтовато-бурыми суглинками, постепенно сменяющимися вниз по разрезу тёмно-серыми суглинками и синевато-серыми илами, заметно гумусированными. Нижняя часть разреза наращивается скажиной, пробуренной на поверхности высокой террасы:

- 1) песок серовато-голубоватый, мелкозернистый, с растительным детритом и редкой мелкой галькой различных пород палеозоя (17,5 м);
- 2) гравийно-галечные отложения с примесью серого полимиктового песка, галька в основном окварцованных пород (14 м);
- 3) алеврит зеленовато-серый тонкослоистый (1 м);
- 4) гравийно-галечные отложения с примесью серого полимиктового песка; гальки и зёрна гравия хорошо окатаны (7 м).

Это типично аллювиальные отложения повышенной мощности с закономерным строением и сменой фаций по мощности и простиранию. В основании её залегает песчано-гравийно-валунный материал (русловая фация). Выше по разрезу грубообломочный материал сменяется более тонкообломочным и, наконец, илисто-суглинистыми осадками, отвечающим старичной и пойменной фациям. С удалением от Бийска на северо-запад в составе аллювия начинают преобладать пески с линзами илов и суглинков. Гравий и галечник встречаются реже. С обеих сторон в главную водную артерию впадали небольшие притоки, долины которых выполнены специфическим аллювием. Левобережные притоки в основании аллювия отложили маломощный горизонт перемытых известковистых

конкреций (заимствованы из неогеновых глин) и глинистых окатышей тех же глин. В базальном слое повсеместно присутствуют битые и целые раковины моллюсков, обломки древесины, кусочки древесной коры, мелкий растительный детрит. Долины салаирских притоков заполнены грубообломочным материалом местного происхождения. Обломки плохо окатаны и сортированы. Мощность отложений в главной реке составляет 40 м, иногда достигая 50–55 м. Нынешняя Обь наследует эту древнюю реку только до меридиана г. Камня-на-Оби. Далее древняя река текала на запад, где и впадала в древний Иртыш.

Начальная история изучения тобольского горизонта уходит в 30-е гг. прошлого столетия. В.Н. Сукачев (1932) описал от Тобольска до устья Иртыша береговые обрывы, в основании которых он выделил «диагональные пески», которые, по его мнению, были флювиогляциальными образованиями. Несколькими годами позже по другим разрезам (нижние слои Кривошеинского и Вискова яров на Оби) он пришёл к заключению, что это речные отложения. П.А. Никитин (1938, 1940), изучая семенную флору, разделил эти отложения на две толщи. Нижняя – «сизые суглинки» – это ледниковая муль, которая поступала от далеко расположенного миндельского ледника. Верхняя – «диагональные пески» с характерной семенной флорой – формировалась в эпоху миндель-рисского межледниковья в результате бурного таяния ледника. По мнению П.А. Никитина, руководящими формами флоры «диагональных песков» являются *Piceae obovata* Ldb, *Azolla interglacialica* Nikit., *Selaginella selaginoides* (L.) Link., *Najas flexilis* Willd., *Salvinia natans* All. Внешние очень характерные признаки толщ (крупная диагональная слоистость, свойственная аллювию русловой фации) буквально гипнотизировали исследователей. Внешнее сходство с этими толщами считалось достаточным для соответствующего датирования любых закисных (синеватых, зелёных) иловатых глин или диагонально слоистых песков. Однако позднейшие исследования показали, что флора «диагональных песков» имеет аналоги и в более поздних отложениях. Так, «диагональные пески» Красного яра на правом берегу Оби ниже Новосибирска считались чуть ли не стратотипом тобольского горизонта на юге Западной Сибири. Однако по радиоуглеродному анализу возраст определён всего лишь в  $27500 \pm 1200$  лет (СОАН-15) и  $29640 \pm 2750$  лет (СОАН-14).

В обнажении у с. Горная Суббота (низовье Иртыша) опробован погребённый торфяник мощностью 5 м, залегающий выше «диагональных песков» и отделённый от них толщей ленточных супесей эпохи максимального оледенения. В.П. Никитин из торфа извлек семена, руководящие для «диагональных песков» предсамаровского времени, что натолкнуло его на ошибочное заключение о дорисском возрасте торфяника.

Флора «диагональных песков» потеряла своё стратиграфическое значение отложения оказались молодыми (Волкова В.С., 1968; Архипов С.А., 1975). В.С. Волкова (1968, с. 30) писала по этому поводу: «...использовать руководящие виды флоры "диагональных песков" в целях определения возраста вмещающих пород следует исключительно осторожно. Эти виды встречаются в различных отложениях, занимающих разное стратиграфическое положение, поэтому сопоставление и выводы могут оказаться ошибочными».

Для отложений тобольского горизонта в бассейне Иртыша и Оби считается характерным комплекс пресноводных моллюсков, для которого наиболее представительны *Corbicula fluminalis* Müll., некоторые виды унионид и сибирских вальват. Бытовало мнение (Волкова В.С., 1962; Николаев В.А., 1964), что корбикулы не пережили самаровское похолодание, и являются руководящей формой для дорисса. Однако в бассейне Верхней Оби достоверно радиоуглеродным методом подтвержден верхнечетвертичный возраст унионид и корбикулид. Так, были найдены раковины этих пресноводных моллюсков в отложениях с возрастом:

14540±365 лет (СОАН-16) – базальный слой первой террасы с корбикулидами у с. Ануйское на р. Ануй (возраст определён по древесине);

33400±930 лет (СОАН-373) – базальный слой третьей надпойменной террасы р. Чарыш у совхоза Чарышский (возраст определен по раковинам корбикулид);

40000±500 лет (ГИН-419) – базальный слой 35-метровой террасы, общей для Оби, Ануя и Песчаной, у Камышинского отделения быв. совхоза «Алтай» (возраст определён по раковинам унионид).

Следовательно, раковины *Corbicula* sp. и *Unio* sp. не имеют стратиграфического значения, они являются сквозными для четвертичного периода, о чём мы уже неоднократно писали.

В паре с «диагональными песками» обычно рассматриваются и синие глины («сизые суглинки» В.Н. Сукачёва). Но проведённые В.А. Паньчевым (1971) радиоуглеродные датировки выходов «синих глин» Предалтая, ранее считавшихся досамаровскими (ранний и средний плейстоцен; Архипов С.А., 1975), показали их каргинский (верхнечетвертичный) возраст – 27500±1200 лет (СОАН-15). Синие глины известного разреза (см.: Нагорский М.П., 1941) у с. Бол. Речка на одноимённой реке, впадающей справа в Обь на территории Алтайского края, по древесине имеют дату 23300±200 лет (СОАН-39). О.М. Адаменко видел в этом разрезе стратотип большереченской свиты среднего плейстоцена, выделенной в 1960 г. П.Е. Казаковым

Довольно полный геологический материал по тобольскому времени позволил дать в общих чертах приемлемую реконструкцию гидросети

(Равнины и горы Сибири, 1975, с. 86 и сл.). Согласно этим реконструкциям, в тобольское время уже функционировали Иртыш, Енисей, Обь (по крайней мере, её верхнее течение. – А.М.), которые имели сток на север. Вдоль горного обрамления в пределах равнины реки имели большие скорости, чему способствовало интенсивное вздымание южной части Западной Сибири. У подножия гор формировались так называемые внутренние дельты галечникового состава, например, у выхода Катуня из гор.

В центральной, сниженной части Западно-Сибирской равнины, формировалась своеобразная лиманно-дельтовая система. Образование её обусловлено боковым блужданием русел и широким развитием озерных водоёмов в условиях высокого положения базиса эрозии (уровня моря Полярного моря) или (по нашему мнению) вследствие подпора Сибирскими увалами. В низовье современной Оби (несколько выше устья р. Казым) эстуарий был занят морскими водами.

**Самаровское время** ( $Q_2^{2-4}$ ). В широком понимании охватывает эпоху одноимённого оледенения ( $Q_2^2$ ), последующее мессовско-ширтинское межледниковье ( $Q_2^3$ ) и время тазовского оледенения ( $Q_2^4$ ). Последнее было выделено А.А. Земцовым и С.Б. Шацким (1959) как стадия самаровского оледенения. Позднее ранг тазовской стадии был повышен до уровня самостоятельного оледенения, с чем согласились и «первооткрыватели» тазовского события (Земцов А.А., Шацкий С.Б., 1961). Однако позже А.А. Земцов (1976) предпочёл называть среднечетвертичное оледенение максимальным с двумя стадиями – самаровской и тазовской. Г.И. Лазуков (1961) также высказывался против выделения тазовского оледенения как самостоятельного. В.А. Зубаков (1972, 1986) омолодил тазовское оледенение, рассматривая его как событие верхнего плейстоцена ( $Q_3^2$ ).

Для самаровской морены приенисейской части Западной Сибири (рр. Лебедь, Глотиха, Варламовка) термолюминесцентным анализом получены датировки (тыс. л.):  $301 \pm 35$ ,  $312 \pm 36$ ,  $276 \pm 27,5$  (Архипов С.А., Исаева Л.Л. и др., 1976, с. 9).

Важнейшей проблемой истории Западной Сибири в эпоху максимального оледенения является проблемы стока речных вод. Если на севере низменности сплошной ледник перекрывал путь водам Енисея и Оби, то встаёт вопрос, куда они девались? Сбрасывались в Приаральскую низменность через Тургайский прогиб, как это предполагали С.А. Архипов, В.И. Астахов, Г.Е. Быков, А.П. Сигов и др.? Свободно изливались в Ледовитый океан через «ворота» между ледниками (В.А. Зубаков, Лазуков Г.И., А.И. Попов, Я.С. Эдельштейн и др.)? Ледники были разновременными и речные воды обходили ледниковые языки то с востока (уральский), то с запада (среднесибирский), как это предполагал

Н.А. Нагинский? Воды текли на север через ледник (В.А. Обручев), через трещины в зоне ледоломов (С.А. Архипов, С.А. Стрелков) или под льдом (В.Н. Сакс)?

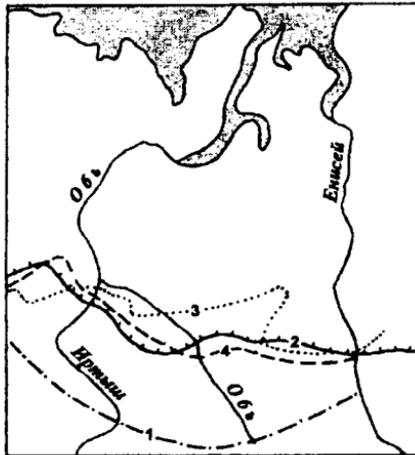


Рис. 30. Южная граница максимального оледенения

Источники: 1 – В.И. Орлов (1959); 2 – Карта четвертичных отложений СССР масштаба 1: 5 000 000 (1959); 3 – В.В. Фениксова (1966); 4 – С.А. Стрелков и др. (1965)

Самым примечательным событием среднего плейстоцена является формирование ледников в максимальную стадию их развития и трансгрессия Полярного моря. Обычно принято считать, что регрессия мирового океана приурочена к эпохам оледенения (Загорская Н.Г., 1961; Зубаков В.А., 1961). Но на севере Западной Сибири ледниковье ознаменовалось тектоническим погружением, что вызвало трансгрессию Полярного моря (среднечетвертичная ямальская трансгрессия). Образовавшийся залив этого моря был мелководным, глубина не превышала нескольких десятков метров (Попов А.И., 1959).

Ямальская трансгрессия (=санчуговская, =санчуговско-салемальская) примерно во время своего максимума занимала огромную (до Сибирских увалов) территорию Западной Сибири, а уровень моря превышал современный на 100 м (Жоротаев В.Н., 1991). Супесчано-суглинистые осадки мощностью до 350 м заполнили речные долины, выработанные в неогене и предледниковое время, когда уровень моря располагался ниже современного на 300–350 м, а шельф Карского моря представлял собой интенсивно расчленённую денудационную равнину.

**Верхнечетвертичное время ( $Q_3$ ).** Послеямальская кратковременная регрессия (предказанцевская) сменилась вновь незначительной трансгрессией, которая не проявила чётких связей с зырянским и сартанским оледенениями (Лазуков Г.И., 1975). По-видимому, ямальская трансгрессия имеет тектоническую природу.

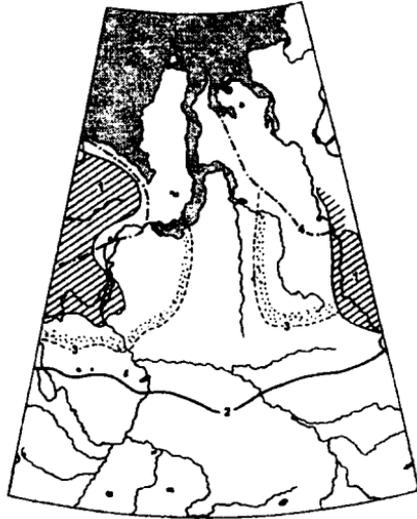


Рис. 31. Границы ледниковых покровов на севере Западной Сибири (Земцов А.А., 1976): 1 – демьянского; 2 – самаровского; 3 – тазовского; 4 – зырянского

**Север Западной Сибири.** В верхнем плейстоцене уровень моря неоднократно опускался ниже современного, что и определило неустойчивость береговой линии и положения устьев крупных рек.

Наиболее значительным (20–30 м ниже современного) было понижение в начале верхнего плейстоцена. В каргинское межледниковье уровень моря был выше современного на такую же величину. Быстрый подъём уровня моря начался 19–18 тыс. лет назад и имеет, возможно, эвстатическое происхождение.

В верхнем плейстоцене отмечено развитие небольших ледниковых покровов, как на северо-востоке, так и северо-западе Западной Сибири.

На северо-востоке зырянский ледник ( $Q_3^2$ ) покрывал северную часть Енисей-Тазовского междуречья, бассейны рр. Малой и Большой Хеты и восточную часть Гыданского полуострова (Земцов А.А., 1967). Здесь в рельефе прослеживаются конечные морены, обращённые своими дугами

на запад и юго-запад. А.А. Земцов предполагал, что зырянский ледниковый покров создал подпор Енисею. В результате этого сформировался обширный водоём, соответствующий нынешней Фарковской равнине. Уровень водоёма превышал современный уровень Енисея примерно на 100 м. Часть воды могла стекать в систему Таза по ложбинам стока. В одной из них располагаются озёра Налимье, Дашкино, Няколь-ту.

На северо-западе зырянский ледник формировался в горах Полярного, Приполярного и Северного Урала; имел небольшие размеры (Лазуков Г.И., 1965; Земцов А.А., 1976). Северо-западный и северо-восточный ледниковые блоки не смыкались, обеспечивая обским водам свободный сток на север (рис. 31).

В каргинское тёплое время происходило дальнейшее развитие речной сети, как продолжение истории зырянского времени. Похоже, водность рек возросла, о чем можно судить по постоянному присутствию галечно-го горизонта в основании террас.

Последнее, сартанское оледенение падает на интервал времени 22 – 11/10 тыс. лет назад (максимум похолодания 18 тыс. лет назад) и отвечает максимальному оледенению в горах. Непосредственное влияние на развитие речной сети проявилось только на Полярном Урале, Алтае и на плато Путорана. К этому времени речная сеть Западной Сибири имела рисунок, которому близка современная. В речных долинах формировалась серия низких надпойменных террас.

Алтай как центр горного оледенения вряд ли лишился этого титула в течение всего четвертичного периода. Основные черты рельефа, в том числе и абсолютная высота, были заложены в ходе неотектонической переработки рельефа в самом конце неогена, либо в самом начале четвертичного периода. Роль ледников в формировании речных систем, поставивших жидкий и твёрдый сток на север, в сторону Западно-Сибирской низменности, была невелика. В основном их роль выразилась в некотором зарегулировании стока рек, питавшихся ледниковыми водами. Образование каровых и морено-подпрудных озёр также не влияло на режим рек или их развитие.

Более существенным было хотя и кратковременное, но грандиозное воздействие вод, сброшенных из ледниково-подпрудных озёр, сформировавшихся в Чуйской и Курайской котловинах. Проблема эта имеет как ярых сторонников, так и противников.

Механизм возникновения фладстримов – катастрофических суперпаводков – довольно прост. Ледник перекрывает выход из котловины (Чуйской, Курайской, Тужары), вследствие чего создаётся ледниково-подпрудное озеро колоссального объёма. В завершающую фазу оледенения

плотина не выдерживает напора воды, которая многометровым валом сбрасывается вниз по реке, сметая всё со своего пути. На участке долины Катунь от с. Мал. Еломан до устья р. Инья глубина потока была 400 м, расход более 1 млн м<sup>3</sup>/с, скорость около 30 м/с. На 85-километровом отрезке долины Чуи (от устья р. Инья) показатели потока были следующие: расходы до 12 млн м<sup>3</sup>/с, глубина 280–400 м, скорость 9–37 м/с (Рудой А.Н., 2005).

Водяной вал переносит огромное количество обломочного материала – мелкого и крупного, отлагая его в долине. Наиболее представительные разрезы «дилювия» имеются в долинах Катунь, Чуи (разрезы в приустьевой части р. Инья, по рр. Б. и М. Еломан и др.). Они подробно изучены С.В. Парначёвым (1999). Время катастрофического сброса воды по долине Катунь определяется как 16 000–15 000 лет назад (Бутвиловский В.В., 1993, с. 99) или 13 тыс. лет (Рудой А.Н., 2005), по нашим данным – несколько более 20 тыс. лет назад.

Вторым фактором, так или иначе влияющим на развитие речной сети Алтая в верхнечетвертичное время, была неотектоника. Проявлялось это влияние в двух формах.

1. Примерно 20 000 лет назад в результате расширения глубинных масс под долиной Чулышмана произошло сводовое поднятие в долине Чулышмана, приуроченной изначально к глубинному разлому. Этот процесс завершился разверзанием апиакальной части свода с образованием глубокого рифта. В этой тектонической впадине рифтового типа образовалось Телецкое озеро.

2. Примерно 15 000–13 000 лет назад (по мергелям, выстилушим дно озера Ая, получена дата 12 750±65 лет; СОАН-779) долину Катунь в её узком месте у нынешнего с. Рыбалка преградил сейсмообвал, который вызвал подпруживание речных вод. Речные воды нашли выход через две седловины в узком скалистом гребне, перегораживающем долину. Падающие воды выработали в нижнем бьефе водобойные ямы – Моховое Болото и две парные – ванну озера Ая и Пионерскую впадину. Прорыв плотины вызвал водно-каменный сель, который разметал глыбы преимущественно местных пород (граниты и гранодиориты) по поверхности Майминского вала. Этот селевый поток мы не связываем с катастрофическим паводком (фладстримом), как это делают А.Н. Рудой и В.В. Бутвиловский. Это – явление местного масштаба: глыбы гранодиоритов со шширами и битуминозных известняков принесены на Майминскую террасу со стороны оз. Ая, от пос. Рыбалка.

**Голоцен (Q<sub>4</sub>)** в истории рек отмечен формированием пойм. На развитие рек оказывали влияние неотектоника и перехваты, обусловленные различными причинами. Существенных перестроек гидросети не было.

## Часть 2

# ОБОБЩЕНИЕ

Компиляция сведений в разрезе интересующей нас темы, довольно затруднительна. Приведённый в первой части далеко не полный обзор литературы показывает, что вследствие противоречивости и нередкого субъективизма единства мнений по ряду важных вопросов нет. Можно понять ранних исследователей, не обогащённых фактическим материалом, в их попытке дать пионерное объяснение событий прошлого. Неудовлетворённые этим объяснением последователи предлагали иные версии. Со временем число таких версий стало столь большим, приближающимся к реально возможному, что настала очередь и для чисто умозрительных. Разбраковка версий по степени достоверности также крайне затруднительна из-за недостатка фактического материала («неполнота летописи»), так и в связи с пристрастием автора к субъективным построениям на уровне интуиции.

Автор исходит в своих построениях из следующих положений:

1) Западно-Сибирская равнина (низменность) в структурно-тектоническом отношении представляет собой мегасинеклизу, развивавшуюся в течение мезо- и кайнозоя как отрицательная морфоструктура;

2) обрамление мегасинеклизы с запада (Урал), юга (Казахский мелкосопочник, Алтае-Саянская область) и востока (Средняя Сибирь), в течение всего этого времени сохраняло противоположный знак движений и выступало как область сноса;

3) в областях сноса в мезо- и кайнозое функционировали речные системы, имевшие базисом эрозии морской водоём, типа внутреннего моря (при трансгрессиях/ингрессиях) или внешнего моря Мирового океана (при регрессии);

4) на освободившейся от моря территории Западной Сибири формировалась речная сеть, подчинённая морфоструктурному плану и связанная с гидросетью периферийных областей питания;

5) на развитие речной сети севера Западной Сибири ледники существенно влияли лишь в эпоху своего максимального развития.

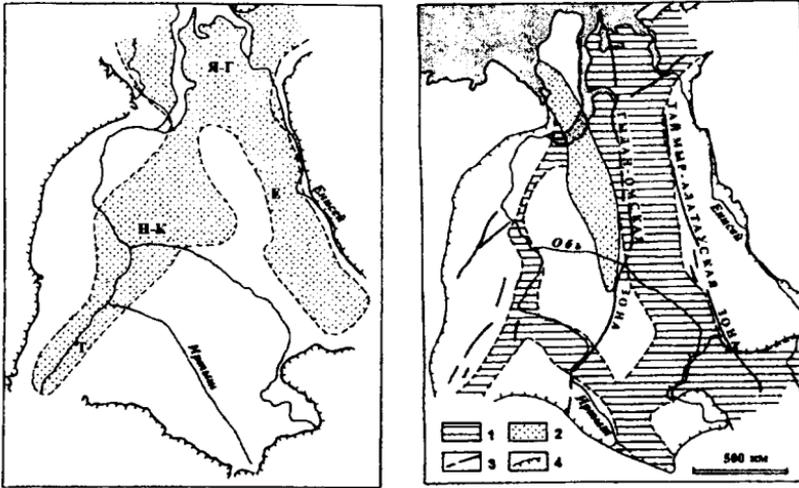


Рис. 32. Слева: Синеклизы Западной Сибири по подошве мезо-кайнозойского чехла (Элементы тектоники... 1960; упрощённо). Я-Г – Ямало-Гыданская; Е – Енисейская; Н-К – Надым-Кондинская; Т – Тобольская (Тургайская).

Справа: структуры доюрского складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты (Проводников Л.Я., 1968; упрощённо). 1 – поздние герцениды (нерасчленённые); 2 – позднегерцинская ( $C_2-T_1$ ) Байдарацко-Надымская структура; 3 – главные тектонические контакты; 4 – граница Западно-Сибирской равнины (низменности)

Границы Западно-Сибирской плиты, фундамент которой имеет гетерогенное строение, определились довольно рано. В позднем палеозое между Уральской и Обь-Зайсанской складчатыми системами находилась жёсткая глыба (срединный массив) Тоболии (см. рис. 1). Это надолго предопределило дифференциацию фундамента на приуральскую и приенисейскую отрицательные структуры (синеклизы). Разными авторами они в деталях картировались по-разному, но в принципе признаются всеми тектонистами (рис. 32).

В конце палеозоя или в раннем триасе территория Западной Сибири оформилась в виде огромной отрицательной структуры (мегасинеклизы), осложнённой положительными и отрицательными структурами более мелких порядков. Если абстрагироваться от таких второстепенных структур и авторских пристрастий, то в общем структурном плане можно выделить несколько синеклиз, которые во многом предопределили изначальное заложение речной сети рассматриваемой территории.

Западно-Сибирская мегасинеклиза с момента своего зарождения сохраняла устойчивую тенденцию к погружению и чётко отграничивалась на западе, юге и востоке от соседних территорий, которые имели противоположную направленность своего развития. Периферийное окружение мегасинеклизы всегда играло роль областей питания и поставляло в синеклизу огромные массы терригенного материала, который более или менее равномерно распределялся по области седиментации. С другой стороны, большая мощность мезо- и кайнозойских отложений мегасинеклизы (в среднем до 4 км), накопленных в последние 250 млн лет, свидетельствует не только о значительном прогибании структуры, но и большой интенсивности денудационных, главным образом эрозионных, процессов в пределах обрамления. Темпы денудации поддерживались восходящими тектоническими движениями периферийных областей. Однако темп этих движений был неодинаковым во времени и пространстве.

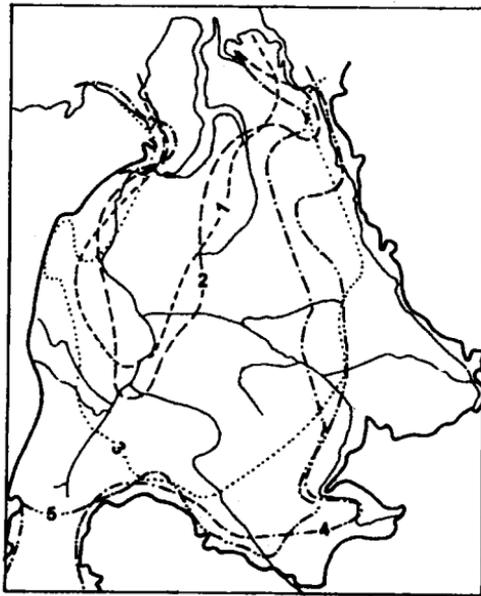


Рис. 33. Границы морских бассейнов  
1 – апт-альб, 2 – сеноман; 3 – турон; 4 – ранний сенон и кампан;  
5 – маастрихт и датский век (Вдовин В.В., 1970)

Нам известна лишь одна работа (Растворова В.А., Добродеев О.П., 1968), в которой приведён расчёт величины среза горного обрамления, и только лишь за неоген-четвертичное время (примерно 25 млн лет) – 1 км.

Если экстраполировать эту величину на 250 млн лет (начиная с юрского периода), то денудация 10-километровой толщи пород не представляется уж столь невероятной. Надо учитывать, что площадь денудации была примерно в два раза меньше площади седиментации и что средняя мощность послетриасовой толщи составляет не менее 4 км. При такой глубине среза вряд ли можно надеяться на сохранение древних (юрских, раннемеловых) речных долин, по которым сбрасывались в Западно-Сибирскую мегасинеклизу коррелятные им терригенные осадки.

Морские трансгрессии особенно значительными были с апта-альба (меловой период) до эоцена (палеогеновый период) включительно. «Ось» Западно-Сибирского моря (точнее – залива) всегда прижималась к приуральской части (рис. 33). Очевидно, приуральский прогиб всё это время был более активным, нежели восточный (присреднесибирский). По этой причине реки, впадавшие в залив с востока, увеличивали свою длину, осваивая осушенное дно. В меньшей мере это удавалось рекам, впадавшим с запада, со стороны Урала.

Исследователями давно подмечена следующая особенность строения фундамента Западно-Сибирской равнины – членение его меридиональным и широтным (трансзападно-сибирским) линеаментами, линиями разделов. Мощность земной коры в южной части составляет 35–45 км, максимум 45 км. В северной она уменьшается до 30–33 км. Кровля доюрского фундамента во внутренних частях равнины лежит в южной части на глубине 2,5–3 км. Севернее Сибирских увалов глубина увеличивается до 4–5 км, возможно, более (до 7 км; Городецкая М.А., 1975). В этом же направлении закономерно изменяются фации – континентальные и мелководные морскими глубоководными.

Граница северной и южной частей равнины проходит по субширотному трансзападносибирскому линеamentу, который протягивается севернее увалов. В фундаменте линеament отражается зоной разломов большой глубины заложения; зоны фиксируются совпавшими магнитными и гравитационными аномалиями с максимальными напряжениями.

Равнина делится субмеридиональным Омско-Пуровским линеamentом на восточную и западную части (рис. 35). Линеament начинается на севере Гыданского полуострова. Южнее, в пределах Сибирских увалов, он проходит между увалом Нумто и Верхнетазовской возвышенностью. Ещё южнее ему соответствует долина нижнего Ваха и среднего Васюгана, и далее выходит на Омск. Генетически эта зона соответствует субмеридиональной Гыдан-Омской зоне древних разломов. Положение зоны контролируется совпадающими осями магнитных и гравитационных аномалий. По мнению Л.Я. Проводникова (1968), южнее зона разломов пересекает

каледониды срединного массива Тоболии и Северного Казахстана. В пределах последнего на продолжения описываемой зоны разломов находится пояс «Срединного антиклинория» (название дано в 1955 г. Г.Н. Щербой). Нам представляется, что южное окончание зоны от Омска освоено верхним Иртышом, который и фиксирует описываемую структуру. Такая ситуация показана М.Е. Городецкой (1975, с. 18). Меридиональный линеймент проявил себя как ось Западно-Сибирской мегасинеклизы не ранее турона. Об этом можно судить по положению границ до-туронских морских водоёмов. Последние «прижаты» к Уралу (рис. 33). По-видимому, ведущую роль в этом играли разломные структуры, представлявшие часть структур тургайского типа (рис. 3). В средней юре произошло дальнейшее прогибание внутренней зоны Западной Сибири (и Усть-Енисейской впадины). Из Хатангского залива море стало распространяться узким заливом до Барабы. Этому способствовало прогибание равнины вдоль Пуровского разлома (Вдовин В.В., 1976, с. 46)

Более важна роль Гыдан-Омской зоны разломов с турона, когда Западно-Сибирское море (точнее, залив) приобрело более или менее симметричное положение относительно границ Западно-Сибирской равнины, сохранившееся до раннего олигоцена включительно. Ведущее положение эта зона разломов приобрела вследствие консолидации разновозрастных структур в единую жёсткую плиту. После ухода моря с территории Западной Сибири, по-видимому, Гыдан-Омская зона сыграла важнейшую роль в заложении главной реки региона. Эта река развилась из верхнего Иртыша, который, выйдя на просторы бывшего морского дна, стал главной дренажной Западной Сибири. Устье этого Иртыша находилось на Гыдане и Ямале. Оби как единой системы, близкой по рисовке к современной, не было.

Особо следует остановиться на строении Пуровской низменности, которая долиной р. Етыпур сечёт Сибирские увалы на две равные части. При решении некоторых вопросов четвертичной истории эту низменность обычно привлекают для подтверждения стока сибирских рек на север во время максимального оледенения. Низменность заложена в пределах северной части Гыдан-Омской зоны глубинных разломов и соответствует Пурскому (Уренгойскому) мегапрогибу. В результате тектонических движений в мезозое и кайнозое здесь образовались линейно вытянутые неширокие впадины с прямолинейными крутыми склонами и плоским днищем. Фундамент в пределах прогиба залегает на глубинах более 4–5 км, преобладают глубины от 5–6 до 7 км (Городецкая М.Е., 1975). Но величина прогиба относительно подошвы осадочного чехла (триас) составляет, очевидно, 2 км.

Нам думается, преувеличена роль разломов, небольших как по величине, так и амплитуде смещении пород, в формировании современного рельефа и речной сети Западной Сибири. Если и было такое великое (несколько тысяч) число мелких разломов в породах фундамента, практически их роль в развитии гидросети ничтожна. Произошла консолидация фундамента, и после его погребения рыхлыми отложениями лишь крупные разломы могли проявиться через толщу чехла на поверхности и как-то повлиять на распределение современных рек, их конфигурацию и пр. При заложении реки могли использовать зоны разломов или грабены крупных разломов для выработки ложа.

По нашему мнению, не разрывные, а пликативные, складкообразующие, типа погибов дислокации играли важнейшую роль в формировании структур Западной Сибири, по крайней мере – в послелюрское время.

## ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ГИДРОСЕТИ

В мезо-кайнозойской истории речной сети Западно-Сибирской равнины и её обрамления отмечаются четыре пространственно-временные этапа:

- 1) *ранний мезозой* – развитие речной сети в континентальных условиях в раннем мезозое, исключая ранний мел (неоком);
- 2) *«средний» мел – ранний олигоцен*: развитие речной сети в условиях трансгрессии моря (талассократическая эпоха);
- 3) *средний олигоцен – миоплиоцен*: развитие речной сети Западно-Сибирской равнины в «континентальных» условиях (геократическая эпоха);
- 4) *поздний плиоцен – современность*: развитие речной сети в условиях ледниковых и межледниковых эпох.

Близкую периодизацию предложил В.В. Вдовин (1976) для Сибири и Дальнего Востока: раннемезозойский, среднемезозойский, позднемезозойско-раннекайнозойский, среднепозднекайнозойский этапы с подэтапами олигоценовым, неогеновым, эоплейстоценовым, плейстоценголоценовым.

### Континентальный этап

Геосинклинальный этап развития завершился в конце среднего триаса (позднегерцинская складчатость). К этому времени произошла существенная переработка рельефа Западной Сибири, возникли многочисленные впадины. Триасовый сводообразный подъём земной коры в Западной

Сибири привёл к раскрытию сети глубинных разломов, образованию линейных грабенов и глыбовых дислокаций в рифтовых системах. В начале триаса особо значимым был рифт, пересекающий Западную Сибирь с юго-запада на северо-восток – почти от Тургай до Таймыра. Рифтовая зона Тургай–Таймыр, как наиболее прогнувшийся желоб, предопределил заложение речной сети в раннеюрское время (см. рис.3). В условиях расчленённого рельефа речные системы нивелировали рельеф, накапливая коррелятные осадки в различного рода депрессиях. Конфигурация долин, их направление не выяснены. Можно только сказать, что базисом денудации не являлась территория, ныне занятая Карским морем. Возможно, связь с внешним морем осуществлялась через Хатангский прогиб, разделяющий структуры Таймыра и Средне-Сибирского плоскогорья. Подтверждается это скважинами, пробуренными в Усть-Енисейской впадине, которые вскрыли эффузивно-аргиллитовую свиту нижнего триаса мощностью 900–1000 м (Сакс В.Н., 1957). Отложения имеют континентальное происхождение (морские нижнетриасовые осадки известны на восточном склоне впадины).

Для раннетриасового времени был характерен вулканизм.

Чехол плиты слагается рыхлыми либо слабо диагенезированными терригенными породами, нередко с линзами и пластами угля. Поверхность фундамента имеет неровный рельеф: крупные возвышенности чередуются с впадинами, которые, в свою очередь, осложнены мелкими выступами и впадинами. В общем плане фундамент плиты представляет собой гигантскую котловину, окаймлённую горными сооружениями с общим наклоном от бортов к центру и к северу. От выходов фундамента по периферии впадины до глубины 2,5 км погружение идет более или менее моноклинально. В центральной части, примерно при глубинах 3–3,5 км, фундамент залегает более полого. Величина вертикального расчленения рельефа фундамента достигает 1–1,5 км. Особенно значительно это расчленение в северной части плиты: при общей глубине залегания фундамента 3–4 км ниже уровня моря, в понижениях эта величина составляет 8–10 км (Проблемы экзогенного... 1976, с. 120).

Речная сеть Западно-Сибирской равнины юрского времени не имеет признаков соответствия (наследования) её современной (см. рис. 4). Главная речная система ориентирована с юго-запада на северо-восток – в направлении от юго-западного угла плиты до Хатангской впадины, значительная часть которой представляла собой залив Восточно-Сибирского внутреннего моря. Однако связь речной системы с Тургайской впадиной не прослеживается. Да и в структурном плане Тургайские структуры смотрятся как изолированные (см. рис. 3). Заложение

речной сети контролировалось Омско-Пуровский дизъюнктивной структурой.

Более определённо реконструируется речная сеть окружающего горного обрамления. В Средней Сибири широтно ориентированные притоки в среднеюрское – нижнемеловое время глубоко вдавались в ступенчато пенепленизированные поверхности, формируя в своих широких долинах педименты (Филатов В.С. и др., 1976). Это были прообразы современных рек, как крупных (Ангара, Подкаменная Тунгуска), так и мелких (Бахта, Бол. Пит, Чадобец и др.).

Континентальные отложения илекской свиты (нижний мел) Чулымо-Енисейской впадины свидетельствуют о большой водообильности реки (верхний Енисей), поставлявшей терригенный материал со стороны Хакасии. Пожалуй, впервые можно более или менее определённо говорить о гидросети Средней Сибири (Сибирской платформы). Непрерывно-прерывистое вздымание этой мегаструктуры привело к формированию долинных педиментов. В частности, формирование разновысотных поверхностей выравнивания (таймурская, полканские, рыбинская; см. Филатов В.Ф. и др., 1976) является следствием длительной денудации древних толщ Сибирской платформы. Главным агентом этой денудации являлась речная эрозия. Нет сомнения, что реки Западной Сибири в юрское время принимали с востока притоки, которые выносили грубообломочный материал. С.С. Коржуев (1975) описал фрагменты юрских долин на многих современных водоразделах, в том числе на водоразделе Нижней и Подкаменной Тунгусок. Подтверждается это и составом галечниковых отложений юры: кубековская толща формировалась за счёт привноса обломочного материала со стороны р. Кан (Нагорский М.П., 1938).

Левобережные притоки главной реки, похоже, не достигают линейно-вытянутых грабенов Сибирского Приуралья, заполненных юрскими отложениями. Очевидно, приуральское поле юрской континентальной седиментации было изолировано от описываемой речной системы.

С востока в рассматриваемую «Омско-Пуровскую» реку впадала река, которая собирала воду с Салаира и Кузнецкого бассейна. Очевидно, в эту речную систему входили присалаирские водоёмы, заполнявшие тектонические впадины (Черепановская, Тальменская, Первомайская, Глушинская; см. рис. 10) и кузбасские реки. В частности, юрские впадины у восточного подножия Салаирского кряжа вполне могли представлять части кузбасской гидросети. Нижнемеловые речные отложения илекской свиты Солтонской впадины (Неня-Чумышский грабен) также свидетельствуют о широкой реке между Горной Шорией и Кивдинским массивом Салаирского кряжа.

Пока не представляется возможным высказаться в пользу связи с Западно-Сибирской гидросетью разрозненных котловин с континентальной юрой Казахского мелкосопочника.

Не может быть и речи о бытовании в юрское время сквозного течения Енисея. Речь может идти только о сравнительно небольшой речной долине, которая наследовала депрессию в Заполярье (Усть-Енисейская впадина).

### Талассократический этап

В «среднем» мелу (апт–сеноман) мегасинклинальный прогиб Западной Сибири был занят морским бассейном в его северо-западной части (см. рис. 14).

Максимальный прогиб в Приуральской части проявился в асимметрии морского бассейна: последний прижимался к Уралу, оставляя значительную часть Западной Сибири вне своего влияния.

В завершающий этап меловой истории (сенон) зона максимального прогиба сменила своё положение. Главенствующим стало не приуральское направление, а срединное меридиональное. По-видимому, Омско-Пуровская рифтовая зона (Колтогорско-Пуровский рифт, по В.С. Суркову), стала структурой, определяющей максимальное прогибание мегасинклинали. Она делила Западно-Сибирскую плиту на две почти равные по площади части – восточную и западную, Следствием этого явилась симметричность морских бассейнов: в сеноне море распространялось почти на всю площадь Западной Сибири.

Длительный период мелового и раннепалеогенового времени был тектонически относительно спокойным. В условиях выровненных пространств по периферии мегасинклинали и в восточной её части в условиях выровненного слабо расчленённого рельефа и тёплого переменновлажного климата развивались процессы химического выветривания. В морские и озёрные водоёмы сбрасывалось огромное количество переработанного терри- и хемогенного материала. С этими процессами связано не только накопление мощных толщ осадочных пород, но и образование месторождений и проявлений осадочных железных руд, континентальных разнотипных бокситов, кварцевых песков, различных россыпей, каолинов и др.

Регрессия моря началась на востоке в мастрихте-кампане (рис. 33). На юге (Бийско-Барнаульская впадина) море стало отступать на рубеже среднего и верхнего олигоцена (рис. 34). Особенно быстро осушалась юго-восточная часть равнины (Чулымо-Енисейская впадина). По мере

смещения береговой линии, устья рек мигрировали вслед за удалявшимся берегом, длина рек увеличивалась. Осушенное морское ложе имело плоский рельеф, поэтому русла рек были неустойчивыми, чему способствовал также мягкий субстрат – молодые морские отложения. Русла рек блуждали по выровненной заболоченной поверхности, приспособляясь к мезорельефу бывшего морского дна и общему наклону к северу.

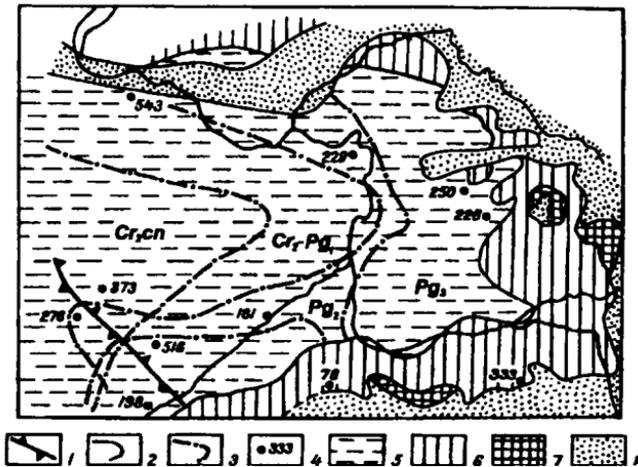


Рис. 34. Расширение площади мел-олигоценовой седиментации в Бийско-Барнаульской впадине

1 – Чарышский вал; 2 – граница неогеновой и олигоценовой седиментации; 3 – границы верхнемеловой, дат-палеоценовой и олигоценовой седиментации; 4 – буровые скважины; 5 – мел-олигоценовые отложения (верхний олигоцен  $Pg_3$  – континентальные); 6 – неогеновые отложения; 7 – неогеновые засоленные отложения; 8 – участки размыва неоген-верхнемеловых отложений

Дальнейшее развитие Пуровско-Омского (Пуровско-Колтогорского, по В.С. Суркову) прогиба шло в южном (с отклонением к востоку) направлении. Здесь сформирована узкая (20–25 км) Верхнеиртышская впадина, протягивающаяся к востоку от Семипалатинска на протяжении 70–75 км. Во впадине отмечены переотложенные диатомовые водоросли, радиолярии и спикулы губок верхнеэоценового возраста. Эти микропалеонтологические находки свидетельствуют о том, что в эоцене Верхнеиртышская впадина представляла собой узкий, глубоко вдающийся в сушу морской мелководный залив.

В эоцене и раннем олигоцене сохранялась некоторая асимметричность в положении морского бассейна: он прижимался к Уралу, хотя и не

в такой мере как меловые водоёмы. Эта асимметричность эоцен-раннеолигоценового водоёма объясняются меньшими глубинами последнего в приенисейской части. По-видимому, тургайское тяготение тальвега западносибирской впадины (мегасинеклизы) ещё сказывалось и в начале палеогена. Ныне, похоже, в рельефе Западно-Сибирской равнины проявляются эти древнейшие рифтовые структуры. К их числу можно отнести Пур-Тазовскую низину (Проблемы экзогенного... 1976, с. 164).

### Геоэратический этап

Чеганское море к среднему олигоцену покинуло Западную Сибирь. Заозёрная и заболоченная низменность ещё не имела сложившейся речной сети. Горизонтальное смещение рек имело большие масштабы, о чём можно судить почти по сплошному распространению среднеолигоценовых аллювиальных отложений.

В послечеганское время произошла серьёзная перестройка структурного плана Западно-Сибирской плиты. Субмеридиональные деформации сменились субширотными (Архипов С.А., 1968). Главнейшим событием явилось образование широтной зоны поднятий, получившей название Обь-Енисейская зона региональных поднятий, которой в рельефе ныне соответствуют Сибирские увалы. (Николаев В.А., 1968, рис. на с. 84). В структуре фундамента и орографии Сибирским увалам соответствует Трансзападносибирский субширотный линеамент (Воронов П.С., 1968; Городецкая М.Е., Мещеряков Ю.А., 1968; Городецкая М.Е., 1975; название предложено В.И. Драгуновым в 1960 г.), который проходит у северного подножья увалов между широтами 63 и 64°.

Линеамент в оро-структурном отношении формирует Сибирские увалы. На западном, приуральском фланге, увалы нарастают возвышенностями по р. Сосьва. В центральной части им отвечают Сургутский, Нижневартовский и Александровский своды, разделённые неширокими меридиональным ложбинами (Близниченко С.И. и др., 1967), На восточном фланге им соответствуют Верхтазовская возвышенность («Любовой» материк) и Келлог-Теульчесский вал, являющийся погружённой частью Енисейского кряжа. Положение линеамента контролируется сгущением широтных разломов доюрского фундамента между 58 и 66° с. ш., которые, в свою очередь, выявляются по совпадающим магнитным и гравитационным аномалиям с максимальными напряжениями.

Широтный линеамент делит Западно-Сибирскую плиту на северную и южную части, различающиеся как по ориентировке структур, так и по глубине залегания фундамента. В южной части преобладают структуры

субширотного простираня, в северной – субмеридионального. Если в южной части глубина залегания фундамента достигают 2500 – 3000 м, то севернее Сибирских увалов она увеличивается до 4000–5000 м и более (Городецкая М.Е., 1975). При этом глубина залегания фундамента под Сибирскими увалами меньше, чем южнее, например, между Омском и Нарымом. По-видимому, широтный линеамент фиксирует перекося (запрокидывание) северного фланга южного блока Западно-Сибирской плиты. Такой структурный перекося, похоже, подтверждается подъёмом к северу всех опорных горизонтов палеогена.

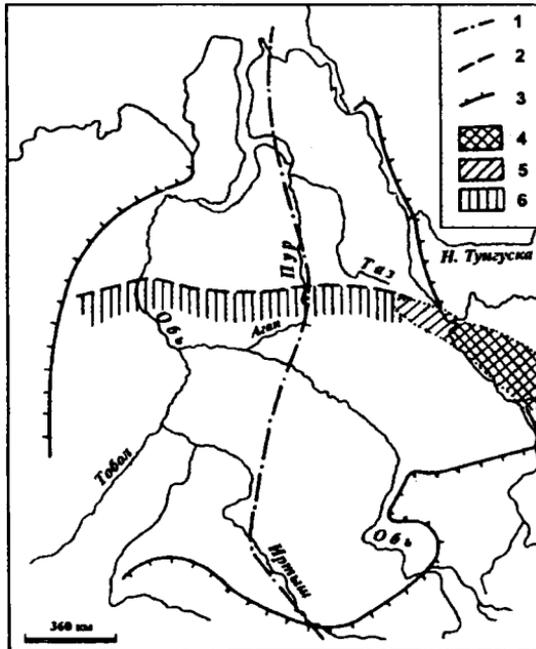


Рис. 35. Линеаменты: 1 – Омско-Пуровский, 2 – Трансзападносибирский; 3 – граница Западно-Сибирской равнины; 4 – Енисейский кряж; 5 – Келлог-Теульчесский вал; 6 – Сибирские увалы и возвышенности Сосьвинская (на западе) и Верхнетазовская (на востоке)

Эти факты подвигли С.А. Архипова (1968, с. 126) сделать заключение, что «...речная сеть позднеолигоценового времени была ориентирована с севера на юг и базировалась на внутриконтинентальные озёрные бассейны» (см. рис. 22) Аллювиальные отложения средне-позднеолигоценового возраста, образующие поля, ориентированные в меридиональном направ-

лении, известны в Пуровской, Надымской, Ляпинской впадинах. Однако они (поля) расположены севернее Сибирских увалов (и Трансзападносибирского линейного элемента), где впадины открываются не на юг, а на север (Николаев В.А., 1968, с. 84). Этот факт противоречит предположению С.А. Архипова о стоке вод на юг.

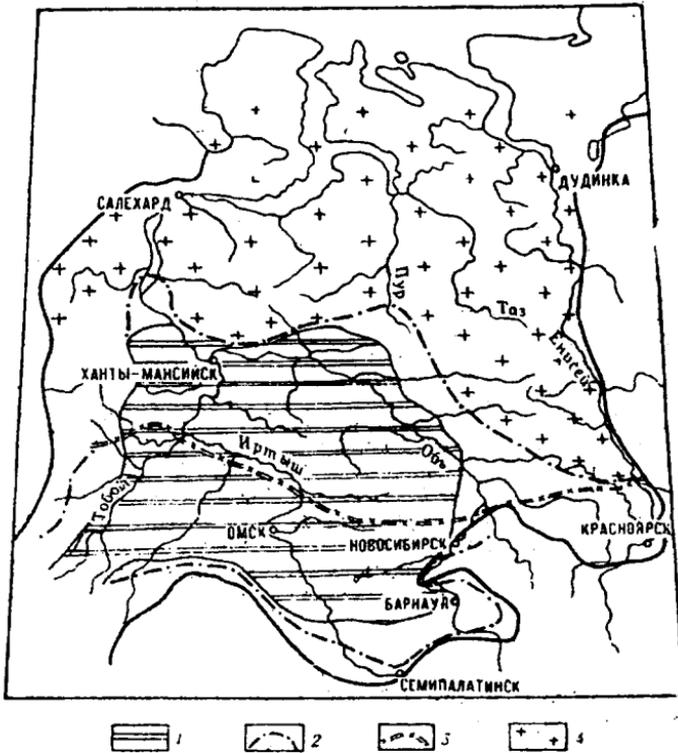


Рис. 36. Внутренние бассейны в эпоху континентального олигоцена и неогена (Архипов С.А., 1968, рис. 4)

1 – крупные пресноводные бассейны; 2 – граница максимального распространения озёрных трансгрессий; 3 – северная граница озёрных систем неогена; 4 – области преимущественной денудации

Само существование перекоса под северным подножьем Сибирских увалов нельзя отрицать. Возможно, был сток речных вод на север, в Полярное море, и формировался он в среднем-позднем олигоцене после ухода Чеганского моря. По мере развития водных потоков и осушения бывшего морского дна, приспособляясь к наиболее низким отметкам

(тальвегу), заложилась стержневая (магистральная) река, к которой устремились реки с горного обрамления низменности. Тальвег магистральной реки контролировался системой долгоживущих глубинных разломов, известных как Колтогорско-Пуровский грабен-рифт (Сурков В.С., 1962), Гыдан-Омская зона разлома (Проводников Л.Я., 1968), Западно-Сибирская рифтовая зона (Куликов П.К. и др., 1972).

В южной части низменности происходило накопление водных (речных и озёрно-речных) отложений серо-цветного облика, известных как некрасовская серия (Зальцман И.Г., 1957). В Верхнем Приобье серия слагается грубозернистыми песками с прослоями алевроитовых глин. Вероятно, здесь получила развитие река, обозначившаяся в Обь-Чумышской впадине ещё в эоцене. Песчаные отложения прослеживаются и в разрезах по Южной Кулунде. За пределами этих территорий отложения некрасовской серии представлены серо-цветными угленосными глинами, алевроитами, песками и линзами лигнитов. Мощность серии достигает 150 м в Кулундинской впадине и 250 м в Омской, уменьшаясь на Бурлинском валу до 90 м.

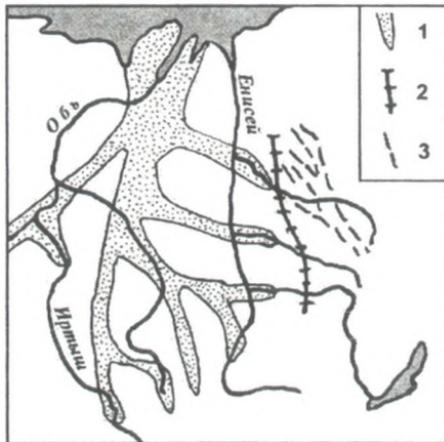


Рис. 37. Гидросеть Западной Сибири в олигоцен-неогене

1 – древние долины; 2 – водораздел западносибирской и восточносибирской гидросистем; 3 – фрагменты речных долин Байкальской гидросистемы.

Эволюция нижнего течения рек во многом зависела от положения береговой линии Мирового океана. Морские трансгрессии и регрессии были вызваны как колебаниями уровня мирового океана, так и тектоническими движениями северной части Западной Сибири. Влияние этих фак-

торов выразилось в увеличении или уменьшении длины рек, впадающих в Мировой океан, появлении или исчезновении мелких притоков. Суммарным результатом борьбы двух стихий – рек и моря – являются дельты крупных рек – Оби, Енисея, Таза и Пура.

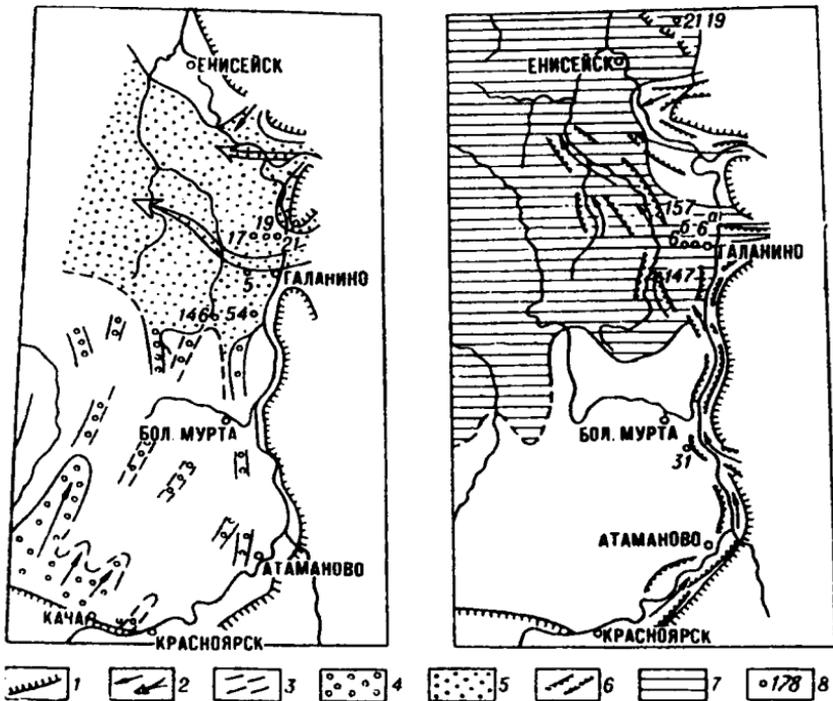


Рис. 38. Гидросеть восточной окраины Западной Сибири в олигоцене (а) и неогене (б)

1 – средний-верхний олигоцен; 2 – направление стока; 3 – фрагменты олигоценовых долин; 4 – «покровные галечники»; 5 – бельская свита; 6 – фрагменты миоценовых (хирнаевский) долин; 7 – плиоценовые отложения; 8 – номера скважин

Многочисленные реки крупных и малых размеров выносили обломочный материал, преимущественно мелкозернистый. Галечные отложения встречаются только при выходе рек из горного обрамления, где они образуют так называемые внутренние, или континентальные дельты. Обстоятельно изучены эти внутриконтинентальные дельтовые отложения в левобережье Енисея (севернее Красноярска; рис. 38). Хорошо представ-

лена внутренняя дельта Катунь, сформировавшаяся при выходе её из Алтайских гор.

Внутренняя дельта позднеолигоценовой Катунь, сложенная крупным галечником, вскрыта скважинами в нескольких километрах южнее Бийска. Прослеживается она до северного фаса Алтайских гор.

### Этап оледенений и межледниковий

Раннечетвертичное (демянское) оледенение раннего плейстоцена (эоплейстоцена) было столь незначительным, что его реальность ставилась под сомнение, а в лучшем случае ему отводилась второстепенная роль в истории Западно-Сибирской равнины этого времени. В гипотетической внеледниковой области происходило развитие речных систем, которые заложилась в неогене. Помех со стороны оледенения, если оно и было, реки не испытывали.

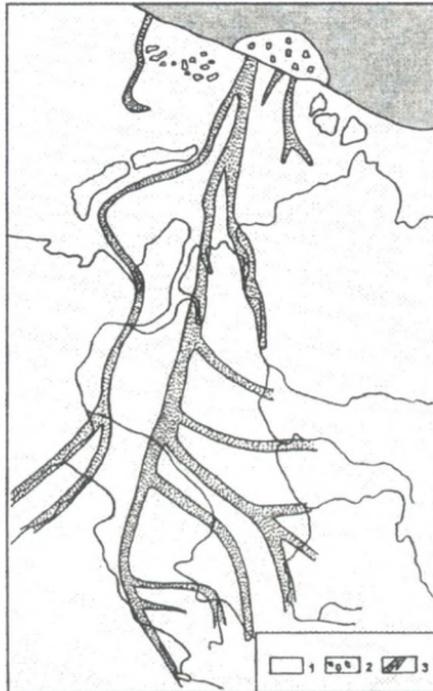


Рис. 39. Гидросеть в позднем плиоцене–доледниковье  
1 – междуречья; 2 – дельта на материковом склоне; 3 – главные реки

По истории северной части равнины в переходное время от неогена к четвертичному периоду сложились две взаимоисключающие версии:

1) шельф Карского моря осушился, реки удлинились (Воронов П.С., 1968; Ласточкин А.Н., 1977, 1986; Мусатов Е.Е., 1998).

2) произошла трансгрессия морских вод, которые по долине Оби продвинулись почти до Ханты-Мансийска, а по долине Енисея – до устья Подкаменной Тунгуски (Архипов С.А., 1965; Архипов С.А. и др., 1970).

П.С. Воронов (1964, 1968) считал, что в эпоху максимального (самаровского) оледенения акватория Карского моря была сушей (уровень океана понизился минимум на 160 м) в результате гляциозвстатического снижения уровня океана и закрывалась материковым льдом.

По мнению А.Н. Ласточкина, позднеплиоценовая история Западной Сибири ознаменовалась регрессией полярного моря, возможно, обусловленной общим вздыманием Западной Сибири. Произошло осушение шельфа, острова Новая Земля и Франца-Иосифа объединились с материком. Реки удлинились в ходе освоения шельфа и стали интенсивно расчленять его. По данным А.Н. Ласточкина (1977, 1986), в плиоцен-четвертичное время (до максимального оледенения) в ходе мощной регрессии, вызванной тектоническими причинами, шельф Карского моря был осушен. Устья рек Западной Сибири, сформировавшихся в позднем олигоцене и неогене, мигрировали вслед за отступающим морем. По мнению Е.Е. Мусатова (1998), максимальная регрессия Полярного моря в плейстоцене была в самаровско-тазовское время, когда уровень моря был ниже современного на 200 м.

В сартанское время великие сибирские реки прорезали почти всю площадь Карского шельфа, формируя обширные дельты и эстуарии близ окраинной-шельфовых желобов (Мусатов Е.Е., 1998, с. 92).

В конечном итоге на материковом склоне тремя реками, прообразами нижней Оби (Иртыша?), Гыды (Пура?) и Енисея (верховье этой реки находилось севернее нынешнего устья Подкаменной Тунгуски) была образована общая дельта (рис. 39).

Имеются и иные мнения по вопросу о положении береговой границы Полярного моря.

М.Е. Городецкая и Ю.А. Мещеряков (1968) предполагали, что в верхнеплиоценово-среднечетвертичное время вследствие тектонического прогибания северная часть Западной Сибири была залита водами Полярного моря. С.А. Архипов (1965) также считал, что морская трансгрессия на Ямале, Гыдане (до широты р. Казым), в приенисейском районе Западной Сибири (ниже устья Подкаменной Тунгуски) существовали длительное время – с позднего плиоцена до среднего плейстоцена (включая та-

зовскую эпоху). Однако, позднее С.А.Архипов (С.А. Архипов и др., 1970, рис. 21) «осушил» северную часть Западной Сибири: по его мнению, в раннеплейстоценовое (кочковско-федосовского) время Полярное море регрессировало (Архипов С.А., 1969). Очевидно, на такой поворот его натолкнули переуглублённые долины конца раннего – начала среднего плейстоцена (тобольское время), выявленные на севере Западной Сибири. Такие долины известны в низовье Енисея, Оби ниже Ханты-Мансийска («Обской канал»). Не могу себе представить формирование переуглублённых долин (например, древняя Обь у Кондинского на отметке -120 м) в условиях повышения базиса эрозии (морской трансгрессии). Очевидно, трансгрессии и переуглубление речных долин разорваны во времени. В этом я согласен с С.А. Архиповым.

В этой версии сомнительным представляется функционирование двух транзитных рек на равнинной территории при близком расстоянии одна от другой. Но это позволяет объяснить наличие двух самостоятельных рек – Гыданской и нижней Оби (?) в пределах шельфа (см. рис. 39). Бифуркацией единой реки это явление не объяснить.

Совершенно иную палеогеографическую ситуацию для севера равнины ранее обрисовал С.А. Архипов (1965). По его мнению, в позднем плиоцене – раннем плейстоцене север Западной Сибири был охвачен морской трансгрессией, которая проникала по долине Оби до широты устья р. Казым на западе и Туруханска на востоке.

**Эпоха максимального оледенения.** Как ни странно, но нет в истории западносибирских рек более тёмных страниц, чем эпоха максимального оледенения. Обширный фактический материал (машрутные исследования и бурение), разработанные методики палеогеографических реконструкций породили огромный поток литературы, но не приблизили решение проблемы. Все предложенные версии правдоподобны, хотя и противоречат друг другу. Как писал А.И. Попов (1959, с. 363), «...проблема стока – одно из наиболее уязвимых мест гипотезы обширного оледенения Западной Сибири». Прошло много лет, а это высказывание А.И. Попова звучит злободневно.

Мнения исследователей по проблеме стока вод можно сформулировать в следующих версиях:

1) воды сбрасывались в Ледовитый океан, так как:

а) имели возможность пройти между несомкнувшимися языками западных и восточных ледников (Я.С. Эдельштейн, А.И. Попов, Г.И. Лазуков, В.А. Зубаков, С.Л. Троицкий, И.Д. Данилов, Г.Э. Розенбаум, С.А. Архипов и др.);

б) наземного оледенения вообще не было (И.Л. Кузин, Н.Г. Чочиа);

в) Уральский и Сибирский ледниковые покровы были разновременны (Уральский более ранний) и не мешали сбросу вод в Полярное море (Н.А. Нагинский).

2) речные воды, подпруженные ледником, стекали на север:

г) через ледник (В.А. Обручев),

д) по трещинам сквозь ледник (С.А. Архипов, С.А. Стрелков),

е) подо льдом (В.Н. Сакс);

3) речные воды, подпруженные ледником, сбрасывались через Тургайский прогиб в Приаральскую низменность (Н.К. Высоцкий, Г.Е. Быков, А.П. Сигов, И.А. Волков, В.С. Волкова, С.А. Архипов, В.И. Астахов, А.Г. Доскач);

4) речные воды, подпруженные ледником, создали огромное бессточное «море-озеро» (С.А. Архипов, Ю.А. Лаврушин).

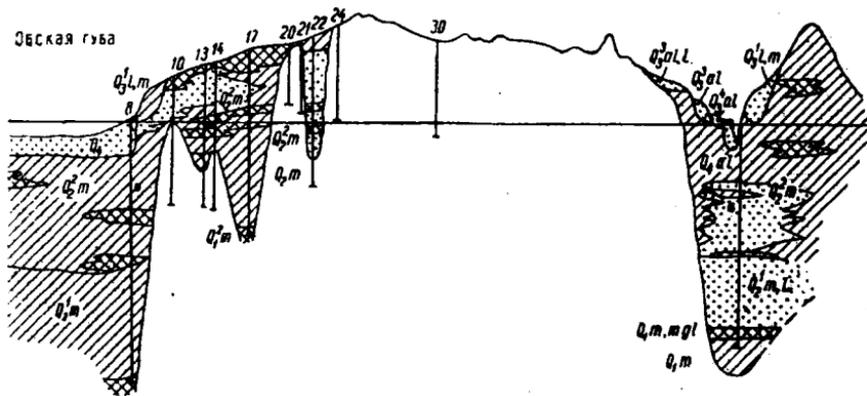


Рис. 40. Междуречье Обь–Пур (по: Лазуков Г.И., Рейнин И.В., 1961)  
Светлый фон – дочетвертичные отложения

Между Белогорским материком на западе и Верхнетазовской возвышенностью на востоке (250–270 м н.у.м.), на Аган-Пуровском междуречье, находится самая низкая часть Сибирских увалов (150–160 м н.у.м). Поверхность Аган-Пуровской ложбины сложена чехлом ледниковых и водно-ледниковых отложений мощностью от 10–15 до 140–150 м. Чехол подстилается позднеолигоценовыми породами. Неогеновые и раннеплейстоценовые отложения отсутствуют. В этой древней ложбине А.А. Земцов (1976, с. 114) отмечал холмы, покрытые валунно-галечным плащом. По р. Пур встречаются валуны как уральского, так и сибирского происхождения. По мнению А.А. Земцова, по этой ложбине осуществлялся сток речных вод с юга. Но не в максимальную (самаровскую) ста-

дию, а в период распада ледников последующей тазовской стадии. Ложбина совпадает с направлением меридионального глубинного Омско-Пуровского разлома. Однако переуглублённой доледниковой долины, приуроченной к разлому, здесь нет или, по нашему мнению, она ещё не найдена. Этим Аган-Пуровская ложбина отличается от долины Оби между Кондо-Сосьвинским материками и от Енисейской депрессии (ниже устья Подкаменной Тунгуски), которые имеют переуглублённые долины тобольского возраста ( $Q_2^1$ ). Не является ли понижение на Аган-Пуровском водоразделе местом спонтанного сброса вод подпруженного водоёма? Понижение находится на равном удалении от материнских площадей уральского и сибирского оледенений, и здесь можно было ожидать минимальную мощность ледникового покрова.

События в максимум оледенения, по нашему мнению, могли развиваться следующим образом. Ледниковая преграда на пути Енисея и Оби вызвала создание крупного по площади Мансийского «моря-озера». Достигнув уровня, который ныне фиксируется отметкой 120–130 м (Архипов С.А., 1964), воды стали переливаться через ледниковый барьер в водораздельной ложбине Пур–Аган, Абсолютная отметка ложбины была ниже современной вследствие изостатической нагрузки ледником. Ледовая перемычка представляла собой природный гидрологический водослив, контролировавший уровень подпрудного «моря-озера». По мере последующего таяния ледника происходила изостатическая разгрузка Сибирских увалов, последние всплывали. Масштаб всплытия ложа «моря-озера» был меньше, разница в отметках ложбины и днища водоёма возросла. Сибирские увалы стали непреодолимой преградой на пути речных вод. Енисей вернулся в своё прежнее русло, остальные воды нашли путь по «Обскому каналу» в районе Ханты-Мансийска.

## ГИДРОСЕТЬ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Несомненно, с раннего мезозоя в периферийном окружении Западно-Сибирской мегасинеклизы функционировали многие сложные речные системы, которые глубоко денудировали приподнятые пространства, обрамляющие её, обеспечивая накопление в этой структуре толщ осадочных пород мощностью несколько километров. Размеры (в длину) этих рек контролировались двумя параметрами: 1) положением главного базиса денудации – береговой линии моря и 2) шириной дренируемой полосы, обеспечивающей возможности регрессивного развития конкретной реки. Неоднократные ингрессии/трансгрессии моря значительно изменяли длину западносибирских рек, стекавших со стороны Урала, Казахского мелкосопочка, Алтая и Средней Сибири. Площадь водосбора изменялась в основном в результате речных перехватов, обусловленных как тектоническими процессами, так и регрессивной (попятной) эрозией.

**Средняя Сибирь.** Наиболее грандиозными были перестройки в мезозое и палеогене в пределах нынешнего Средне-Сибирского плоскогорья. В юрское время водораздел между западносибирским водосбором и водосбором Ангаро-Вилуйской впадины, открытой в сторону «Якутского» моря, был прижат к западной окраине плоскогорья (Вдовин В.В., 1976). В начале триасового периода территория Сибирской платформы представляла собой синеклизу (Тунгусскую) с тенденцией к прогибанию, в которой накапливались мощные вулканогенно-осадочные толщ. В завершающую фазу герцинского тектогенеза (рубеж раннего и среднего триаса) произошла инверсия синеклизы, в результате чего возникла морфоструктура с тенденцией к вздыманию.

Верховья всех Тунгусок принадлежали не енисейской, а самостоятельной байкальской (ангаро-вилуйской) системе (Золотарёв А.Г., 1958). Но в ходе неоднократных перестроек гидро сети площадь восточного (со стороны Средней Сибири) водосбора увеличилась в несколько раз.

С.П. Горшков и В.В. Барков (1975) в приенисейском районе Средней Сибири выделяли ярусы выравнивания и ярусы расчленения, различаю-

щиеся по динамике образования. Они выделяли следующие ярусы выравнивания: плоские или слабоволнистые вершины островных гор (реликты ранне-среднеюрского пенеппена) и находящееся ниже на 200–400 м основное водораздельное плато (раннемеловой педиппен?). Верхний ярус расчленения разделяет в пространстве (и времени) островной пенеппен и основное плато. В нижний ярус расчленения входит наложенная на плато долинная сеть (поздний палеоген – ныне).

Эти идеи ранее были положены в основу большой работы по расшифровке истории рельефа западной части Сибирской платформы в мезозое и кайнозое, выполненной коллективом Сибирского н.-и. геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГиМС, г. Новосибирск) в 1960-х гг. (Филатов В.Ф. и др., 1976; Кузнецова Г.Ф. и др., 1979). Авторы избрали оригинальный метод анализа рельефа – построение палеогеоморфологических карт по принципу выделения поверхностей выравнивания как своеобразных стратиграфических горизонтов. То есть этапы развития рельефа были выделены по возрастным рубежам поверхностей с законченным циклом формирования в условиях относительно стабильной тектонической обстановки (непрерывно-прерывистое вздымание). В результате был выработан ступенчатый рельеф с морфологически хорошо выраженными поверхностями выравнивания.

*Таймурская* поверхность (абс. высота 760–840 м; средний триас?) сохранилась в виде небольших останцов в верховьях р. Таймура, левого притока Нижней Тунгуски. Останцы имеют плоскую каменистую поверхность и ограничены скалистыми обрывами. На останцах имеется маломощный покров четвертичных отложений глинисто-суглинистого состава, с перетолженными верхнемеловыми пылью и спорами.

*Полканская* поверхность (средний триас – ранняя юра) состоит из трёх уровней, которые отделяются друг от друга уступами высотой 80–100 м. В е р х н е п о л к а н с к а я поверхность (680–740 м) слабо всхолмлена и заболочена, осложнена реликтами древних долин, с которыми современная гидросеть не согласована. Врез палеодолин достигает 20–40 м, редко 40–50 м. В заболоченных понижениях отмечена кора выветривания каолинит-монтмориллонитового состава. Следовательно, долины сформировались до корообразования. С р е д н е п о л к а н с к а я поверхность (580–640 м) несёт кору выветривания также каолинит-монтмориллонитового состава мощностью от 6–12 м (площадной тип) до 100 м (линейный тип). Н и ж н е п о л к а н с к а я поверхность (480–560 м) от среднеполканской отделяется уступом высотой 80–120 м. На известняковом цоколе встречаются карстовые и эрозионно-карстовые впадины с проявлениями гиббситовых бокситов.

*Рыбинская* поверхность (средняя юра – ранний мел) имеет две ступени высотой (340–400 и 420–480 м). Эти ступени глубоко проникают в области развития более древних поверхностей, срезая породы различного состава и возраста – от протерозойских метаморфических до терригенных юрских. Широко распространены коры выветривания. Наиболее молодыми отложениями, образующими поверхность, являются нижнеюрские, объединяемые в чайкинскую свиту (пески, алевролиты, аргиллиты с пластами бурых углей). Свита залегает на породах нижнего и верхнего палеозоя и триаса. Её сохранившаяся мощность 100 м. В бассейне р. Чуна (левый приток Подкаменной Тунгуски) на верхнерыбинской поверхности известны галечные и песчаные отложения предположительно юрского возраста. Рыбинские поверхности проникают вглубь плато, образуя узкие протяжённые долины и плосковершинные останцы различных размеров (Курумбинский, Широкий полкан, плато Светлана и др.). Накопление аллювия происходило в условиях равнинных рек и озёрных водоёмов (Кузнецова Г.Ф. и др., 1979). Реликтовые озёрно-аллювиальные равнины сохранились на междуречье рр. Чуны – Подкаменная Тунгуска и на правобережье Енисея между Ангарой и Бол. Питом.

К валанжину (низы мела) с западной окраины платформы реки стекали как на юго-восток, в сторону Ангаро-Виллюйского бассейна, так и на запад, в сторону Западно-Сибирского моря. Водораздел их был прижат к западной окраине платформы (Кузнецова Г.Ф. и др., 1979; А.Г. Золотарёв, см. Цейтлин С.М., 1964, с. 37). Агрессивность рек Западно-Сибирского бассейна выразилась в ряде перехватов. Например, палео-Вельмо перехватила часть долины палео-Тохомо.

Долины на рыбинской поверхности были заняты речными потоками и в позднем палеогене – неогене.

*Сухолембяженская* поверхность (нижний мел; 220–300, на Енисейском краже 260–340 м). Вздвигание платформы в готерив-барреме вызвало врезание речных систем. Была сформирована сухолембяженская поверхность. Речные долины не только наследовали долины предыдущего цикла, но и выходили за пределы этой поверхности, денудировав полканскую ступень. Поверхность представляет собой долинные педименты, глубоко вдающиеся в более древние поверхности выравнивания по Таймуре, Ангаре, Вельмо, Подкаменной Тунгуске (Филатов В.Ф. и др., 1976). Истоки последней находились у места впадения р. Чуны. Нижнемеловая Подкаменная Тунгуска была значительно короче современной; она соответствует лишь широтному отрезку последней. Древние долины своими истоками вложены в долины более высокой ступени (полканская поверхность), что может служить доказательством преемственности сухолембя-

жинских долин, которые выражены в рельефе полнее, что объясняется её лучшей сохранностью (рис. 41).

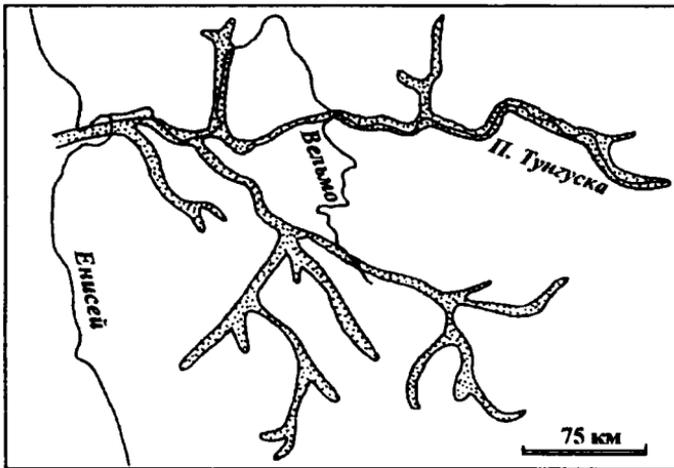


Рис. 41. Нижнемеловая сеть Подкаменной Тунгуски  
(по: Филатов В.Ф. и др., 1976, карта; упрощённо)

*Подсопочная* поверхность (верхний мел – палеоген; 80–100 м на западе, 160 м на востоке) погребена под четвертичными отложениями и выделяется только по погребённому рельефу. Подсопочная поверхность развита по окраине Западной Сибири и узкими языками (долинами) разрезает сухолесбийскую поверхность. Известны позднемеловые песчано-глинистые отложения – продукт переотложения коры выветривания. Возможно, на западной границе поверхность местами перекрыта поздне-меловыми-палеогеновыми отложениями сымской свиты. Отложения под-сопочной поверхности во многих местах бокситоносны. В частности, они заполняют карстовые котловины на своде Чадобецкого поднятия (правобережье нижней Ангары). В это время произошёл перехват ряда рек, стекавших на юго-восток, в сторону Лены, и включение их в систему Подкаменной Тунгуски. Последняя в ходе регрессивной эрозии достигла современного устья р. Комо и перехватила верховья ряда рек, стекавших в Ангаро-Вилуйский бассейн.

*Аккумулятивные поверхности палеогена* (220–260 м) приурочены к древним котловинам и долинам. Днище Юрохтинской котловины прорезано руслами современных рек, поэтому палеогеновые отложения (глины с прослоями лигнитов, алевролитов и песков; мощность более 90 м) со-

хранились лишь на междуречьях. Это отложения бельской свиты; возраст средний – верхний олигоцен. Древние долины имеют ширину 8–10 км. Аллювиальные отложения долин представлены галечно-песчано-глинистыми породами. Врез палеодолин в сухолебяжинскую поверхность выравнивания достигает 40 м.

*Аккумулятивные поверхности палеоген-миоцена* (240–360 м) приурочены к палеодолинам Приангарья. Ширина долин от 10–12 до 20–25 км. Долины заполнены глинами и песками с хорошо окатанной галькой кварца, кремней, кварцевых алевролитов.

*Аккумулятивные поверхности миоцена* выделяется в приангарской части Енисейского кряжа на водоразделе Рыбной и Чёрной и на междуречье Подкаменной Тунгуски и Ангары. Рыхлые отложения представлены песчано-галечным аллювием кирнаевской свиты мощностью 15–20 м на Енисейском кряже и 40–60 м по Ангаре. В это время завершилось формирование речных систем, которые явились прообразом современной. Но транзитного Енисея ещё не было...

*Террасовидная аккумулятивная поверхность* (поздний плиоцен? – ранний квартал<sup>1</sup>; 180–240 м) протягивается вдоль Енисея к северу от устья Подкаменной Тунгуски. По широким (10–15 км) долинам она заходит на территорию Средне-Сибирской платформы до уступа Тунгусского плато. В пределы плато поверхность вдаётся только по долинам крупных рек – Подкаменная Тунгуска и Бахта. В верховьях р. Осиновка (правый приток Енисея) скважиной была вскрыта толща общей мощностью 132 м, сложенная суглинками с мелкими валунами и гравием и с линзами песков. Основание толщи слагают бурые и красно-бурые глины с галькой и щебнем разнообразных пород: долеритов, кремней, кварца, бокситов. К сожалению, нам неизвестна абсолютная отметка устья скважины, поэтому поместить описываемые отложения по вертикали разреза не представляется возможным. Имеются и иные сообщения о былой речной сети Средней Сибири, связанной с Западной Сибирью.

Юрские долины, заполненные аллювием известны в северо-западной части Среднесибирского плоскогорья, открываются в сторону Западной Сибири (Вдовин В.В., 1976, с. 43). В правобережье низовий Нижней Тунгуски, в плоских понижениях междуречья Ниж. и Верх. Бугарихты (240–260 и 300–450 м абс. высоты) были обнаружены песчано-глинистые и галечно-гравийные отложения с сильно выветрелыми гальками и с пылью неоген-палеогенового спектра (Цейтлин С.М., 1964).

---

<sup>1</sup> В тексте книги (Филатов В.Ф. и др., 1976) указан среднечетвертичный возраст, но индекс показан нижнечетвертичный – Q<sub>1</sub>.

Различное количество террас в долине Енисея А.И. Лаврентьев (1970) объяснял асинхронным нахождением русла в фазах аккумуляции или эрозии на различных участках долины.

Е.Н. Пельтек и И.М. Табацкий (1979) в следующем виде реконструируют речную сеть западной периферии платформы ниже устья Подкаменной Тунгуски. В альбе–сеномане с западной периферии Сибирской платформы стекали короткие реки, сливающиеся у подножья. В сеноне – датском веке оформилась долина Бахты, Для неогена–антропогена реконструируется широкая долина (Енисея?), ориентированная меридионально и принимающая с востока серию малых притоков, среди которых узнаются рр. Бахта и Фатьяниха. Авторы считают, что основные речные долины зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты заложены на рубеже ранне- и верхнемеловой эпох и с тех пор развиваются унаследованно. Правда, широкий возрастной диапазон Енисея (?) – неоген–четвертичный период – не позволяет более точно определить время заложения этой речной магистрали. Фраза «*Верхнемеловые–неогеновые отложения на рассматриваемой территории отсутствуют*» (с. 98) не вносят ясности в проблему заложения Енисея.

**Минусинские котловины.** Между Кузнецким нагорьем и Саянами расположены четыре тектонические котловины, отделённые одна от другой невысокими горными хребтами (перечисление с юга): Южно-Минусинская (собственно Минусинская), Средне-Минусинская (Сыдо-Ербинская), Северо-Минусинская (Чебаково-Балахтинская) и Назаровская. Последняя хребтом Арга отделяется от Чулымо-Енисейской впадины, которая является открытым «заливом» Западно-Сибирской равнины. Котловины с юга не север пересекает прогнутая зона – Ворошиловский поперечный прогиб (Пуминов А.П., 1966, с. 83), который связывает в единую систему Минусинскую, Сыдо-Ербинскую и Чулымо-Енисейскую впадины. К оси прогиба «привязан» Енисей.

Впадины испытывали медленные и неоднократные прогибания, что обусловило формирование крупных водных систем, в которых накапливались озёрные, озёрно-аллювиальные и пролювиальные отложения. Этим Минусинские впадины отличались от Чулымо-Енисейской, где накапливались преимущественно аллювиальные отложения. В олигоцен-неогеновое время в собственно Минусинской и Сыдо-Ербинской котловинах накапливались осадки мощностью 200–300 м. Это преимущественно глины, илы, галечник. Спорово-пыльцевой комплекс сходен с таковым бельской (олигоцен) и кирнаевской (неоген) свит Чулымо-Енисейской впадины. Это серо- и зеленоватозеленые некарбонатные осадки, насыщенные растительным материалом. Последний концентрируется в мало-

мощных прослоях глинистого и песчаного состава. Линзы лигнита мощностью до 8 м тяготеют к глинистым породам.

В пределах Северо-Минусинской (Чебаково-Балахтинской) котловины, у известного археологического памятника Куртак (пос. Куртак, Дорошкеева, Езагаш), морфологически выделяется девятая (200–240 м) цокольная терраса Енисея (Финаров Д.П., 1968), которую можно сопоставить с девятой (200–240 м) террасой Енисея у Красноярска. Возраст этой террасы у Красноярска С.П. Горшков (1961) определил как верхнепалеоген-неогеновый. В разрезе седьмой террасы (высота 150–170 м) у Куртака вскрываются сильно выветрелые галечники с охристым заполнителем с рассеянными гальками. Возраст аллювия предположительно миоцен-раннеплиоценовый по аналогии с торгашинской террасой в Красноярском районе (Чеха В.П., 1992а). Несколько выше по реке от памятника Куртак, у с. Новосёлово, Д.П. Финаров (1968) описал террасу высотой 130–140 м, на цоколе которой залегает маломощный горизонт аллювия – пески и суглинки с редкими гальками. Здесь же у с. Потапово в основании аллювиальной толщи описан галечник видимой мощностью 3–4 м. Д.П. Финаров по времени образования отнёс террасу к эоплейстоцену. Ранее Г.П. Горшков (1961а) на основании спорово-пыльцевых анализов и сильной инсистой выветрелости галек алюмосиликатных пород седьмую террасу (130–140 м) считал плиоценовой, однако допуская и позднеплиоценовый–раннечетвертичный возраст. В Бережковском разрезе памятника Куртак аллювиальные отложения на цоколе высотой 60 м (над уровнем водохранилища; водохранилище превышает былой уровень Енисея на 65 м) отнесены к позднему плиоцену (Чеха В.П., Лаухин С.А., 1992).

Аллювиальные галечники, в том числе и с выветрелыми гальками химически неустойчивых пород, залегающие под четвертичными аллювиальными отложениями, известны в Хакасии (с. Шунеры), в Минусинске. В них определены олигоценовые споры и пыльца (таксодиевые, тсуга, птерокарпии и др.). В Восточной Туве (Сангилен, левобережье р. Ка-Хем) известны сходные по составу отложения и фрагменты древних долин, возраст которых, однако, остаётся не ясным (Раковец О.А., 1979). В качестве предположения остаётся суждение о возможном олигоценовом возрасте долины Енисея в её верхней части (Тува, Западный Саян).

В олигоцен-неогеновое время минусинские котловины испытывали медленное прогибание, что обусловило аккумуляцию в них водных масс. На отложениях олигоцен-неогена с размытом залегают пески и супеси, подстилаемые иногда мелким галечником. Эти породы образуют сложный комплекс озёрных, речных, дельтовых и пролювиальных образований. А.П. Пуминов (1966) определяет возраст их как предположительно

верхнеплиоценовый. В долине р. Джебь, правого притока р. Кизир, одного из истоков р. Туба, известны (Растворова В.А., Добродеев О.П., 1968) верхнеплиоценовые речные отложения – интенсивно ожелезнённые выветрелые галечники с прослоями и линзами ожелезнённого и омарганцованного песка и глины, залегающие на коре выветривания. Обилие сильно разрушенных галек алюмосиликатных пород свидетельствует об их инсигтном выветривании. Присутствие аллювиальных отложений в глубине Восточного Саяна указывает на довольно раннее формирование системы рек в бассейне Тубы, правого притока Енисея.

Анализ имеющегося материала позволяет сказать, что в олигоцене верхний Енисей функционировал как крупный водоток. Нет сомнения, что и в более раннее время (юра и мел) Енисей принимал активное участие в денудации своего бассейна и выносе терригенного материала в Западную Сибирь.

**Тувинская котловина.** В западной части (район г. Чадан) угленосные отложения образуют пологую брахисинклиналь, на северо-востоке осложнённую сбросом. Отложения генетически разнородные. Выделяются фации (Тимофеев П.П., 1955):

1) аллювиальная – разнозернистые крупно- и среднезернистые песчаники с крупной косою слоистостью и с базальными гравелитами и галечниками;

2) бассейновые – крупно- и мелкозернистые алевролиты (преобладают) мелко- и среднезернистые песчаники с мелкой косою или горизонтальной прерывисто волнистой слоистостью;

3) болотные отложения – гумусовые каменные угли, углистые аргиллиты и алевролиты (фация заливающихся частей торфяных болот).

Не ясно, имели ли эти водоёмы связь с западносибирскими.

**Салаирский кряж.** Обычно кряж представляется как область питания для окружающих его депрессий – Кузнецкой котловины и Обь-Чумышской впадины. Несомненно, в пределах его в ранние геологические эпохи здесь существовала речная сеть, которая денудировала поверхность кряжа. По крайней мере, вполне определённо можно говорить о гидросети раннеюрского времени. Но юрские долины не сохранились в ходе последующей денудации. Наиболее древние отложения – олигоценные – обнаружены у с. Смазнево в Юго-Западном Присалаирье. Более полно сохранился аллювий неогеновых рек. По данным В.Г. Лебедева (1950), это красноцветные аллювиальные галечники, пески, глины, залегающие в древних долинах, не выраженных в современном рельефе. Некоторые неогеновые долины унаследованы современной гидросетью, и красноцветный аллювий занимает в них положение высоких террас. Та-

кие долины распространены в системе Берди (р. Суенга), Ини (Касмала, Ур), Чумыша (Мунгай). Мощность неогеновых отложений в древних долинах достигает 25–30 м.

**Верхнее Прииртышье.** Вопрос о возрасте речной сети Верхнего Прииртышья не получил однозначного решения. Ряд учёных склоняются в пользу древнего возраста (А.И. Москвитин, М.В. Муратов, Н.И. Падуров, Ю.П. Селивёрстов, Чумаков И.С. и др.). Другие (Е.М. Великовская, В.П. Нехорошев, Е.Н. Шукина и др.) – в пользу молодого. В.П. Нехорошев (1936), не отрицая наличия древних долин в Центральном Казахстане, сомневается в связи с ними современных рек.

Ещё в 1933 г. Н.Н. Горностаев по материалам исследований в Семипалатинском районе предполагал, что рельеф и речная сеть здесь унаследованы ещё с домезозоя. Позже Н.Г. Кассин (1936) считал, что гидросеть заложена в нижней-средней юре и в верхнем мелу. Л.А. Никитюк (1956) допускала возможность заложения долины Иртыша в верхнем эоцене. И.С. Чумаков (1965) склонен считать речную сеть Рудного Алтая древней (олигоцен) и транзитной – рр. Иртыш, Бухтарма, Уба, Ульба и Алей осуществляли вынос обломочного материала из гор в предгорья.

И.С. Чумаков (1965, с. 201) допускал зарождение речной сети в Рудном Алтае в олигоцене (чаграйское время). С этого времени крупные реки этого региона, по его мнению, «... практически не изменили не только своего направления, но и не испытали сколько-нибудь серьезных отклонений от положения древних долин». Он же отметил в левобережье Алея, на его широтном отрезке отложения чаграйской свиты у основания крутых склонов глубоких погребённых долин на глубине 80–150 м.

Развитие речной сети Верхнего Прииртышья на примере Северо-Восточного Казахстана подробно рассмотрено в статье В.С. Ерофеева, В.М. Мацуя и Ю.Г. Цеховского (1968). По их мнению, долины всех крупных рек региона являются унаследованными. Так, в долине р. Ащису под неогеновыми отложениями вскрыты среднеолигоценовые галечники, чередующиеся с довольно мощными (до 22 м) горизонтами алевроитов с листовой флорой. Под галечниками залегают среднеэоценовая толща мощностью 10 м переслаивающихся алевроитов, реже глины серого цвета. Обнаружены и более древние речные долины. Так, в устье р. Калгуты бурением выявлена древняя долина, выполненная отложениями северозайсанской свиты (дат-палеоцен). Долина выработана в коре химического выветривания и породах палеозоя. Наиболее древние речные отложения сохранилась в предалтайских прогибах. При пересечении реками областей поднятий сохранился в основном неогеновый аллювий, хотя изредка (р. Поперечная) выявлен и олигоценный аллю-

вий, представленный кварцевыми галечниками, песками с прослоями каолиновых глин.

Авторы в истории гидросети выделили следующие этапы, основанные на тектонической жизни и палеогеографии территории:

1) *конец мезозоя* – в условиях гумидного климата формировался пенеплен, покрытый корой выветривания;

2) *дат-палеоцен* – развиваются плавные сводовые поднятия и крупные области прогибания. Водные потоки, наследуя древние понижения, приспособиваясь к молодым структурам. Зайсанская впадина сбрасывала воды через Иртыш. Медленно текущие, блуждающие реки палеоцена выработали долины в глинистых продуктах выветривания;

3) *нижне-среднеэоценовый этап* – усиление тектонических движений вызвало оживление эрозионной деятельности рек, грубообломочные отложения которых повсеместно залегают на глинистых отложениях дат-палеоцена;

4) *верхнеэоцен-нижнеолигоценовый этап* – затухают тектонические движения и седиментация в речных долинах глинисто-алевритовых пород (тузкабакская свита);

5) *средне-верхнеолигоценовый этап* – в условиях мощных тектонических движений происходит рост горных сооружений, усиление эрозионной деятельности рек, накопление галечно-песчано-алевритовых толщ (ашутасская свита), залегающих с резким размывом на более древних породах; происходит оформление гидрографической сети, к которой очень близка современная;

6) *нижне-среднемиоценовый этап* – затухание тектонического режима, усиление аридизации климата приводят к периодическому пересыханию водных потоков, развитию солончаково-озёрных и делювиально-пролювиальных фаций, в областях прогибаний – глинистых пород (акжарская и аральская свиты);

7) *средне-верхнеэоценовый этап* – резкое оживление тектонических движений, усиливается аридизация климата, происходит накопление солончаково-озёрных и делювиально-пролювиальных отложений (вторушинская, карабулакская, павлодарская свиты), а в областях поднятий – дальнейшая разработка долин;

8) *четвертичный период* – формирование современной гидросети в условиях резкого усиления тектонических движений (особенно в первой половине среднего и в верхнем антропогене) и изменений климатических условий.

Предложенные авторами этапы развития рельефа и речной сети Верхнего Прииртышья хорошо увязываются с событиями других окраин За-

падно-Сибирской равнины и могут быть приняты для корреляции этих событий.

Б.А. Борисов и Е.А. Минина, (1977) также уводили заложение рек Верхнего Иртыша в далёкое геологическое прошлое: аллювиальные отложения здесь отмечаются с позднего мела. Однако морфологически выраженные долины Верхнего Иртыша, Убы, Чара, Кызыл-су датируются только олигоценом. С миоцена, по их мнению, может быть прослежена долина Бухтармы, вероятно, Чаган-обо, Каинды-су, по-видимому, Калгуты и Курчума.

**Казахский мелкосопочник.** Наиболее древние долины Ишим-Тобольского междуречья датируются верхним мелом-эоценом (Сваричевская З.А., Кушев С.Л., 1975).

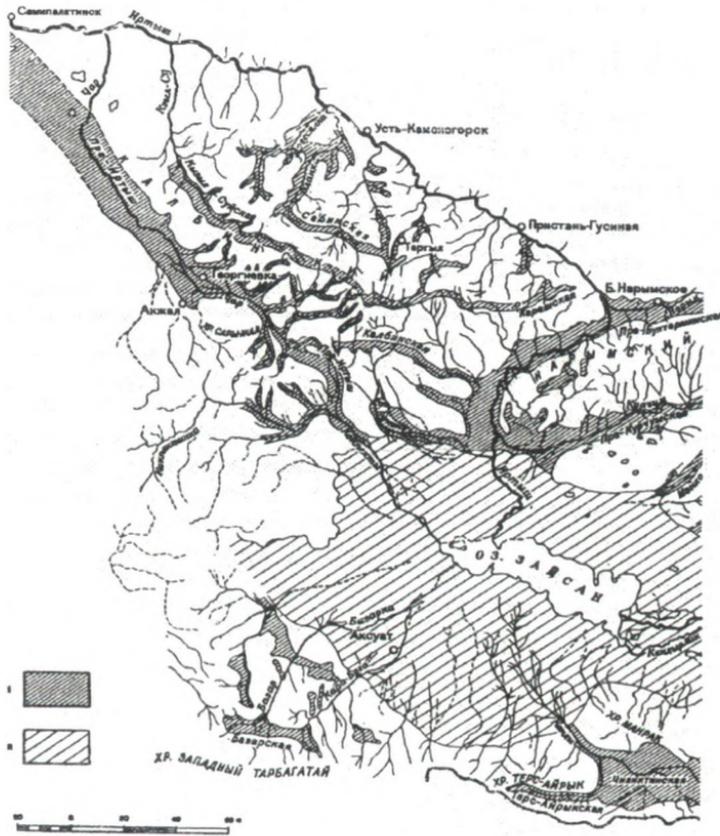


Рис. 42. Верхнее Прииртышье в неогене (Великовская Е.М., 1959)  
1 – долины; 2 – равнины

Долины ориентированы (открыты) в сторону Западной Сибири и обрезаются молодой (четвертичной) впадиной оз. Селеты-Тенгиз. В длину реки, принадлежавшие Западной Сибири, были невелики, имели субмеридиональное или северо-восточное направление. Рыхлые отложения, заполняющие эти долины, принадлежат киялинской свите (нижний мел), и перекрываются морскими глинами славгородской свиты (верхний мел).

Е.М. Великовская (1959, с. 418) предполагала, что система Верхнего Иртыша, дренирующая Западный Алтай и Восточный Казахстан, заложилась в неогене, возможно в конце палеогена (рис. 42). Несколько удвевняют возраст долины Верхнего Иртыша (олигоцен, возможно, более раннее время) другие исследователи (Борисов Б.А., Минина Е.А., Селиверстов Ю.П., 1961, 1962).

Нам представляется более предпочтительным второй вариант. Это подтверждается наличием долин небольших древних рек, открытых в сторону нынешнего Иртыша. Можно предположить, что один из этих притоков в ходе регрессивной эрозии перехватил р. Нарым, впадавшую в оз. палео-Зайсан. Участок долины Иртыша между устьем р. Нарым и оз. Зайсан, по-видимому, представляет собой перехват. Л.А. Никитюк (1961, 1962) под современным аллювием Иртыша у Семипалатинска описала неогеновые и нижнечетвертичные врезы, заполненные галечниками и другими породами аллювиального происхождения. Однако не ясно, принадлежат ли эти долины древнему Иртышу или же его правому притоку, если допустить, что слияние их произошло ниже Семипалатинска.

**Сибирское Приуралье.** Ближайшие к Западной Сибири территории Урала длительное время (рэт-лейас) развивалась в континентальном режиме. Происходил интенсивный размыв горной страны, продукты разрушения транспортировались в сторону Западной Сибири, однако положение речных долин того времени реконструировать не удаётся вследствие глубокой денудации Урала в последующее время, завершившей его пенеппенизацию. К концу юрского времени рельеф Урала стал более сглаженным (Башенина Н.В., 1948, с. 197). Выровненный рельеф, влажный и тёплый климат благоприятствовали формированию и сохранению мощной коры химического выветривания.

В нижнемеловое время Южный Урал или, по крайней мере, его восточный склон превратился в равнину в результате нисходящего развития рельефа (Башенина Н.В., 1948, с. 198).

Лишь в верхнем мелу и раннем палеогене кратковременные ингрессии Запрандно-Сибирского моря (залива) достигли Урала, чему способствовало медленное прогибание местности. Преобладание мелкозернистых и илистых пород, отсутствие грубых обломков в позднем мелу – раннем

палеогене позволяют предполагать, что Урал как горный хребет уже не существовал. Но во второй половине палеогена произошло вздымание территории и установление в олигоцене континентального режима. Произошло оживление речной эрозии, реки выработывали глубоко врезаемые долины, в которых аккумуляровались грубообломочные рыхлые отложения (Никифорова К.В., 1946).

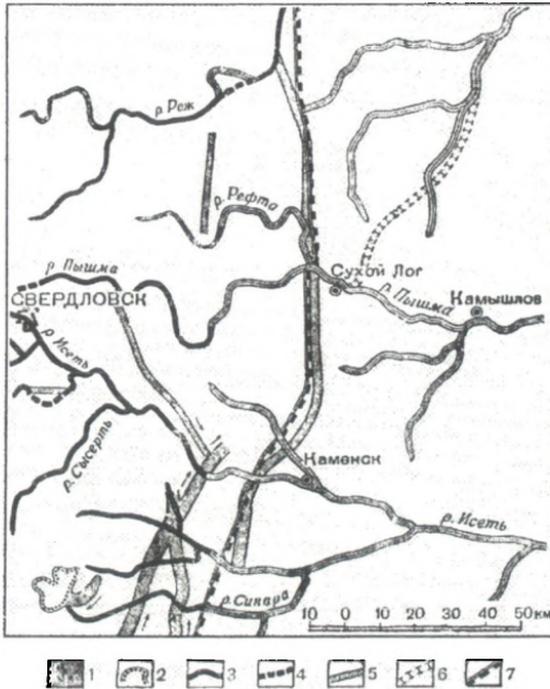


Рис. 43. Перераспределение гидрографической сети в верховьях Исети и Пышмы (Сигов А.П., 1948)

Гидросеть: 1 – олигоцен-миоценовая, 2 – то же озёра, 3 – унаследованная с плиоцена, 4 – плиоценовая, не совпадающая с современной, 5 – унаследованная с нижнего плейстоцена, 6 – брошенная нижнеплейстоценовая долина; 7 – уступ

На восточном склоне Среднего Урала современные межречные пространства (200–250 абс. высоты) несут горизонт косослоистых песчано-галечных отложений, залегающих на коре выветривания. Отложения изучены А.П. Сиговым (1948) и А.А. Прониным (1948). Горизонт слогаается пестро окрашенными глинами, кварцевыми песками, галечниками.

Гальки представлены породами, стойкими к выветриванию (кварц, кремль, кварцит). Встречаются гальки алюмосиликатных пород, нацело разложившиеся.

Водораздельные галечники образуют полосы меридионального направления или близкого к нему, что соответствует положению древних потоков. А.П. Сигов допускал расширенный олигоцен-миоценовый возраст водораздельных галечников. Восточнее древние долины олигоцен-миоценового возраста на большом протяжении следуют вдоль меридионального уступа восточного склона Урала (рис. 43).

Характер галечного материала указывает на накопление песчано-галечных отложений в результате деятельности временных потоков, чей режим зависел от сезонных климатических изменений. Возраст не ясен. А.А. Пронин (1948) допускал связь галечников с ледниковыми явлениями Урала. С этим вряд ли можно согласиться. Есть больше оснований считать эти покровные (водораздельные) галечники внутренними дельтами олигоцен-миоценовых рек. Дельты формировались при выходе рек из гор на равнину.

А.А. Пронин описал также водораздельные галечники, встречающиеся восточнее на меньших гипсометрических отметках (170–180 м). Исследователь отмечал лучшую сортировку и более разнообразный петрографический состав обломков, присутствие валунов диаметром до 0,7 м. Остаётся неясным соотношение водораздельных галечников западной и восточной частей. Но особо следует отметить замечание А.А. Пронина о том, что все описанные аллювиальные толщи не связаны с современной гидросетью. По составу и условиям залегания они напоминают водораздельные галечники неоген-олигоцена в левобережье Енисея..

Плиоценовая гидросеть, по данным К.В. Никифоровой (1946), не получила хорошего развития. В водоёмах, разобщённых в связи с аридизацией климата и не имеющих постоянного стока, происходило накопление красноцветных песков и глин с единичными кварцевыми гальками. Но А.М. Сухоруков (1965) по отдельным фрагментам все-таки реконструировал плиоценовые долины. Плиоценовая речная сеть развивалась на фоне общего поднятия и дифференцированных тектонических движений и частично использовала более ранние (олигоцен-миоценовые) меридиональные эрозионные понижения. Отдельные фрагменты плиоценовых долин подчёркивают это меридиональное направление (рис. 44).

Осадки имеют типично аллювиальный облик. Это красноватые пески, галечники пёстрого петрографического состава с включением мелких валунов палеозойских пород.

Простираение фрагментов плиоценовой речной сети меридиональное. В некоторых местах современные реки наследуют плиоценовые долины. В таких случаях поверхности плиоценовых террас выступают как высокие террасы. Западнее уступа равнинной части склона Урала современные реки почти повсеместно наследуют плиоценовые долины.



Рис. 44. Плиоценовая и четвертичная гидросеть Среднего Урала и Зауралья  
(Сухоруков А.М., 1965)

Отложения: 1 – речные плиоценовые, 2 – озёрные плиоцен-четвертичные, 3 – речные нижне-плиоценовые, 4 – речные средне-верхнеплейстоценовые и голоценовые, 5 – речные плиоценовые и нижнеплейстоценовые, 6 – озёрно-речные нижнего плейстоцена (?); 7 – мёртвые долины с плиоценовым и нижнеплейстоценовым аллювием

Четвертичный период в большинстве районов Сибирского Приуралья начинается с оживления тектонических движений. На вздымающихся участках происходит врез с образованием надпойменных террас, на участках погружения плиоценовый аллювий уходит в погребённое состояние. «Мёртвые», по выражению А.М. Сухорукова (1965а), или брошенные раннеплейстоценовые долины известны на междуречьях Исети, Синары, Пышмы, Ницы-Ирбита. По р. Теча аллювий представлен довольно монотонной толщей карбонатизированных песчаных глин бурого и серовато-бурого цвета. Полимиктовые пески имеют плохую сортировку. Отложения не связаны с современной гидросетью. Их цоколь превышает уровень реки на 55 м. Раннеплейстоценовый возраст определяется стратиграфически по положению между плиоценовой кустанайской свитой и среднеплейстоценовым аллювием IV террасы.

На рубеже раннего и среднего плейстоцена произошла кардинальная перестройка речной сети. Выделяются две области с явно различной направленностью развития рек. К западу от уступа продолжается развитие плиоценовых рек, то есть реки полностью наследуют плиоценовые долины. Восточнее уступа, практически в пределах Западно-Сибирской равнины, речная сеть перестраивалась, приобретая широтное и юго-восточное направление. Эти поздние перестройки гидросети по восточному склону Урала обусловлены нивелированием тектонического рельефа, что создало условия для формирования консеквентных долин восточного направления.

Повышение базиса эрозии вызывает активную аккумуляцию речных отложений. Руслу меняют своё положение. Постепенно рисунок речной сети приобретает современный вид.

\* \* \*

Относительная устойчивость гидросети в обрамлении Западно-Сибирской низменности объясняется сравнительной равномерностью поднятий, когда эрозия могла преодолеть препятствия (выступы) в продольном профиле реки и перерезать на таких antecedентных участках долин вздымающиеся блоки.

## ПРОБЛЕМА СТОКА

Сложившиеся представления о широком – от Урала до Таймыра и Средне-Сибирского плоскогорья – синхронном (одновременном) развитии ледниковых покровов неизбежно породили проблему дренажа, то есть стока обских и енисейских вод за пределы Западной Сибири. Наиболее ранним решением проблемы было предположение о стоке подпёртых ледником вод через Тургайский пролив (прогиб) в Среднюю Азию (Высоцкий Н.К., 1896). Однако, не найдя по Тургаю явных следов такого рода потоков, исследователи обратились к северу низменности, предлагая немало вариантов такого решения.

В развитие темы сообщим давнее предположение Р.С. Ильина (1936, с. 63), который считал, что сибирские реки имели сток вод через Тургайскую ложбину ещё в неогене. Тогда стоку на север препятствовала возвышенная страна на месте Ледовитого океана. В гигантскую реку пратобол с востока впадала р. пра-Ангара, которая текла по долине нынешнего Ваха и далее по долине Оби (см. рис. 22). В таком ракурсе тема разрабатывалась и позднее (см. с. 66 и: Архипов С.А., 1969).

Долгое время принималось на веру мнение, что весь север Западной Сибири был перекрыт сплошным покровом льдов, что предполагало, в свою очередь, повсеместное развитие ледниковых отложений. Отсутствие ледниковых отложений в некоторых местах объяснялось более поздней их денудацией, в том числе и в результате межледниковой трансгрессии моря. Почти общепринятым было мнение о великой регрессии вод Мирового океана в ледниковые эпохи, так как большой объём воды был законсервирован в виде материковых льдов. Относилось это и к Карскому морю. Однако со временем появились и были поддержаны многими исследователями идеи о синхронности оледенений и морских трансгрессий, об ограниченных размерах материкового льда и даже вообще отсутствии материкового оледенения на севере Западной Сибири. При этом само оледенение рассматривается как продукт морской трансгрессии:

уменьшилась континентальность климата, твёрдых осадков стало больше, лето холоднее (Попов А.И., 1959, с. 374).

Правда, позднее И.Д. Данилов (1971) высказал мнение, что морская трансгрессия была относительно тепловодной, а это привело к увеличению количества выпадающих осадков. В качестве примера он ссылаясь на ледник Гренландии, который находится в относительно теплой части океана, недалеко от Гольфстрима.

Если оставить без детального рассмотрения спорную проблему раннечетвертичного (демянского) оледенения, то следующее – среднечетвертичное (максимальное, самаровское) – признаётся большинством исследователей. Поэтому ниже будут рассмотрены гипотезы стока вод сибирских рек именно этого времени – времени функционирования среднечетвертичного оледенения – самаровского, максимального.

Ниже приведены краткие, резюмирующие описания гипотез о ходе основных событий в четвертичное время.

**Гипотеза смыкания ледниковых покровов.** Гипотеза долгое время была главной в решении вопроса о стоке сибирских рек в эпоху оледенения. Этой гипотезы придерживались Г.Е. Быков (1938), Н.Г. Кассин (см. Геология СССР, 1941, с. 547), В.Н. Сакс (1956), А.П. Сигов (1958), И.А. Волков, В.С. Волкова (1963, 1965), А.Г. Доскач (1965), С.А. Стрелков, В.Н. Сакс, С.А. Архипов, В.С. Волкова (1965), В.В. Фениксова (1966), И.А. Волков (1968, 1979), С.А. Архипов и др., (1970), А.А. Земцов (1976), В.И. Астахов (1977) и др. Южная граница максимального оледенения Западной Сибири по представлениям некоторых авторов показана на рис. 30.

Среднечетвертичные ледниковые отложения на севере Западной Сибири образуют широкую зону от р. Сев. Сосьва на западе до междуречья Подкаменной и Нижней Тунгусок в их нижнем течении – на востоке. В приуральской части также известны следы ледниковой деятельности: моренные суглинки и супеси, содержащие гальку и валуны кристаллических пород, распространённых на Урале. Ледниковый рельеф здесь выражен слабо. В пределах Сибирского плоскогорья, где в качестве ледникового центра выступало плато Путорана, ледники выполнили экзарационную работу, морены оставлены только на междуречье Тунгусок. На Западно-Сибирской равнине (по р. Вах и вблизи Енисея) ледниковые отложения образуют холмисто-озёрный и холмисто-грядовый рельеф. По р. Тром-Юган проходит граница разноса валунов и гальки со стороны Урала и Сибири. В ледниковых отложениях нередко встречаются отторженцы мезозойских и третичных пород, перенесённые на сотни километров. На южных склонах Сибирских увалов моренные отложения сопро-

вождаются зандровыми равнинами. Таков фактический материал по ледниковым образованиям севера Западной Сибири (Стрелков С.А. и др., 1965; Земцов А.А., 1976).

Имеется несколько расчётов мощности ледникового покрова севера Западной Сибири. По расчётам П.С. Воронова (1968), гигантский Ямало-Путоранский ледосбор имел толщину 3–3,5 км. Л.Л. Исаева (1972) для ледника Путорана даёт меньшую величину – 1,5–2 км. По данным реконструкции среднеплейстоценового ледника, произведённой В.И. Астаховым (1977), мощность ледника изменялась от 0,5 км в краевой зоне до и более 1 км в низовьях Енисея. П.С. Воронов (1964) определял максимальную мощность ледников Сибири в 3,5 км, средней в 2,5 км.

По мнению В.И. Астахова, даже меньшие величины допускают только один вариант стока гляциальных вод – на юг, через Тургайскую ложбину. Этот же автор считал возможным сброс западносибирских вод через Тургайскую ложбину даже в верхнем плейстоцене (около 20 тыс. лет назад). Предположение базируется на допущении, что в это время на севере был развит Карский ледниковый центр, льды которого в максимум своего развития достигали полярного круга и преграждали путь речным водам<sup>1</sup>. Южнее ледника береговые линии подпрудного Мансийского моря-озера, обнаруженные И.А. Волковым на отметках 125–130 м, свидетельствуют об отсутствии стока на север. Кроме того, В.А. Астахов считал, что следы стока вод этого озера в Тургайской ложбине проявились в виде сквозной горизонтальной поверхности, сложенной перигляциальными осадками.

С.А. Архипов и Ю.А. Лаврушин (1957) отрицали саму идею формирования моря-озера в приледниковой части Западной Сибири. Они сделали расчёт жидкого стока Енисея в эпохи максимального и зырянского оледенений и пришли к выводу, что сток был столь малым, что воды хватало только на создание водоёма в речных долинах в зоне подпора. А сброс вод Енисея на юго-запад в сторону Арала и в бассейн Таза (через долины Елогуя, Пакулихи и Турухана) является малообоснованной догадкой. Исторический ход событий в период самаровского и зырянского оледенений, по их мнению, был таковым (с. 100):

- замирание стока с начала развития оледенения до его оптимума;
- постепенное восстановление стока с началом распада ледника, что привело при активном участии флювиогляциальных вод к образованию перед фронтом ледника подпруженного водоёма;

---

<sup>1</sup> Кстати заметим, что, по мнению А.Н. Ласточкина (1986), Карского центра оледенения не было.

– прорыв вод на север, по достижению подпруженным водоёмом определённого уровня.

С.А. Архипов (1965, с. 163) предложил компромиссное решение проблемы стока рек. По его мнению, слияние Средне-Сибирского и Уральско-Сибирского ледниковых покровов могло быть кратковременным и, возможно, неоднократным. «Скорее всего, между Уральским и Средне-Сибирским ледниковыми языками располагался специфический ледниковый водоём со стоком на север вдоль современной долины р. Пур» (там же). Правда, позднее С.А. Архипов (1970, с. 160) изменил свою точку зрения. Он писал, что «...в течение оледенения единственно возможным направлением стока остаётся юго-западный, через Тургайскую ложбину».

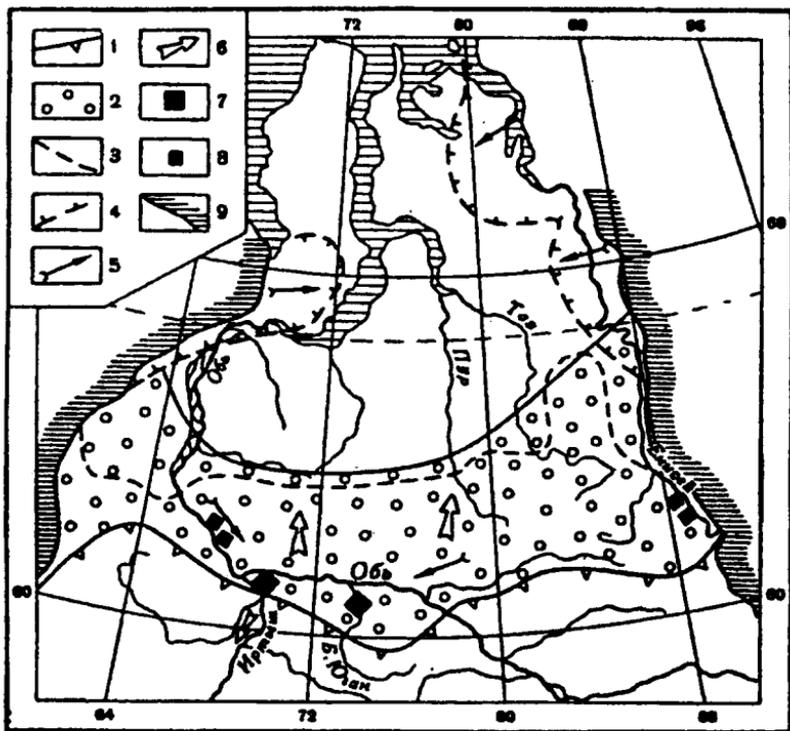


Рис. 45. Север Западной Сибири в эпоху максимального оледенения (С.А. Стрелков и др., 1965)

1 – южная граница максимального оледенения; 2 – краевая зона ледника; 3 – южная граница морской трансгрессии; 4 – граница зырянского оледенения; 5 – направление движения ледников; 6 – общее направление стока; отторженцы: 7 – крупные, 8 – мелкие; 9 – граница Западно-Сибирской низменности

Известно, что ледниковые отложения на севере сменяются морскими – салехардской свитой по Оби, санчуговской по Енисею (бассейн Турухана). В отложениях Приенисейской части выявлены два моренных горизонта, разделённых «тёплой» толщей. Это позволило выявить две стадии оледенения в среднечетвертичное время: собственно самаровскую (максимальную) и тазовскую либо два самостоятельных оледенения: самаровское (среднечетвертичное, максимальное) и зырянское (верхнечетвертичное). Палеогеографическая ситуация севера в ледниковую эпоху по представлениям гляциалистов-максималистов показана на рис. 45.

В качестве итоговых можно привести слова *«Все это позволяет допустить вслед за В.А. Обручевым и С.Г. Бочем оледенение всего севера Западно-Сибирской равнины в результате слияния Уральских и Средне-Сибирских ледников»* (Архипов С.А. и др., 1970, с. 142). Правда, на с. 145 этой книги предполагался и компромисс: в тазовское время сток вод допускался на юго-запад через Тургайскую ложбину, а также *«...на север через Аган-Пурский водораздел и, возможно, “Обский канал”»*.

Чаще всего с гипотезой сомкнутости ледниковых покровов на севере Западной Сибири сопрягалась гипотеза о стоке подпруженных ледником вод через Тургайскую ложбину в Среднюю Азию (см. ниже).

По-иному рассматривает причины подпора сибирских рек В.И. Астахов (1977, 1978, 1979). По его мнению, в первую фазу развития наземных оледенений образовались горно-долинные ледники на Урале и Средне-Сибирском плоскогорье, которые вынесли на территорию Западно-Сибирской равнины уральские или среднесибирские (трапповые) валуны. Позднее на Карском шельфе образовался вторичный центр питания, накопился лёд большой (3,5 км) мощности. Карский ледник стал растекаться в южном направлении, против наклона местности, переотглагая валуны. Именно Карский ледник перекрыл север Западной Сибири от Урала до Средне-Сибирского плоскогорья, создав препятствие для стока рек. Последние образовали подпрудное озеро, излишки воды сбрасывались через Тургайскую ложбину в Среднюю Азию. С критикой этой гипотезы выступили Ю.Б. Файнер и Т.Г. Митачкина (1978)

А.Н. Ласточкин (1986), изучив подводные долины на шельфе Карского моря, не нашёл там ожидаемые значительные мощности ледово-морских и ледниковых отложений, под которыми бы полностью была покрыта поверхность коренных пород и сеть подводных долин.

Г.Ф. Лунгерсгаузен (1955), судя по карте в его статье (рис. 2), принимал сплошность максимального оледенения (*«максимальное оледенение покрыло громадные площади низменности»*, с. 60), но постмаксимальное оледенение считал разорванным. Талые воды размещались, по его мне-

нию, в обско-иртышской артерии и предгорном понижении (Лосьва, Пелым). Сливаясь в один общий грандиозный поток, они поступают как на юг (Тургайский прогиб), так и на север, обтекая край ледников. Насколько мне известно, никто из других авторов подобного рода бифуркацию вод в четвертичной истории Западной Сибири не предполагал.

**Гипотеза разомкнутых ледниковых покровов.** Ряд исследователей отрицает не только возможность сброса вод через Тургайскую ложбину, но и сплошность ледяного барьера на севере Западной Сибири, полагая, что сток на север никогда не прекращался. Идея разомкнутости Уральского и Средне-Сибирского ледниковых языков оледенения, обоснованная Я.С. Эдельштейном (1936), получила дальнейшее развитие в работах А.И. Попова (1959), Г.И. Лазукова (1965), В.А. Зубакова (1966), С.Л. Троицкого (1966), И.Д. Данилова, Г.Э. Розенбаума (1977) и др.

А.И. Попов подробно рассмотрел слабые стороны классической («максималистской») гипотезы и дал своё видение проблемы, которое оказалось весьма плодотворным. По его мнению, центральные районы севера Западной Сибири вообще не перекрывались материковыми льдами, а были заняты водами далеко (до параллели 60°) вдающегося залива. Обломочный материал в центральные части залива приносился айсбергами. Вдоль восточного побережья залива течения были направлены к югу, вдоль западного – к северу. Это и предопределило разное среднесибирского обломочного материала на боьшей площади, нежели уральского. Обломочный материал образует два языка – боьший среднесибирский и меньший уральский (Попов А.И., 1959 рис. 2). Материковые льды занимали ограниченные площади на восточном склоне Урала и окраине Средне-Сибирского плоскогорья (плато Путорана). Влияние таймырского центра оледенения было крайне незначительным. Такие относительно малые площади ледников не соответствуют предполагаемой площади моренного пояса – от Урала до Путорана. Центральные части низменности здесь вообще не имеют валунно-галечного материала и типично моренно-холмистого рельефа. Признавая, что «...проблема стока – одно из наиболее уязвимых мест гипотезы обширного оледенения Западной Сибири» (Попов А.И., 1959, с. 363), автор приходит к убеждению, что сток сибирских рек на север не испытывал затруднений.

В развитие темы любопытные результаты получены при изучении закономерности в содержании морской микрофауны в моренных отложениях севера Западной Сибири (Архипов С.А., Гудина В.И., Троицкий С.Л., 1968). На значительной территории, примерно севернее линии Туруханск – р. Казым валунно-галечные отложения содержат морскую фауну (фораминиферы, раковины морских моллюсков, спикулы губок).

Южнее разорванность ареала немых (без палеонтологических остатков) валунно-галечниковых отложений (приобская и приенисейская части) отмечалась ещё А.И. Поповым (1959). К югу от этой немой зоны в валунных и фациально с ними связанных иных отложениях встречаются только пресноводные моллюски и остракоды (рис. 46). Разорванность ареала немых валунно-галечных морен западной и восточной окраин севера Западно-Сибирской низменности не позволяет выявить генезис поверхностных образований на этом спорном участке. В принципе, эти палеогеографические реконструкции не отрицают и не подтверждают логические построения А.И. Попова (1959).

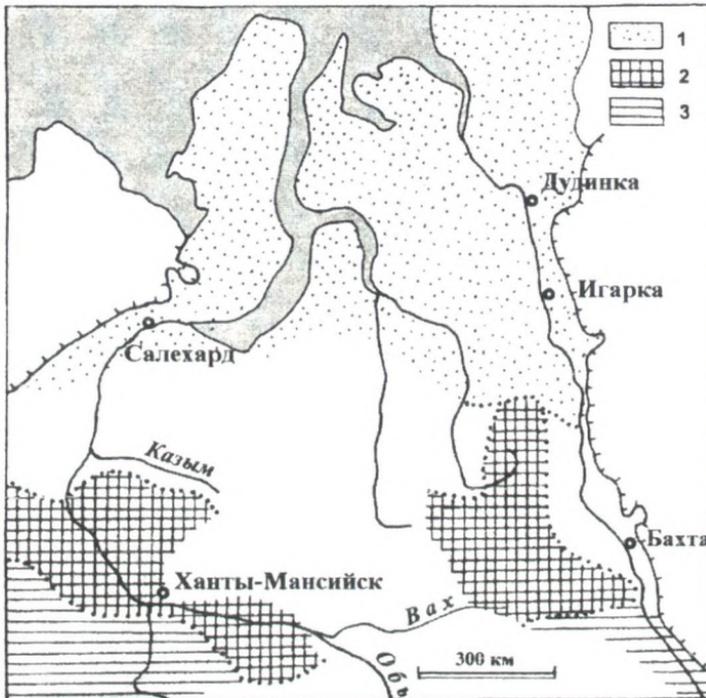


Рис. 46. Распределение палеонтологических остатков в валунсодержащих отложениях (С.А. Архипов и др., 1968)

Зоны: 1 – с морскими организмами, 2 – немые отложения, 3 – пресноводные моллюски и остракоды

Если исходить из идеи несомкнутости Уральского и Сибирского ледниковых покровов, то встаёт вопрос – где же находилось ложе, по кото-

рому речные воды сбрасывались в Полярное море? Обратим внимание на особенности строения Сибирских увалов, довольно полная информация о которых содержится в монографии (Архипов С.А. и др., 1970).

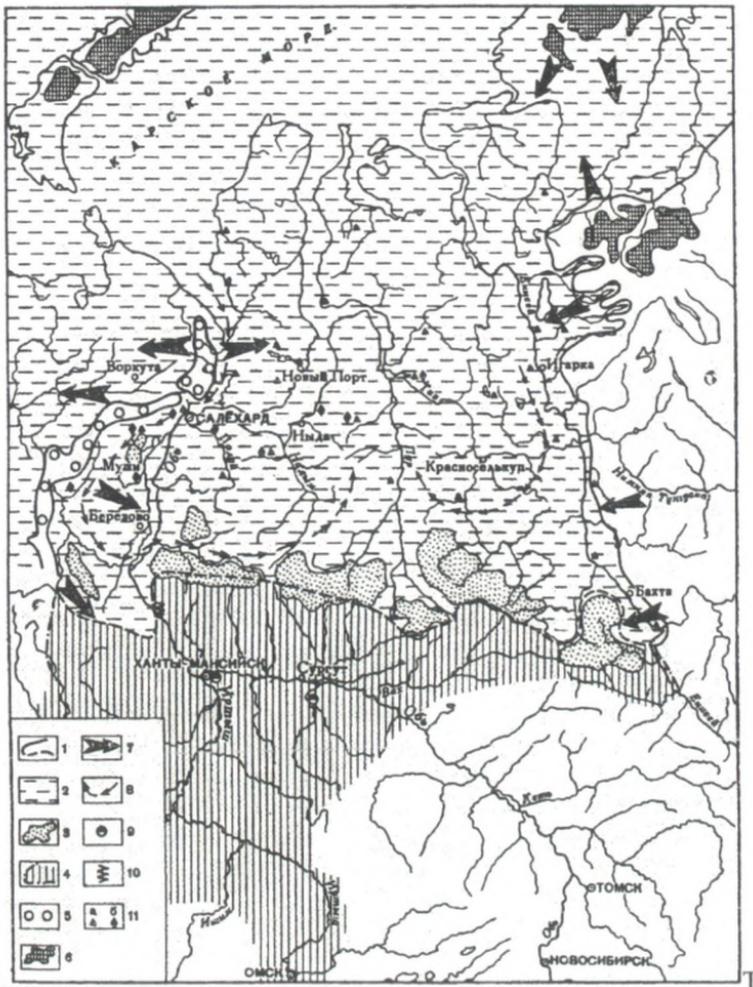
Между Белогорским материком на западе и Верхнетазовской возвышенностью, вдоль Аган-Пуровского междуречья, находится самая низкая часть Сибирских увалов (150–160 м над уровнем моря). Поверхность Аган-Пуровской ложбины образована позднеолигоценовыми породами. Неогеновые и раннеплейстоценовые отложения отсутствуют. В этой древней ложбине имеются холмы, покрытые валунно-галечным плащом, А.А. Земцов (1976, с. 114) был убеждён, что по этой ложбине действительно осуществлялся сток речных вод с юга, но, по его мнению, этот сток происходил не в максимальную (самаровскую) стадию, а в период распада ледников последующей тазовской стадии (или тазовского оледенения). Ложбина совпадает с направлением меридионального глубинного Омско-Пуровского разлома. Однако переуглублённой долины, приуроченной к разлому, здесь нет или она ещё не найдена. Этим Аган-Пуровская ложбина отличается от долины Оби между Кондо-Сосвинским материками и от Енисейской депрессии.

Г.И. Лазуков (1965, с. 52–53), разобрав все «за» и «против» идеи затруднённого стока сибирских рек на север, пришёл к убеждению, что имеется много доказательств для «...отрицания существования подпрудных бассейнов и для отрицания выводов о неоднократном прекращении стока рек на север: Обь, Иртыш и Енисей в течение всего четвертичного периода текли в северном направлении».

**Гипотеза асинхронных ледниковых потоков.** Наиболее полно гипотезу разработал томский геоморфолог Н.А. Нагинский (1949, 1953, 1957, 1957а). По его мнению, развитие сибирских ледников происходило одновременно. Более ранним был Сибирский ледник, который подпитывался ледниковым потоком с Таймыра. Таймырский ледник перекрыл Енисею путь на север. Енисей обтекал край ледника по его южной и западной границе и слился с Обью. После распада восточного ледника Енисей восстановил свой путь на север. Уральский ледник достиг только устья Иртыша, путь Оби на север льдами не преграждался. «*Два раза льды покрывали восточную часть ЗСН (Западно-Сибирская низменность. – А.М) и два раза западную*» (Нагинский Н.А., 1953, с. 645).

Гипотеза асинхронности (разновозрастности) ледников севера Западной Сибири не нашла поддержки и ныне рассматривается с позиций истории изучения оледенения. Но она хорошо объясняла возможность свободного стока рек на север. Возможность асинхронного развития оледенения Советской Арктики ранее предполагал Г.Д. Панов (1946).

**Гипотеза маринистов.** Гордиев узел проблемы стока разрубили анти-гляциалисты, возглавляемые И.Л. Кузиным, Н.Г. Чочиа и др.



**Рис. 47. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в эпоху максимального оледенения (Кузин И.Л., Чочиа Н.Г., 1965)**

1 – граница моря; 2 – глинистые осадки с гальками и валунами; 3 – отмели и острова; 4 – озерно-речные пески; ледники: 5 – карово-долинные, 6 – покровные; 7 – вынос крупнообломочного материала; 8 – морские течения; 9 – «отторженцы»; 10 – «гляциодислокация»; 11 – местонахождения: а – фауны, б – флоры

Если в 1961 г. эти авторы (Кузин И.Л. и др., 1961), допускали возможность продвижения льдов с Урала по Оби до устья р. Лямина, а с Пutorана до истоков Таза, то в 1965 г. отвергали саму идею покровного оледенения севера Западной Сибири (Кузин И.Л., Чочиа Н.Г., 1965): «нет ледников – нет проблемы». По их мнению, в пресловутую эпоху максимального оледенения низменность севернее линии Бахта (на Енисее) – Берёзово (на Оби) была залита морем. Этот водоём был результатом трансгрессии, которая синхронно проявилась в Северной Евразии от полуострова Рыбачий (Кольский полуостров) до Хатангского залива (Чочиа Н.Г., 1978). Южнее моря обширные территории Западной Сибири были заняты озёрно-аллювиальными равнинами, которые отделялись от моря прерывистой полосой отмелей и островов. Повышение уровня моря привело к образованию в центральных и южных районах Западно-Сибирской низменности огромного пресноводного «моря-озера». В кратковременный максимум трансгрессии Сибирские увалы ушли под воду.

Разнос обломочного материала, по их мнению, осуществлялся морскими, озёрными и речными льдами, которые дрейфовали под действием ветра и течений. Основная масса крупных валунов встречается по окраинам низменности. По р. Пур встречаются валуны как уральского, так и среднесибирского происхождения. Авторы приводят любопытный факт, подтверждающий их гипотезу. В обнажениях можно наблюдать, как под валунами продавливаются суглинки и супеси, а над валунами отмечается облекание. Следовательно, валуны, вытаявая из дрейфующих льдов, при падении вдавливались в мягкий (обводнённый) грунт, затем морские осадки, облекая валун, погребали его.

В мореноподобных отложениях были найдены раковины морских моллюсков, фораминиферы и остатки других морских организмов. Во время максимума трансгрессии море перекрывало Сибирские увалы. Известные отторженцы юрских (у с. Самарово) и эоценовых пород (у юрт Еутских на р. Бол. Юган) рассматриваются как коренные выступы соответствующих толщ (Кузин И.Л., Чочиа Н.Г., 1965, 1966). Представления авторов, ортодоксальных «антигляциологистов», о палеогеографической ситуации на севере Западной Сибири в эпохи максимального оледенения иллюстрируются рис. 47.

Гипотеза Н.Л. Кузина и Н.Г. Чочиа вызвала резкую критику многих учёных (С.А. Стрелков, 1964; С.А. Стрелков, В.Н. Сакс, С.А. Архипов, В.С. Волкова, 1965; Шацкий С.Б., 1966; др.). Развернутая критика антигляциализма-маринизма применительно к Западной Сибири дана в 1-м томе монографии «Проблемы экзогенного рельефообразования» (М., 1976, с. 10–21).

**Сток рек через Тургай.** Тургайский прогиб в геоморфологическом отношении представляет собой понижение между Казахским мелкосопочником и восточными платообразными предгорьями Южного Урала. В структурном отношении это область погружения Турано-Сибирской эпипалеозойской плиты между двумя древними, сильно дислоцированными сооружениями – Уралом и Казахским мелкосопочником (Доскач А.Г., 1970). Медленное прогибание Тургая началось в континентальных условиях раннеюрского времени. Мел-палеогеновая (до раннего олигоцена включительно) ингрессия северного и южного морей определила роль Тургая как пролива, соединяющего эти моря. К концу плиоцена Тургайский прогиб был перегорожен поперечным поднятием, которое стало естественным водоразделом (260–280 м над ур. м.) между северной и южной его частями.

В решении проблемы роли Тургайского прогиба в истории Западно-Сибирской низменности имеется две версии.

Тургайский прогиб давно привлекал к себе внимание исследователей как возможный путь сброса талых ледниковых вод Западной Сибири. Гипотезу такого рода впервые выдвинул Н.К. Высоцкий (1894, 1896), который считал, что в эпоху максимального оледенения на территории Западно-Сибирской низменности образовалось огромное подпрудное озеро, основной сток из которого осуществлялся через Тургайский прогиб. Позже эту гипотезу поддержали Г.Е. Быков (1938), А.П. Сигов (1958), И.А. Волков, В.С. Волкова (1963, 1965), А.Г. Доскач (1965, 1970), С.А. Архипов и др. (1970), В.И. Астахов (1977).

С.А. Архипов и его соавторы (Архипов С.А. и др., 1970, с. 160) изложили свой взгляд на эту проблему следующим образом. Во время максимального оледенения, когда север Западной Сибири от Урала до Таймыра и Средне-Сибирского плоскогорья был покрыт ледником, в результате подпора создались огромные озёра. Потоки, двигавшиеся от Алтая и севера низменности, стремились навстречу друг другу. Избыток талых вод из долины Енисея по долинам Каса – Кети и Сыма – Дубчеса переливался в сторону Нарымского Приобья. Поскольку приалтайские равнины и Чулымо-Енисейская впадина приподняты относительно Тургайской ложбины, разгрузка Западной Сибири от вод могла происходить только через эту ложбину.

Г.Е. Быков (1938) объяснял возможность стока сибирских рек через Тургай, исходя из наблюдений в Тургайском прогибе. В пределах Тургайского прогиба имеется сквозная одноимённая ложбина, расположенная на междуречье Тобола и Убагана (ближе к Тоболу). Ложбина вложена в толщу водораздельных суглинков с подстилающими их песками

(возраст миндель-рисский). На севере она сливается с Западно-Сибирской низменностью, прослеживаясь, по мнению А.П. Сигова (1958), до устья р. Тавды, а на юге достигает низменных равнин (солончаки оз. Челкар-Тенгиз). А.А. Бобоедова (1966) приводит морфометрическую характеристику ложбины: длина – 1000 км, ширина в северной части – 35 км, с удалением к югу она увеличивается до 50 км южнее оз. Кушмурун и 70 км чуть севернее чинка Челкар-Нура. Высота склонов изменяется от 40 м на севере до 70 м на юге (примерно от широты г. Кустаная до оз. Сарыкома). Примерно на широте  $51^{\circ}$  проходит Арал-Иртышский водораздел. Довольно плоское дно ложбины достигает ширины от 15 до 50 км. По осевой части долины располагается цепочка озёр, а краевые зоны выражены эловыми боровыми песками (боровые леса Аман-карагай и Казан-басы). Боровые пески залегают гипсометрически выше ложа древней долины. Г.Е. Быков считал их переветренным аллювием террасы древней реки.

По мнению Г.Е. Быкова, долина выработана водным потоком, стекавшим с северо-востока на юго-запад.

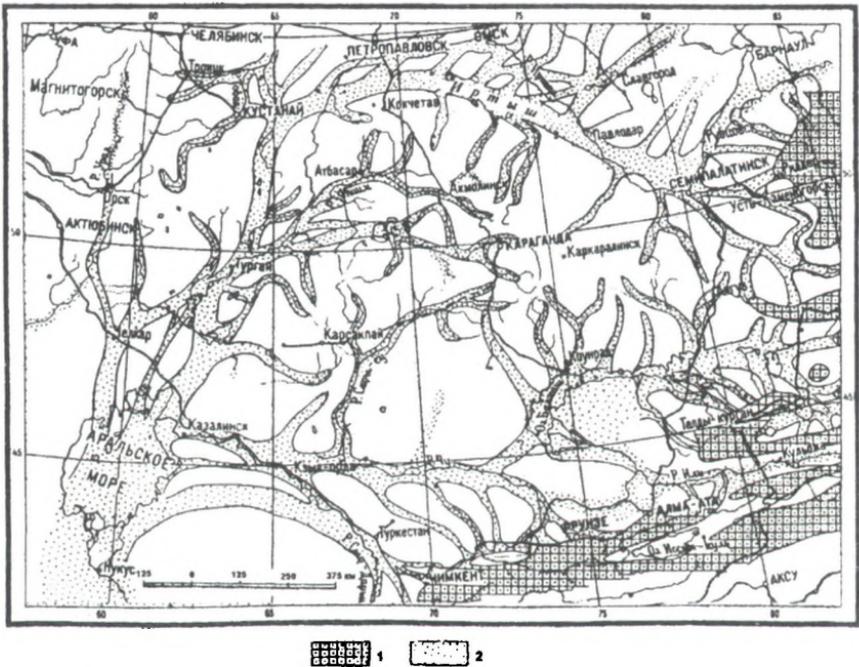


Рис. 48. Сток иртышских вод с Алтая через Тургай (Кассин Н.Г., 1947)  
1 – снега и ледники; 2 – речные отложения

Оригинальное предложение было сделано Н.Г. Кассиным (см. Геология СССР, 1941, с. 547). По его мнению, Иртыш, выйдя из Алтая, между Петропавловском и Кокчетавом изменил северо-западное направление на юго-западное и, обогнув с севера Казахский мелкосопочник, через Тургайскую впадину сбрасывал свои воды в Аральское море (рис. 48).

А.А. Бобоедова (1966) предложила следующий, более подробный вариант истории формирования ложбины.

Река, направление которой не выяснено, заложилась на рубеже нижнего и среднего плейстоцена по долгоживущей Центрально-Тургайской зоне разломов. Река выработала широкую, но неглубоко (50 м) врезанную долину. По этой долине в эпоху максимального (самаровского) оледенения из Западной Сибири хлынул поток подпруженных вод. Поток углубил долину. Но с увеличением расходов потока долина реки была переполнена, и ледниковые воды широко разлились, затопив низкие невысокие водоразделы – Убаган-Тобольский, Тобол-Тогузакский, северную часть Убаган-Ишимского. В результате этого был выработан однообразно ориентированный гривно-долинный рельеф. В последующее межледниковье река вошла в свои берега, оставив на междуречьях перигляциальные отложения. С началом тазовского оледенения долина вновь была использована ледниковыми водами. Но начавшееся воздымание равнин Северного Приаралья преградило путь ледниковым водам, и на месте речной долины образовался колоссальный водоём большой длины. В последующее время водоём частично усыхал, оставляя после себя большие и малые озёра. Реликтами последнего по времени водоёма являются озера Кушмурун, Сары-Моин, Аксуат, Сары-Копя. В результате тектонического поднятия в центральной части Тургайского прогиба возник водораздел, с которого стекают небольшие реки: Тобол и Убаган на север, Тургай, Сары-Озён, Теке на юг.

В пользу стока вод с севера на юг А.А. Бобоедова (1966) приводила следующие факты:

- 1) дно погребённой ложбины с чередованием переуглублённых участков и «перекатов» в общем наклонено на юг;
- 2) современное дно ложбины также наклонено на юг;
- 3) мощность осадков по линии тальвега погребённого дна увеличивается с севера на юг. Сведения П.Я. Кошелева (см. ниже) об отсутствии аллювиальных отложений на Арал-Иртышском водоразделе А.А. Бобоедова признала не соответствующими действительности.
- 4) Тургайская ложбина постепенно увеличивает ширину в южном направлении – 30 км у оз. Убаган, 50 км у оз. Кушмурун и 70 км севернее чинка Челкар-Нура.

5) отложения, выполняющие Тургайскую ложбину, имеют озёрное происхождение. Позднее (Бобоедова А.А., 1977) в основании толщ отмечались породы аллювиального происхождения, представленные разнo-зернистыми глинистыми кварцевыми песками, реже конгломератами (?! – А.М.).

Позднее А.А. Бобоедова (1977) дополняет этот перечень другими фактами. Особенно важным она считает прослеживание Тургайской ложбины на юг до Аральского моря. Песчано-глинистые отложения, близкие тургайским, залегают с глубоким размывом на эоценовых и олигоценовых толщах и расстилаются на обширных площадях. Кроме того, выделяется древняя долина, пересекающая всю территорию Северного Приаралья от южного фланга Тургайской ложбины до Аральского моря. Границы этой долины удивительно точно сливаются с границами второго (высокого) уровня днища Тургайской ложбины и, следовательно, они являются продолжением друг друга. А.А. Бобоедова отмечает, что следы быстрого стока вод по тургайской ложбине в Аральское море хорошо просматриваются на космических снимках.

**Версия антитургайская.** Предложена в 1961 г. А.Л. Яншиным, который обратил внимание на то, что верховья рр. Сары-Тургай и Убаган, текущих в противоположном направлении, действительно связаны долинообразным понижением, заполненным четвертичными отложениями. А.Л. Яншин истолковал это как результат перехвата Тоболом р. Убаган, которая прежде впадала в р. Тургай. Похоже, этот довод многим исследователям показался неубедительным.

Дальнейшее развитие идеи А.Л.Яншина получило в работах П.П. Генералова (1977), который положительно оценил взгляд А.Л. Яншина на историю Тургайского прогиба и, в частности, северный сток тургайских рек. Этот автор исходит из того, что в послемiocеновое время главной, магистральной артерией Западной Сибири была система Убаган – Тобол – Иртыш (ниже устья Тобола) – Обь (ниже устья Иртыша). И действительно, эта магистраль (эрозионный ствол Западной Сибири) накладывается на древнюю систему разломов, которая начиналась в Тургае и шла на северо-восток на р. Пур (см. рис. 1). Лишь позже, в тобольское время (начало среднего плейстоцена) в эту систему были включены Иртыш и Обь, которых ранее не было, по мнению П.П. Генералова, или они были небольшими притоками. Формирование магистральной реки объясняется и тем, что она «привязана» к более низкому базису эрозии (мировой океан), тогда как реки южной экспозиции впадали в Аральский бассейн, находившийся выше уровня мирового океана. Нам представляется, что это объяснение П.П. Генералова некорректно. Известно, что эффективность

речной эрозии зависит не от абсолютной высоты базиса, а от уклонов реки. Думается, что у длинной магистральной реки, впадавшей в ледовитый океан, уклон был меньше, чем у коротких рек, впадавших в Арал.

Мало известная гипотеза о стоке по Тургайской ложбине вод на север, в Западную Сибирь была предложена П.Я. Кошелевым (1960). Этот исследователь полагал, что Убаган брал начало в Уральских горах и тёк на северо-восток, после чего повернул, принимая древний Сары-Озен, на север. Но этот приток был перехвачен р. Тургай, вследствие чего Арало-Иртышский водораздел постепенно смещался на север. П.Я. Кошелев подкреплял свою гипотезу следующими доводами:

- 1) на современном водоразделе в самом узком месте Тургайской ложбины аллювиальные отложения отсутствуют; известны только элювиально-делювиальные образования мощностью до 15 м;
- 2) механический состав отложений р. Убаган меняется с юга на север от песчаных до глинистых;
- 3) абсолютные отметки дна долины уменьшается как на север, так и на юг.

Некоторые положения П.Я. Кошелева позднее были признаны ошибочными (Бобоедова А.А., 1966, 1977).

**Версия П.П. Генералова.** В тезисном изложении версия П.П. Генералова (1977) сводится к следующему. В регрессивные фазы развития морей речной сток через Тургай происходил как на юг, так и на север. В периоды максимумов плиоцен-раннеплейстоценовых трансгрессий опреснённый Западно-Сибирский бассейн соединялся с Арало-Каспийским через Тургайский пролив.

Одним из спорных вопросов четвертичной гидрографии является так называемая проблема Мансийского моря-озера. Эту проблему предложил и разработал во многих своих работах И.А. Волков (Волков И.А., Волкова В.С., 1964; Волков И.А., 1968 и др.). Ледники самаровской эпохи перекрыли рекам сток на север. В зоне подпора образовалось огромное море-озеро. Северный берег этого моря-озера проходил по южному краю максимального (самаровского) ледника. В водоёме накапливались ленточно-слоистые отложения. Многоводные потоки, блуждающие среди равнин Западной Сибири, срезали верхние части склонов. Южная граница моря-озера проходила примерно по широте устьев Оми и Исети. Здесь И.А. Волков обнаружил две береговые линии, более древняя из которых отвечает времени максимальной трансгрессии (заполнения). Отметка её соответствует высоте Арало-Иртышского водораздела. Исходя из этого, исследователь допускал возможность сброса избытка воды через этот природный водослив в сторону Арала. Молодая береговая линия (105–

110 м) соответствует времени отступления ледников тазовской стадии. С юга в озеро впадали полноводные реки Ишим, Тобол, Иртыш, широкие долины которых представляли собой заливы Мансийского моря-озера.

Гипотеза о Мансийском море-озере времени среднечетвертичных оледенений у многих учёных вызвала скепсис (В.А. Николаев, 1964; др.), хотя некоторые спорные вопросы палеогеографии хорошо решаются с её позиций.

Были предложены, но не нашли сторонников гипотезы:

– стока речных вод через ледник (Обручев В.А., 1930) и

– стока вод под ледником (Сакс В.Н., 1953).

Оба автора, по-видимому, стремились избежать объяснения стока сибирских вод через Тургайскую ложбину в Приаральскую низменность, по-видимому, не располагая другими доказательствами в пользу этого неприятия.

Обсуждение. При всём многообразии подходов к решению проблемы стока вод ни одна из гипотез полностью не обладает достоверными доказательствами. Похоже, у одних исследователей раньше родилась идея, под которую подгонялся фактический материал (Н.А. Нагинский, И.Л. Кузин, Н.Г. Чочиа). Похоже, другие авторы опирались на материалы знакомого им региона, экстраполируя выводы по нему на не очень близкие регионы. Специалисты по Тургаю решали судьбу северной палеогеографии – быть или не быть там смыканию ледников.

Гипнотизирующее воздействие оказывала идея сплошного перекрытия севера низменности ледниками и сплошной – от Урала до Таймыра и Средне-Сибирского плоскогорья – полосы ледниковых отложений. Очевидно, уже подспудно появилось сомнение в правильности догмы, но трудно было сразу от неё отказаться.

С.А. Архипов (1965) писал, что смыкание Средне-Сибирского и Уральского ледниковых покровов всё-таки было, но было кратковременным и, может быть, неоднократным. И локализовался этот кратковременный контакт в пределах обширной Аган-Пуровской седловины, которая накладывается на Омско-Пуровский глубинный разлом. С.А. Архипов увидел даже несколько аномалий в геологическом и геоморфологическом строении седловины. Так, здесь получили широкое развитие образования типа бассейновой морены, плохо сохранились поля основной морены (валунных суглинков). Но здесь отсутствует ледниковый аккумулятивный рельеф и краевые ледниковые образования. Это всё позволило С.А. Архипову прийти к мнению, что длительно существовавшего ледникового барьера здесь не существовало: *«Скорее всего, между Уральским и Средне-Сибирским ледниковыми языками располагался спе-*

*цифический ледниковый водоём со стоком на север вдоль современной долины р. Пур» (с. 163).*

Наиболее полное описание четвертичной геологии и палеогеографии Обско-Пуровского междуречья дано Г.И. Лазуковым и И.В. Рейниным (1961).

Дочетвертичный рельеф, выработанный на мезозойских и третичных породах расчленён на глубину 400–450 м. Наиболее глубокое расчленение совпадает с долинами наиболее крупных современных рек. Накопление четвертичного аллювия в переуглублённых долинах происходило непрерывно в течение всего четвертичного периода. Под долиной р. Пур подошва четвертичных отложений находится на глубине более 200 м ниже уровня моря (скважина не вскрыла полную мощность четвертичных отложений). Представлены они в основном песками с тонкими прослоями глин. На глубине 185 м встречен маломощный гравелисто-галечниковый горизонт. Возраст этих преимущественно морских отложений определяется широкими рамками – от раннечетвертичного времени («миндель-рисс») до конца среднечетвертичного. Ледниковые образования отсутствуют. Это касается не только отложений, но и рельефа. Грядовые формы рельефа, авторами принимаемые за ледниковые, сложены диатомовыми глинами и опоками. Образование их связано с проявлением тектоники, эрозии и мерзлотных процессов (Лазуков Г.И., Рейнин И.В., 1961, с. 398).

Верхняя часть разреза слагается довольно однородной супесчано-суглинистой толщей без обломочного материала и мореноподобных образований, связанных с деятельностью айсбергов. На междуречьях распространён маломощный покров облёсованных супесей и суглинков, накопление которых началось в верхнечетвертичное время, продолжается и ныне. Мощность четвертичных осадков крайне невелика. Поверхность дочетвертичных отложений (олигоцен) на десятки метров поднимаются над уровнем моря.

Идея сброса сибирских вод через Тургайский прогиб родилась, очевидно, от безысходности: отказаться от идеи сплошного ледникового покрова на севере трудно, но вера в неё поколебалась, выход надо было искать. И буквально нашли его в юго-западной части низменности. Но М.Е. Городецкая (1977, с. 65–66) писала: *«Сравнительный геоморфолого-минералогический анализ, сочетающий изучение геоморфологии сопредельных равнин и геоморфологических уровней в Тургайской ложбине анализом минералогического состава слагающих эти уровни отложений, показывает, что в среднем и позднем плейстоцене в пределах Тургайской ложбины не было сквозного стока западносибирских вод»* (выде-

лено нами. – А.М.). Эти слова знатока Тургая очень убедительны и перекликаются с мнением немалого ряда других исследователей.

Все гипотезы, объясняющие поведение льдов и вод Западной Сибири, имеют под собой определённый фактический материал, что-то объясняющий, что-то подтверждающий (или отрицающий), но Природа оказалась более изобретательной, чем надеялись учёные. Природные процессы оказались более сложными, с бóльшим числом неизвестных, нежели мы предполагали. Поэтому решение загадки стока сибирских вод ещё впереди. Что касается мнения автора, то интуитивно ему близка тема свободы – свободы выбора. Наш выбор пал на версию Г.И. Лазукова, которая представляется нам более предпочтительной. Г.И. Лазуков, касаясь обширных пространствах междуречья Оби и Пура, писал: *«Собственно ледниковые отложения (максимального и зырянского оледенений) так же, как и ледниково-аккумулятивные формы рельефа, на описываемой территории отсутствуют»* (Лазуков Г.И., Рейнин И.В., 1961, с. 399). Реки могли беспрепятственно нести свои воды в Полярное море.

Проблема стока вод в эпоху максимального оледенения остаётся нерешённой.

## МАГИСТРАЛЬНЫЕ РЕКИ

Магистральными реками называют реки главенствующие – по обилию воды, по длине, а в науке гидрологии главной считается та река, которая имеет более выработанный профиль равновесия. Главная река Западной Сибири – Обь – не может претендовать на главенство ни по одному из этих показателей. По данным Ю.А. Мещерякова (1972), Обь и Иртыш соперничают: более полноводный Иртыш берёт верх, подпирая Обь, которая по существу становится его притоком. Иртыш имеет длину 4450 км, что больше, чем Обь (3680 км), притоком которой он считается. Продольный профиль Иртыша лучше выработан, чем профиль Оби. Да и по возрасту Иртыш в своём верхнем течении старше, чем р. Обь. Однако исторически сложилось так, что не Иртыш, а Обь признана главной рекой Западной Сибири.

Несомненно, окружающие Западно-Сибирскую мегасинеклизу горные сооружения или приподнятые пенеплены были дренированы малыми и большими реками, которые выносили огромное количество терригенного материала. Об этом можно судить по большой мощности чехла рыхлых отложений мезозоя и кайнозоя, заполнивших огромную отрицательную морфоструктуру. Для такой колоссальной работы необходимо не только длительное время (сотни миллионов лет), но и мощные агенты эрозии и денудации – многоводные реки, способные срезать пару и более километров горных пород, измельчить их и переместить. В такой ситуации, естественно, древнейшие формы эрозионного рельефа по окраинам синеклизы вряд ли сохранились, что крайне затрудняет реконструкцию древней гидросети. Изучение коррелятных отложений в какой-то мере помогает решать эту задачу. Стремление рек сохранить своё русло (эффект наследования) позволяет произвести некоторые реконструкции былой гидросети. Тектоническая жизнь региона позволяет объяснить причины и определить направленность трансформаций речных систем.

## Иртыш

С мела и до среднего олигоцена Западно-Сибирская синеклиза была залита морем. Периодически береговая линия моря испытывала смещения в связи с проявлением тектоники и эвстатических колебаний уровня Мирового океана. При сокращении площади моря осушенную часть дна завоёвывали реки, которые ранее впадали в водоём. При очередной трансгрессии низовья рек уходили под воду.

С.А. Архипов (1968) предложил оригинальную схему развития речной сети без выхода её в Полярное море. По его мнению, к среднему олигоцену северная половина Западной Сибири представляла собой равнину, приподнятую в восточной, северной и приуральской частях. На юге равнину ограничивали возвышенная равнина северного Казахстана. Примерно такая же палеогеографическая схема действовала и в неогене (см. рис. 36). В такой чаше, по мнению С.А. Архипова, сформировались внутренние пресноводные бассейны, которые принимали сток со всех сторон. Была ли создана бессточная озёрная система или же она имела сток? Если был, то через Тургай, как предполагали Н.Г. Кассин (1941, 1947), В.В. Вдовин (Архипов С.А. и др., 1970) и др., или на север?

Исходя из общей направленности развития Западно-Сибирской мегасинеклизы, северная часть этой структуры (к северу от Сибирских увалов) прежде всегда испытывала погружение, даже опережающее, по сравнению с южной частью: здесь в течение мезозоя и раннего кайнозоя накопилась толща пород более, чем пятикилометровой мощности. В южной части толща этих пород имеет более скромную мощность (см. рис. 2). Поэтому неожиданным является заявление С.А. Архипова, противоречащее его же утверждению о широтном перекосе, который обусловил вздымание северной части мегасинеклизы. С.А. Архипов (1968, с. 125–126) указывал «... на площадное распространение древнеаллювиальных средне-позднеолигоценых отложений, поля которых вытянуты с севера на юг и приурочены к Пуровской, Надымской, Ляпинской и, частично, Красноселькупской и местами Енисейским впадинам». Впадины прослеживаются в зоне Сибирских увалов и сливаются с обширным полем синхронных озёрных и озёрно-аллювиальных отложений южно-центрального региона. Следовательно, автор предполагал, что сток олигоценых прарек (Пур, Надым, Ляпин и других, в том числе и нижнего Енисея) происходил с севера на юг, реки опирались (имели базис эрозии) на внутриконтинентальные озёрные бассейны, расположенные южнее Сибирских увалов. По-видимому, предполагается, что максимальное вздымание Западно-Сибирской плиты происходило в северной её части, в зо-

не Сибирских Увалов. Подтверждением может служить малая мощность четвертичных отложений, которые непосредственно перекрывают меловые (Зятькова Л.К., 1979). В центральной части Западно-Сибирской равнины мощность кайнозойских отложений резко увеличивается, мезозойские отложения залегают на значительной глубине. Однако глубины фундамента дают иную картину. Фундамент погружается как к югу, так и к северу, особенно значительно, к северу от Сибирских увалов.

Бытовало мнение, что в пределах горного обрамления верхнее течение Иртыша имеет молодой – плейстоценовый – возраст (Нехорошев В.П., 1934; Щукина Е.Н., 1940; Великовская Е.М., 1946, 1954). Так, В.П. Нехорошев предполагал существенную перестройку стока Иртыша в плейстоцене. Е.Н. Щукина (1940, с. 157) писала: «...современная долина Иртыша (в Рудном Алтае. – А.М.) является очень молодой, она образовалась уже в конце плейстоценового времени».

Позднее выяснилось, что о себе, как будущей транзитной (магистральной) системе, Иртыш заявил в конце эоцена или в среднем олигоцене (Чумаков И.С., 1965; Ерофеев В.С., 1969; Ерофеев В.С. и др., 1968), возможно раньше. По мнению В.С. Чумакова (1965, с. 203), «...в пределах Рудного Алтая и смежных районов Калбы гидрографическая сеть системы Иртыша и его главных притоков была заложена, по крайней мере, в олигоцене и до наших дней её план не претерпел сколько-нибудь заметных изменений».

Между структурами Рудного Алтая и Обь-Зайсанской зоны образовалась узкая впадина, которая начиналась близ устья р. Кызылсу (приток Иртыша, восточнее Семипалатинска) и открывалась на север. В эоцене впадина представляла собой морской залив, глубоко вдающийся в сушу. В результате регрессии «Чеганского моря» обнажившееся дно залива заняла река, устье которой мигрировало вслед за отступающим берегом этого водоёма.

Эоцен-раннеолигоценое море заливало Западную Сибирь асимметрично: его берег наиболее близко подходил к Уралу и лишь в туроне оно стало симметричным (см. рис. 33). Это может указывать на то, что наиболее прогнутая часть дна бывшего моря («тальвег» морского дна) в туроне уже подчинялась в своём развитии влиянию древнего Колтогорско-Пуровского рифта (рис. 49), который сыграл важнейшую роль не только в заложении Иртышской впадины, но и в развитии всей Западно-Сибирской синеклизы.

Следовательно, по этому тальвегу (меридиональному линеamentу) могла сформироваться магистральная река от вершины Прииртышской впадины до Полярного моря. По нашему мнению, именно со среднего

олигоцена, когда море ушло с территории Западно-Сибирской равнины, начала формироваться гидросеть Западной Сибири, стержнем которой стал Иртыш – как осевая, магистральная река региона.

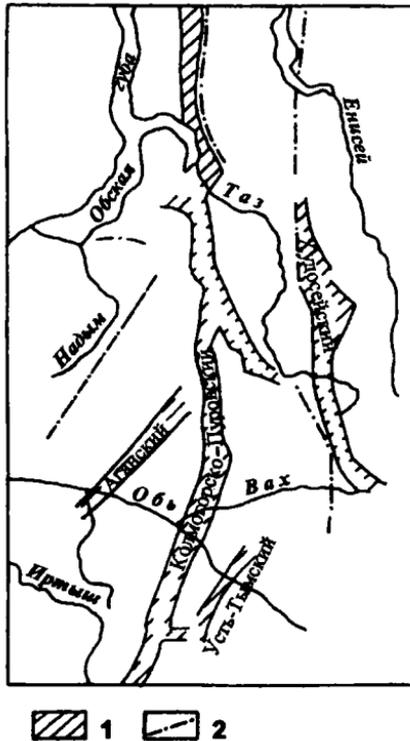


Рис. 49. Погребённые грабены-рифты (по В.С.Суркову, 1962; упрощённо)  
1 – рифты; 2 – разломы

Палеогеновый Иртыш брал начало на территории нынешнего Китая, далее протекал через подпрудный водоём (образовавшийся в результате вздымания Калбинского хребта), более обширный, нежели современное оз. Зайсан (рис. 50). По выходе из этого водоёма Иртыш выработал прямолинейное русло северо-западного простирания, с которым современное не совпадает. Русло пра-Иртыша было ориентировано на Семипалатинск (Нехорошев В.П., 1934; Великовская Е.М., 1959). Этот участок долины древнего Иртыша ныне частично наследуют р. Кокпекты и значительная часть русла р. Чара

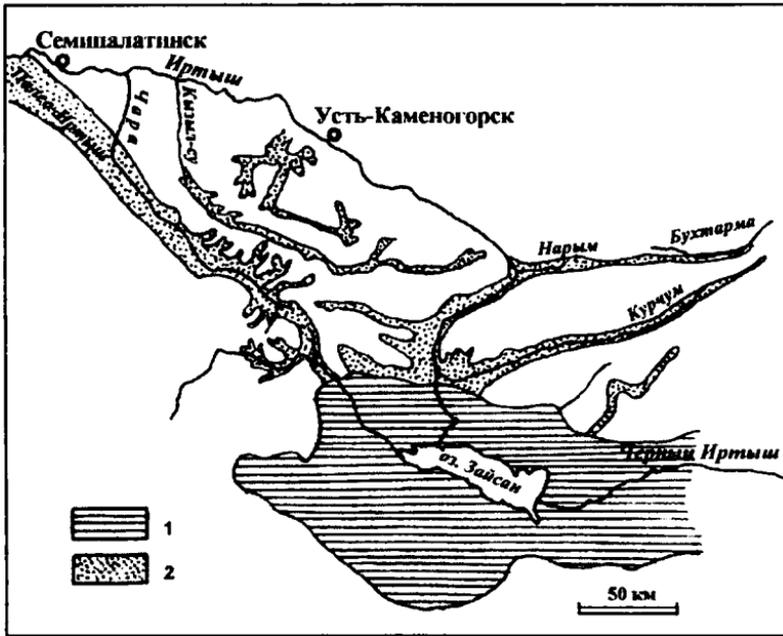


Рис. 50. Верховья Иртыша в неоген-олигоцене  
1 – подпрудный водоём; 2 – русла рек (по: Великовская Е.М., 1959)

Практически все реки западного фланга Южной Сибири (Саяны, Алтай) и Средне-Сибирского плоскогорья сбрасывали свои воды в Иртыш того времени (средний-верхний олигоцен – неоген). В него впадали все три Тунгуски, верхний Енисей, Чулым, Томь, Катунь-Обь, Алей.

Уральский сектор Западной Сибири был недосыгаем для Иртыша. Воды Урала питали реку, которая брала начало в Тургайском заливе и впадала в Полярное море западнее древнего Иртыша.

### Енисей

По вопросу о возрасте Енисея как магистральной реки нет ни одного специального исследования. Известно лишь несколько работ, в которых буквально вскользь затрагивается эта тема.

Н.А. Нагинский (1951) считал, что Енисей существовал уже в предледниковое время. В ледниковое время он обтекал край Сибирского ледника по его южной и западной границе и сливался с Обью. Позже такой точке зрения придерживались С.А. Архипов, В.В. Вдовин, А.А. Земцов.

С.А. Архипов (1971) считал, что в раннечетвертичное время магистрального (транзитного) русла ещё не было. Енисей как магистральная водная артерия возник в тобольский век среднего плейстоцена (Архипов С.А., 1966, с. 57). Позже он писал, что в кочковское время (конец плиоцена – начало четвертичного периода) енисейская долина открывалась на Кемскую озёрную равнину, а во второй половине раннего плейстоцена заканчивалась в Зырянской котловине (находится несколько южнее устья р. Бол. Пит. – А.М.). Севернее долина Енисея не установлена. Таким образом, С.А. Архипов, правильно, на наш взгляд, указал на раздельное развитие верхнего и нижнего течения Енисея. Основанием для такого рода реконструкций послужил априорно предполагаемый сток в юго-западном направлении по долинам Тыма, Пайдугиной и Кети. *«Всё это делает маловероятным наличие магистральной водной артерии на месте современного Енисея»* (Архипов С.А. и др., 1970, с. 101).

С.П. Горшков (1968, с. 102) зарождение Енисея, как транзитной реки, относил к эоплейстоцену, когда сформировалась глубокая долина, по величине вреза не уступавшая современной. Эта долина протягивалась на севере Приенисейской территории от нынешнего устья в пределы шельфа. Тем не менее С.П. Горшков допускал функционирование магистрального Енисея, протекавшего в верхнем палеогене и неогене с юга на север, *«как и в настоящее время»* (с. 100).

В.В. Вдовин (1976, с. 166) присоединился к версии, предложенной С.А. Архиповым (см. выше), о стоке енисейских вод на запад, в Обь по долинам Тыма, Пайдугиной и Кети.

О молодости Енисея свидетельствуют исследования Н.В. Дрёнова древних долин в низовье Подкаменной Тунгуски и нижнем течении р. Бахта (Амурский Г.И., Дрёнов Н.В., 1956; Дрёнов Н.В., 1960; Коржув С.С., 1976, с. 315). Современная гидросеть не совпадает с верхнемеловой. Последняя имела совершенно иное направление, её фрагменты в виде широких долин, в которых аллювий представлен конгломератами и песками, сохранились на междуречьях правобережья современного Енисея. Состав галечника указывает на Восточный Саян, западное и юго-западное Забайкалье как на область сноса.

Палеогеновые реки продолжали развитие этой гидросети. Крупные сквозные долины меридионального направления отмечены в правобережье Енисея, а также от Нижней Тунгуски до оз. Пясино. Сквозные долины на водоразделах (тунг. *икэн*) широко распространены на плато Путорана (Золотарёв А.Г., 1958). В палеогене на Сибирской платформе не могло быть широтных речных систем (Ангара, Подкаменная и Нижняя

Тунгуски). Широтные долины сформировались в неоген-четвертичный этап в ходе коренной перестройки древней гидросети.

По мнению С.С. Коржуева (1976, с. 327), в результате тектонических движений верхоянского направления произошло смятие окраинных зон платформы. С этим процессом С.С. Коржуев (с. 327) связывает резкое смещение долины Енисея на запад. Можно меж строк прочесть, что в это время Енисей уже существовал, но протекал где-то восточнее. Однако следов этой магистральной реки в пределах западной части платформы не найдено.

В 1982 г. вышла в свет коллективная монография «Эпохи региональных континентальных перерывов». Авторы раздела «Западная Сибирь» (Г.С. Ясович, В.С. Бочкарёв и П.П. Генералов) писали: *«К среднеплиоценовой эпохе, по-видимому, относится заложение вдоль западной окраины Сибирской платформы транзитной субмеридиональной долины пра-Енисея и перехват им древней системы западного сноса, продолжавшейся ранее вглубь территории Западно-Сибирской плиты»* (Эпохи... 1982, с. 93).

Енисей в его современном виде возник сравнительно недавно, и он много своих правых притоков. Об этом, в частности, свидетельствует большее число надпойменных террас у его главных притоков – Ангары, Подкаменной и Нижней Тунгусок и меньшее число террас в низовье Енисея (Зубаков В.А., 1959).

Современный Енисей приурочен к зоне сопряжения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. Характер сочленения этих структур неодинаков, что, несомненно, оказывало влияние и на развитие самого Енисея, как магистральной реки. Зона сопряжения Сибирской платформы (и входящей в его состав Енисейского кряжа) и Западно-Сибирской плиты имеет блоковый характер, что обусловлено существованием длительно развивающихся зон глубинных разломов (см. рис. 51).

К.В. Боголепов (1963) выделил два типа сочленения рассматриваемых платформы и плиты. Первый тип – это шов, по которому приподнятые древние породы платформы сопрягаются с мощной серией мезозойских отложений (близ устья р. Кан, в районе Кемчугской мульды, в устье рр. Кас и Сым). Второй тип представляет собой промежуточную платформенную ступень, которая с западной, внешней стороны ограничена глубинным разломом, а с восточной, внутренней – системой субпараллельных разрывных нарушений с небольшой амплитудой смещения. Приплатформенная ступень несёт маломощный покров мезозойских отложений. Такая ступень прослеживается вдоль Енисея и Кемь-Ени-

сейского междуречья (Зятькова Л.К., 1979, с. 107). Следовательно, этот тип сочленения представляет собой моноклиналь с падением слоёв на запад.

Нами разрабатывается версия о позднем формировании единой Енисейской магистральной. Предполагается, что длительное время сосуществовали нижний Енисей (севернее устья Подкаменной Тунгуски) и южный Енисей, зародившийся в мезозое в Минусинских (возможно и в Тувинских) котловинах и вступивший в пределы Западной Сибири в Чулымо-Енисейской впадине. Ниже эта версия рассматривается подробнее.

**Нижний Енисей.** В развитии Енисея в его нижнем течении важную роль сыграл Енисейский кряж.

Енисейский кряж – это сложный мегаантиклинорий, включающий ряд более мелких антиклинориев. В его строении принимают участие докембрийские толщи, на которых с глубоким размывом залегают нижнекембрийские отложения (Коржуев С.С., 1975). Байкалиды Енисейского кряжа генетически не связаны со структурами гетерогенной Сибирской платформы, но давно и прочно «спаяны» с ней.

Около устья Подкаменной Тунгуски байкалиды отходят под острым углом от платформы, постепенно погружаясь под мезозойские отложения Западно-Сибирской плиты. Эта погружённая часть Енисейского кряжа известна под именем Келлог-Теульчесского вала, или поднятия (Боголепов К.В., 1963; Архипов С.А., 1968; Зятькова Л.К., 1979). Заманчиво считать продолжением Келлог-Теульчесского вала (поднятия) структуры фундамента под Сибирскими увалами (см. рис. 35).

Между Келлог-Теульчесским валом и Сибирской платформой образуется «залив», хорошо выраженный в рельефе фундамента (Филатов В.Ф. и др., 1976, с. 62) и известный в научной литературе как Енисейская впадина (депрессия). В рельефе фундамента вал прослеживается на протяжении 250 км, но далее к северу теряет свою морфологическую выраженность. Время заложения впадины уходит в палеозой (верхний?). Об этом можно судить по пермским угленосным отложениям, на которых примерно в 5 км от устья Подкаменной Тунгуски с глубоким размывом залегают угленосная средняя юра (Табакский И.М., Чухахин А.Я., 1962). Этот меридиональный неотектонический прогиб (впадина, депрессия) захват между ступенчатым склоном Сибирской платформы и Келлог-Теульчесским (по В.А. Зубакову, 1961, – Келлог-Худосеинским) валом. Впадина замыкается в районе устья Подкаменной Тунгуски и уходит на север, где сочленяется с Усть-Енисейской и Таймырской (Хатангской) впадинами. Некоторыми авторами предполагается более раннее заложение Енисейской впадины в результате поднятия Сибирской платформы и

погружения Западно-Сибирской плиты – в юрское время (Пельтек Е.И., Табацкий И.М., 1971). Таким образом, Енисейская впадина воспринимается как структурный шов, разделяющий эти геоструктуры. На востоке впадина по серии ступенчатых сбросов сочленялась с поднятыми структурными элементами платформы. Западным бортом впадины, судя по геофизическим данным, служат валообразные поднятия фундамента в левобережье Енисея. Впадина в верхней юре–валанжине была залита морем, которое достигало устья нынешней Подкаменной Тунгуски.

В северном направлении – от р. Дубчес до Туруханска – Енисейскую впадину изучал С.А. Архипов (1960). Примерно в 60 км ниже устья Подкаменной Тунгуски им составлен поперечный профиль впадины по двум створам, расположенным на одной широте. В восточном створе (р. Сухая Бахта – р. Верх. Сарчиха) отмечено тектоническое прислонение мощных толщ мела к палеозойским породам окраины Сибирской платформы. В правобережье Енисея (скв. 3, с. Бахта в долине Сухая Бахта) показан неширокий, но глубокий (до отметки 150 м ниже уровня моря) врез, заполненный нижнечетвертичными отложениями. И мезозойские, и раннечетвертичные толщи перекрыты аллювиально-озерными среднечетвертичными накоплениями. Западный створ заложен на западном (внутреннем) склоне Енисейской впадины, в левобережье Енисея. Позднемеловые отложения, слагающие этот склон, занимают высотные отметки 200 м над уровнем моря. Здесь в них выработана глубокая (до 200 м ниже уровня моря) эрозионная ложбина, заполненная озёрно-речными четвертичными (досамаровскими) отложениями, которые, в свою очередь, перекрыты самаровской мореной, как и сам склон впадины.

Второй створ привязан к р. Комса (правый приток Енисея) – р. Елогуй (левый приток Енисея) – р. Сарчиха и далее на юг по р. Каменный Дубчес до пос. Сандакчес. По р. Комса отложения сеноман-турона прислонены к скальному уступу платформы. В левобережье Енисея в меловых отложениях выработана переуглублённая долина (200 м ниже уровня моря), заполненная аллювием. А сами меловые отложения показаны горизонтально залегающими даже по р. Келлог, где мыслится продолжение Келлог-Теульчесского вала.

Третий створ частично повторяет предыдущий. В правобережье он нарастается до верховий р. Фатьяниха, в левобережье от села Сиговое идёт на пос. Келлог.

Четвёртый створ по линии Янов стан – р. Турухан – р. Баиха – с. Фарково – р. Турухан – Ст. Туруханск – Енисей – р. Северная показал неглубокое залегание верхнемеловых отложений в западной части и более сложное строение от Фаркова до Енисея. По профилю от Фаркова до уза-

кой полосы заенисейской части показан грабен с косо падающими на запад слоями пород юрского и мелового возраста. Под Фарково находится раннечетвертичный врез, выработанный в меловых отложениях. Тальвег вреза находится на 200 м ниже уровня моря. Этот врез прослеживается на всех поперечных профилях (створах). Стратиграфические построения автора показаны на многих разрезах.

С.А. Архипов признаёт, что фактического материала по досамаровским аллювиальным отложениям недостаточно как для стратиграфических построений, так и для выявления закономерностей их (аллювиальных отложений) пространственного распространения. Но, похоже, автор был твёрдо убеждён в отсутствии здесь каких-либо отложений палеогено-неогенового возраста, следовательно, Енисея в это время у подножья плато Путорана не было.

Не могу согласиться с отнесением раннечетвертичных врезов (долин) к разряду каньонов (Сакс В.Н., 1951, 1953; Зубаков В.А., 1959; Архипов С.А., 1960; Архипов С.А. и др., 1961; Горшков С.П., 1968). В.Н. Сакс (1951, с. 199) указывал ширину «каньонов» 200–300 м и глубину 90 м. При равных масштабах – горизонтального и вертикального – каньонообразность долин на представленных геологических разрезах исчезла бы. При реальном соотношении ширины и глубины долины впечатление от неё, как о каньоне не сформирует даже богатая фантазия.

Тектоническую суть Келлог-Теульчесского вала, С.А. Архипов выявлял, основываясь на геофизических и некоторых геологических данных. В итоге он пришёл к выводу о возможной горстовой его природе, что, по его мнению, находит подтверждение в ограничении вала с юго-запада и северо-востока тектоническими разломами.

Некоторый материал по истории Енисея на отрезке Игарка – Енисейский залив имеется в работах В.Н. Сакса. Прибрежная морская низменность у южной части Енисейского залива известна как Усть-Енисейская впадина. Фундамент здесь залегает на глубине 5–7 км. Впадина выполнена мощной толщей мезозойских отложений, преимущественно морских. Непрерывный разрез их начинается средним лейасом (рэт-лейас?; см. Вдовин В.В., 1976, с. 45) и завершается маастрихтом (верхний мел), над которым залегает 20-метровая толща континентальных отложений датского яруса–палеоцена. В пределах Усть-Енисейской впадины отложения от эоцена до неогена включительно отсутствуют (Сакс В.Н., 1957). Это свидетельствует о преобладании денудационных процессов и соответствующем рельефе и об отсутствии здесь в то время крупной реки – палео-Енисея. Но здесь надёжно выявлены четвертичные речные отложения досамаровского возраста, выполняющие переуглублённые (тальвег зале-

гает на отметках 150–190 м ниже уровня моря) долины. Так, у с. Мал. Хета, недалеко от Усть-Порта, обнаружена узкая (200–300 м) переуглублённая долина северо-западного простирания. Долина выполнена аллювием (?) – валунным галечником (мощность 2–12 м) и песками (мощность 77–83 м) с прослоями глин и кусками древесины (Сакс В.Н., 1951). Более широкая (2–3 км) долина обнаружена по р. Сухая Дудинка. В основании четвертичных отложений здесь залегают пески с растительными остатками и глины с галькой и морскими микроорганизмами (Сухорукова С.С., 1975, с. 20). Большие мощности морских плиоцен-четвертичных отложений (100–200 м) позволяют предполагать унаследованное прогибание территории в новейшее время (Городецкая М.Е., 1975, с. 36).

Остаётся недостаточно ясным вопрос о соотношении Усть-Енисейской впадины (мегапрогиба) и Енисейской впадины, выше описанной. Во-первых, Усть-Енисейская впадина, судя по карте, приложенной к статье В.Н. Сакса, в низовье Енисея (ниже Игарки) представляет собой моноκлиналь с падением на запад. Апт-сеноманские отложения на востоке последовательно сменяются с продвижением на запад отложениями турона-коньяка, сантона, маастрихта и, наконец, палеогеновыми, очевидно с датским ярусом. Такое сопряжение Путорана (северо-западная часть платформы) и Западно-Сибирской плиты соответствует первому типу, по классификации В.К. Боголепова (см. выше). Во-вторых, морфологически выраженного западного борта Усть-Енисейская впадина не имеет. Этим она отличается от Енисейской впадины, зажатой между платформой и погребённой частью Енисейского кряжа (Келлог-Теульчесский вал). Нижний Енисей в олигоцен-неогеновое время ещё не существовал. По крайней мере, В.Н. Сакс (1957) считал, что в приустьевой части континентальные отложения от эоцена до неогена включительно отсутствуют.

Похоже, что Усть-Енисейская и Енисейская впадины генетически не однородны и не связаны между собой. Первая является частью Хатангского прогиба. Вторая – это локальный полузамкнутый (открытый на северо-запад) «залив», возможно, развившийся грабен. Севернее Келлог-Теульчесского вала влияние последнего затухает, и сочленение платформы и плиты происходит по обычному моноκлинальному типу. Хотя К.В. Богомолов и А.П. Шевцов (1961) допускали связь этих двух впадин – Усть-Енисейской и Енисейской. Как будто, материалы по Среднему Енисею не подтверждают этого.

**Средний Енисей.** В бассейне р. Бахта все водоразделы с отметками 200–350 м покрыты плащом аллювиальных отложений мощностью до 50 м. В составе галечника наряду с местными породами присутствуют и

экзотические, которые указывают на Енисейский кряж и Саяны как области питания. Восточная граница аллювиального плаща отстоит от Енисея на 100–200 км и проходит по линии: устье Хурингды – истоки р. Ахата – устье р. Кочумдек. По спорово-пыльцевым анализам аллювий датируется концом плиоцена – началом четвертичного периода (Амурский Г.И., Дренов Н.В., 1956).

Было бы заманчиво принять эти отложения за аллювий древней Подкаменной Тунгуски, которая использовала Енисейскую депрессию между Енисейским антиклинорием (включая его Келлог-Теульчесское продолжение) и краем Сибирской платформы. В таком случае можно было бы предложить версию о единой водной системе Подкаменная Тунгуска – Нижний Енисей. Однако исследования С.А. Архипова (1960) в левобережье Енисея не обнаружили отложений, которые были бы синхронны позднеплиоценовому-раннечетвертичному аллювию. Осталось предполагать, что они уничтожены ледником. Однако залегание аллювия в переуглублённых долинах исключают и эту версию. Возможно, аллювий ещё не найден на «Лобовом» материке в левобережье Енисея между устьями Нижней и Подкаменной Тунгусок. Рисовка Енисейской депрессии (Архипов С.А., 1960, рис. 1) хорошо вписывается в рассматриваемую версию, однако геологические разрезы не подтверждают её. Заманчивая идея требует дополнительных поисков и проработки нового фактического материала.

Вторая версия, рождаемая материалами Г.И. Амурского и Н.В. Дренова (1956), заключается в использовании Енисейской депрессии (впадины) Подкаменной Тунгуской, которая далее была ориентирована на северо-запад, где протекала у южного подножия Сибирских увалов и впадала в главную, магистральную реку Западной Сибири. Но для подтверждения и этой версии необходимо найти в составе «Лобового» материка аллювиальные отложения этой древней Подкаменной Тунгуски. Появляется крамольная мысль. А не накапливался ли этот древний аллювий (енисейский – по терминологии Г.И. Амурского и Н.В. Дренова) в ледниково-подпрудном озере в самом конце третичного времени, как это предполагал С.Р. Ицканов (1956)? Вопрос больше, чем ответов.

Своеобразна морфология долин притоков Бахты. В её среднем и верхнем течении притоки имеют широкие (12–18 км), хорошо разработанные долины. Днища долин достигают ширины 8–10 км, они плоские, заболоченные. Реки имеют необычно спокойное течение, сильно меандрируют. В нижнем течении Бахты, если приток наследует древнюю долину, в днище её вновь врезана на 120–150 м узкая V-образная долина. На таких участках долины продольный профиль реки не выработан, террасы и пойма цокольные.

Древние широкие долины часто не совпадают с современной гидросетью. Они пересекают современные водоразделы и соединяют бассейны соседних рек. Фрагменты таких брошенных и сквозных долин известны на водоразделах рр. Курейка – Нижняя Тунгуска, Нижняя Тунгуска – Подкаменная Тунгуска. По мнению Г.И. Амурского и Н.В. Дренова (1956, с. 95), долины развивались в третичное время. Нам думается, некоторые из них наследуют долины, заложенные в мезозое. Дальнейшая кардинальная перестройка гидросети на Сибирской платформе вызвана оживлением тектонической активности в начале четвертичного периода. С этими движениями связано отмирание гидросети, тяготевшей к Ангаро-Виллюйскому прогибу, и включение её в системы западносибирских рек.

**Верхний Енисей.** Фактический материал по геологии юга Красноярского края свидетельствует о том, что в олигоцене и позже Енисей как водная магистраль Южной Сибири представляла собой вполне сформировавшуюся систему со многими притоками в Минусинской котловине (р. Туба) и, возможно, в Туве. Вполне возможно, что и в более раннее время Енисей собирал воды со стороны Саян и Кузнецкого Алатау, которые в мезозое уже выступали как области денудации. Со стороны Сибирской платформы также был сток на запад в течение всего мезозоя, палеогена и неогена. Базисом эрозии этого Енисея была Западно-Сибирская низменность – её морской бассейн в период меловых трансгрессий или другие магистральные реки – в геократические эпохи развития Западной Сибири. Воротами для Енисея была Чулымо-Енисейская впадина, в которую Енисей старательно сгружал влекомый и взвешенный терригенный материал. Это была внутренняя дельта, от которой сохранились на обширной территории водораздельные галечники палеоген-неогенового возраста.

В Южно-Минусинской котловине, по данным С.П. Горшкова (1966), накапливался эоплейстоценовый аллювий в погребённых депрессиях и долинах. Вскрывается он буровыми скважинами и в обнажениях вблизи уреза Енисея. Представлен красно-бурыми глинами и полимиктовыми галечниками.

В Северо-Минусинской котловине эоплейстоценовые отложения выведены высоко над Енисеем и образуют два уровня, которым Д.П. Финаров (1966) придал ранг террас: VII (130–140 м) и VI (100–120 м). Седьмая терраса в пределах Новосёловского района сложена суглинками, супесями и песками с включением гальки в основании разреза рыхлой толщи. Общая мощность последней 18–20 м. Рыхлый чехол шестой террасы маломощный (2–3 м) и представлен песками с гальками.

Эоплейстоценовые отложения аллювиального типа в Красноярском районе образуют V надпойменную террасу (100–130 м). В основании аллювиальной толщи залегает полимиктовые заметно выветрелые галечники с преобладанием галек химически устойчивых пород. Выше залегают супеси и глины. Толща имеет красноватый цвет за счёт ожелезнения. Мощность аллювия колеблется от первых метров до 10–20 м.

Длительное бытование верхнего Енисея ни у кого не вызывает сомнений. Нерешёнными остаются вопросы:

- 1) когда верхний Енисей стал течь в высокие широты Сибири, объединившись севернее устья Подкаменной Тунгуски с нижним Енисеем;
- 2) какие причины вызвали столь кардинальную трансформацию речных систем.

Убедительного ответа на этот вопрос нет, несмотря на значительный объём фактического материала, собранного при полевых работах

Нами предлагается следующий вариант решения проблемы.

**Енисей как магистральная река.** Известно, что Сибирская платформа и Западно-Сибирская плита контактируют по зоне глубинных разломов, которая протягивается от Красноярска до устья Енисея. Идея эта выражена ниже, на рис. 51 (автор карты О.А. Вотях) и является базой для признания изначального существования Енисея как единой, магистральной речной системы примерно в том виде, какой она имеет сейчас. Однако представление о единстве зоны разломов не является столь уж бесспорным.

По нашему мнению, зона разломов по западной окраине Сибирской платформе не есть единое целое, а представляет собой две разомкнутые, самостоятельные линейные структуры, каждая из которых имеет свою историю развития.

Южная зона зарождается в Восточном Саяне, затем недалеко от устья Ангары меняет свое направление на северо-западное, приспособиваясь к юго-западному крылу Енисейского антиклинория (орографически – Енисейского кряжа), а под рыхлыми отложениями – к крылу Келлог-Теульческого вала. Далее она ориентируется на устье Иртыша.

С этой верхнеенисейской зоной не связана нижнеенисейская, которая начинается севернее устья Подкаменной Тунгуски и прослеживается до устья Енисея.

Именно этот разрыв двух зон разломов и предопределил, по нашему мнению, заложение около окраины Сибирской платформы двух самостоятельных Енисеев, один из которых (нижний) заложился сравнительно поздно, в конце неогена или в начале четвертичного периода, в то время как верхний существовал, возможно, с мелового времени.

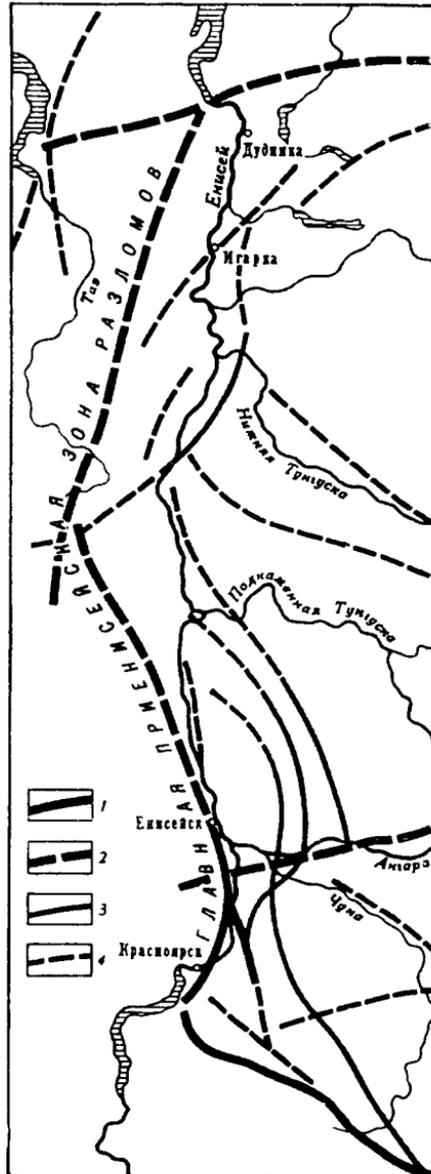


Рис. 51. Главнейшие разломы западной окраины Сибирской платформы  
1 – длительно живущие; 2 – то же, по геофизическим данным; 3 – второстепенные; 4 – то же, предполагаемые (О.А. Вотях; Равнины и горы Сибири, 1975)

В системе верхнего Енисея имеется полный разрез аллювиальных отложений, по крайней мере, с олигоцена и до наших дней. В системе нижнего Енисея отсутствуют отложения с эоцена по неоген включительно, но известны аллювиальные (иногда перемежаются с морскими) осадки нижнего и начала среднего антропогена (возможно и позднеплиоценовые), которые залегают в узких переуглублённых долинах.

По данным В.А. Зубакова (1961, с. 157), «Вдоль оси Енисейской впадины от Усть-Порта до Полкаменной Тунгуски вытягивается древняя погребённая долина, отметки днища которой на 220–240 м ниже уровня моря. Эта долина выполняется толщей четвертичных отложений до 200–250 м мощностью...». Это свидетельствует о том, что объединение обеих речных систем (верхней и нижней) и создание магистральной реки могло произойти только в предсамаровское время, возможно, включая поздний плиоцен, то есть в эоплейстоцене. Но В.А. Зубаков там же пишет, что древняя переуглублённая долина, которая выполнена толщей песчанистых глин и супесей пантелеевской свиты –  $Q_{1p}$  (свита «сизых суглинков»; синхронна с дьямянским оледенением), прослеживается от устья Усть-Порта до Ангары. Что это – невнимательность или уточнение факта? Если это действительно так, то время формирования транзитного Енисея определялся бы предсамаровской эпохой.

Однако неясно, вследствие чего произошло это объединение, каким силами была преодолена перемычка от устья Ангары до устья Подкаменной Тунгуски. Был ли здесь перехват в ходе регрессивной (попятной) эрозии нижнего Енисея или же тектонические силы поспособствовали прорыву енисейских вод через Енисейский кряж, оставив нам Осиновские пороги? Опять же вопросов больше, чем ответов. Ответ можно найти, лишь расшифровав геологическую историю района устья Подкаменной Тунгуски, где от Сибирской платформы отходит Енисейский кряж, и где отсутствуют речные террасы, синхронные высоким террасам верхнего Енисея.

**Речные террасы.** С.А. Архипов в 1959–1962 гг. изучал строение террас Енисея внеледниковой зоны (южнее устья Подкаменной Тунгуски) с целью определения возраста современной долины Енисея. Автор пришёл к мнению, что, «Как магистральная водная артерия Енисей возник, очевидно, в конце раннего – начале среднего плейстоцена – в тобольский век» (Архипов С.А., 1966, с. 57). Кстати, такую же позицию в этом вопросе ранее занимал В.А. Зубаков (1961, с. 157). Однако в тобольское время («миндель-рисс») Енисейский кряж оказался непреодолимой преградой для енисейских вод. В это время ещё раздельно функционировали нижний Енисей и верхний Енисей. Нынешняя долина Енисея в районе

Осиновских порогов не имеет следов сквозной доледниковой реки. Аллювиальные отложения самой древней террасы здесь вложены в ледниковые отложения (Архипов С.А., 1971). Следовательно, прорыв вод Южного Енисея на север произошёл в послеледниковое время. Ранее к такому же выводу пришёл В.С. Зубаков.

В.А. Зубаков (1959) установил уменьшение числа террас Енисея с удалением на север: от семи у Красноярска до пяти у Осиновских порогов и трёх у Дудинки. Все пять террас, отмеченные В.А. Зубаковым (1959, табл.) у Осиновских порогов, относительно молодые – верхнечетвертичные (от начала казанцевской трансгрессии до конца зырянского оледенения). Таким образом, на осиновском antecedентном участке долины Енисея аллювий древнее верхнечетвертичного отсутствует, что свидетельствует о его молодости. Этот водораздел между верхним Енисеем и нижним лишь после самаровской ледниковой эпохи был переписан нижним Енисеем в процессе его регрессивной эрозии.

Выше уже говорилось давно сложившемся мнению о том, что правые притоки Енисея имеют более древний возраст, чем сам Енисей. Об этом, в частности, свидетельствует различное количество их террас. С.М. Цейтлин (1964, с. 35) разницу в числе террас объясняет их положением в совершенно различных структурных зонах: Енисейская депрессия испытывала преимущественно погружение, а Сибирская платформа – вздымание. Поэтому отложения, синхронные верхним террасам Нижней Тунгуски, в пределах Енисейской депрессии глубоко погружены, а выраженные в современном рельефе террасы Енисея являются сравнительно молодыми. То есть, по мнению С.М. Цейклина, различия отражают не количество эрозионно-аккумулятивных циклов, а тектонически обусловленный перевод высоких террас в погребённое состояние. Это, конечно возможно, но только при условии положения шарнира перекоса строго по фарватеру Енисея.

Наиболее древние террасы Енисея имеют позднепалеогеновый-неогеновый возраст. Их галечники (водораздельные, покровные) хорошо изучены в пределах Чулымо-Енисейской впадины (Боголепов В.К., 1961; др.). В Южно-Минусинской отложения древнего Енисея в основном размыты. У Шунер, в месте выхода Енисея из Западно-Саянской теснины, они обнаружены на высоте 20–40 м над уровнем Енисея. В Северо-Минусинской (Чебаково-Балахтинской) котловине этот древний аллювий слагает поверхности с отметками 200–240 м, образуя IX террасу (Финаров Д.П., 1968). В долине Енисея при пересечении Восточного Саяна на этой высоте находится узкая террасовидная поверхность, переходящая в Красноярском районе в междуречную равнину неогенового возраста. Ос-

танцы неогеновой поверхности далее прослеживаются почти непрерывной полосой от Предивинска (примерно 100 км южнее устья Ангары) до устья Подкаменной Тунгуски (Горшков С.П., 1968). Относительные высоты неогеновой террасы в пределах Западной Сибири и Енисейского края изменяется от 200–240 м (район Красноярска) до 120 м (район устья Подкаменной Тунгуски).

В Абалаковском сужении долины Енисея А.И. Лаврентьев (1965) описал семь террас, из которых для нас наиболее интересны высокие:

- V – высота над рекой 45 м, цоколь 33–40 м, в аллювии гальки и валуны до 0,5 м в диаметре;
- VI – высота 60 м, цоколь 43 м, ранний плейстоцен;
- VII – высота 94 м, цоколь 62 м; в базальном слое сильно выветрелые гальки и валуны, песок с примесью каолинита. Прислонена терраса к галечникам кирнаевской свиты (эоплейстоцен).

Неоднократно отмечали террасовую асимметричность долины Енисея ниже Ангары. От Казачинска до устья Ниж. Тунгуски по правому берегу увеличивается число террас и их высоты. Так, на участке устье Ангары – р. Бол. Пит имеется пять надпойменных террас высотой до 70 м, а севернее устья р. Кас всего три террасы, в то время как в правобережье выявлены семь террас высотой до 120–140 м. К северу от Подкаменной Тунгуски отметки высоких террас в правобережье превышают уровень Енисея на 250–350 м. Естественно, и возраст их удревняется до плиоцена (Зубаков В.А., 1959, с. 129; нам представляется, что эти террасы имели палеогеновый или палеоген-неогеновый возраст). По-видимому, фрагменты высоких террас правобережья ниже устья Подкаменной Тунгуски не являются енисейскими по происхождению. Это реликты долин палеоген-неогеновых доенисейских рек, стекавших со Средне-Сибирского плоскогорья и впадавших в осевую магистраль того времени – палео-Иртыш.

Уменьшается число террас в долине Енисея в направлении от верховьев к устью, а также высота наиболее древней террасы:

- на территории Северо-Минусинской котловины в долине Енисея зафиксированы девять террас высотой до 200–240 м (самая высокая; Финаров Д.П., 1968);
- от Красноярска до устья Ангары семь террас высотой до 125–140 м;
- от Ангары до р. Бол. Кас пять террас высотой до 70–80 м;
- от р. Сым до р. Курейка четыре террасы высотой до 50–70 м;
- от р. Курейка до устья три террасы высотой до 22–30 м (Зубаков В.А., 1959).

На участках локальных поднятий (антецедентные участки), например Атамановы «горы», Осиновский порог, относительная высота террас резко возрастает (Зубаков В.А., 1959). Например, «лагерная» терраса (IV по номенклатуре В.А. Зубакова), которая на интервале Красноярск – устье Ангары имеет высоту 45–55 м, у Осиновских порогов поднята на высоту 110–115 м, Правда, на продольном профиле террас Енисея, составленном С.П. Горшковым (1968), антецедентность не нашла отражения.

Ключом к разгадке истории Енисея как магистральной реки является Осиновский порог в месте сочленения Енисейского кряжа и Средне-Сибирского плоскогорья.

Енисейский кряж является северо-западным продолжением Восточного Саяна (Кириченко Г.И., 1963). В структурном отношении это антеклиза, сложенная древнейшими, синийскими породами, не включается в состав Сибирской платформы. Структуры складчатого обрамления (Енисейского кряжа) резко отчленяются от платформы системой ступенчатых сбросов. При этом тектонические движения были более интенсивными, чем на платформе. В ранней юре, например, складчатое обрамление было более резко выражено в рельефе, с него стекали реки (Сухая Тунгуска, Дялингда в системе Бахты), которые поставляли обломочный материал на платформу. В частности, в 40–50 км восточнее, уже в пределах траппового плато, в аллювии древних долин встречаются гальки синийских и нижнекембрийских пород (Дренов Н.В., 1963). Поэтому роль Енисейского кряжа в формировании Енисея как водной магистрали должна оцениваться особо, без оглядки на развитие платформы.

В районе устья Подкаменной Тунгуски выделены структуры: 1) северо-западная окраина Енисейского кряжа, 2) погружённая часть Енисейского кряжа (Келлог-Теульчесское поднятие), или вал, 3) Енисейская впадина (между Енисейским кряжем и Средне-Сибирским плоскогорьем) и сопряжённый с ней юго-западный склон Сибирской платформы (Табачкий И.М., Чупахин А.Я., 1961).

Енисейский кряж (антеклиза) на юго-западе соседствует с Касской впадиной, на северо-востоке – с Енисейской, заложившейся на восточном опущенном крыле антеклизы. Выклинивается Енисейская впадина вблизи устья Подкаменной Тунгуски. Южнее, от Подкаменной Тунгуски до Ангары, протягивается Енисейская антеклиза, которой орографически соответствует Енисейский кряж. Интрига заключается в том, что от Подкаменной Тунгуски до Ангары нет каких-либо свидетельств заложения здесь русла Енисея в раннечетвертичное (или позднеплиоценовое–раннечетвертичное) время. Такими свидетельствами могли быть речные террасы этого времени.

Геологию и геоморфологию Осиновских порогов изучал С.А. Архипов (1971). Дочетвертичные отложения залегают на малой глубине под поймой Енисея. Они же слагают склон долины (50–55 м), который перекрывается моренными отложениями максимального оледенения. Келлог-Теульчесская возвышенность (200–210 м) также закрыта валунными ледниковыми отложениями. Третья надпойменная терраса высотой 95–105 м имеет цоколь высотой примерно 80 м, сложенный ледниковыми отложениями. Такое соотношение надежно определяет возраст террасы как послеледниковый. В замковой части Енисейской впадины на уровне террасы и выше до отметки 140–150 м залегают прибрежные (?), эстуарные (?), озёрные или иные фации, связанные с санчуговской трансгрессией и тазовской стадией среднечетвертичного оледенения (Архипов С.А., 1971, с. 272). Терраса на этом, почти 100-километровом отрезке долины Енисея не прослеживается. Появляется она, по данным С.А. Архипова, впервые в правобережье Енисея выше станка Лебедь, в низовьях рр. Гремячая, Осиновка и Лебедянка. Подводя итог своим исследованиям долины Енисея во приледниковой зоне, С.А. Архипов писал, что в долине Енисея имеется только одна терраса каргинско-зырянского возраста, возможно, с казанцевским галечником в цоколе. То есть, это терраса молодая, верхнечетвертичная. Речные долины предсамаровского времени в районе Осиновских порогов не обнаружены – ни погребённые, ни выведенные тектоникой на высокие отметки.

Геологическая и геоморфологическая ситуации в долине Енисея в районе Осиновских порогов и далее на север, позволяют сделать вполне обоснованное предположение о том, что Енисейский кряж и его Теульчесское погружение в мезозое и большей части кайнозоя были препятствием в развитии единой меридиональной речной системы у западного подножья Средне-Сибирского плоскогорья. В олигоцене и неогене севернее современных Осиновских порогов не было меридиональной реки, прообраза нынешнего нижнего Енисея. Интересные выводы о истории долины Енисея Ниже Красноярска сделал С.А. Архипов (Архипов С.А. и др., 1970, с. 98–99). По его мнению, в период формирования торгашинской террасы (миоцен – ранний плиоцен) функционировал только верхний плёс Енисея к северу от Красноярска. Торгашинская терраса сливается с уровнем Енисей-Кемского междуречья, что было отмечено ещё М.П. Нагорским. Превращение террасы в межречное пространство, по мнению С.А. Архипова, является следствием фациального изменения речных отложений осадками озёрных бассейнов, занимавших Кемский и Казачинский впадины. Следовательно, С.А. Архипов считал, что в неогене Енисей, как магистральная (транзитная) река ещё не оформился.

Реки, стекавшие со Средне-Сибирского плоскогорья, имели широтное направление, ориентируясь на древний Иртыш. Только в предсамаровское время (нижнечетвертичное и ранняя часть среднечетвертичного времени, возможно эоплейстоцен и предсамаровское «миндель-рисское» межледниковье) под влиянием тектонических процессов и низкого положения уровня океана здесь была выработана переуглублённая долина, верховья которой не достигали замковой части Енисейской впадины. В эпоху максимального среднечетвертичного оледенения (самаровского) долина была погребена под мощной толщей моренных отложений. В последующее межледниковье (мессовско-ширтинское) и санчуговскую трансгрессию Усть-Енисейская и Енисейская (почти до Осиновских порогов) были заняты морскими водами. После регрессии моря в казанцевское время ( $Q_3^1$ ) нижний Енисей в ходе попятной эрозии и размыва вздымающихся структур Енисейского кряжа достиг верхнего Енисея и перехватил его воды. Это было нетрудно сделать, так как базис нижнего Енисея был гораздо ниже, чем у верхнего Енисея. Произошёл этот перехват где-то между устьем Ангары и Красноярском.

## Тургай

По мнению П.П. Генералова (1979, с. 62), Тургайская ложбина зародилась в конце плейстоцена (послепавлодарское время). Однако и раньше эта структура была неоднократно ложем для морских вод (последний раз в раннем олигоцене). В ранние этапы формирования гидросети Западной Сибири Тургайская ложбина (Убагано-Тобольская магистраль) была главным эрозионным стволom западной половины Западно-Сибирской равнины. Этим она обязана рифтовой зоне, рвушей палеозойский фундамент в субмеридиональном направлении (см. рис. 3),

Морфологически древние долины различного возраста не выражены в современном рельефе вследствие глубокого залегания. Имеются лишь отдельные фрагменты, подтверждающие реальность таких долин.

Нам думается, что в раннем мезозое именно Тургай – Тобол – Иртыш (без верхнего, до-омского течения) составляли магистральную реку, которая с юго-запада на север пересекала территорию будущей Западно-Сибирской равнины (низменности). Речные отложения этого времени известны в северной её части.

В северной части Тургайского прогиба (Кушмурунская впадина) развиты пластовые базальты, чередующиеся с серыми аргиллитами и песчаниками. Севернее, в районе Тюмени и Яра (скважина пробурена в 9 км восточнее тюменской), отложения туринской свиты (нижний триас)

представлены глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами и аргиллитами, чередующимися с туффитами, алевролитами и песчаниками, гравелитами и основными лавами (диабазовые порфириды, оливиновые габбро-диабазы и др.). Тюменской скважиной в интервале 1714–1850 м и Ярской в интервале 1910–1795 м вскрыты красноцветные конгломераты с прослоями красно-бурых аргиллитов и сланцев (Геологическое строение... 1958). Встречаются филлоподы, фораминиферы и обломки раковин пелеципод (Ростовцев Н.Н. и др., 1957). Осадки образовались в опреснённом бассейне (Геологическое строение... 1958, с. 36). Присутствие песчаников, гравелитов и конгломератов указывает на развитие речной сети. Трассирование по линии Кушмурун – Тюмень выводит древнюю реку на систему грабенов (см. рис. 3), ориентированных в меридиональном направлении.

Граница Уральской складчатой зоны, с одной стороны и Северо-Казахской и Обь-Зайсанской, с другой, проходит по глубинному разлому, который прослеживается по Тургайскому прогибу в 50 км западнее выходов на дневную поверхность палеозойских пород Казахского массива и далее по р. Вагай (Геологическое строение... 1958, с. 116). Если допустить, что раннеюрская гидросеть наследовала триасовую, заложенную по системе грабенов, то возможно трассирование реки на северо-восток, в сторону Хатангского прогиба.

Не исключено, что эта трасса была использована главной рекой в течение юры и раннего мела, когда речная система Западной Сибири формировалась в континентальных условиях при расчленённом рельефе.

## Обь

Великая сибирская река Обь представляет собой разновозрастное сочленение фрагментов различных рек, довольно поздно объединённых в единую систему.

Самыми древними частями нынешней Обской системы являются реки в пределах горного обрамления Западно-Сибирской низменности: Катунь, Томь, возможно, верхнее течение Чулыма. Они заложены в мезозое и представляли собой сравнительно короткие реки, впадавшие в Западно-Сибирское море.

В среднем-позднем олигоцене Западно-Сибирская низменность освободилась от морских вод, и по её наиболее пониженной части сформировалась Осевая речная магистраль по линии верхний Иртыш – р. Пур. Алтайско-Саянские реки продвинулись своими устьями на запад и северо-запад, ориентируясь на Осевую магистральную систему.

В неогене, несомненно, функционировали верховья рр. Чулыма, Алея, Чарыша, Ануя. Эти реки впадали в пра-Катунь (Ануя) или в Осевую магистральную реку (Алей, Чарыш). Чулым сливался с Томью, которая была в то время, пожалуй, самым крупным притоком Осевой магистрали. Неогеновая Томь состояла из отрезков следующих рек: Чулышман (включая его участок, на котором в позднечетвертичное время, примерно 40–16 тыс. лет назад, образовалось Телецкое озеро) – Кондома – Томь. Справа в неогеновую Томь впадал Чулым (рис. 52). Возможно, он принимал несколько притоков, стекавших с Восточного Саяна (Мана и др.).

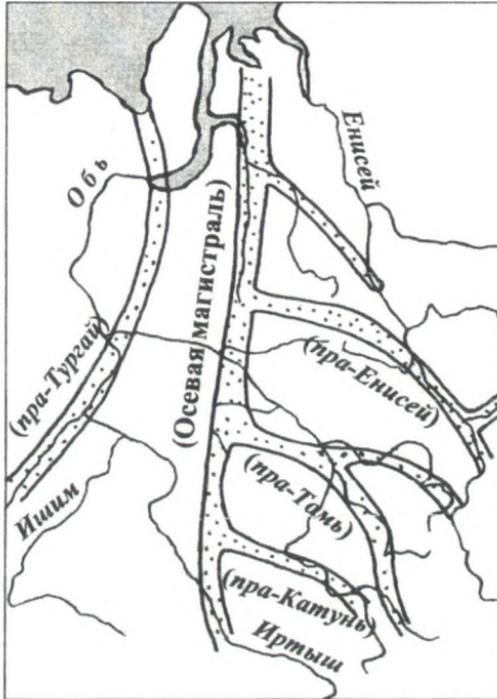


Рис. 52. Основные реки в неогене

В позднем плицене, в раннечетвертичное, тобольское время, сформировались речные системы, напоминавшие неогеновую гидросеть, но Чулым лишился восточносибирских притоков. В позднеплицене и доледниковое (досамаровское) время южный (приалтайский) и северный (от устья Иртыша до Обской губы) участки не были соединены в единую систему. Это произошло позже, после эпохи максимального оледенения.

Несомненно, ледниковые покровы (Уральский и Таймыро-Сибирский), в каком бы варианте их не воспринимали, затрудняли сток речных вод на север. По отношению к Енисею это представляется бесспорным. К югу от ледникового покрова формировалась избыточная водная масса, которая искала выхода. А.А. Земцов (1966, с. 84) сделал примечательное высказывание: *«Распад ледникового покрова на отдельные глыбы 'мёртвого' льда способствовал заложению гидрографической сети соответственно расположению глыб льда, которое в свою очередь определялось неровностями дочетвертичного рельефа. Возвышенности последнего были раньше освобождены от льда»*. Если допустить, что путь по Пур-Агановскому «перевалу» был закрыт для речных вод, то они могли использовать открывшийся проход в районе Ханты-Мансийска. Здесь, на западном фланге Сибирских увалов мощность ледника должна быть меньшей и ледник, по представлению А.А. Земцова, растаял раньше. В этот проран («Обский канал» между Кондо-Сосвинским и Белогорским материками) могли устремиться излишние воды приледниковой части. Так мог сформироваться субширотный отрезок Оби, соединивший приалтайский и северный участки современной Оби. Этот вариант, как и проблематичный вариант о стоке подпруженных вод через Аган-Пуровкое понижение в Сибирских увалах является не более как версией, требующей дополнительной разработки.

### Имена магистральных рек

Имена сибирских рек давно и как-то ненавязчиво вошли в нашу жизнь, в школьные учебники, туристические издания, газетные сообщения. Но многие ли из нас задумывались об этих именах – что они означают, когда появились и какие изменения с ними произошли? И другой вопрос – соответствуют ли названия магистральных рек (Иртыш, Енисей, Оби) их действительно главенству и старшинству?

**Обь.** Знакомство русских с Сибирью началось почти тысячу лет назад, когда первые торговцы пушниной перевалили Каменный пояс и вышли к сибирской реке, которую зырянские вожи (проводники) называли Об. Это название иранское, имеет значение «вода» (тысячу лет назад таджикский поэт Фирдоуси в своей поэме «Шахнаме» назвал реку Аму-Дарья рекой Об).

Но местные жители такого имени не знали. Ненцы называли великую реку Западной Сибири Саля-ям «мысовая река», ханты и манси – Ас «большая река». Известно, что селькупы называли её Колд (Колтту, Колта), Еме, Ема, Эме 'мать' (давнее финно-угорское заимствование), Квай,



Примерно две тысячи лет назад имя Би создали на Алтае выходцы из Нарымского Приобья, носители кулайской культуры. Бия имеет и второе название – Ойён ‘река’, но употребляется оно только местными тюрками-кумандинцами.

Окончания (ь и я) в современных названиях рр. Томь, Катунь и Бия даны русскими для образования женского рода (как и слово *река*). Даже Енисей в первые годы знакомства с ним русские называли Енисея.

Чужое, несибирское название Обь было перенесено русскими казаками от Заполярья до Алтая, и долгим употреблением было узаконено. Обь стала главной рекой Западной Сибири, хотя Иртыш превосходит её по длине и водности. Но так распорядилась история.

**Иртыш.** Происхождение имени Иртыша затемнено. Возможно, компонент *ирт* – это забытый географический термин тюрков со значением «вода, река». Он имеется во втором имени реки Абакан – Ала-Ирт ‘широкая река’. Ханты именуют Иртыш Катан-ас «татарская большая река», Лангаль. Во времена Н. Спафария (XVII в.) нижнеиртышские ханты называли свою главную реку Сагашудж ‘черная вода’ (в отличие от обской воды, белой и мутной). Мансийское название Иртыша Аг пал Ас. Верхний Иртыш в давних китайских хрониках носил название Пугуджень ‘булгаров река’, а в X веке кимаки, предки казахов, называли его – Гамаш. Известно и другое название Верхнего Иртыша – Ку-Иртыш ‘синий/голубой Иртыш’.

**Енисей** получил, считает большинство исследователей, своё имя от тунгусского Иоандеги ~ Иендеги ‘большая река’. Но такого слова в тунгусских языках нет. В языке сымских тунгусов *эндрэги*, илимпейских *эндэги* ‘большая вода, Енисей’. Подкаменнотунгусские и дудинские эвенки употребляют *энгнне*, *энгнэ* в значении *речка, ручей, овраг*, У непских и ербогаченских эвенков известен географический термин *энгнэ* ‘высрхшая речка’. Вряд ли эти понятия (речка, овраг, высохшая речка) могут быть применимы к могучей сибирской реке.

Уместно отметить, что в языке юкагиров имелось слово *эну* ‘река’

Всплывает финская версия происхождения рассматриваемого гидронима: Еновеси ‘большая вода’ (суоми *эно* ‘большая’, *веси* ‘вода’). Река Еновеси известна в Финляндии. Возможно и другое объяснение, но также из финского (суоми) языка: *Joen suu* ‘устье реки’. Так могли назвать рек только при знакомстве с её устьевой частью. Гидроним предположительно финского происхождения не одинок. Имя р. Пур выводится также из финского *пуро* ‘ручей’. Это не только имя часто упоминавшейся реки на севере Западной Сибири. На Таймыре слева в Пясину впадает р. Пуро.

К приходу русских за вершину Енисея принималась Верхняя Тунгуска (Ангара), а река, вытекающая из Саян и впадавшая в эту реку, называлась Кем. А само имя Кем является тюркской переделкой изначально арийского термина *кам* 'вода'. Принесли это имя Кам/Кем в Туву арии примерно три тысячи лет назад. Позже китайцы передали это имя через иероглиф *гянь*, а верхний Енисей им назывался Гяньвэй. Казаки пренебрегли именем Кем, и занесли на юг знакомое им Енисей.

Бассейн Енисея, в прошлом был заселён разноязычными племенами, которые дали могучей реке свои имена. До сих пор не известно, кто дал устьевой части Енисея название Галисса, зафиксированное западноевропейскими мореходами. Ненцы именовали эту реку Енасе 'широкая река' (ныне Енся-ямь), нганасаны Таймыра – Едосе. Кетоязычные племена звали свою главную реку Кик, Хик, Пача-Ул 'большая вода', Хезес 'большая река', Ульч 'большая река'. Ханты также знали Енисей. У них он назывался Кокнг-ас 'каменистая большая река'. Южные самодийцы звали Енисей Урга-бы 'большая вода', красноярские «татары» – Янги-су 'большая река/вода'.

Претерпели существенные изменения названия притоков Енисея: Нума стала Курейкой, Богнал (Коту) – Нижней Тунгуской, Катанга – Средней (Подкаменной) Тунгуской. Правый приток Енисея Туба в IX в. назывался древними тюрками Идиль, что значит «местность, богатая зелёной травой», позже Ула (от тюркского *ул*, *юл* 'речка'), Упса (тюрк. Уп-су, где су 'вода') .

Приток Енисея, вытекающий из Байкала, примерно полторы тысячи лет назад уйгуроязычными курыканами назывался Янг-Айры 'большая река' (ныне Ангара). В современном уйгурском языке *анхар* 'большая полноводная река'. Ошибочно название Ангары выводят из бурятского *ангар* 'щель, рот, раздвигать'.

\* \* \*

Названия рек иллюстрируют не историю объекта, а историю его именования, историю людей, которые давали им имена. По прихоти Истории главной рекой Западной Сибири считается Обь. Если бы не тюменское ханство, русские могли пройти на юг Иртышем, который получил бы имя Обь, и главной рекой считалась бы другая Обь, начало которой было бы на китайской территории, а нынешняя Обь являлась бы притоком этой виртуальной Оби и носила бы неизвестно какое имя. Но история не терпит сослагательного наклонения. Человечество использует географические названия в той форме, в какой их сложило.

## Часть 3

### ДОПОЛНЕНИЯ

Развитие речной сети тесно связано с процессами как экзо-, так и эндогенного рельефообразования. Некоторые из них рассмотрены ниже.

#### ЗОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ КАК ФАКТОР РЕЧНЫХ ПЕРЕСТРОЕК

Перестройки речной сети, в том числе и речные перехваты (обезглавливание рек), обычно связываются с тектоническими процессами, либо с попятной (регрессивной) эрозией. Проблеме этой, ныне уже не дискуссионной, посвящено немало работ, и нет надобности ссылаться на них. Насколько нам известно, в геоморфологической литературе практически не освещён вопрос о приземных ветрах как агентах речных перехватов. Нами явные следы перестройки гидросети в результате дефляционной и аккумулятивной деятельности приземных ветров выявлены в гигантской излучине правобережья Оби между Бийском и Барнаулом. Формирование гривного золотого рельефа, ныне закреплённого Верхнеобским бором, И.А. Волков (1970, с. 271) датирует эпохой последнего (сартанского) оледенения.

В этом своеобразном треугольнике соседствуют два типа ландшафтов – сосновых лесов на бугристых песках и бsrёзово-колковой лесостепи на легких лессовидных суглинках. В оро-геоморфологическом отношении здесь чётко выделяются долинно-увалистая Бие-Чумышская возвышенность и примыкающую к ней с запада долина Оби с гривноложбинным рельефом на нижней части склона упомянутой возвышенности и на поверхности высоких террас. Породы фундамента залегают на глубине первых сотен метров. Фундамент перекрывается чехлом рыхлых отложений кайнозоя, верхняя часть которых представлена породами среднечетвертичного возраста. В составе последних М.П. Нагорский (1941) выделил нижнюю (сизые глины с прослоями песков), среднюю (пески) и верхнюю (лессовидные суглинки) свиты. Из поздних отложений следует отметить широкое распространение золотых песков, разви-

тых на поверхности высоких террас и нижней части склона долины Оби, которая вскрывает пески средней свиты. Гривы (гряды) золотого происхождения имеют выдержанное северо-восточное простирание, соответствующее направлению господствующих ветров. Песчаные гряды, ныне закреплённые сосновыми лесами, чередуются с замкнутыми понижениями, обычно заболоченными. В таких понижениях сосредоточено множество озёр. Озёра находятся в стадии заболачивания, некоторые превратились в болота, которые затем переходят в суходолы. На карте, приложенной к работе С.П. Швецова (1900), озеро показано несравненно больше, чем на современных (конец XX в.). Золотые гряды (гривы) отсутствуют на низких террасах и пойме. Однако известны факты, свидетельствующие о том, что золотому воздействию подвержена на некоторых участках и пойма верхней Оби (Маккавев Н.И. и др., 1966). Известны случаи, когда над бровкой надпойменных террас, сложенных песками, ветер навевает бугры и гряды. Это бывает лишь тогда, когда постоянные ветры дуют «в лоб» песчаному уступу террасы. Однако такого рода формы не образуют площадного золотого рельефа. Они встречаются на террасах только у их бровки и с удалением от реки быстро исчезают.

Речные перехваты, обусловленные дефляционно-аккумулятивной деятельностью приземных ветров, особенно явно проявились в истории озёр Итукуль и Красилловское. По времени они связаны с верхним плейстоценом, вероятнее всего с его поздней половиной (сартанская ледниковая эпоха?).

Общими предпосылками для развития золотых процессов являлись: 1) наличие поверхностных песчаных отложений (высокие террасы и склон долины, сложенной песками средней свиты), 2) незакреплённость песков растительностью в эпохи похолодания, 3) господствующие ветры одного направления (с юго-запада). До золотой переработки песчаной территории характерным элементом рельефа были притеррасные понижения, или понижения притеррасной речки. Образование притеррасного понижения связано с ослабленной аккумуляцией взвешенных наносов при половодье в тыльной шве (место причленения поймы к коренному склону или надпойменной террасе), так как основная масса взвесей оседает в прирусловой части, образуя прирусловые валы. В результате создаётся обратный уклон поверхности поймы. В понижении, у подножия коренного склона долины или уступа террасы формируются озёра типа займищ, обычно связанные между собой малыми речками. Питание озёр весной происходит полыми водами, а в межень – грунтовыми. Ориентированы речки параллельно уступу террасы или склону долины. Примером может служить р. Уткуль, вытекающая из оз. Иткуль.

**Озеро Иткуль.** Полевые работы в районе оз. Иткуль и анализ топографического материала позволяют вполне определённо говорить о существенном вкладе ветра в трансформацию речных систем в правобережье верхней Оби (Верх-Обской бор на территория Алтайского края).

*Перехват р. Буланиха.* Ныне р. Буланиха впадает в оз. Иткуль, вытекающая из которого под именем Уткуль, она проходит через восточную часть оз. Мал. Иткуль и течёт на юг до впадения в р. Чемровка, правый приток Оби<sup>1</sup>. Смена направления с юго-западного на южное заставило поставить вопрос о возможном перехвате Буланихи после её выхода из оз. Мал. Иткуль одним из притоков Чемровки. Это приток представляет собой типичную притеррассную речку, которая, занимая притеррасное понижение, течет параллельно слабо выраженному в рельефе склону Бие-Чумышской возвышенности.

Анализ карт показал, что от западного конца оз. Мал. Иткуль в юго-западном направлении протягивается ложбина, заметно заболоченная. В этой ложбине расположено оз. Островное, из которого вытекает р. Камышенка (Камышенка-1), впадающая в проточное оз. Камышное, расположенное в притеррасном понижении. Озеро Камышное соединено с Обью речкой, которая также называется Камышенкой (Камышенка-2). Камышенка-2 течёт по притеррасному понижению на северо-запад, а затем, меняя направление на западное, впадает в оз. Шибоево на пойме Оби, и по системе проток соединяется с Обью (рис. 61).

Низкие террасы Оби не претерпели золотой переработки, поэтому можно считать, что они (низкие террасы) сформировались позже, после формирования гривного рельефа на высоких террасах. Очевидно, оз. Камышное и р. Камышенка-2, соединяющая его с Обью, не являются частью реконструируемой Буланихи; это более молодая гидросеть, заложившаяся после формирования золотого рельефа. На месте притеррасного понижения, в котором расположено оз. Камышное, очевидно, в то время протекала Обь.

Река Камышенка-1 некогда была нижним течением р. Буланиха. Верхнее течение Буланихи, подпруженное золотыми гривами, стало стекать по притеррасному понижению, образовав речку, которая ныне носит название Уткуль (рис. 61).

Трансформация речной сети может быть последовательно описана следующим образом. Река Буланиха своими верховьями изначально про-

---

<sup>1</sup> На карте, приложенной к книге С.П. Швецова (1900), р. Уткуль названа Иткуль и показана как главная: впадает непосредственно в Обь, принимая слева р. Чемровка.

текала по склону Бие-Чумышской возвышенности, сложенному лёгкими суглинками. В среднем течении она вступила на территорию с песчаным субстратом (средняя свита, по М.П. Нагорскому, 1941), а затем и на песчаную поверхность высоких террас.

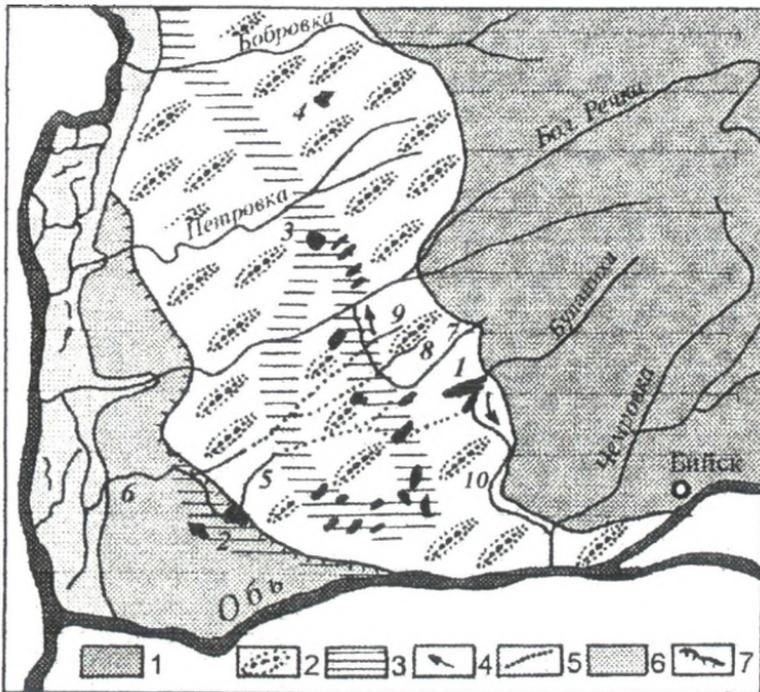


Рис. 54. Палеогеографическая схема правобережья Оби:

1 – долинно-балочный рельеф Бие-Чумышской возвышенности; 2 – гривный рельеф поверхности высоких террас и нижней части склона Бие-Чумышской возвышенности; 3 – притеррасные понижения (понижения притеррасной речки); 4 – места перехватов; 5 – брошенные участки обезглавленных рек; 6 – низкие террасы и поймы; 7 – правый берег Оби в эпоху формирования гривного рельефа. Цифрами обозначены: 1 – оз. Иткуль, 2 – оз. Камышное, 3 – оз. Петровское, 4 – оз. Красиловое, 5 – р. Камышенка-1, 6 – р. Камышенка-2, 7 – р. Боровлянка, 8 – р. Мал. Моховушка, 9 – р. Бол. Моховушка, 10 – р. Уткуль

При изменении физико-географической ситуации, возможно, в максимум сартанского похолодания, песчаная поверхность нижней части склона упомянутой возвышенности и песчаная поверхность высоких террас Оби подверглись ветровой переработке. Ветром были «подработаны» как сама долина Буланихи, так и ближайшие её окрестности. Это под-

тверждается совпадением ориентировки береговых мысов и осей эоловых гряд с направлением преобладающих ветров (рис. 62).

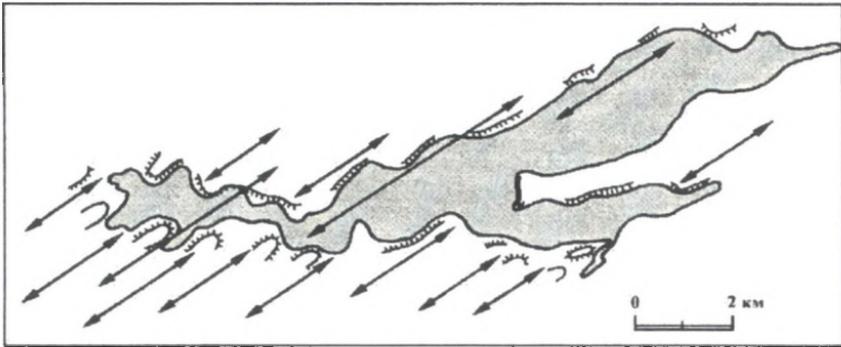


Рис. 55. Ориентировка мысов и эоловых гряд и направление преобладающих ветров (обоюдоострые стрелки)

Эоловые песчаные накопления перегородили русло реки. Перед этой преградой в широкой долине Буланихи создан подпорный водоём, чей уровень был выше современного примерно на 3–5 м, а площадь была значительно большей (рис. 63).

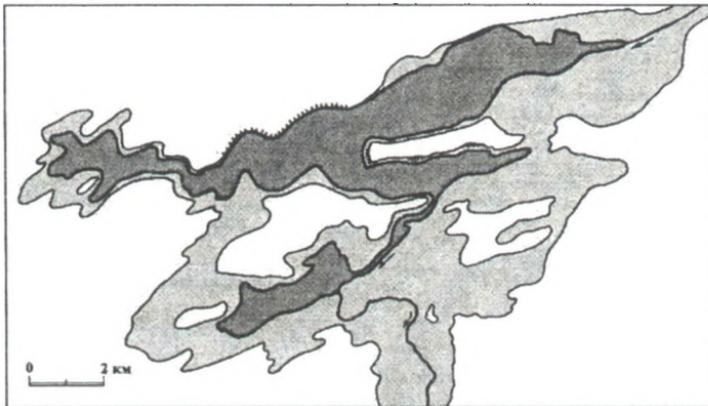


Рис. 56. Озёра Иткуль и Мал. Иткуль (тёмно-серый цвет) и увеличение их площади (светло-серый цвет) в фазу максимального развития

В одной из таких дефляционных ложбин глубиной примерно 18 м образовалось озеро, питавшееся как грунтовыми водами, так и водами верх-

него течения Буланихи. Глубина ложбины определена путём сложения следующих величин: 8,5 м – современная глубина озера, 5 м – высота эоловых гряд на берегах западной части озера и 4 м – мощность илов на дне озера. Тальвег котловины вскрыт скважиной 64, пробуренной в 1974 г. при изыскательских работах<sup>2</sup> по проекту «Рыбоводно-мелиоративные сооружения на озере Иткуль».

Накопление воды в зоне подпора, по-видимому, было относительно длительным, так как за это время успела сформироваться 3–5-метровая озёрная терраса, на которой стоит с. Вершинино. По известковистым конкрециям из обнажения террасы у с. Вершинино получена радиоуглеродная дата  $3660 \pm 75$  лет (СОАН-2192). Однако эта дата не фиксирует время накопления отложений озёрной террасы. Известковистые конкреции могли образоваться в породах, изначально насыщенных углекислыми солями кальция (и магния), значительно позже в ходе эпигенетических преобразований.

При достижении некоторого уровня вода стала стекать на юг. В качестве водослива она использовала низкую перемычку (ложбину) в южном борту водоёма. Вода через эту перемычку стекала в дефляционное понижение, занятое ныне оз. Мал. Иткуль. Это понижение сформировалось у подножия Бие-Чумышской возвышенности, сложенного лёссовидными суглинками верхней свиты. По понижению у основания склона Бие-Чумышской возвышенности (притеррасное понижение) вода из подпруженной Буланихи уходила на юг, где и слилась с р. Чемровка, образовав р. Уткуль. Так сформировалась новая гидросистема: верховье р. Буланиха → большой подпруженный водоём (оз. Иткуль и оз. Мал Иткуль) → исток современной р. Уткуль из большого подпруженного водоёма → р. Чемровка → р. Обь. Катастрофического сброса воды из подпрудного водоёма в р. Уткуль не было. По-видимому, водоём некоторое время был бессточным. Затем уровень в нём понижался систематически, хотя и малыми темпами. Об этом свидетельствует наклон поверхности озёрной террасы в сторону озера. Особенно хорошо этот наклон выражен на территории, занятой с. Вершинино.

*Перехват р. Боровлянка.* Река Боровлянка, ныне левый приток Большой речки, некогда (до развития эоловых процессов на песчаных пространствах Верхнего Приобья), была правым притоком Буланихи (см. рис. 61). Русло Боровлянки было засыпано эоловым песком. В поисках стока оно изменило своё направление под прямым углом, и стала течь на

---

<sup>2</sup> Изыскания проводились Бийской экспедицией Барнаульского отделения Кузбасского треста инженерно-строительных изысканий (КузбассГИСИЗ).

северо-запад, в сторону Большой речки, по направлению большего уклона. По-видимому, направление стока было найдено сразу, так как озёрный водоём в зоне подпора не сформировался. Следы брошенной её долины хорошо выражены в рельефе в виде заболоченной ложбины. В этой ложбине находится озеро Лебяжье. В юго-западную часть ложбины вложено русло небольшого левого притока (р. Камышенка-2) ниже оз. Камышного.

В историю перехвата верхнего течения р. Боровлянка хорошо вписывается судьба её двух правых притоков – Бол. Моховушки и Мал. Моховушки (см. рис. 61). Эоловые гряды перегородили им путь на юго-запад. Воды двух Моховушек и верховье Боровлянки сформировали поток, который устремился по притеррасному понижению в сторону р. Большая речка. В конце XIX в. Моховушки еще хорошо картировались (Швецов С.П., 1900, карта), ныне же практически пересохли.

**Озеро Красиловское.** Расположено в 55 км северо-западнее оз. Иткуль, и также находится на периферии эолового грядового (гривного) рельефа. Его происхождение впервые описал Б.Н. Лузгин (1998), который совершенно справедливо связал его (происхождение озера) с эоловым накоплением песчаных гряд. По его мнению, передовые песчаные гряды перекрыли русло безымянной реки, левого притока р. Бобровка, в результате чего выше подпруды образовался водоём. Преграда образовалась в самых верховьях реки, где объём поверхностного стока был незначительным. Озеро имело бессточный режим. Расходная часть водного баланса включала затраты на фильтрацию и испарение. Долина ниже подпруды лишилась постоянного водотока, ныне о ней напоминает лишь болото Долгонькое, которое расположено севернее озера и ориентировано длинной осью на северо-восток. Перехвата реки здесь не произошло, сформировалось лишь непроточное озеро.

Несомненно, ошибочно отнесение поверхности параллельно-грядового рельефа (по определению Б.Н. Лузгина) к 4-й надпойменной террасе. Как указывает сам Б.Н. Лузгин, эта поверхность имеет абсолютные отметки от 185 до 280 м. При урзе Оби 130 м (устье Большой речки) относительные высоты поверхности с грядовым рельефом изменяются от 55 до 150 м. Если самая высокая терраса – бийская – имеет высоту 50 м, то не может быть и речи об отнесении переработанного эолового рельефа к поверхности 4-й террасы. По нашему мнению, эоловый рельеф сформировался на двух разновозрастных поверхностях – на пологом склоне Бие-Чумышской возвышенности, в котором эрозией вскрыты пески средней свиты (по М.П. Нагорскому, 1941), и на поверхности высоких террас Оби. Граница между ними проходит по притеррасному понижению, ко-

торое протягивается от устья Бобровки до дер. Акутиха на истоке Оби. Территория восточнее понижения принадлежит Бие-Чумышской возвышенности, западнее – высоким террасам Оби.

Данные выводы подтверждаются и буровыми данными. Скважина 251, заложенная в с. Красилово на отметке 225 м на западном склоне Бие-Чумышской возвышенности, вскрыла на глубине около 280 м коренные породы, которые перекрывались толщей рыхлых отложений. В составе последних непрерывный разрез четвертичных отложений (свит степного плато) прослеживался до глубины 160 м (65 м ниже уровня Оби).

**Террасы.** Самая высокая террасовая поверхность «зажата» между двумя «ветвями» понижения в южной части района (см. рис. 61). При абсолютных отметках 260–270 м и урезе Оби у впадения Ануя 150 м относительная высота террасы составит примерно 110 м. Считать эту поверхность склоном Бие-Чумышской возвышенности нельзя – она отграничена от склона хорошо выраженным притеррасным понижением. Да и буровые материалы не позволяют сделать такое сопоставление.

Высокие террасы представлены двумя разновозрастными уровнями. Ранний образует «остров» между притеррасными понижениями (см. рис. 61). На этом «острове» на берегу Большой речки (отметка 178 м) пробурена скважина 367. Подошва террасового аллювия была вскрыта на глубине 40 м (8 м выше уровня Оби). Другая скважина (№ 327), заложенная в дер. Сидоровка (Троицкий район) на отметке 190 м, вскрыла на глубине 40 м (20 м над урезом Оби) базальные галечники высокой террасы. На глубине 60 м (отметка 40 м ниже уровня Оби) этой же скважиной были вскрыты галечники в основании свит степного плато.

Терраса, более низкая из числа высоких, выделяется, исходя из общих положений (уменьшение абсолютных высот, две системы притеррасных понижений). По относительной высоте террасы двух уровней (низких и высоких) также невозможно расчленить, так как эоловые процессы (дефляция и аккумуляция) нарушили поверхность террас, сnivelировали уступы, затруднили определения их относительных высот.

Второе притеррасное понижение с озёрами находится примерно в 20 км юго-западнее от первой. Приурочена она к тыльному шву террас (160–180 м над уровнем моря). Протягивается эта полоса на север от дер. Боровлянка, где она смыкается у Петровского озера с первым притеррасным понижением. Разрез низкой террасы изучен по скважине 258, пробуренной в низовье Большой речки на отметке 166 м. Мощность террасовых отложений 54 м (цоколь более древней террасы на 4 м ниже уреза Оби). Второй галечниковый горизонт (аллювий древней высокой террасы) залегает на 30 м ниже уреза Оби.

Если судить по относительной высоте цоколей террасы, то вырисовывается следующая картина:

- цоколь степного плато залегает на 65 м ниже уровня Оби;
- цоколь древней террасы из числа высоких – 20 м над Обью;
- цоколь более поздней террасы из числа высоких – не известен;
- цоколь низкой террасы Оби – 30 м ниже уровня Оби.

По-видимому, террасовая лестница по верхней Оби требует специальной разработки.

**Озёра.** Следует отметить особую роль притеррасных понижений, которые сыграли важную роль в перестройке гидросети. Такие понижения фиксируются обилием озёр, сильной заболоченностью и северо-западной ориентировкой, перпендикулярной осям эоловых гряд (грив).

В разбросе озёр проявляется определённая закономерность. Озёра сконцентрированы в двух полосах, которые в прошлом, очевидно, были обычными притеррасными понижениями, столь характерными для равнинных рек. Северо-восточная озёрная полоса приурочена к границе лёссового плато (без сосновых лесов) и тыльному шву высоких песчаных террас, прислонённых к лёссовому склону Бие-Чумышской возвышенности (поверхность 180–220 м над уровнем моря). Наибольшая насыщенность озёрами отмечена в притеррасном понижении между озёрами Петровское на северо-западе и Комарово (у с. Соколово) на юго-востоке.

Озёра Иткуль и Малый Иткуль также вписываются в эту полосу. Притеррасное понижение (понижение притеррасной речки) в юго-восточной части занято низовьем р. Чемровка (приток Оби) – долиной р. Уткуль – оз. Мал. Иткуль – оз. Иткуль, которую впадает р. Уткуль. Проточный режим этого понижения объясняется не только поверхностным стоком, но и увеличением доли подземного питания в связи с более глубоким врезом рек в песчаные отложения склона долины Оби и её террас, что способствует усиленному дренажу грунтовых вод.

Брошенные участки долин Буланихи, Боровлянки, двух Моховушек не имеют постоянного руслового стока, так как практически лишены грунтового питания.

В тыльной части низкой террасы (12–15 м) также находится хорошо выраженный в рельефе притеррасное понижение, сильно заболоченное.

Наблюдения в правобережье Верхней Оби свидетельствуют о перестройки речных систем в результате подпруживания русла эоловыми грядами. Эти же наблюдения заставляют поставить под сомнение сложившееся мнение о строении террасовой лестницы для верхней Оби.

## УВАЛИСТО-ЛОЩИННЫЙ И ГРИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

В Западной Сибири известен тип рельефа, который получил название увалисто-лощинного, гривного. В.А. Николаев (Николаев В.А. и др., 1979) справедливо указывает, что эти термины следует различать, учитывая различия морфологии и происхождения соответствующих форм рельефа. Гривному рельефу присущи соизмеримость положительных и отрицательных форм, имеющих однообразную ориентировку. Длина грив 2–4 км, ширина 400–800 м, высота не более 15–18 м. По мнению В.А. Николаева, традиционное отнесение к гривному типу бугристо-грядовый рельеф надпойменных террас большой излучины Оби (Алтайский край) – это ошибка. Их различает морфология и происхождение.

Увалы – это вытянутая возвышенность с пологими склонами и без явно выраженного подножья. Относительная высота увалов изменяется в пределах 20–150 м. Длина исчисляется сотнями километров, ширина – первыми километрами. Параллельно ориентированные лощины разделяются платообразными возвышенностями. Примером служит рельеф Приобского плато с боровыми лощинами.

Поскольку увалисто-лощинный и гривный рельеф, по мнению некоторых авторов, генетически связан с речной деятельностью, рассмотрим этот феномен в разрезе нашей темы.

### Увалисто-лощинный рельеф

Левобережье Оби к северу от Алтайских гор известно как Степное Приобское плато или Степное Приобье. Это невысокое (до 300–320 м) плато, круто обрывающееся к долине Оби и постепенно понижающееся на запад, где оно сливается с Кулундинской аллювиальной равниной. Характерными формами рельефа Степного плато и Кулунды являются почти параллельные лощины северо-восточного направления, известные в литературе как лощины древнего стока (Кесь А.Г., 1935; Орлов В.И., 1959), древние ложбины (или лощины) стока (Герасимов И.П., 1935,

1940; Коляго С.А., 1940; Федорович Б.А., 1961; Занин Г.В., 1958; Николаев В.А., 1968 и др.). Приуроченность к этим формам рельефа сосновых лесов дала основание называть их боровыми лощинами (Москвитин А.И., 1952) или боровыми ложбинами (Лютцау С.В., 1970). Иногда их называют долинами (Фиалков Д.Н., 1964), древними долинами (Миханков Ю.М., 1960; Мартынов В.А., 1957), сквозными долинами (Николаев В.А., 1968а) или впадинами (Билль И., 1900). К образованиям такого же рода были отнесены и предгорные субширотные участки долин рр. Песчаной, Камышинки, Ануя и Чарыша (Москвитин А.И., 1952; Фиалков Д.Н., 1964). Описанию этих форм рельефа и объяснению их происхождения посвящена довольно обширная литература. У авторов явно господствовало стремление объединить – генетически и морфологически – эти линейные формы рельефа в одну группу и дать им единое название.

Основные гипотезы, предложенные для объяснения происхождения рельефа Степного Приобья и Кулунды ниже объединены в несколько генетических групп, сущность которых сводится к следующему.

Б. Котта (1869; Cotta, 1871) предложил **морскую гипотезу**. Он рассматривал межлощинные увалы Приобья как дюны на побережье бывшего моря, почти параллельном краю поднимающихся на юго-востоке Алтайских гор. Позднее эта точка зрения была поддержана И.П. Выдриным и З.И. Ростовским (1899), которые, однако, отметили, что *«такая гипотеза не может быть строго доказана для всех водораздельных плато, но, по видимому, может быть с успехом применена к северо-западной самой низкой части округа»* (с. 10).

Автор **суффозионной гипотезы**, Р.С. Ильин (1935), в гривном рельефе Приобского (Степного) плато видел *«...прямое отражение работы глубоких подземных вод, течение которых подчинено тектонике палеозойского ложа»* (с. 77).

Большой популярностью пользуется **эрозионная гипотеза**, представленная несколькими вариантами.

Г.И. Танфильев (1902) предполагал, что ложбинный рельеф Кулунды был выработан водными потоками, стекавшими на северо-восток из Иртыша в Обь по мере отступления ледников. В.И. Громов (1940) допускал, что ледниковый покров на севере Западной Сибири создал подпруды, затруднившую или совершенно прекратившую сток пра-Иртыша и пра-Оби к северу, вследствие чего перед подпрудой образовались озёра.

А.И. Москвитин (1940) и М.П. Нагорский (1941, 1947), К.В. Филатов (1961) видели в лощинах Степного Приобья долины рек, стекавших с Салаира в Кулундинскую низменность и Иртыш. Однако при этом предполагалось, что *«ни Иртыша, ни Оби в это время не существовало»* (Фи-

латов К.В., 1961, с. 27). О стоке вод на юго-запад, в сторону Иртыша, писали П.А. Православлев (1933), И.П. Герасимов (1934, 1935, 1940), С.А. Коляго (1940), Н.Г. Кассин (1947, рис. 64), В.А. Мартынов (1957), Г.В. Занин (1958), В.И. Орлов (1959) и В.Г. Лебедев (1959).

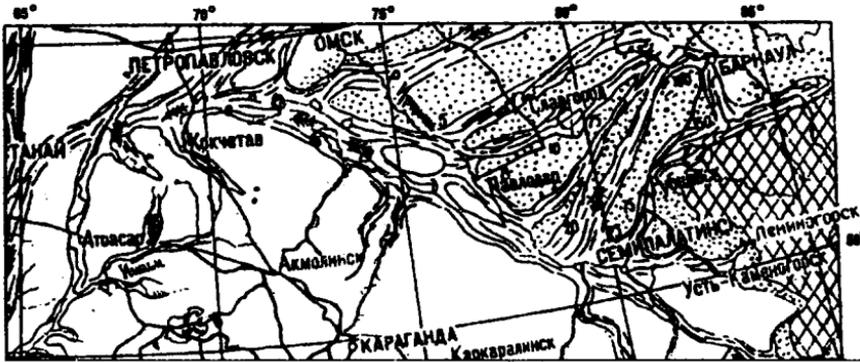


Рис. 57. Фрагмент карты Н.Г. Кассина (1947)

Д.А. Синельников (1983) на основе дешифрирования космических снимков огромной территории Южной и Западной Сибири пришёл к выводу, что все древние ложбины стока – Ануйская, Чарышская, Алейская, Барнаульская, Касмалинская, Верхне- и Нижнекулундинские, Черемшанская, Бурлинская, Карасукская, Чулымская (Новосибирская область), Каргатская, Шегарская, Омская, Тарская, Парабельская – образовались в результате переполнения на юге и подпора обских вод северными ледниками и перелива излишних вод в Иртыш. В итоге он предложил схему сети древних путей стока обских вод (см. рис. 58), которая нам представляется маловероятной.

Всё большее число сторонников приобретает **тектоническая гипотеза**. Ещё Г.И. Танфильев (1902) предполагал связь взаимной параллельности лощин с геологическим строением страны. П.А. Православлев (1933) также считал, что параллельные долины Приобья Кулундинской степи образовались «на фоне, быть может, древних геоструктурных понижений района» (с. 49). Б.Ф. Сперанский (1939) видел причину перемещения иртышских вод в тектоническом развитии Бель-Агачского вала.

Наиболее полно гипотеза тектонического заложения ложбин Степного Приобья была сформулирована А.И. Москвитиним (1952): «...все борозы ложбины Степного Приобья являются ...следами нарушений земной коры – грабенов, простирающихся сквозь мощную толщу рыхлых третичных и послетретичных отложений, перекрывающих здесь скальные по-

роды палеозойского фундамента» (с. 112). В.А. Николаев (1968, с. 96) также связывал заложение параллельных долин Кулунды с простирием палеозойских пород фундамента.

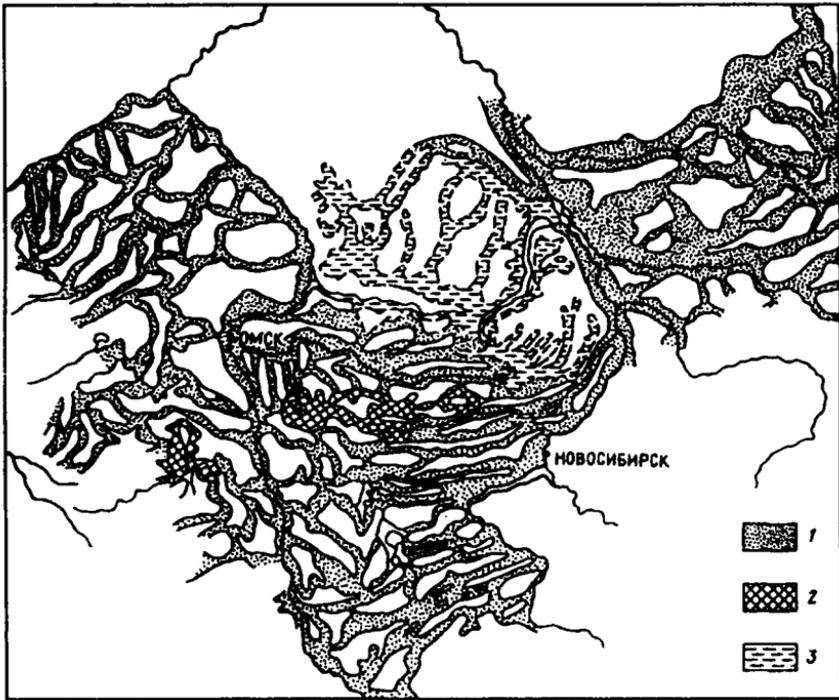


Рис. 58. Ложбины стока юга Западной Сибири (Синельников Д.А., 1983)

1 – ложбины стока; 2 – современные озёра и древние озёрные системы; 3 – долинообразные понижения на водоразделах

Несколько иной вариант тектонической гипотезы предложили авторы, по мнению которых образование лощин и разделяющих их увалов обусловлено нормальной линейной складчатостью мезозойско-кайнозойского чехла (Геологическое строение... 1958; Миханков Ю.М., 1960; Мартынов В.А., 1961). О.М. Адаменко (1965) также считал увалы и лощины тектоническими структурами: увалы соответствуют вздыманиям, а лощины (ложбины) – прогибаниями рыхлого чехла. В свою очередь, эти вздымания и погружения были спровоцированы медленными движениями узких блоков палеозойского фундамента, грабенов и горстов (Адаменко О.М., 1970, 1971, 1976).

В.А. Растворова (1980, с. 21) не исключала проявления молодой разрывной тектоники, предполагая, что *«большая часть разломов палеозойского фундамента проникает только в нижние горизонты осадочного чехла, отражаясь в его верхних и на поверхности в виде флексур и пологих изгибов»*

Золовая гипотеза происхождения лощин также нашла себе сторонников. Б.Ф. Сперанский (1939) указывал на участие ветра в выработке параллельных ложбин Приобья. Б.А. Федорович (1960, 1961) в образовании лощин Степного Приобья основную роль также отводил ветру. Однако С.В. Лютцау (1970, с. 9) пришёл к выводу, что золотой рельеф Приобского плато *«... является очень молодым и не состоит ни в какой связи с процессами, сформировавшими ложбины»*.

А. Молотилев (1912), не определился с симпатиями: он считал, что формирование гривного рельефа северо-западной части Барабы связано с *«созидающими силами»* – действием воды или ветра.

Д.Н. Фиалков (1957, 1964) предложил оригинальную гипотезу гравитационного образования линейных форм рельефа Предалтайской равнины. Он рассматривал линейно ориентированные формы рельефа Западно-Сибирской низменности как результат гравитационного смещения рыхлых толщ с образованием слабо выраженной складчатости. Фактический материал (построение геологических разрезов вкрест простирания линейных форм рельефа и карт рельефа поверхности различных стратиграфических горизонтов) не свидетельствует в пользу линейных складчатых деформаций рыхлого чехла. Более того, общая направленность развития рельефа территории в позднем мезозое и в кайнозое вообще исключает образование гравитационных складок по периферии Алтайской горной системы.

Развитие Бийско-Барнаульской впадины в верхнемеловое время, в палеогене и в неогене шло по пути расширения границ за счёт горного обрамления, чьи краевые части вовлекались в нисходящие движения. Об этом можно судить по последовательному расширению в пределах Бийско-Барнаульской впадины площади седиментации отложений сенона, датского яруса-палеоцена, эоцена и олигоцена, а также неогена (рис. 59). По данным Б.А. Федоровича (1966), образование коррептивных складок (складок расползания) возможно лишь в условиях надвигания гор на предгорья, когда в восходящие движения вовлекаются мощные толщи рыхлых отложений, как это имело место в предгорьях Тянь-Шаня и Кузнь-Луны. В условиях же Алтая мощные (150 м и более) толщи рыхлых отложений прислонены к крутому уступу гор – северному фасу Алтая (первые метры) покров рыхлых субаэриальных отложений, не обладаю-

щий в силу своей незначительной массы запасом потенциальной энергии, которая могла бы обеспечить гравитационное движение масс и создание гравитационно-пликативных форм.

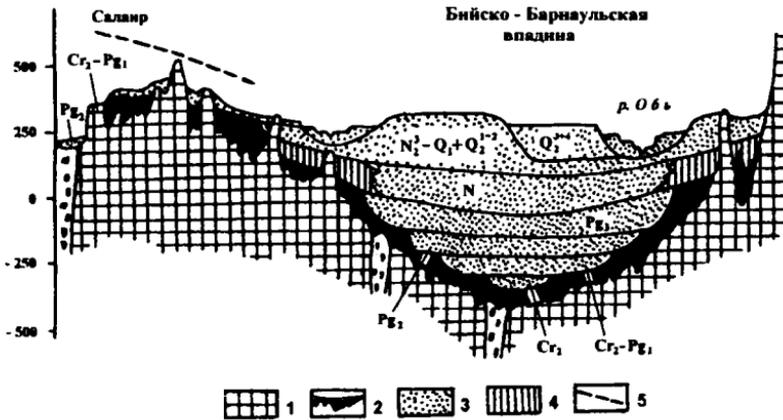


Рис. 59. Геологический меридиональный профиль Предалтая  
1 – палеозойский фундамент; 2 – верхнемеловая кора выветривания; 3 – наложенные аккумулятивные равнины; 4 – красочетные отложения неогена; 5 – условное положение юрской поверхности

Более подробно нестандартный, универсальный подход Д.Н. Фиалкова к объяснению происхождения линейно ориентированных форм рельефа Западной Сибири описан в заключительной части настоящего раздела.

**Комплексный подход** в решении проблемы ложбинных форм рельефа Степного плато предложил С.В. Лютцау (1970): «ложбины представляют собой денудационные формы рельефа (сквозные долины), выработанные в лёссовидных толщах Приобского плато отчасти эрозийными процессами (на северо-востоке) и отчасти процессами древней дефляции (на юго-западе) ...Прямолинейность долин объясняется заложением их по тектоническим зонам повышенной трещиноватости, находящимся в связи с безамплитудными разломами фундамента, причина которых, возможно, кроется в верхней мантии» (с. 10).

В последние годы нами и многими другими исследователями получен большой и разнообразный материал по геологии и палеогеографии Предалтайской части Западной Сибири, позволяющий критически оценить предложенные гипотезы образования линейных форм этой территории и сделать попытку объяснить их генезис.

Анализ материала позволяет линейные формы рельефа Верхнего Приобья по времени и условиям образования сгруппировать следующим образом: 1) Предалтайские увалы, 2) Порозихинская лощина, 3) Алейская лощина, 4) Барнаулкинская и Касмалинская лощины и 5) Кулундинские лощины.

**Предалтайские увалы.** К северу от Алтайских гор до широтного отрезка долины р. Оби платообразная поверхность расчленена долинами рек Чарыша, Ануя, Камышенки и Песчаной на ряд субширотных увалов. Для каждого из увалов характерно асимметричное строение: их северный склон крутой, южный – пологий.

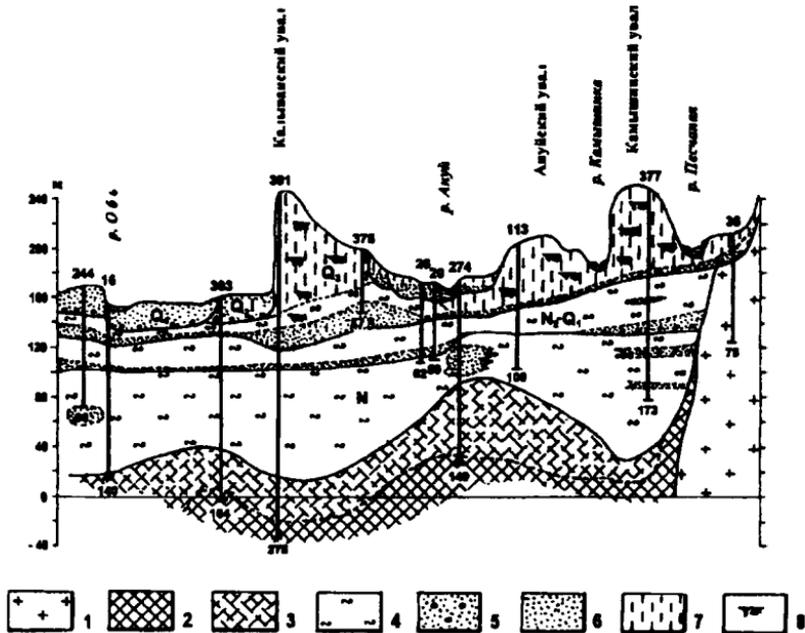


Рис. 60. Предалтайские увалы (геологический разрез)

1 – гранит; 2 – осадочные породы палеозоя; 3 – коры выветривания; 4 – глина; 5 – песчано-галечные отложения; 6 – песок; 7 – лёссовидные суглинки; 8 – погрёбённые почвы

Северный, Кольванский, увал имеет в длину 55 км при ширине от 2,5 до 6 км. На востоке увал ограничен долиной Ануя, на западе, постепенно расширяясь, сливается с Ануя-Чарышским междуречьем. Максимальная абсолютная высота увала (254 м) приурочена к восточному флангу. Пре-

вышение увала над долиной Оби составляет 90–70 м, над уровнем Ануя – 70 м. Ануйский увал находится между р. Ануй и её правым притоком – Камышенкой; относительная высота его достигает 40–50 м. На западе увал ограничивается в правобережье Ануя двуглавой сопкой, сложенной гранитами и роговиками, а на востоке он простирается почти до слияния рр. Ануй и Камышенка. Длина увала 41 км, ширина 12 км. Камышенский увал отделяется от Ануйского долиной р. Камышенки. Длина увала 35 км, ширина 3–5 км, высота 50–75 м. По вопросу о происхождении увалов имеется большой разброс мнений

Предалтайские увалы и разделяющие их долины были отнесены к разряду нормальных весьма пологих четвертичных складок (Нагорский М.П., 1941) или соответственно к горстам и грабенам (Шукина Е.Н., 1956; Растворова В.А. 1980). Д.Н. Фиалков (1957, 1964) образование Предалтайских увалов, как и других линейных форм рельефа юга Западной Сибири, связывает с гравитационным смещением рыхлых толщ, сопровождавшимся образованием пологих складок. Нами было высказано мнение о своеобразной инверсии в рельефе Приалтайской равнины.

Разбуриванием предалтайских увалов установлена инверсия рельефа фундамента и дневного. Под долинами рек поверхность палеозойских пород или их коры выветривания занимает более высокие гипсометрические отметки, чем под увалами (рис. 60). Предполагавшееся Е.Н. Шукиной сбросовое происхождение линейных форм рельефа не подтвердилось. Рыхлые отложения здесь не деформированы в складки, что также свидетельствует не в пользу складчатого или гравитационно-складчатого происхождения увалов.

Субширотную ориентировку рр. Ануй, Камышенка, Песчаная и Чарыш в своём нижнем течении приобрели сравнительно недавно. Ещё в неогене р. Песчаная после выхода из гор продолжала течь в северном направлении. Её аллювий вскрыт скважинами в с. Верх-Ануйское (№ 74) и несколько южнее с. Быстрый Исток. Река Ануй в позднем олигоцене или в раннем миоцене также имела субмеридиональное направление в предгорьях Алтая: её погребённая долина вскрыта скважинами у дер. Новая Жизнь (Ануй-Чарышское междуречье). Река Чарыш в неогене выносила грубообломочный материал, который к северу от с. Белоглазово прослежен буровыми скважинами под долиной Алея между ст. Шипуново и г. Алейск (село Урюпино и др.). По-видимому, Чарыш имел такую же конфигурацию и в начале среднечетвертичной эпохи: скважиной 478, пробуренной в левобережье р. Алей в 4,5 км к северо-западу от с. Кабаково (между р. Язевкой и железнодорожной линией), и скважиной 222, пробуренной в долине Алея несколько выше г. Алейск, вскрыты гравий-

но-галечниковые отложения в основании краснодубровской свиты. Однако выше Алейска грубообломочный материал исчезает. Похоже, грубая кластика принесена сюда не Алеем, а Чарышом.

Вот таким образом, ещё в среднечетвертичное время реки имели меридиональное (Ануй, Песчаная) и северо-западное (Чарыш) направления. Субширотное направление они приобрели в верхнечетвертичное время. При этом значительную роль в перестройке гидросети стали играть речные перехваты.

Чарыш в предгорьях рассекает среднечетвертичные конусы выноса, оформляющие северный фас Алтая, что указывает на более позднее (верхнечетвертичное) заложение здесь долины этой реки. Создаётся впечатление, что Чарыш у с. Белоглазово был перехвачен небольшим консеквентным притоком Оби, образовав с ним единую систему. О времени перехвата можно судить и по особенностям состава террасового аллювия Чарыша. Скважиной 320 у пос. Трудовик (левобережье Чарыша) был вскрыт разрез высокой террасы, в котором отсутствуют обломки горных пород. В базальном слое здесь встречены лишь перемытые известковые конкреции, зёрна кварцевого гравия, скопления фитодерита, битые раковины моллюсков. Очевидно, в период формирования данной террасы речной перехват ещё не произошёл, и Чарыш (его современное низовье) не достигал Алтайских гор. Однако в аллювии террасы следующего цикла гравийно-галечниковые отложения с валунчиками алтайских пород являются обычными, что указывает на участие в формировании террасы вод, стекавших с Алтая. Возраст этой террасы против с. Усть-Калманка составляет  $33400 \pm 930$  лет (СОАН-373).

Подобно Чарышу, Ануй так же был перехвачен одним из второстепенных консеквентных притоков Оби. После агградации долин в конце среднечетвертичной эпохи русло заняло высокое гипсометрическое положение, уклоны уменьшились, и неустойчивое русло стало блуждать по долине, испытывая значительные горизонтальные смещения. Стремясь достичь главного базиса эрозии – р. Оби – по кратчайшему пути, Ануй постепенно смещался к востоку, где его и застал очередной эрозионный врез. Следы этой миграции оставлены на поверхности Кольванского увала в виде мелкозернистых глинистых песков и супесей, с ясным развитием залегающих на буровато-жёлтых суглинках краснодубровской свиты ( $Q_2^2$ ) по данным буровых скважин.

По-видимому, так же возник и субширотный отрезок долины р. Песчаной, левого притока верхней Оби.

Река Камышенка – правый приток Ануя – развилась из глубокого оврага, судя по конусу выноса в долине у подножья гор. Древний конус

выноса выявлен бурением в нескольких километрах севернее фаса Алтая (территория быв. Краснодарского совхоза).

**Порозихинская лощина.** Расположена на Алей-Чарышском междуречье, имеет выдержанное северо-восточное простирание. Она достигает 72 км в длину при ширине свыше 10 км. Днище лощины превышает уровень Чарыша и Алея на 50 м, уровень Оби – на 60 м. Морфологически лощина выражена слабо; она врезана в Алей-Чарышское междуречье на 50–75 м. Склоны лощины пологие, однако днище лощины имеет специфический мезорельеф, что заметно отличает её от водораздельных пространств. Характерно чередование невысоких всхолмлений неправильной или слегка вытянутой вдоль лощины формы, напоминающих золовые бугры, и плоские понижения, занятые солончаками. В лощине встречаются небольшие пресные озёра, иногда сильно заросшие водной растительностью или почти превратившиеся в болота. Песчаные бугры в юго-западной части лощины покрыты сосновым лесом.

В наиболее пониженной части лощины протекает р. Порозиха – левый приток Чарыша. Она течёт в юго-западном направлении, чем больше похожа на реки Бурлу и Кулунду, а не на соседние реки Алей и Чарыш. Ширина долины собственно Порозихи в среднем течении 20–25 м при ширине русла 2–5 м. Долина оформлена одной невысокой террасой и слабо развитой поймой. Крайняя северо-восточная часть лощины освоена системой небольшого притока Оби – речкой Берёзовой, глубоко врезанной в степное плато. В береговых обрывах по этой речке западнее с. Вяткина хорошо вскрывается разрез степного плато.

В береговом обрыве Оби против северо-восточного конца лощины, а также в оврагах и на склонах долины р. Берёзовой у с. Вяткино обнажаются породы, которым морфологически отвечает Порозихинская лощина. Здесь на размытой поверхности бурых суглинков с погребёнными почвами и линзами песков (краснодубровская свита) залегает толща палеожёлтых лёссотипных суглинков с песками в основании. Пески содержат окатыши суглинков, известковистые конкреции, заимствованные при размыве пород краснодубровской свиты. Тальвег древней долины, которую выполняют пески и палео-серые суглинки, возвышается над уровнем Оби на 41 (абс. высота 183 м) у с. Вяткина и 32 м (абс. высота 170 м) у с. Белово. Возраст этих отложений, исходя из их положения в разрезе Степного Приобья, определяется как позднечетвертичный (эпоха тазовского оледенения).

Описываемые отложения, перекрывающие у Вяткино и Белово суглинки краснодубровской свиты, выполняют долину верхнего течения древней Порозихи, подрезанной Обью при смещении её русла в западном

направлении. С приближением к Чарышу эти отложения занимают более низкие гипсометрические отметки, что свидетельствует о течении Порозики с северо-востока на юго-запад.

Порозихинская лощина представляет собой долину правого консеквентного притока Чарыша, который заложился после среднечетвертичного (краснодубровского,  $Q_2^2$ ) времени или, точнее, в верхнечетвертичное. В голоцене долину унаследовала небольшая речка, которая сформировала свою долину несоизмеримую по размеру с древней.

На отложениях тазовской эпохи в лощине залегают молодые верхнечетвертичные образования – золовые, делювиальные, болотные. Последние занимают наиболее пониженные участки между золовыми буграми. В юго-западной части лощины поздне-среднечетвертичные отложения отсутствуют: они срезаны денудацией, и верхнечетвертичные разнотипные отложения здесь лежат непосредственно на породах краснодубровской свиты (формировалась в эпоху максимального оледенения).

**Алейская лощина.** Прослеживается на протяжении свыше 250 км. На северо-востоке открывается в долину Оби, на юго-западе в долину Иртыша. В лощине золовые пески известны в правобережье Иртыша, в юго-западной части лощины, где образуют неширокую (4–7 км) полосу, поросшую сосновым лесом (Бородулихинский бор).

Морфологически лощина выражена слабо, представляя собой широкое (до 30 км), но неглубокое (70–80 м) долинообразное понижение, которое выработано в отложениях краснодубровской свиты. В приобской части поверхность лощины имеет абсолютную высоту поверхности 220–240 м. Рыхлые отложения, выполняющие это понижение, представлены часто переслаивающимися супесями и мелкозернистыми песками, иловатыми суглинками и глинами, перекрытыми сверху чехлом лёгких лёссовидных суглинков (рис. 61). Нижняя граница толщи обычно чёткая и проходит под горизонтом песков с глинистыми окатышами, перемытыми известковыми конкрециями и кусками древесины, битыми раковинами моллюсков. Мощность отложений 20–40 м.

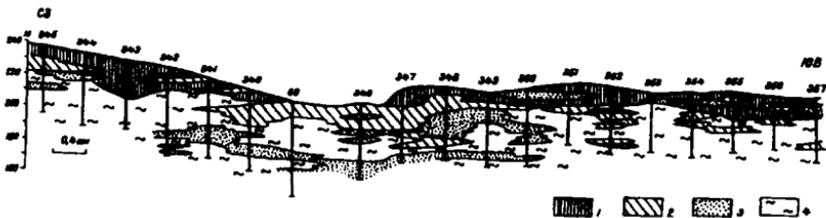


Рис. 61. Разрез высокой террасы Алея западнее Рубцовска  
1 – лёссовидный суглинок; 2 – супесь; 3 – песок; 4 – глина зелёная

Днище лощины в виде террасовидной поверхности прослеживается как по лево-, так и по правобережью Алея. Террасовидная поверхность достигает высоты 80–90 м относительно уровня Алея.

Тыльный шов террасы хорошо фиксируется цепочкой понижений, закартированных Г.В. Заниным (1958), и характерным изломом рисунка левых притоков Алея. Полный разрез террасы вскрывается в береговом обрыве Оби между Калманкой и Калистратихой. Здесь на цоколе, сложенном суглинками с погребённой почвой ( $238 \pm 27$  тыс. лет; Шелкопляс В.Н., Ильичёв В.А., Свиточ А.А., 1973), залегают мелко- и среднезернистые пески с зёрнами гравия, глинистыми окатышами, обломками древесины, раковинами моллюсков, костями крупных и мелких млекопитающих. Вверх по разрезу пески постепенно сменяются супесями; завершается разрез лёгкими суглинками с маломощными линзами и прослойками песка. В последние годы получены радиоуглеродные даты по древесине из основания разреза (Панычев В.А., Орлова Л.А., 1973): более 5500 лет (СОАН-448), 51500 лет (СОАН-447) и 53300 лет (СОАН-449), а из более высокого горизонта аллювия (12 м над уровнем Оби) – 32270 лет (СОАН-396). Кроме того, по древесине из наших сборов получена дата более 52500 лет (ЛГ-130). Аллювий, выполняющий древнюю лощину, прослежен скважинами от Оби до г. Алейска. С удалением на юго-запад тальвег древней лощины постепенно повышается, мощность нижнего, песчаного горизонта уменьшается и где-то в районе Алейска лощина вывершивается. Следовательно, в прошлом водный поток, сформировавший лощину, был сравнительно коротким притоком Оби.

Абсолютные датировки свидетельствуют о верхнечетвертичном возрасте Алейской лощины (каргинское межледниковье; см. выше). Ранее нами разрез между Калманкой и Калистратихой ошибочно сопоставлялся с касмалинской свитой (мессовско-ширтинское время  $Q_2^3$ ).

Кроме описанной террасовидной поверхности в долине Алея имеются аккумулятивные террасы: 35-метровая и более низкие. В частности, на 12-метровой террасе стоит с. Чистюнька. В составе аллювия этих террас встречаются в различной степени обломочный материал, алтайского происхождения.

Современная долина р. Алей является гетерогенным образованием. Верхнее широтное течение её имеет древний возраст. В неогене этот отрезок Алея являлся притоком Иртыша. Затем более молодой, зародившийся примерно 50 тыс. лет назад, небольшой левый приток Оби в ходе регрессивной (попятной) эрозии достиг своим верховьем иртышского притока, выходящего из гор и перехватил его в районе нынешнего с. Ло-

коть. Брошенный участок долины иртышского притока (пра-Алея) ныне выражен полосой золотых песков (Бородулихинский бор). Речной перехват произошёл сравнительно недавно. Об этом свидетельствует отсутствие грубообломочного материала в аллювии высоких террас нижнего Алея, отсутствие самых высоких террас в районе г. Рубцовска. Судя по тому, что в аллювии 12-метровой террасы у с. Чистюнька содержится мелкий хорошо окатанный галечник алтайских пород, в абсолютном летоисчислении возраст перехвата определяется, по-видимому, в 15–10 тыс. лет. Вследствие включения в бассейн Оби притока Иртыша (горный Алей) приобская часть Алейской ложины (ниже г. Алейск) получила выход в долину Иртыша.

В долине нижнего течения р. Алей, расположенной в лучшем увлажнённой местности и в связи с большей долей подпитки из гор эрозионная деятельность не прекращалась, а золотые – не проявлялись. Этим и объясняются различия в истории и морфологии ложин Алейской, с одной стороны, и Барнаулкинской и Касмалинской, с другой.

**Барнаулкинская<sup>1</sup> и Касмалинская ложины.** Как и Алейская, эти две ложины ориентированы в северо-восточном направлении и образуют дугу большого радиуса закругления, обращённую выпуклостью на северо-запад. На юго-западе ложины прорезают Обь-Иртышский водораздел и открываются в долину Иртыша, имея на своём продолжении широкие и обычно неправильной формы песчаные поля, которые некоторыми авторами (Занин Г.В., 1958; Растворова В.А., 1980) принимаются за дельты бывших рек.

Барнаулкинская и Касмалинская ложины имеют длину 220–230 км при ширине 20–30 км. Глубина ложин изменяется от 50–60 м в приобской части до 80–85 м в их юго-западном конце, в месте пересечения ложинами Обь-Иртышского водораздела. Касмалинская и Барнаулкинская ложины отличаются значительной сложностью морфологии. В них намечается три уровня, отражающие основные этапы их развития.

Наиболее низкое положение в ложингах занимают русловые и прирусловые части современных водотоков – рр. Барнаулки и Касмалы, а также ванны озёр, объединённых с этими реками в одну систему. На 12–15 м выше в ряде мест чётко обозначается средняя террасовидная поверхность, нередко несущая озёра (озеро Горькое у с. Мамонтово в касмалинской ложине, оз. Верх. Займище, Моховое, Степное в Барнаулкинской ложине). Как на низкой, так и на средней террасовой поверхности почти

---

<sup>1</sup> Такое название (вместо Барнаульская) считаем более правильным: ложбина названа по р. Барнаулка, а не по г. Барнаул.

повсеместно развиты эоловые формы рельефа (песчаные бугры и гривы), закреплённые сосновым лесом.

За пределами соснового леса развита высокая ступень, которую и можно называть днищем собственно древней лощины. Морфологически эта высокая ступень выражена слабо. Она постепенно сливается со склонами разделяющих лощины увалов. Ступень в значительной мере размыта, но можно предполагать, что её абсолютная высота изменяется от 240 м в приобской части до 260 м при пересечении Обь-Иртышского водораздела (район с. Вострово). ступень по времени образования может быть сопоставлена с днищем Алейской лощины (примерно 50 тыс. лет). В приобской части эта ступень образует межлощинный увал, то есть породы, слагающие ступень, перекрывают здесь и сам увал.

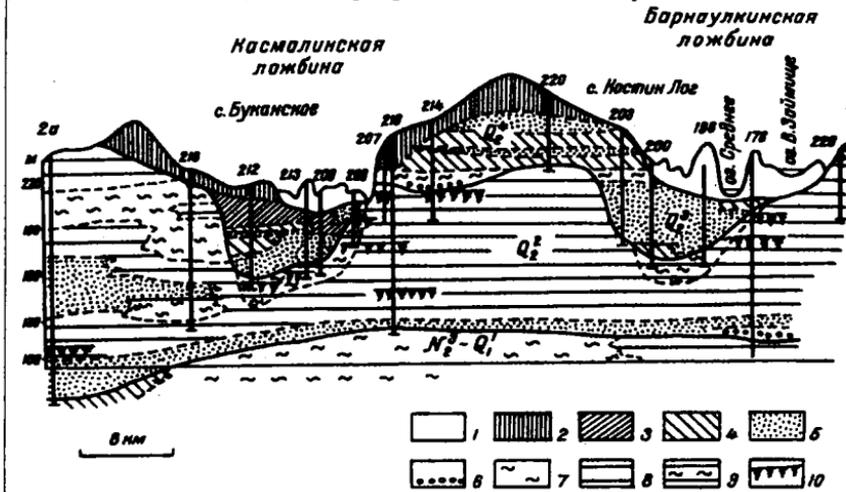


Рис. 62. Поперечный геологический разрез через Барнаульскую и Касмалинскую лощины

1 – верхнечетвертичные отложения различного генезиса и состава; 2 – лёгкие лёссовидные суглинки, 3 – алевриты; 4 – супеси; 5 – пески; 6 – перемытые известковистые конкреции; 7 – глины сизые; 8 – суглинок бурый; 9 – суглинок сизый, «замоченный»; 10 – погребённая почва

Для обеих лощин характерен эоловый рельеф. Перевейные пески образуют сравнительно неширокую по отношению к самой лощине полосу. Они приурочены к наиболее пониженной части, отвечающей нижнему и среднему уровням. Но в юго-западном конце лощин эоловые пески обеих лощин «срастаются»: здесь эоловые формы наблюдаются не только в лощинах, но и на склонах их и на межлощинном увале. При этом размах

абсолютных высот рельефа с золовыми формами превышает 80 м. Среди песчаных бугров и дюн в пределах лощин нередко встречаются плоские участки, лишённые переветренных песков – «елани» (бывшие озёрные котловины).

В продольном профиле лощин довольно чётко намечается водораздел, несколько не совпадающий с собственно максимальными отметками увалов (рис. 63). В.А. Растворова (1980) предполагала неотектоническое происхождение водораздела.



Рис. 63. Совмещённые продольные профили Касмалинско-Барнаулкинского междуречья (1), и тальвегов рек Барaulки (2) и Касмалы (3)

Барнаулкинская и Касмалинская лощины наложены на эрозионные долины северо-восточного простирания, выработанные в субазральных отложениях красnodубровской свиты в эпоху послсамаровского межледниковья. Тальвег этих долин погружается на северо-восток, в сторону Оби (рис. 63). Падение его составляет 0,22 м/км. В плане боровые лощины, выраженные в рельефе, имеют меньшую ширину, чем долины, на которые они наложены, и несколько смещены по отношению к ним на юго-восток (см. рис. 62).

Древние долины выполнены мелкозернистыми песками с прослоями иловатых глин и супесей. В них много растительных остатков, раковин моллюсков и пресноводных остракод. Разрез завершается палеожёлтыми лёссовидными суглинками с редкими прослоями мелкозернистых песков. По залеганию на породах красnodубровской свиты и по палеонтологическим остаткам возраст отложений определяется как позднесреднечетвертичный. Весь разрез сопоставляется нами с касмалинской и чумышской свитами.

С удалением на юго-запад, к Обь-Иртышскому междуречью, мощность отложений касмалинской свиты постепенно уменьшается, погребённый тальвег долин вздымается, а сами отложения прорезаются более молодыми (верхнечетвертичными) эрозионными формами, к которым и приурочены переветренные пески.

Состав и генезис отложений, выполняющих верхнечетвертичные долины, довольно разнообразен. Это – речные, золовые (двух генераций), болотные, озёрные и делювиальные отложения. Единичными анализами

подтверждается огрубление состава аллювия в Касмалинской ложине с удалением от р. Оби на юго-запад (с. Вострово). В скважине 373 (с. Мамонтово, Касмалинская ложбина) под отложениями оз. Горького на глубине 19,3–22,3 м вскрыты золотые пески, лежащие на лёссовидных суглинках красnodубровской свиты. Они свидетельствуют о многократности проявления золотых процессов.

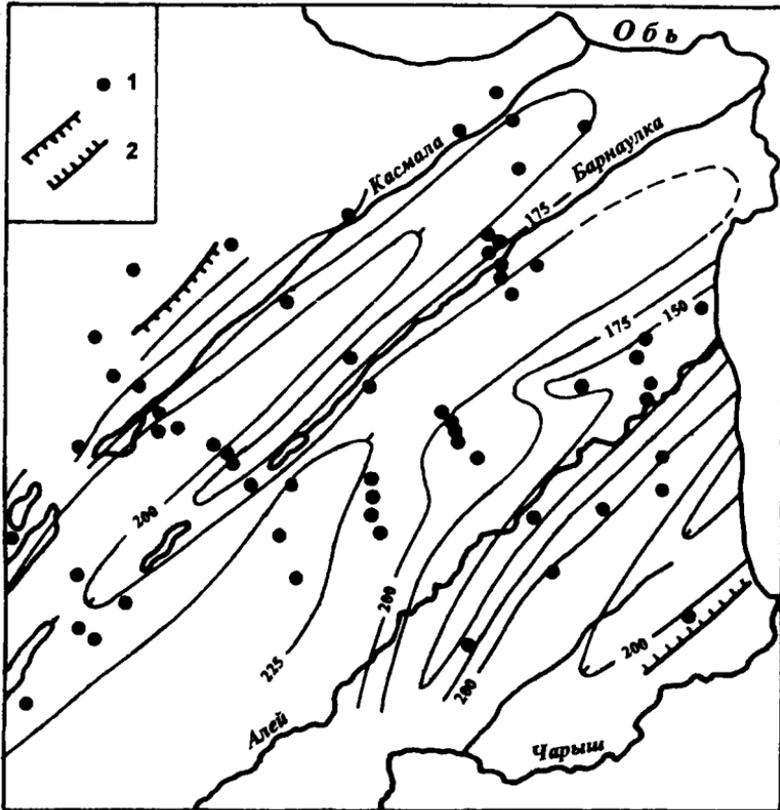


Рис. 64. Рельеф по кровле красnodубровской свиты (сечение через 50 м)  
1 – буровые скважины; 2 – границы распространения касмалинской ( $Q_2^3$ )  
и чумышской ( $Q_2^4$ ) свит

В распространении современных золотых песков имеются следующие особенности. В приобской части они наваяны на правый, юго-восточный склон, в то время как на противоположном склоне ложин получили развитие делювиальные процессы. На несовпадение контура золотых песков

и песков водного происхождения отмечал ранее С.В. Лютцау (1970). В юго-западной части лощин, в районе Обь-Иртышского водораздела, золотые пески выходят на Касмалинско-Барнаулкинское междуречье и занимают здесь самые высокие отметки – до 310 м над уровнем моря (80–90 м над днищем лощин). Этими водораздельными золотыми песками соединяются боровые пески Касмалинской и Барнаулкинской лощин. Далее, на юго-запад, в прииртышской части Кулунды, золотые пески теряют свою линейную ориентировку и как бы распластываются по широкой низине, чередуясь с участками степи, не затронутыми золотыми процессами. Причём бугры перевеянных песков становятся видны даже со степи *«...так, что, проезжая мимо впадины, кажется, что не она занимает самое низкое положение, а прилегающая степь»* (Биль И., 1900, с. 239).

В.А. Растворова в своих палеогидрологических реконструкциях также опиралась на веерообразность обширных дельт, сливающихся в единую дельтовую равнину на правобережье Иртыша (см. рис. 65). Графически эти дельты показаны на картах, одна из которых приложена к работе В.Г. Занина (1958), вторая – к статье В.А. Растворовой (1980).

Морфология и пространственная ориентировка песчаных золотых образований неодинакова в различных участках лощин. От долины Оби и приблизительно до линии с. Волчиха – курорт Лебяжье гряды имеют строгую северо-восточную ориентировку и резко вытянутую форму. С удалением на юго-запад, вскоре по выходу из лощин на Прииртышскую равнину, золотые формы теряют свою линейную ориентировку, приобретая либо неправильную, близкую к изометричной, форму, либо крестообразную. Ещё далее на юго-запад золотые формы вновь приобретают строго линейную ориентировку, но уже в ином – в северо-западном – направлении. Ориентировка гряд подчинена преобладающему направлению ветров (по метеонаблюдениям в Кулунде, Степном Приобье и Восточном Казахстане).

Характерная конфигурация в плане золотых песков дала основание некоторым авторам предполагать дельтовое происхождение исходного песчаного материала (Занин Г.В., 1958; Адаменко О.М., 1972; В.А. Растворова, 1980). В.Г. Занин писал, что по ложбинам Приобья происходил сброс вод Оби в Иртыш, о чём свидетельствует веерообразное размещение песков в юго-западных концах ложбин, что указывает на их дельтовое их происхождение (с. 84).

Изучение золотых и подстилающих аллювиальных песков показало большое сходство их минералогического состава, внешнего облика минералов, что свидетельствует о местном источнике золотых песков. В то

же время существенное различие песков (как эоловых, так и исходных) на междуречье (в месте «срастания» Касмалинского и Барнаулкинского боров) и в лощинах указывает на неоднородность исходного материала различных форм рельефа.

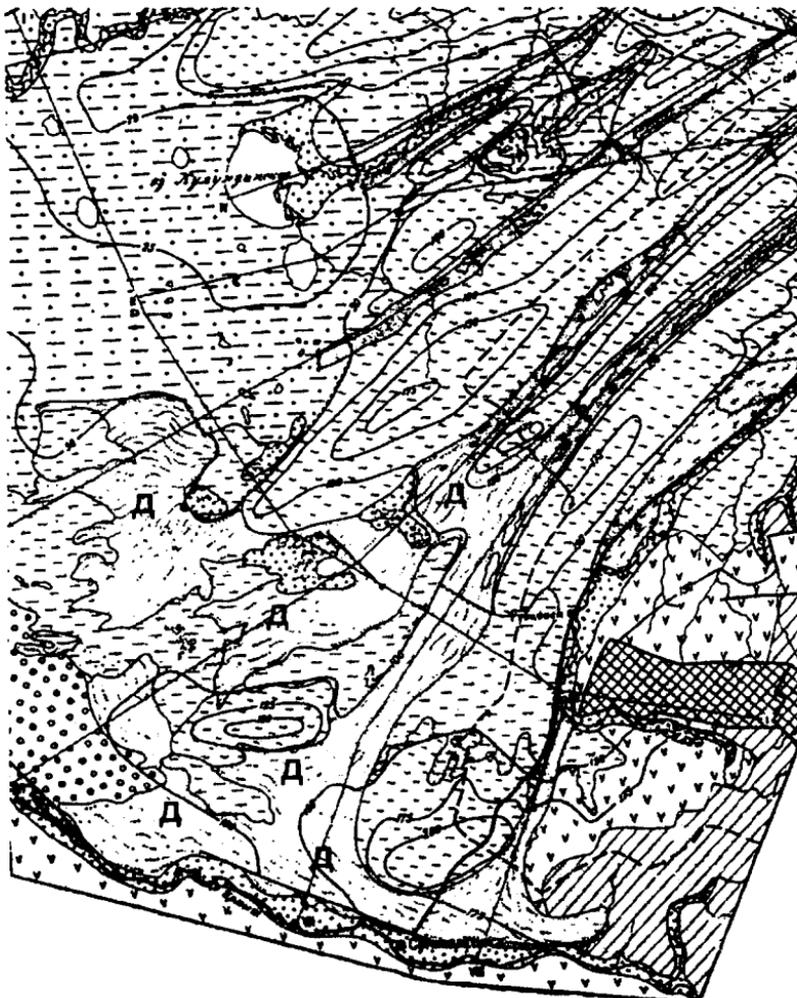


Рис. 65. Дельты (Д) кулундинских рек (по: Растворова В.А., 1980)

Эоловые пески резко выделяются более низким содержанием пылевых частиц и более высоким выходом тяжёлой фракции. Состав тяжёлой

фракции более разнообразны, чем таковой исходных пород. Содержание легко истирающихся минералов (например, эпидота) несколько меньше, чем в речных. Зёрна минералов со средней твёрдостью в эоловых песках лучше окатаны и отполированы. Ромбические пироксены из эоловых песков по трещинкам спайности заметно выветрелые, турмалин покрыт плёнкой окислов железа. Кварц в эоловых песках бесцветный: наряду с хорошо окатанными зёрнами встречаются зёрна со средней степенью окатанности. Поверхность большинства зёрен матовая со следами выбоин, царапин (результат эоловой переработки). Полевые шпаты (калиевые) из речных песков белого цвета, зёрна полуокатаны или с хорошей окатанностью, а в эоловых песках встречается большое количество зёрен, покрытых продуктами разрушения и тонкой плёнкой гидроокислов железа, придающих пескам желтоватую окраску. Таким образом, эоловая переработка песков в Приобье полностью соответствует общему ходу изменения песков эоловыми процессами, предложенному в своё время А.В. Сидоренко (1948).

Некоторые различия в составе и облике минералов из эоловых отложений междуречья (скв. 21) и лощины (скв. 22), с одной стороны, и наличии общих черт с составом и обликом минералов эоловых песков и исходных (подстилающих) пород позднесреднечетвертичного возраста (— с другой, указывают на развитие эоловых форм по различным песчаным породам. Поэтому нельзя объединять только по внешним признакам эоловые формы междуречий и лощин в единое образование типа «дельта». По крайней мере, для эоловых песков лощин и междуречий исходными породами служили разновозрастные образования. В лощинах перерабатывались верхнечетвертичные и эоловые (ранней генерации) пески, а на междуречьях — песчаные и легкосуглинистые породы среднечетвертичного ( $Q_2^4$ ) возраста.

Присутствие в эоловых песках Кулунды гравийного материала («хряща» — по И.П. Герасимову, 1935) свидетельствует о переивании аллювия иртышских террас. Это хорошо подтверждается различными гипсометрическими положениями эоловых песков в «дельтах». Здесь перевены поверхности двух иртышских террас, сложенных песками, — с абсолютными отметками 170–180 и 220–230 м. Промежуточная терраса с абсолютной высотой 200 м (Узкая степь), чьи верхние горизонты сложены суглинками, не несёт перевенных песков. Заметим, что наличие гравия в «дельтах» и отсутствие его в приобской части долин свидетельствует о несостоятельности гипотезы стока вод на юго-запад вообще и салаирского происхождения этих рек, в частности. В таком случае более грубым был бы материал в приобской части лощин.

По нашему мнению, золотые пески второй генерации, наблюдаемые ныне в Степном Приобье и Кулунде, начали формироваться в конце верхнечетвертичного времени, вероятно, в последнюю (сартанскую) ледниковую эпоху. Этот процесс не закончился и в наши дни.

В формировании Касмалинской и Барнаулкинской лощин, как и Алейской и Порозихинской, намечается два различных этапа.

Первый этап связан с развитием гидросети в условиях высокого положения базиса эрозии, когда в предгорьях Алтая существовала система перегруженных наносами водотоков с неустойчивыми распластанными руслами. Следы деятельности этих водотоков, входивших в систему Оби, являются мелкозернистые пески и алевроиты, слагающие ныне поверхность Приобского плато (абсолютные отметки 180 м и более). Лишь наиболее высокие участки Обь-Иртышского водораздела и водораздельных увалов не были покрыты этим своеобразным аллювием, который может быть отнесён к разряду перигляциального (Горшков С.П., 1966). Судя по залеганию перигляциального аллювия на отложениях краснодубровской свиты, описываемый этап завершился в тазовскую эпоху среднечетвертичного времени ( $Q_2^4$ ).

Второй этап характеризуется значительным понижением базиса эрозии, что повлекло за собой формирование речных долин, врезанных в днища лощин на ту или иную глубину. Формирование этих долин следует отнести к верхнечетвертичному времени, о чём можно судить по возрасту аллювия, вложенного в толщи степного плато между Калистратихой и Калманкой (Алейская лощина). Такую этапность в формировании эрозионного рельефа Приобья наметил Я.С. Эдельштейн (1948). Речные долины в днищах лощин были выработаны потоками, преемственно развивающимися из распластанных потоков конца среднечетвертичного времени. Реже (р. Порозиха) разрыв во времени формирования лощины и врезанной в неё долины был значительным.

В этот второй этап развитие долин, наложенных на лощины, отражало конкретные физико-географические условия бассейна. Алей, получивший значительную массу воды с гор, выработал довольно глубокую (около 100 м) долину, оформленную серией надпойменных террас. Барнаулка и Касмала, расположенные в более аридной зоне и имеющие малую площадь водосбора, были сравнительно маловодными и почти не имели притоков. Эрозионная переработка древних лощин здесь была незначительной, а сами верхнечетвертичные долины неглубокие, оформленные одной (?) террасой (средний уровень).

Развивавшиеся регрессивно правые притоки Иртыша достигли Обь-Иртышского водораздела против верховий обских притоков и выработали

ли в нём (водоразделе) седловины – своеобразные сквозные долины. Аналогичный процесс описан нами для Обь-Чумышского междуречья (см. рис. 74, 75).

В верхнечетвертичное время долины консеквентных притоков Оби и Иртыша были подработаны ветром, который в значительной мере перевел аллювиальные отложения этих рек. Совпадение ориентировки долин с направлением преобладающих ветров создавало эффект аэродинамической трубы и способствовало усилению золовой переработки речных песчаных отложений касмалинской свиты ( $Q_2^3$ ) и склонов долин, сложенных поздне-среднечетвертичными существенно песчаными отложениями чумышской ( $Q_2^4$ ).

Именно деятельности ветра Касмалинская и Барнаулкинская лощины обзяаны удивительной прямолинейностью своих склонов.

В следующую – пльвиальную – фазу на смену золовые процессы сменились водной эрозией и аккумуляцией аллювиальных отложений. В результате часть золовых песков была переработана водными потоками и вошла в состав аллювия. В конце верхнечетвертичного времени аллювиальные и древнезоловые отложения вновь подверглись золовой переработке, завершившейся в основном в раннем голоцене. Приспосабливаясь к бугристому рельефу лощин, в голоцене заложились современные реки Касмала и Барнаулка. Узкие долинки оформлены только низкой поймой, что свидетельствует о недавнем (голоценовом ?) заложении этих рек. По-видимому, в предшествующее время лощины были бессточными, причиной чему является малая водосборная площадь.

Таким образом, Касмалинская и Барнаулкинская лощины представляют собой эрозионные образования, выработанные консеквентными притоками Оби в условиях высокого положения базиса эрозии. Эти лощины были унаследованы молодой (верхнечетвертичной) гидросетью, выработавшей в их днищах долины, оформленные тем или иным количеством надпойменных террас. Дважды (в верхнечетвертичное время и в голоцене) в широких Касмалинской и Барнаулкинской лощинах золовые процессы приходили на смену эрозии и водной аккумуляции, формируя золовый бугристый (дюнный) рельеф на днищах лощин и подрабатывая прямолинейные склоны лощин.

**Кулундинские лощины.** В отличие от Касмалинской и Барнаулкинской лощин, Кулундинские имеют сток на юго-запад, что сближает их с Порозихинской лощиной. Все три Кулундинские лощины приурочены к обширному ( $80 \times 100$  км), но неглубокому понижению, имеющему уклон на юго-запад, в сторону Иртыша. Поперечные геологические разрезы долины р. Кулунда в её приобской части показаны на рис. 66.



Среднекулундинская лощина отделяется от Верхнекулундинской невысоким увалом, который между сс. Вылково и Харитоново прорезает р. Кулунда, делающая здесь коленообразный изгиб. Вершина лощины расположена вблизи долины р. Оби, у дер. Верх-Медведка, где местность достигает 200 м абсолютной высоты. С удалением на юго-запад высоты постепенно уменьшаются до 136 м у с. Леньки. Лощина занята частью притоками Кулунды (речки Медведиха и Черемшанка), частью же пресными и солёными озёрами (Ситниково, Пимково, Чернаково, Грачёво, Мостовое, Глубокое, Модино, Леньки и др.).

Нижнекулундинская лощина (к ней приурочено нижнее течение Кулунды) начинается от долины р. Оби, в которую она открывается у с. Плотниково. Верховье лощины срезано Обью при боковом смещении её. Максимальная отметка днища лощины здесь составляет 130 м (см. рис. 66). С удалением на юго-запад лощина расширяется и постепенно сливается с Кулундинской равниной (абсолютные отметки около 100 м).

В Кулундинских лощинах имеются перевейные пески, которые, как и в Касмалинской и Барнаулкинской лощинах, но эоловые формы рельефа встречаются не в наиболее низкой части, а несколько сдвинуты в сторону от тальвега.

Исключение составляет лишь северо-восточная часть Верхнекулундинской лощины, где перевейные пески и сосновые леса занимают наиболее пониженную часть лощины. Кулундинские лощины, в отличие от расположенных восточнее лощин, занимают более низкие гипсометрические отметки. Разница в отметках Касмалинской лощины у с. Вострово и лощины Верхнекулундинской у с. Родино, составляет 100 м.

Кулундинские лощины выработаны в отложениях краснодубровской свиты, возраст которой определяется эпохой максимального оледенения ( $Q_2^2$ ). Свита представлена здесь своим нижним горизонтом, сложенным переслаивающимися алевритами и мелкозернистыми песками серого цвета, имеющими аллювиальное происхождение. Как алевриты, так и пески насыщены обрывками растительной ткани, битыми и целыми раковинами моллюсков. Слоистость пород горизонтальная, породы сильно известковые (вскипают от воздействия соляной кислоты).

Образование параллельных лощин, занятых ныне верховьями р. Кулунды, связывается нами с дефляционной деятельностью в верхнечетвертичное время, в результате которой были уничтожены верхние горизонты краснодубровской свиты и сформирована крупная депрессия Кулундинской равнины.

По-видимому, на месте Кулундинской равнины в позднесреднечетвертичное (послесамаровское) время были лощины типа Касмалинской и

Барнаулкинской. Но интенсивная дефляция видоизменила и частично уничтожила эти лощины. Короткие увалы между Кулундинскими лощинами являются свидетелями положения бывших междуречий этих лощин.

Линейная ориентировка лощин Кулунды убедительно свидетельствует о том, что выработавшие котловину ветры имели то же направление, что и ветры, подработавшие Касмалинскую и Барнаулкинскую лощины. Создание единой системы Кулунды И.П. Герасимов (1935) объяснял перехватами в ходе регрессивной эрозии.

Возраст Кулундинских лощин молодой. Об этом свидетельствует не только отсутствие в них высоких террас, но и некоторые прямые определения времени проявления этого процесса. Нижнекулундинская лощина и долина Оби соединяются у с. Плотниково сквозной долиной, тальвег которой превышает уровень Оби на 16–18 м (см. рис. 66). На правом берегу Оби против этой сквозной долины имеются высокие надпойменные террасы Оби, прослеживающиеся ниже до г. Камень-на-Оби. Возраст 40-метровой террасы у с. Тараданово определён в 34–35 тыс. лет (Архипов С.А., 1973). Следовательно, в то время Нижнекулундинская лощина (чья вершина ныне выражена в виде сквозной долины у с. Плотниково) ещё не была сформирована, иначе происходило бы переливание обских вод в Кулундинскую равнину, и террасы ниже с. Тараданово в долине Оби не были бы сформированы. Нами предполагается формирование дефляционных Кулундинских лощин в сартанское время (20–10 тыс. лет назад), что подтверждается и отсутствием в долинах Кулунды высоких террас.

Обсужденные выше уже отмечалось многообразие гипотез, предложенных для объяснения происхождений линейных форм рельефа Степного Приобья и Кулунды. Необоснованность некоторых из них (морская, суффозионная гипотезы) сейчас не вызывают сомнений. Другие же в свете новых данных могут быть оценены следующим образом.

До сих пор нет, в том числе и у автора, убедительного объяснения происхождения субширотного отрезков долин Чарыша и Ануя, и в меньшей степени выраженности – долины Песчаной. Бурением установлено, что это инверсионные скульптуры – долинам соответствуют валы фундамента, увалам – погружения фундамента. Лишь Д.Н. Фиалков (1964, с. 35) дал объяснение, по его мнению, убедительное: эти долины представляют собой складки гравитационного оттока рыхлых пород с Алтая. Гипотеза Д.Н. Фиалкова о связи параллельно-грядового с гравитационным оттоком на север рыхлых отложений не нашла поддержки. Более подробно суть ей изложена ниже.

Сейчас не вызывает сомнений длительное – с палеогена – и непрерывное существование Оби в пределах Бийско-Барнаульской впадины.

Причём в течение всего этого периода положение русла Оби было более или менее стабильным, что объясняется подчинённостью его осевой линии прогибания (талъвегу) впадины. Исходя из этого, «салаирский» вариант эрозионной гипотезы (то есть образование лощин водами, стекавшими с Салаирского кряжа) неприемлем. Этот невысокий (300–400 м) и узкий (30–40 км) кряж не мог поставить такую массу воды, которая свела бы на нет роль водных потоков, стекавших с обширной и высокой Алтайской горной страны, обладавшей в четвертичное время, как и ныне, значительным оледенением.

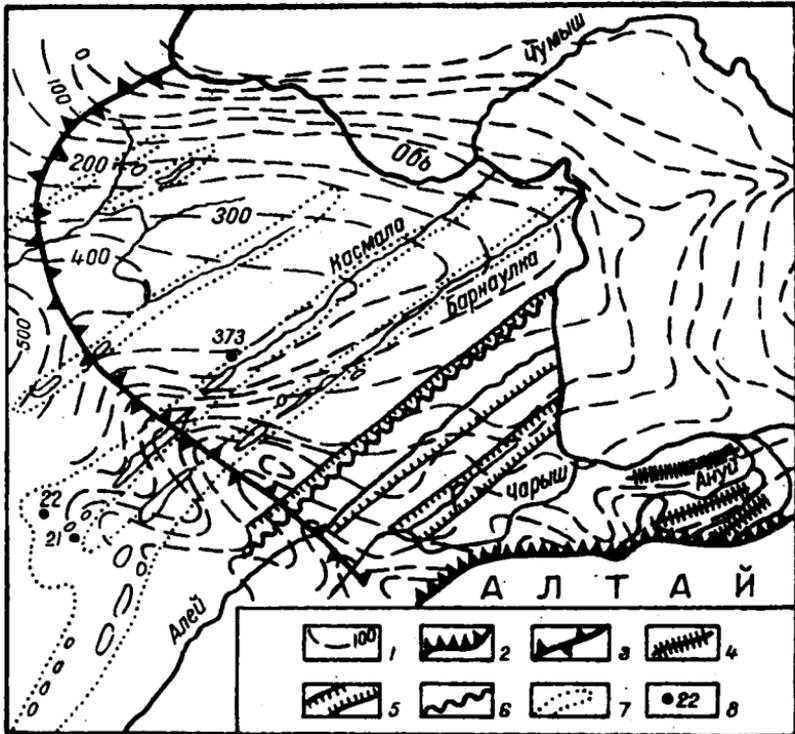


Рис. 73. Современный и погребённый рельефа Предалтая

- 1 – изогипсы рельефа фундамента (подписаны изогипсы ниже уровня моря);
- 2 – фас Алтая;
- 3 – Каменско-Чарышский вал;
- 4 – Предалтайские увалы;
- 5 – лощины без борových песков;
- 6 – старое русло в Алейской лощине;
- 7 – борových пески;
- 8 – борových скважины и их номера

Нам представляется совершенно оправданной резко отрицательная позиция Б.А. Федоровича (1961) по вопросу о «салаирском» происхожде-

дении параллельных лощин Степного (Верхнего) Приобья и Кулундинской низменности.

Тектоническая гипотеза представлена двумя вариантами, предполагающими образование лощин и увалов за счёт пликативной либо дизъюнктивной тектоники. Но обе они исходят из предположения об унаследования этими пликативными или дизъюнктивными структурами структурного лана палеозойского фундамента.

Фундамент Бийско-Барнаульской впадины имеет следующее строение. Его ядром является жёсткая Барнаульская глыба докембрийского возраста, сыгравшая важнейшую роль в заложении впадины. Палеозойские структуры Алтая в северной части этой горной страны приспособляются к этой жёсткой глыбе, образуя две ветви чётко выраженных линейных структур. Одна из них огибает глыбу с востока, что особенно хорошо выражено на примере изменения простирания Ануйско-Чуйской структурно-фациальной зоны с северо-западного на меридиональное, а затем и на северо-восточное. Предалтайские увалы ориентированы вкрест простирания данных структур (Ануйско-Чуйского синклиория, по Нехорошеву В.П., 1966). Поэтому представление о борových лощинах как следствии разрывной неотектоники фундамента (образование параллельно расположенных грабенов) мы считаем ошибочным. Не подтверждается и пликативное происхождение лощин.

Другая ветвь алтайских структур огибает глыбу с юго-запада, сохраняя в общем своё первоначальное северо-западное простирание, перпендикулярное простиранию форм эрозионного рельефа Степного Приобья. Особенно хорошо это выражено на примере приалтайской части Каменско-Чарышского вала, продолжению Талицкого антиклиория. Данный пример свидетельствует о несоответствии структурного плана фундамента и морфологии поверхности Степного Приобья, а отсюда и отсутствие контроля за рельефообразованием со стороны фундамента.

Тектонический контроль выразился лишь в заложении Оби по осевой линии Бийско-Барнаульской впадины и формировании консеквентных параллельных притоков этой реки (Алей, Барнаулка, Касмала).

**Обь-Томское междуречье.** По-видимому, первым, кто обратил внимание на древнюю речную ложбину на стрелке Оби и Томи, был К.В. Радугин (1947), проводивший в 1946 г. аэровизуальные наблюдения на междуречье этих рек в пределах Томской области.

В следующем году М.П. Нагорский (1947) после аэровизуальных маршрутов дал более полное описание этой морфологии междуречья. По левому берегу Томи ложбина прослеживается от с. Белобородово (ныне г. Северск) до пос. Нагорный Иштан (25 км). В правобережье Томи, по

мнению М.П. Нагорского, ложбина прослеживается в северо-восточном направлении до р. Чулым, где выходит на устье р. Кия. М.П. Нагорский считал её древней долиной, в прошлом принадлежавшей Чулыму, который позже сменил юго-западное направление на северо-западное. Валы гранитов, обнаруженные у с. Белобородово, по мнению М.П. Нагорского, являются доказательством того, что в бассейне Чулыма есть площади, занятые гранитоидами, а валуны являются, свидетельством того, что сток вод был на юго-запад.



Рис. 68. Схема сочленения Оби и Томи. На профиле: 1 – песок; 2 – суглинки

Ныне на междуречье Томи и Оби картируются две древние долины (ложбины) – Самусьская и Чёрнореченская, происхождение которых остаётся невыясненным. (Евсеева Н.С., Земцов А.А., 1990).

Первая занимает северную часть междуречья. Абсолютные отметки днища 110–115 м. Максимальная ширина примерно 14 км. Рельеф долины осложнён золовыми грядами, имеющими северо-восточное простирание. Понижения между грядами заняты болотами и озерами.

Вторая долина имеет более крупные размеры (рис. 68). В левобережье Томи в долине текут речки (перечисление с юга на север): Бол. Чёрная (Быстрая), Кузьминка, Ум, Чёрная, Жуковка, Кисловка. Абсолютные отметки днища уменьшаются в северо-восточном направлении от 165 м около Оби до 115–120 м около Томи. Поверхность днища также осложнена песчаными грядами высотой от 5 до 15 м.

Нам представляется, что обе древние долины (ложбины) имеют различное происхождение и возраст. Обе они представляют собой разновозрастные бывшие места слияния Томи и Оби: Чёрнореченская – раннее, Самусьская – позднее. Они не имеют продолжения в правобережье Томи (к Чулыму, как предполагал М.П. Нагорский). В правобережье Томи нет морфологически выраженных древних долин, которые были бы естественным продолжением Самусьской долины. Здесь развит эрозионно-увалистый рельеф, выработанный правыми притоками Томи и левыми – Чулыма. Иногда эти притоки сближаются вершинами, что может создать впечатление их единства. Но не больше. На наш взгляд, ложбины стрелки отображают этапы продвижения на север места слияния Оби и Томи и должны соответствовать речным террасам выше по течению этих рек.

Выше по Оби золовый рельеф приурочен к хорошо выраженным террасам, как в лево-, так и в правобережье. Линейно ориентированные золовые гряды и межгрядовые дефляционные понижения обязаны своим происхождением юго-западным ветрам, столь характерным как для нынешних времён, так и для прошлых.

**Обь-Енисейское междуречье.** Между правыми притоками Оби, реками Кеть и Тым, находится несколько субпараллельных, линейно вытянутых в северо-восточном направлении эрозионных понижений, обычно воспринимаемых как лощины древнего стока енисейских вод. Описанию этих ложбин посвящено немало работ (Земцов А.А., Шацкий С.Б., 1961; Мизеров Б.В., Стрижова А.И., 1964; Мизеров Б.В., Богдашев В.А., 1977). Лощины Тым–Сымская, Кеть–Касская, к которым приурочены обские притоки Тым, Пайдугина, Елтырева, Кеть, пересекают Обь-Енисейский водораздел (рис.69).

Ширина лощин изменяется от 5–7 км до 30–40 км при длине 300 км. Поверхность лощин ровная, местами несёт небольшие золовые песчаные гривы (высота 0,6–5 м, ширина 100–200 м, длина до 2–3 км), поросшие бором-беломошником. Гривы ориентированы параллельно бортам ло-

щин. Межгрядные понижения обычно заняты грядово-мочажинными болотами, озёрами, соединенными протоками. Формирование лощин, по мнению Б.В. Мизерова и В.А. Богдашева (1970, с. 155), произошло во второй половине зырянского похолодания, когда ледниковый покров на севере Западной Сибири начал распадаться.

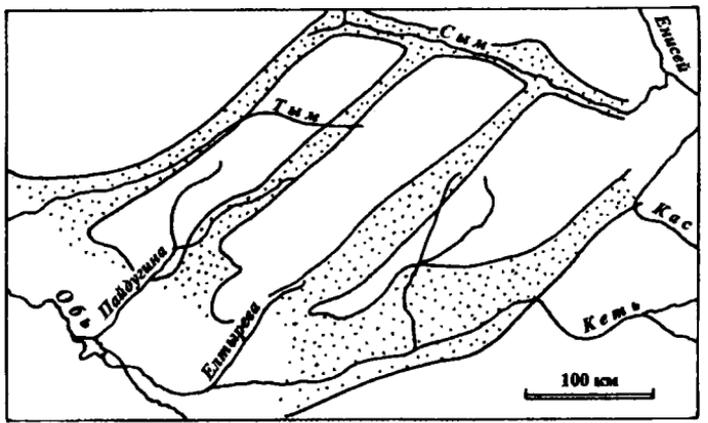


Рис. 69. Лощины стока Обь-Енисейского междуречья (упрощённо по: Б.В. Мизеров, В.А. Богдашев, 1970)

А.А. Земцов и С.Б. Шацкий (1961) считали, что по Тым–Сымской ложине происходил сток талых ледниковых и речных вод, подпруженных ледником. Авторы допускали, возможность стока енисейских вод по этим ложинам на юго-запад до соединения с Обью.

Имеется предположение (Проблемы экзогенного... 1976, с. 169), что описываемые ложбины (Кеть-Касская, Тазовско-Енисейская и Пур-Аганская) являются проливами, соединявшими два озёрных бассейна. Один занимал территорию южнее Сибирских увалов и тяготел к долинам Оби и Енисея. Второй представлял собой самостоятельный приледниковый бассейн, занимавший пространство севернее Сибирских увалов. Северным берегом этого бассейна был край ледника. Оба бассейна Пур-Аганским проливом соединялись между собой. Во время максимума озёрных трансгрессий пролив был затоплен водой. Уровень воды в обоих бассейнах был одинаковым (115–125 м), что может указывать на постоянную их связь.

В долине Тыма были обнаружены золотые накопления подковообразной формы (барханы!), «рога» которых ориентированы навстречу ветрам (Евсеева Н.С., Земцов А.А., 1990, с. 131).

## Гривный рельеф

Не меньше споров вызывает и генезис гривного рельефа различных районов южной (Пришимье, Прииртышье, Бараба, некоторые площади в Кулундинской низменности) и северной частях Западной Сибири. Имея нечто общее (субпараллельную ориентацию) с увалисто-лощинным рельефом, гривный различается некоторыми особенностями, которые исходят, несомненно, из их иного генезиса. Попытки объединить оба типа эрозионного рельефа в одну группу, на наш взгляд, неправомерны.

**Южная часть Западной Сибири.** Здесь типичные формы гривного рельефа сосредоточены на трёх территориях: 1) Петропавловское Пришимье, 2) террасовые равнины Саргатского Прииртышья и 3) бассейн среднего течения р. Омь (Бараба). Небольшие участки гривного рельефа известны в Абатском Пришимье, в районе устья р. Карасук и в левобережной части долины Бурлы у дер. Панкрушиха. Установлено (Николаев В.А. и др., 1979), что гривный рельеф всегда приурочен к областям развития древних и современных речных и озёрных систем. Гривы всегда занимают пониженные участки и никогда не встречаются на максимальных отметках междуречий. В Абатском районе Тюменской области гривы развиты на аллювиальных отложениях Ишима. Такая же ситуация характерна и для участков гривного рельефа по Карасуку и Бурле.

В Пришимье и Прииртышье гривы ориентированы по азимутам от 42–88° до 50–78° соответственно, то есть на северо-восток с отклонением на широтное направление. В Барабе и на севере Кулунды гривы ориентированы с юга на север (Городецкая М.Е., 1966, с. 168). Длина грив обычно 2–4 км, ширина 0,2–0,4 км, при относительной высоте от 15 до 20 м. В Барабе длина грив достигает 10–20 км при ширине до 1 км и высоте 6–10 м. Площадь грив в Барабе уступает площади, занятой межгривными понижениями, но местами гривы сгущаются. Гривы высаты среди совершенно плоских межгривных ложбин в виде островов (Петров Б.Ф., 1948, с. 96).

Имеются две версии происхождения грив и гривного рельефа вообще: водно-эрозионная и золовая.

*Водно-эрозионная* версия длительное время разрабатывалась геоморфологами и геологами-четвертичниками (Герасимов И.П., 1940; Громов В.И., 1940; Лавров В.В., 1948; Петров Б.Ф., 1948; М.Е. Городецкая, 1962, 1972; Николаев В.А., Пилькевич И.В., Пучкова Д.В., 1979; др.). Генеральную идею сторонников водно-эрозионной версии можно выразить словами М.Е. Городецкой (1962, с. 166): «...гривы юго-запада Западной Сибири являются преимущественно формами деструктивными; возникнове-

ние и формирование гривно-ложбинного рельефа не было связано с аккумуляцией слагающих гривы материала, а явилось следствием последующего расчленения уже сформированных разновозрастных равнин». То есть априорно предполагается эрозионное происхождение грив, а сами гривы являются останцами разновысотных, генетически разнородных и разновозрастных равнин. Они обособились в процессе длительного размыва, водные потоки которого ориентированы согласно общему уклону равнины на юго-запад (там же, с. 169). Ещё раньше И.П. Герасимов (1940, с. 793) писал, что гривы являются «...эрозионными останцами более древнего и высокого уровня аккумуляции».

М.Е. Городецкая сделала попытку объяснить детали процесса гривообразования, реконструируя соответствующую гидросеть. По её мнению (Городецкая М.Е., 1966, с. 170), основные реки имели меридиональное направление. А их неглубокие и короткие, как временные, так и постоянные приток имели субширотное направление (консеквентность? – А.М.). «Эти мелкие притоки располагались по периферии плиоцен-раннечетвертичных и четвертичных русел, долин, озёр (выделено нами. – А.М.)» (с. 170). В таких случаях притоки должна расчленять, например склоны озёрных ванн, под углом 90°. В итоге должна сформироваться по периферии бывших озёрных котловин радиальная (центростремительная) система мелких речушек, чего в реальности нет.

Питались эти небольшие притоки водами озёр, болот, западин, в которых вода скапливалась. Эти речушки расчленили приречную часть равнины, в результате чего сформировались сеть почти параллельных эрозионных ложбин и обособились останцы разновозрастных равнин. Днища ложбин постепенно расширялись, выполаживая склоны и меняя форму останцов.

По нашему мнению, менее удачного и более противоречивого объяснения трудно придумать. Слишком много бездоказательных предположений и допущений. Особенно это касается формирования консеквентных (?) притоков и возможности формирования из них междуречий грив. Поскольку притоки к главной реке всегда подходят под каким-то углом, меньшим, чем 90° (дендровидный тип гидросети), следует ожидать несовпадение азимутального направления левых и правых притоков, чего никем не отмечено. Трудно понять, почему гривный рельеф, подчиняясь реке (рекам), образует не линейно-вытянутый контур ареала, а почти изометричный, не свойственный эрозионному типу рельефа (см. рис. 1 в работе: Городецкая М.Е., 1966).

Коллективная работа (Николаев В.А. и др., 1979) посвящена в основном критике «эолистов» – сторонников эоловой гипотезы образования

грив южной части Западной Сибири. Приведённые доказательства водного происхождения гривного рельефа многочисленны, но направлены в основном на отрицание методических позиций эолистов. Доказательная сторона сторонников водной версии практически отсутствует. На наш взгляд, слабым местом критиков является отсутствие объяснений механизма формирования площадного ареала такого типа рельефа. Трудно признать, что реки в самых несходных природно-зональных условиях и в разное время могли дать сходный результат. Наши симпатии на стороне эолистов.

*Золовая* версия происхождения грив Баробы предложена впервые Я.Я. Балабаем (1936). Фактологическая база у него была невелика – несколько точек наблюдения около Омска и в Тюкалинском районе. Версия привлекательна тем, что ветер как агент воздействия менее зависим от подстилающей поверхности, нежели реки, и может формировать сходный рельеф на больших площадях. К тому же есть примеры безусловно золотого происхождения гривного рельефа – под Верхобским бором в правобережье Оби между Бийском и Баранулом. Да и косая и близкая к диагональной слоистость пород, слагающих гривы в Тюкалинском районе, подмеченная Я.Я. Балабаем, может быть золотого происхождения.

Позднее золотую версию поддержали В.А. Мартынов (1957), Б.А. Фёдорович (1960, 1961). Ярым приверженцем золотой гипотезы происхождения гривного рельефа является И.А. Волков (Волков И.А., Волкова В.С., 1964; Волков И.А., 1965, 1970). По его мнению, гривы Баробы и всего Ишим-Тобольского междуречья – это золотые формы рельефа, которые имеют однообразную (широтную) ориентировку. Гривы наложены на различные элементы древнего рельефа. В Барабе, Тюкалинском районе Омской области отдельные гривы или их группы часто возвышаются над поверхностью равнины. Многие гривы, начинаясь на межречной равнине, оканчиваются на склоне или даже дне понижений (долин и котловин). Гривы часто располагаются в восточной части дна котловин, на восточных склонах и к востоку от котловин на плоской межречной равнине. Это наблюдение И.А. Волкова (1970, с. 273) примечательно и могло бы служить подтверждением золотой природы грив: в Касмалинской и Барнаульской ложбинах (Предалтай) песчаные гривы также сдвинуты к востоку под влиянием юго-западных ветров. Однако вещественный состав грив, как будто, не подтверждает золотое происхождение грив Баробы и других районов Западной Сибири. Пока с полным основанием об участии ветра в образовании гривного рельефа можно говорить лишь применительно к гривам боровых террас крупных рек и к боровым ложбинам Верхнего Приобья.

## Зауралье и Нижнее Приобье

В Северном Зауралье и Нижнем Приобье широко развиты равнины с параллельно-грядовым рельефом, довольно разнообразным. Специально вопросами возраста и происхождения этого типа рельефа занимались С.П. Альтер (1960) и Ю.Ф. Захаров (1965, 1970).

С.П. Альтер (1960) гряды и ложбины в виде полос значительного протяжения изучал в бассейне среднего течения Сев. Сосьвы (левый приток Оби) и в правобережье её левого притока – р. Тапсуй, а также на междуречье рр. Висим, Яны-Инквар и др. Гряды и ложбины образуют широкие (6–15 км) полосы при протяжении 15–10 км. Грядовые полосы чаще изогнуты в виде полудужий, обращённых своими вогнутыми частями в сторону прилегающих к ним депрессий. Если гряды вытянуты прямолинейно, то ширина их обычно не превышает 1–2 км. С.П. Альтер считал, что в образовании грядового рельефа принимали мерзлотные и тектонические процессы. По его мнению, грядовые полосы в той или иной мере отражают не только новейшие поднятия, но и общее геологическое строение недр. Он же приводит мнению других исследователей:

– Л.Г. Гончарова – это эрозионные формы, предопределённые тектоническими нарушениями;

– В.К. Хлебников – результат деятельности бурных флювиогляциальных вод;

– М.Н. Бойцов – гряды образовались в результате аккумуляции ледниковых и водноледниковых отложений;

– Г.Ф. Лунгерсгаузен – гряды образовались у края мертвого льда.

Ю.Ф. Захаров (1965, 1970) делит гряды по морфологии, генезису на несколько типов (микрокуэсты, созданные избирательной эрозией меловых пород; линейные цепочки бугров пучения; береговые валы или дюны четвертичного бореального бассейна; линейные грядообразные повышения, вызванные тектонической трещиноватостью и образованные мерзлотными и эрозионными процессами; параллельные гряды, образованные мелкой деформированными приповерхностными дочетвертичными отложениями). Последний тип в северо-западной части Западной Сибири, по мнению В.Ф. Захарова (1970), наиболее широко развит. Автор вполне обоснованной считает, что всё многообразие форм параллельно-грядового рельефа нельзя приводить к одной генетической схеме.

Гряды образуют полосы шириной 10–12 км, ориентированные в различных направлениях (преобладает северо-восточное). Некоторые полосы достигают в длину 100 км. Иногда полосы грядового рельефа, изгибаясь, смыкаются друг с другом (левобережье р. Сев. Сосьва).

Высота отдельных гряд изменяется от 3 до 5 м, ширина 50–500 м. Длина некоторых гряд достигает 7–8 км. Ширина межгрядовых понижений примерно такая же, как и у гряд, иногда больше. Гряды имеют обычно двухъярусное строение. Под маломощной (5 м) покрывкой ледниковых или водно-ледниковых отложений залегает ядро из меловых, третичных пород. Гряды такого типа, по мнению Ю.Ф. Захарова (1970, с. 123), являются складками напора. На глубине нескольких десятков метров складки затухают.

Ю.Ф. Захаров даёт следующее объяснение генезиса гряд. В результате напорного воздействия ледника на неровности четвертичного рельефа в приповерхностных слоях возникала мелкая складчатость. Амплитуда складки зависела от силы напора и жёсткости сминаемых пород. Эта экзогенная складчатость и предопределила ориентировку гряд. Потоки ледниковых вод частично уничтожили параллельно-грядовый рельеф, либо придали ему ещё более чёткую выраженность. Если же участки грядового рельефа осваивались реками, то гряды частично денудировались: протоки рек осваивали межгрядовые понижения, некоторые гряды размывались и перекрывались маломощным аллювием.

*Гипотеза Д.Н. Фиалкова.* Дмитрий Николаевич Фиалков, доктор географических наук, специалист в области геодезии, предложил оригинальную гипотезу образования параллельно-грядового рельефа на обширной территории Западной Сибири – от Алтая и Тургая до Заполярья. Он писал: «...трудно допустить, чтобы водные или золотые процессы могли с такой направленностью отпрепарировать вытянутые "коридоры" на площади огромной равнины, на участках с различной геологической историей, с резко различными климатическими условиями. В областях ледниковых, водно-ледниковых равнин и древних предледниковых бассейнах, в областях третичных озёрных плато и аллювиальных равнин не могли одновременно существовать односторонние направленные воздушные или водные потоки, фронт действия которых в два раза превышал длину потока. В этих областях деятельность вод, эрозийные, аккумулятивные и золотые процессы были резко различны по интенсивности и по направленности» (Фиалков Д.Н., 1964, с. 6). Эти размышления поставили перед исследователем задачу поисков единых причин образования столь несходных между собой форм параллельно-грядового рельефа различных уголков обширной Западной Сибири.

Д.Н. Фиалков обратил внимание на то, что по мере удаления от склонов Алтая в пределы Западно-Сибирской равнины уменьшаются высоты гряд, рельеф приобретает вид затухающей синусоиды. Исследователь пришёл к выводу, что влияние сил, вызвавших образование грядовых

форм рельефа, уменьшалось по мере удаления от Алтайских гор. Этому выводу соответствовало и выявленное сокращение площади грядового рельефа с удалением от южных широт до крайнего севера. Д.Н. Фиалков произвёл расчёты азимутального направления грив, выявил равное площадное развитие положительных и отрицательных форм рельефа и точность укладки гряд по межрядовым расстояниям. Выявленные закономерности должны были предопределяться мощными силами, распространявшими своё влияние на всю Западно-Сибирскую низменность с соответствующими последствиями.

Д.Н. Фиалков привлёк для объяснения грядового рельефа давно известный в геотектонике рео-эффект. Реон – твёрдое вещество, которое под воздействием более или менее длительной нагрузки способно вести себя как жидкость. Известны примеры, когда отдельные участки литосферы под длительным воздействием тектонических и иных нагрузок ведут себя как жидкотекучие вещества. Это и горизонтальные движения земной коры, явления изостазии, сейсмические обвалы и другие случаи, когда породы, сохраняя облик твёрдого тела, приходят в движение.

Помимо пассивного перемещения пород под влиянием силы тяжести могут происходить и самостоятельные, гравитационные движения рыхлых отложений. Насыщенные водой осадочные толщи Западно-Сибирской низменности, по мнению Д.Н. Фиалкова, способны к медленному пластическому перемещению под действием силы тяжести – гравитационному движению. Главным источником возбуждения гравитационных сил является Алтайская горная система, от которой отмечается погружение фундамента к северу на глубину до 4 км. Подтверждение гравитационного движения поверхностных слоёв исследователь видит в изменении широт известных тригонометрических пунктов. Так для астрономического пункта «Каинск» (ныне г. Куйбышев Новосибирской области) положение широты изменялось следующими темпами: 1834 г. – 49,3, 1894 г. – 49,7, 1901 г. – 50,6".

Движения рыхлых пород отразились, по мнению Д.Н. Фиалкова, как во внутренней структуре рыхлой толщи, так и внешней. Первая выразилась в смещении сводовой части положительных тектонических структур в северном направлении (до 12 км). Изменение внешней структуры вызвано волнами течения осадочных пород, гонимыми гравитационными силами. Гравитационный отток рыхлых отложений происходит вдоль периферии горного обрамления, но особенно интенсивно – от Алтая. Одним из проявлений оттока являются формы параллельно-грядового рельефа. Это долины Ануя, Чарыша, Алея в предгорьях Алтая, гривы Барабы, Пришимья, Приитрышья, приуральской части Западной Сибири.

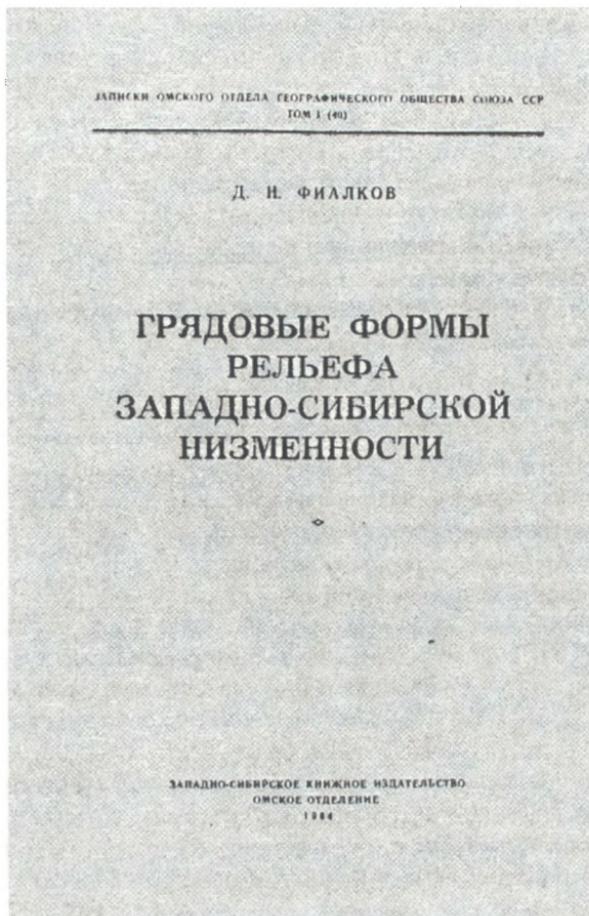


Рис. 70. Обложка книги Д.Н. Фиалкова

Гипотеза Д.Н. Фиалкова о гравитационном происхождении параллельно грядового рельефа на территории Западной Сибири была встречена с любопытством и... недоверием. Однако и сам автор её признаёт (Фиалков Д.Н., 1964, с. 52), что одна гипотеза не в состоянии объяснить всю сложность образования рельефа Западно-Сибирской низменности. Нельзя отказать Д.Н. Фиалкову в умении нетривиально мыслить, предложить оригинальное решение проблемы, не опускаясь до фантазёрства. Он до конца дней своих верил, что эффект реона в Западной Сибири имел место в недалёком геологическом прошлом.

**Обсуждение.** Конечно, линейно-параллельные формы рельефа различных уголков Западной Сибири достойны удивления, и, как следствие этого, вызывают естественное желание объяснить этот феномен. И, конечно, с позиций личного знакомства с этими формами рельефа. Именно это породило столь много различных взаимоисключающих версий объяснения их происхождения. Создался миф о генетическом единстве этих форм рельефа. Это породило парадоксальное явление в науке: правы все и все не правы.

Во всём множестве версий происхождения ложбинно-гривного (долинно-увалистого и пр.) рельефа Западной Сибири главенствующее место занимает тектоническая. Особенно отчётливо этот «уклон» проявляется у геологов. Очевидно, сработал рефлекс – если что-то плохо объясняется, призовём на помощь тектонику. Прав А.А. Земцов (1976, с. 148), когда говорил, что *«некоторыми геологами выделяется громадное количество разрывных нарушений, по которым, по их мнению, только и могли развиваться первичные ложбины стока. Даже формирование балок и оврагов сторонники этой гипотезы не мыслят без тектонических трещин. Получается что вся равнина буквально испещрена разрывами разной ориентировки: нельзя ступить на неё, не попав обязательно в трещину»*. Все реки, в том числе и мелкие водотоки включены в прокрустово ложе трещи ... Эта гипотеза находит подтверждение в районах, сложенных каменными породами, или же в районах, где она залегают неглубоко от поверхности... Что же касается Западно-Сибирской равнины, фундамент которой погружён на глубину нескольких километров, такая повсеместная приуроченность долин к трещинам не выглядит вполне убедительной». В качестве такого явного преувеличения роли разломов фундамента Западно-Сибирской плиты в расположении рек могут служить работы Л.Я. Проводникова (1968) и Л.К. Зятьковой (1979).

Правы, на наш взгляд, те авторы, которые на фактическом материале конкретного объекта дали объяснение генезиса такого рельефа. Представляется, что Я.Я. Балабай (1936) действительно видел в Тюкалинском районе золотые гривы. Кто видел гривы в Верхнем Приобье, тот не сомневается в их золотом происхождении (Занин Г.В., 1958). Не сомневаюсь, что права М.Е. Городецкая, которая видела гривы – эрозионный останцы в Приишимье. Можно не сомневаться, что в нижнем Приобье в образовании таких форм рельефа принимают участие мерзлотные процессы (Захаров Ю.Ф., 1970). И не прав тот из исследователей, кто пыта-

---

<sup>2</sup> На карте дизъюнктивной тектоники Западно-Сибирской плиты (Гуарри Ф.Г. и др., 1967), показано более 2000 разрывных нарушений.

ется распространить свою точку зрения на остальные ареалы гривно-лощинного рельефа Западной Сибири, сделать свою точку зрения на проблему универсальной. Сходные формы рельефа в Западной Сибири возникли под воздействием различных агентов. Боровые лощины Степного Приобья – это не гривы Приишимья и Барабы, а субпараллельные долины Ануя и Чарыша – это не субпараллельные лощины Обь-Енисейского междуречья.

Не может быть единого объяснения происхождения субпараллельного рельефа Западной Сибири. Когда-то С.С. Воскресенский (1961, с. 72) писал: «...механизм формирования гривного рельефа Барабы, несмотря на то, что подмечены некоторые закономерности, связанные с ним, остаётся загадочным и до настоящего времени. Указания на эрозию, аккумуляцию и эпейрогенические движения не вносят ясности. Применить золотую гипотезу в наше время для объяснения образования грив весьма затруднительно, так как этому противоречит строение грив». Эти слова С.С. Воскресенского, сказанные почти полвека назад, характеризуют и нынешний уровень изученности проблемы.

Д.Н. Фиалков (1964, с. 6) правильно отметил: «На всём огромном пространстве Западно-Сибирской низменности, в предгорных районах Алтая и в удалении на тысячи километров от горных сооружений, в глубине низменности и на крайнем её севере – природа неизменно продолжала строить ансамбли грядового рельефа. Однако история образования правильно ориентированных форм до сих пор не нашла общепризнанного объяснения, а механизм образования гряд остаётся загадочным и по настоящее время».

Эти слова характеризуют и современное состояние вопроса о происхождении гривно-лощинного рельефа Западной Сибири. Но участие рек в его формировании в ряде случаев сочеталось с переработкой земной поверхности золовыми процессами и неотектоникой. Примером могут служить знакомые нам лощины Верхнего (Степного) Приобья.

## РЕКИ И НЕОТЕКТОНИКА

Пожалуй, сейчас никто не сомневается в огромной роли неотектонических движений в формировании рельефа вообще и в развитии рек, в частности. Методы изучения проявления неотектоники достаточно хорошо разработаны. Это морфометрический, геоморфологический (наблюдения за изменением высот речных террас) анализ, литолого-стратиграфические построения, гидрологические работы (определение уклонов рек), дешифрирование аэро- и космоснимков, повторное прецизионное нивелирование и др. (Мещеряков Ю.А., 1960; Мещеряков Ю.А., Сетунская Л.Е., 1960; Мещеряков Ю.А., Филькин В.А., 1960; Зяткова Л.К., 1961, 1979; др.). Они прошли апробацию в различных природных условиях – в горах и на равнинах.

В Западной Сибири в недавние годы интенсивных поисков месторождений нефти и газа комплексными методами были выявлены многочисленные положительные (выступы, своды, валы, поднятия) и отрицательные структуры (впадины, депрессии, седловины, прогибания и др.). В ряде случаев структуры, выявленные геоморфологическими и другими методами, были проверены бурением и геофизическими исследованиями и показали хорошую сходимость результатов.

Однако нередко чрезмерное увлечение неотектоникой и некритический подход к неотектоническим построениям даёт неоднозначные результаты. В частности, речные перехваты на равнине (изменения направления, наличие участков с резко увеличенным уклоном русла ниже перехвата) могут получить объяснение с позиций неотектоники: река обходит интенсивно растущее поднятие. Хотя, возможно, это обычный перехват вследствие усиленной регрессивной эрозии одной из рек. В условиях Западной Сибири с её мощным чехлом рыхлых отложений скорее можно ожидать перепиливание рекой осевой части поднятия и создание антецедентных участков (долины прорыва), нежели обход интенсивно растущих поднятий. Так, А.Д. Панадиади (1953) в Барабинской низменности выделил молодые структуры, тектоническая природа которых нам представ-

ляется сомнительной. Перехват Чулымом (впадает в оз. Чаны) верхнего течения р. Баган у пос. Сары-камыш не связан с неотектоникой. Возможно, он обусловлен регрессивной эрозией левого притока Чулыма (ныне нижнее течение р. Сумы), так как Чулым является для этого притока более низким базисом эрозии, нежели р. Баган (Панадиади А.Д., 1953, рис. 3). То же самое можно сказать и о «поднятии» между оз. Убинское и р. Карапуз (там же, рис. 2).

Сомнительно, чтобы в Западной Сибири при мощности толщи рыхлых отложений в километры могли формироваться тектонические структуры, в частности купола, диаметром в 5–10 км (Зятькова Л.К., 1961). Вряд ли кто выступит с признанием дробления жёсткого фундамента на крайне малые по площади блоки и дифференцированного их вертикального перемещения. Передача локальных тектонических усилий от фундамента через мощную толщу рыхлых пород на поверхность и создание в рыхлой толще малоразмерных (примерно 10 км в диаметре) пликативных деформаций сводового типа нам представляются маловероятной. Очевидно, для таких малых куполов следует искать какое-то иное объяснение. А.А. Борисов (1944), в частности, отрицал тектоническое происхождение куполовидных форм в мезозойских горизонтах Западной Сибири по линии Челябинск – Петропавловск – Омск – Новосибирск, объясняя этот процесс двумя причинами:

- 1) первичным наклоном осадков, которые накапливались в условиях расчленённого рельефа поверхности фундамента);
- 2) неравномерным уплотнением осадков (главная причина).

По его данным, при погружении на 1000 м плотность пород возрастает более чем на 10 %.

Однако оживление крупных, глубоко проникающих в земную кору разломов и влияние их на формирование речных систем, несомненно. И проявлялось это не только в обрамлении (Сибирская платформа, Алтайские глыбовые горы), но и фундаменте Западно-Сибирской плиты.

Нужно отметить, что ещё в 1935 г. Р.С. Ильин высказал предположение о наличии погребённых горных краёв под Сибирскими увалами – под водоразделами Пура и Агана, Назыма и Казыма (Ильин Р.С., 1936; Ильин И.Р., 1990). Такой же погребённый край, по мнению Р.С. Ильина, находится на водоразделе Оби и Иртыша под Васюганским болотом. *«Нефть следует искать под его обоими склонами, особенно под северным»*, писал Р.С. Ильин. Прогнозы его позднее блестяще подтвердились, хотя новаторское предположение об эрозионно-денудационном происхождения неровностей фундамента (краёв и хребтов) было отвергнуто большинством геологов в пользу тектонического их происхождения. Эти

неровности рассматриваются обычно как блоки фундамента с различной амплитудой вертикального перемещения по ограничивающим дизъюнктивным нарушениям. Перемещения вызвали, как полагают, образование многочисленных купольных структур, апикальные части которых являются ловушками для нефти и газа. Геофизическими и буровыми работами было установлено, что почти все антиклинальные поднятия (купола) приурочены к выступам палеозойского фундамента (Земцов А.А., 1966, 1967). Однако не всегда природа этих выступов ясна: являются ли они положительными формами эрозионного рельефа или же тектоническими поднятиями, унаследовавшими более ранние структуры.

Д.Н. Фиалковым (1957, 1964) объяснял нарушенность в залегании рыхлых отложений Западно-Сибирской равнины их гравитационным смещением с образованием слабо выраженной складчатости. Однако гипотеза Д.Н. Фиалкова не нашла дальнейшей поддержки и развития.

Картометрические методы выявления аномалий в гидрографии не всегда дают сопоставимые результаты. В частности, для определения уклонов рек используются не специальные нивелировочные работы, а крупномасштабные топографические карты, составленные в разное время. Известен случай, когда на топопланшете была показана более высокая отметки уровня Алея (левый приток Оби), чем на соседнем планшете выше по течению. Возникла нереальная ситуация обратного уклона на ограниченном участке реки. Использование топопланшетов при построении продольного профиля реки возможно только в горных странах, где падение рек явно превышает возможную ошибку в определении отметки уровня реки при редактировании топографических планшетов. Поэтому использование метода построения продольных профилей рек «по планшетам», даже крупномасштабным, для выявления участков поднятия или опускания земной поверхности не всегда завершается получением достоверных материалов. Для горных районов такого рода методы дают более убедительные результаты, хотя участки с различными величинами уклонов не всегда имеют тектоническую природу. Чередование пород различной сопротивляемости к размыву может дать такой же результат.

**Обь-Енисейское междуречье.** Поучительны исследования Б.В. Мизерова, В.А. Богдашева и Г.Ф. Кузнецовой (1970) новейших тектонических движений Обь-Енисейского междуречья севернее р. Кеть. Авторами были использованы материалы аэровизуальных наблюдений, дешифрирования контактной печати, морфометрических построений (карты асимметрии речных бассейнов, продольные профили рек и пр.). Это позволило авторам выделить крупные объекты новейших поднятий и опусканий, имеющих северо-западное простирание (рис. 71). Сочур-Тымская

зона поднятий соответствует главной водораздельной линии Обь-Енисейского водораздела; имеет в длину более 400 км при ширине 80 км.

Эти тектонические структуры пространственно связаны со структурами палеозойского фундамента, что свидетельствует об их унаследованном развитии в течение всего мезозоя. Однако эти структуры северо-западного простирания осложнены субширотными – поперечными валобразными поднятиями и разделяющими их впадинами, поперечными прогибами. Возможно, эти структуры являются более поздними (олигоцен?) и вызваны тектоническими перестройками в зоне субширотного Транссибирского линейного элемента. Локальные поднятия (структуры III порядка) имеют относительно небольшие размеры (от  $7 \times 14$  до  $20 \times 40$  км) и, похоже, не имеют связи со структурами фундамента. Они образуют довольно компактную группу (рис. 54) и «насажены» как на поднятия, так и на прогибы. Эта неразборчивость структур свидетельствует об отсутствии влияния древнейшего тектонического плана на формирование молодых, к тому же небольших структурных форм

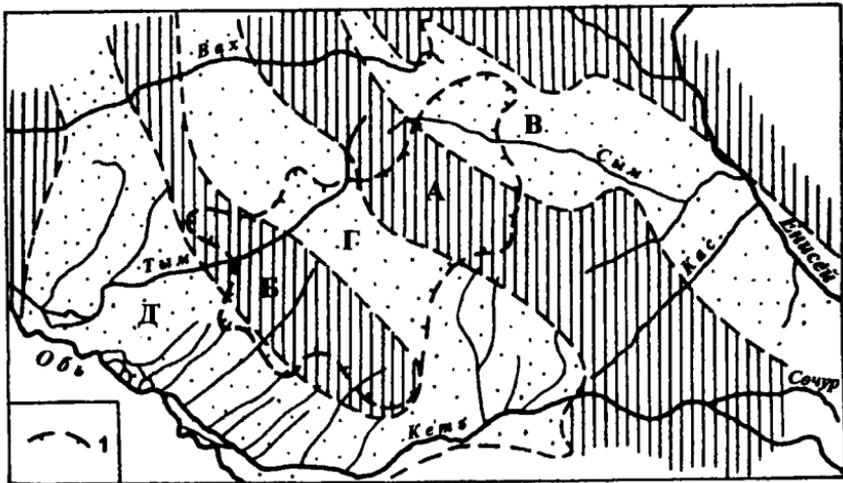


Рис. 71. Основные неотектонические структуры Обь-Енисейского междуречья (по: Мизеров Б.М., Богдасhev В.А., Кузнецова Г.Ф., 1970; упрощенно)

Зоны поднятий (штриховка): А – Сочур-Тымская, Б – Каджитская; зоны прогибов (точки): В – Кас-Сымская, Г – Максимогорская, Д – Приобская. 1 – компактное размещение локальных поднятий (структуры III порядка)

Только р. Обь, возможно, подчинена здесь древнему структурному плану. Она приурочена к Приобской зоне опусканий, осевая часть кото-

рой испытывает смещение в юго-западном направлении, приближаясь к современному руслу реки и вовлекая в опускание её левобережную часть. Однако не ясна роль неотектонических движений в заложении Оби на данном участке её течения. Более определённа роль Сочур-Тымской зоны в формировании водораздела Оби и Енисея. Наиболее крупные притоки Оби (Кеть, Тым) в верховьях имеют увеличенное падение русла (до 2 м на 1 км), что указывает на продолжающееся вздымание структуры.

Различия в морфологии речных долин в области вздымания и погружения изучены А.А. Земцовым (1966) на примере Люкпайской положительной структуры и Ларьякской отрицательной. В пределах первой структуры долина относительно узкая (6 км) при ширине поймы 4 км, глубинная эрозия преобладает над боковой, падение русла составляет 13–17 см/км, русло р. Вах. спрямлено. В пределах Ларьякской отрицательной структуры ширина долины увеличивается до 30 км при ширине поймы более 12 км, падение русла составляет 5–5,5 см/км.

А.А. Земцов (1966) отмечал существенные перестройки гидросети в пределах неотектонических поднятий. Так, на Сабунском поднятии (западный склон Пыль-Караминского вала) видны брошенные долины рек, спрямлённые участки русел, крупные излучины вдали от современных долин. Реки имеют узкие и достаточно глубоко врезаемые долины, оформленные только поймой и первой надпойменной террасой, так как сравнительно недавно бросили свои прежние долины.

В предгорных районах по периферии Западно-Сибирской равнины влияние дифференцированных движений фундамента на морфологию речных долин более заметно. Так, структуры Енисейского кряжа, погруженные под рыхлые отложения и известные как Келлог-Теульческий вал, оказали влияние на развитие Енисейской гидросистемы (см. выше).

В приенисейской части Западной Сибири отмечается значительная тектоническая активность, выраженная блоковыми унаследованными движениями по древним разломам фундамента. Однако и в центральной части Западной Сибири было зафиксировано сейсморазведкой около 20 сбросов в нижних горизонтах платформенного чехла (Наливкин В.Д., Острый Г.Б. и др., 1964).

Особое место в истории Западной Сибири занимают Сибирские увалы, в структурном отношении представляющие сложное образование (см. рис. 35). Северные склоны этих структур крутые, возможно вследствие развития здесь дизъюнктивных нарушений по Трансзападносибирскому линеаменту (Зятькова Л.К., 1979, с. 121). Заложение дизъюнктивов, вероятно, произошло в среднем-верхнем олигоцене, В раннечетвертичное время территория, расположенная южнее Сибирских увалов, претерпела

относительное погружение, вследствие чего здесь возникли многочисленные озёра, в которых накапливались осадки кочковской (поздний плиоцен–ранний антропоген) и других свит указанного возраста. После таяния самаровского ледника у южного подножья Сибирских увалов сформировалась река (ныне широтный участок Оби), которая явилась связующим звеном между приалтайской системой рек и северными реками. Таким образом, Сибирские увалы сыграли главную роль в формировании современной обской системы.

**Заенисейская часть.** Эта территория в пределах Сибирской платформы имеет яркие примеры участия разрывной тектоники в формировании современной речной сети.

Особенно показательны реки плато Путарана. Этот крупный тектонический свод разбит радиальными трещинами, которые заняты озёрами (Аян, Хантайское, Кутарамак, Кета, Накомьякен, Собачье, Глубокое, Хаканча, Верхнекулюмбинское, Лама и др.) и реками (Кутарамакан, Ирkinда, Гогочонда, верхнее течение р. Котуй, Ирбэ, Ирбакан и др.). Небольшие реки, радиально стекающие с северо-западного склона Путарана (Джангы, Верх. и Ниж. Таловая, Кумга, Абагалах, Самоедская речка, Ондодоми, Мастах-Салах, Чопко, Мал. и Бол. Авам, Намакан и др.), возможно являются консеквентными. Хотя разбиение фронтальной части сводового поднятия радиальными трещинами вполне возможно.

Перестройка субмеридиональной речной сети западной окраины Сибирской платформы началась в неотектонический этап – в неоген-четвертичное время, и выразилась в коренной трансформации долин мел-палеогеновой гидросети субмеридионального направления. Наиболее существенные перестройки произошли в раннем плейстоцене или же в переходное плиоцен-плейстоценовое время. Причиной такой кардинальной перестройки гидросети явились дифференцированные вздымания Сибирской платформы. В ходе таких поднятий Ангаро-Вилуйский прогиб превратился из области преобладающей аккумуляции в область денудации (Коржуев С.С., 1976, с. 326). Разрушилась система субмеридиональных рек. Началось заложение субширотных систем, которые, по нашему мнению, сформировались в результате регрессивной эрозии рек, стекавших в мезозое и позже с периферии Сибирской платформы в сторону Западно-Сибирской депрессии, занятой морем. Рост этих рек в длину прежде сдерживался малой водосборной площадью, ограниченной на востоке водоразделом с системами рек, стекавших в Ангаро-Вилуйский прогиб (см. рис. 4). С ликвидацией последнего водосборная площадь широтных западно-сибирских притоков значительно возросла, началась их экспансия.

Продвигаясь верховьями вглубь платформы, реки западносибирской системы перехватывали бывшие реки, которые несли свои воды в Ангаро-Вилуйскую впадину. Потому нередки случаи, когда речные долины Ангаро-Вилуйской системы, перерезанные агрессивными реками западносибирского бассейна, превращались в левые и правые притоки Тунгусок, сохраняя свою в прошлом единолинейную ориентировку. Особенно показательна пара: притоки Подкаменной Тунгуски Виви и Таймура,

В основе всех этих перестроек речной сети западной окраины Сибирской платформы лежат неоген-четвертичные тектонические движения, вызвавшие ликвидацию Ангаро-Вилуйской впадины.

Поведение Енисея в пределах Зырянской депрессии и Бурмакинского поднятия изучал Л.Н. Ивановский (1954).

**Бийско-Барнаульская впадина.** Неогеновые и четвертичные тектонические движения в Предалтайской части Западной Сибири обусловили дислокацию более древних рыхлых отложений, образование антецедентных и подпруженных участков речных долин, деформацию продольного профиля речных террас и глубокие эрозионные врезы.

В неогене продолжалось прогибание Бийско-Барнаульской впадины, что явствует из дислокацией олигоценых отложений. Последние образуют пологую синклиналиную складку субширотного простирания с размахом крыльев до 150 км и глубиной заложения 90–100 м (см. рис. 59).

Одна из тектонических фаз приходится на границу среднего и верхнего плиоцена. Судя по положению подошвы миоплиоценовых отложений, прогибание Бийско-Барнаульской впадины в её центральной части составило 40 м. Прогибание впадины сопровождалось поднятием Салаира и Горного Алтая. Об этом свидетельствует оживление эрозионной деятельности рек, сопровождающееся выносом грубообломочного материала из гор и глубоким размывом неогеновых отложений.

В предгорьях Алтая Каменско-Чарышский вал (рис. 67), как положительная структура, испытывал в четвертичное время слабое вздымание. Вследствие этого коэффициент меандрирования в месте пересечения вала (район ст. Шипуново) уменьшается, а уклоны увеличиваются по сравнению с вышележащим участком долины, находящейся в подпоре.

На рубеже нижне- и среднечетвертичной эпох произошло значительное поднятие Салаира, вызвавшее переуглубление речных долин. Такие долины выявлены бурением в ряде мест Салаирского кряжа и юго-западного Присалаирья. Верхнечетвертичная тектоника нашла наиболее полное своё отражение в морфологии речных долин и строении речных террас. Области верхнечетвертичных поднятий приурочены к Салаирскому кряжу и предгорьям Алтая.

**Салаирский кряж** испытал сводовое поднятие, которое в плане имеет форму дуги, обращённой выпуклостью на северо-восток. Осевая линия проходит на юге от устья р. Нени на с. Ельцовка (на р. Чумыш), затем далее совпадает с линией современного водораздела речных систем Чумыша и Ини.

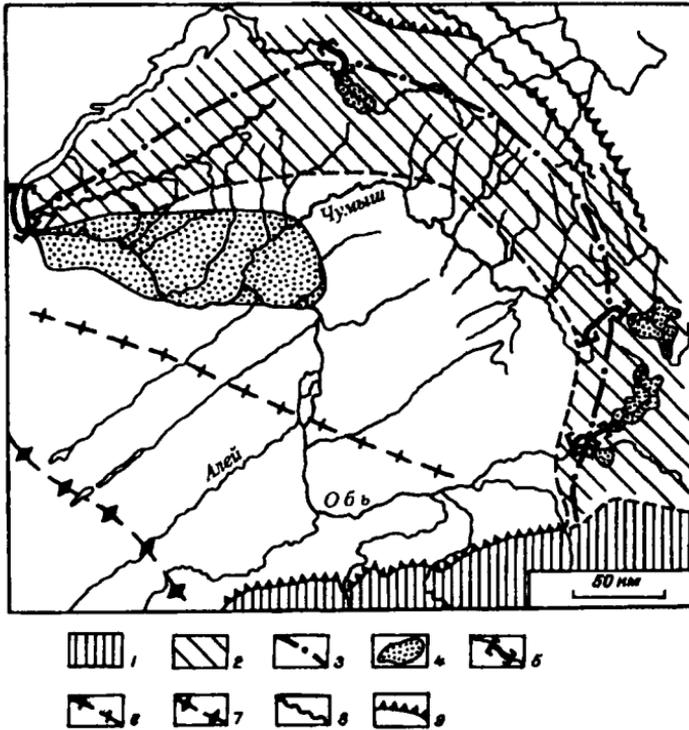


Рис. 72. Участки неотектонического подпруживания рек  
(Преалтайская часть Западной Сибири)

1 – область глыбового поднятия; 2 – область сводового поднятия; 3 – осевая часть сводового поднятия; 4 – участки подпруживания; 5 – антецедентные участки долин; 6 – осевая линия Бийско-Барнаульской впадины; 7 – Каменско-Чарышский вал; 8 – подовлённые древние тектонические разломы; 9 – тектонические уступы, подработанные эрозией

От верховий р. Суенга (правый приток р. Бердь) осевая линия поднятия постепенно поворачивает на запад, пересекая долину Берди между устьями рек Бол. Ик и Хмельёвка. Сводовое поднятие Салаира полностью

отвечает каледонским структурам кряжа, конфигурация которых контролируется глубинным Салаирско-Кузнецким разломом и разломом, отделяющим герцинские структуры Горловского прогиба от каледонских структур Салаира. Очевидно, с подновлением древних разломов связано и поднятие Салаира в верхнечетвертичное время и в голоцене. Подтверждением этого служит повышенная сейсмичность полосы вдоль уступа Тыргана (северо-восточный склон Салаира) и в области излучины р. Обь у г. Камня-на-Оби (Масарский С.И., Моисеенко Ф.С., 1962).

Крупные реки района – Обь, Чумыш, Бердь и Бия, заложившиеся до этого молодого поднятия Салаира, выработали позднее на участках наибольшего поднятия antecedентные долины, прекрасным примером которых может служить долина Чумыша между устьем р. Сары-Чумыш и с. Ельцовка (рис. 72). Здесь на протяжении 30–35 км (без учёта меандрирования русла) река протекает в узкой, глубоко врезанной долине с прекрасно выраженными коренными меандрами. Склоны долины, сложенные метаморфическими породами, крутые, местами отвесные, достигают высоты 100–150 м. Террасы на данном участке долины Чумыша отсутствуют. Лишь местами наблюдаются узкие фрагменты поймы. Выше и ниже описываемого участка долина Чумыша расширяется, её склоны выполаживаются, врезанные меандры сменяются блуждающими.

Резким сужением и появлением выходов коренных пород отмечен antecedентный участок долины р. Бии ниже устья р. Неня. Аналогичная картина наблюдается и в долине Оби у города Камня, где Обь пересекает поднятие Колывань-Томской складчатой зоны.

Река Бердь дважды пересекает осевую линию Салаирского сводового поднятия. От истоков до с. Мочеги долина Берди довольно широкая, с пологими склонами и блуждающими меандрами. Здесь она ориентирована параллельно поднятию, приспособляясь к его юго-западному крылу. От с. Мочеги до устья р. Суенга Бердь входит в полосу поднятия, и морфология её долины резко меняется, приобретая все черты молодых antecedентных долин. Ниже устья р. Суенга Бердь, имея юго-западное направление, несколько отходит от осевой части Салаирского поднятия и меняет облик своей долины; последняя увеличивается в ширину, появляются надпойменные террасы и блуждающие меандры. От устья р. Хмельёвка до устья р. Бол. Ик Бердь вновь пересекает полосу поднятий. Данный участок Берди в своё время был хорошо описан Б.Ф. Сперанским (1924), одним из первых предложившим геоморфологический метод изучения юных тектонических отложений. Позднее А.А. Зенкова и А.Л. Матвеевская (1937) образование данного участка долины с «живо-

писно-дикими отвесными скалами» также объясняли перепиливанием реки полосы недавних поднятий.

Верхнечетвертичное поднятие осевой части кряжа обусловило подпруживание рек на участках, расположенных по течению выше поднятий, и образование озёровидных расширений долин. Наиболее крупное озёровидное расширение наблюдается на участках долины р. Обь выше города Камня-на-Оби. Русло Оби, подпруженное поднимающейся Колывань-Томской складчатой зоной, испытало значительные горизонтальные перемещения, выработав при этом озёровидное расширение эллипсовидной формы размером 45 × 150 км.

Небольшие размеры и неправильную форму имеет расширение долин Чумыша и Сары-Чумыша у их слияния. Это озёровидное расширение расположено восточнее осевой линии Салаирского сводового поднятия.

Аналогичное происхождение имеет и широкая долина р. Неня – правого притока р. Бия. В образовании этого озёровидного расширения решающую роль сыграло поднятие в приустьевой части р. Неня погребённой раннекаледонской структуры, соединяющей Кивдинский массив Южного Салаира с Бийским горстом (орографически – Бийская грива).

Тектонические движения четвертичного периода хорошо фиксируются изменением положения речных террас при прохождении рек по зонам с различным знаком тектонических движений. Очень хорошо это можно наблюдать на примере третьей (22–25 м) террасы Катуня, Оби и левых притоков последней. В предгорной террасе, захваченной поднятием Алтая, относительная высота этой террасы и её цоколя постепенно понижается с удалением от гор. Так, терраса Катуня у с. Маймы при выходе из гор, имеет высоту 30–32 м при высоте цоколя до 7 м. У Бийска высота террасы уменьшается до 20–24 м при снижении высоты цоколя. Цоколь третьей террасы Оби ниже слияния рек Катуня и Бии опущен под межennyй уровень реки на 1–2 м. Цоколь в основании третьей террасы наблюдается и в долине р. Ануй. Высота цоколя этой террасы у Второго отделения совхоза «Алтай» составляет 2,6 м.

Тектоническое поднятие Салаирского кряжа в верхнечетвертичное время подтверждается и наблюдениями над террасами Чумыша и Берди. В долине Чумыша 20-метровая терраса прослеживается от низовий до с. Мартыново, затем встречается лишь на восточном Салаире, в озёровидном расширении долины Чумыша при впадении в р. Сары-Чумыш, где у с. Вятское терраса имеет относительную высоту 25 м. Между с. Мартыново и устьем р. Сары-Чумыш вследствие поднятия сводовой части Салаира аккумуляция рыхлого материала не происходила. Здесь река интенсивно врезалась в палеозойские породы, выработав крупные

коренные меандры. Следами этого врезания являются неширокие эрозионные площадки, возвышающиеся на 20 м над уровнем реки. Очевидно, данные площадки представляют эрозионные террасы, отвечающие цокольной 20-метровой террасе. Увеличение высоты террасы и особенно цоколя (с 1–2 до 20 м) по направлению к верховьям реки является дополнительным свидетельством недавнего поднятия осевой части кряжа.

Долина Берди оформлена двумя террасами и поймой. Вторая терраса (цокольная) прослеживается почти до верховьев реки. Нами она отмечена у дер. Большая заимка в 10–15 км от истоков. Высота террасы увеличивается вверх по течению с 20 до 23 м при увеличении высота цоколя с 1–2 (у с. Маслянино) до 12 м в верховьях Берди.

По мнению В.А. Растворовой (1980), рельеф Предалтайской равнины молодой – позднеплейстоценовый. В его формировании важную роль играли неотектонические движения. Происходило общее поднятие Предалтайской равнины, особенно заметное по её периферии – прииртышской дельтовой равнине, Каменскому горсту, Обь-Чумышской возвышенности (плато – по терминологии В.А. Растворовой). Усилились блоковые вертикальные движения, особенно по южной окраине, где возникли приразломные горстовые поднятия широтных увалов. Продольные профили ложбин были деформированы, в пределах Приобского плато возникли поперечные «локальные» водоразделы. Вследствие этого сквозной сток из долины Оби на юго-запад прекратился, сменившись раздельным – в сторону Иртыша и в сторону Оби.

С некоторыми неотектоническими построениями В.А. Растворовой можно согласиться, но сомневаемся в горстовой природе предалтайских увалов (Колыванского, Ануйского).

Интересны результаты повторного прецизионного нивелирования по линии железной дороги от Челябинска до Ачинска (Фиалков Д.Н., 1956). В период с 1902–1912 до 1941–1943 гг. только в Омске отмечено уменьшение абсолютной высоты марки на 0,176 м по отношению к нулевой марке Челябинска. Максимальное превышение (1,44 м) зафиксировано в Новосибирске. По линии Семипалатинск–Новосибирск (Финько Е.А., 1973) в последние 16 тыс. лет Приобское плато поднималось со скоростью 9,4 мм/год, Обь-Чумышское плато – 12,5 мм/год.

Нам представляется, что Западно-Сибирская низменность (равнина) в неотектонический этап своего развития испытывала только колебания эпейрогенического типа. Разрывные дислокации были свойственны горному обрамлению, в первую очередь – Алтаю.

## РЕЧНЫЕ ПЕРЕХВАТЫ

Перехваты в развитии речных систем Западной Сибири всегда играли важную роль. Особенно многочисленны примеры их в обрамлении Западно-Сибирской равнины (низменности). Это объясняется как более длительным процессом развития здесь речных систем (по крайней мере, с ранней юры), так и бурной тектонической жизнью этих регионов. В пределах низменности (равнины) гидросеть стала развиваться лишь со среднего олигоцена. Причинами перехватов были регрессивная (попятная) эрозия, золовая дефляция и седиментация, тектоника дизъюнктивная и пликативная, деятельность ледников. Теорией речных перехватов занимались И.С. Шукин (1969), С.С. Воскресенский (1975) и др.

**Средняя Сибирь.** В валанжине (ранний мел) реки, стекавшие с окраины Средне-Сибирской на запад, в сторону Западно-Сибирского моря, в ходе регрессивной эрозии перехватили верхние участки рек, стекавших на юго-восток, в сторону Ангаро-Виллюйского бассейна. В частности, р. палео-Вельмо перехватила часть долины палео-Тохомо.

Перестройка субмеридиональной речной сети западной окраины Сибирской платформы началось в неотектонический этап – в неоген-четвертичное время, особенно активно они протекали в раннем плейстоцене или же в переходное плиоцен-плейстоценовое время. Причиной такой кардинальной перестройки гидросети явились дифференцированные вздымания Сибирской платформы, в результате чего Ангаро-Виллюйский прогиб превратился из области аккумуляции в область денудации (Коржув С.С., 1976, с. 326). Разрушилась система субмеридиональных рек, началось заложение субширотных систем. По нашему мнению, субширотная гидросеть сформировалась в результате регрессивной (попятной) эрозии рек, стекавших в мезозое и позже с периферии Сибирской платформы в сторону Западно-Сибирской депрессии, занятой морем. Рост этих рек в длину прежде ограничивался малой водосборной площадью, ограниченной на востоке водоразделом рек, стекавших в Ангаро-

Вилюйский прогиб. С ликвидацией (замыканием) прогиба водосборная площадь широтных западносибирских притоков возросла, началась их экспансия, которая в итоге привела к созданию современной гидросети. Продвигаясь верховьями вглубь платформы, реки перехватывали бывшие притоки Ангаро-Вилюйской впадины, иногда перерезая их. Верховья нынешних Тунгусок, имеющие субмеридиональное направление, – это бывшие реки Ангаро-Вилюйской системы, перехваченные западносибирскими реками в ходе борьбы за территорию.

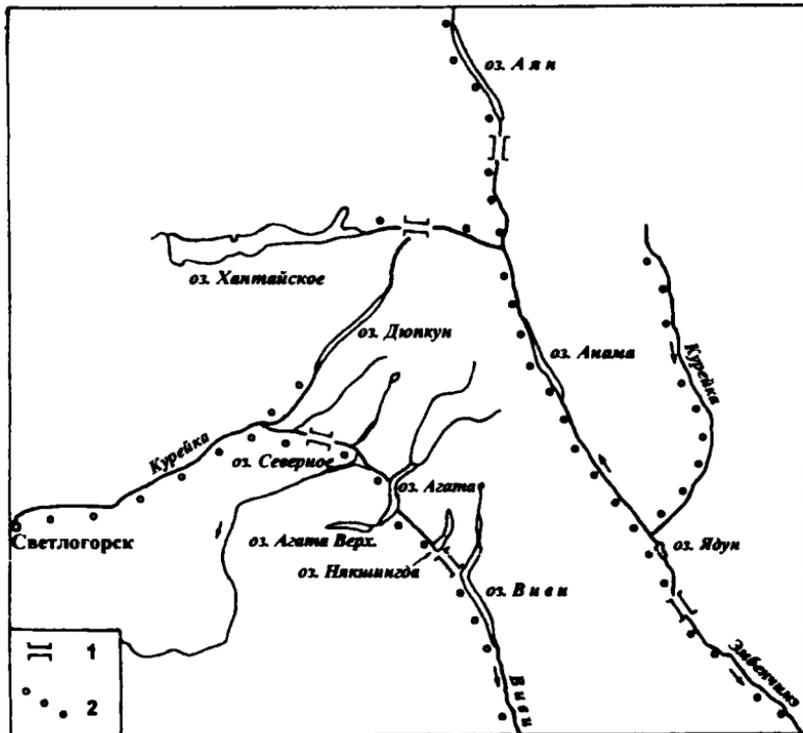


Рис. 73. Речные перехваты на Путорана  
1 – сквозные долины; 2 – древние системы рек

Сложнейшие речные перехваты происходили на плато Путорана. Река Эмбинчемэ (Эмбинчимэ), левый приток Нижней Тунгуски, буквально была растерзана в своём верхнем течении. Некогда исток этой реки находился в центре Путорана, где он ныне известен как р. Бол. Хоннамакит. Исток был перехвачен одним из правых притоков Хеты (одной из состав-

ляющей р. Хатанга) и вошел в её систему. Затем укороченное русло Эмбинчэмэ прервалось несколько южнее оз. Аян. Участок Эмбинчэмэ выше этого перехвата вошёл в состав Хеты под именем Аян.

Дальнейшее развитие событий было связано с агрессией р. Курейка. Этот приток Енисея своим верховьем, ныне называемым оз. Дюпкун, близко подходила к среднему течению р. Амнунда (ныне впадает в Правую Штанину Хантайского озера), которая соединяла оз. Хантайское с р. Эмбинчэмэ. Курейка врезалась в долину Амнунды и включила нижнее её течение в свою систему вместе с некоторыми притоками Эмбинчэмэ (восточные части сквозных долин Иркинда, Кутарамакан). Курейка приобрела коленообразный изгиб. Далее разрыв Эмбинчэмэ произошёл у впадения в неё небольшого правого притока Ядун. Наиболее крупный из левых притоков выше перехвата получил название Курейка (рис. 73).

Эта сложная система перехватов произошла, несомненно, при участии тектонических процессов, сущность которых осталась нераскрытой.

Верхнее течение Ангары и Нижней Тунгуски относились, очевидно, в палеогене к системе Лены до разрыва её с Байкалом. Следками этой связи являются песчано-галечниковые средние и высокие террасы меридионального течения Нижней Тунгуски. Коленообразный изгиб их русел фиксирует место перехвата.

**Салаирский кряж.** Вершина р. Бердь ориентирована с севера на юг, где в «локте» она близко подходит к одному из истоков р. Татарка (приток Чумыша), как бы намереваясь впасть в эту реку. Но вдруг истоки Берди круто меняют направление на северо-западное. Крутой излом русла («локоть»). Притоки истоков Берди также имеют ориентировку на истоки, а не на основное, северо-западное течение Берди. Натурных исследований палеогидрологии Берди автор не проводил, но картографический материал позволяет с какой-то степенью условности предполагать здесь речной перехват.

Сложной была история р. Чумыш, главной реки Салаирского кряжа. Один из истоков его (Кара-Чумыш) берёт начало на осевой части Салаирского кряжа. Далее река течёт в северо-восточном направлении, как бы намереваясь слиться с Томью. Затем недалеко от Артышты под углом 90° поворачивает на юго-восток и, слившись с Томь-Чумышом, выдерживает это направление до с. Сары-Чумыш. Далее пересекает Салаирский кряж и у с. Локоть (Локоть-на-Чумыше) выходит в пределы Обь-Чумышской впадины. Описав широкую дугу у подножья Юго-Западного Присалаирья, Чумыш впадает в Обь.

Изначально сформировавшаяся система Кара-Чумыш → Мостовая → Неня была ориентирована на Неня-Чумышскую впадину. Эта система

огибала с востока вздымавшийся Салаирский кряж, но в связи с формированием поперечного Сары-Чумышского вала была разорвана (рис. 74). Сары-Чумышский вал, разделивший Неня-Чумышскую впадину (грабен) на две части, приподнял истоки нынешнего Сары-Чумыша, вывел их на высокие гипсометрические отметки. Сары-Чумыш буквально повернул вспять и, потеряв статус составной части главной реки (Кара-Чумыш – Мостовая – Неня), превратился в небольшой приток Чумыша.

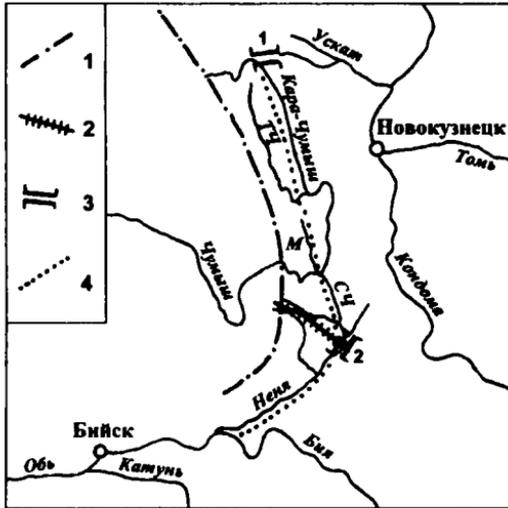


Рис. 74. Речные перехваты на Салаире

1 – осевая часть Салаирского кряжа; 2 – Сары-Чумышский вал; 3 – перехваты обезглавливания: 1 – исток Кара-Чумыша → Ускам (Томь), 2 – Сары-Чумыш → Неня (Бия); 4 – палео-река Кара-Чумыш → Неня (Бия). Буквами обозначены реки: ТЧ – Томь-Чумыш, М – Мостовая, С-Ч – Сары-Чумыш

**Обь-Чумышская впадина.** При проведении полевых работ на междуречье Чумыша и Оби обнаружена брошенная в результате обезглавливания реки сухая долина. Чётко прослеживается перехват Большой речкой (приток Оби) одного из истоков р. Каменка (приток Чумыша). Место перехвата зафиксировано локтеобразным изломом русла Большой речки (рис. 75). На месте перехвата образовалась хорошо выраженная в рельефе сквозная долина, в которой сохранилась цепочка хорошо выраженных в рельефе котловинок глубиной 1–1,5 м и с довольно крутыми бортами. Выработаны котловинки в 5-метровом слое песка. Понижения поросли молодыми берёзками и тальником. Очевидно, эти котловинки представляют собой реликты плёсовых участков русла.

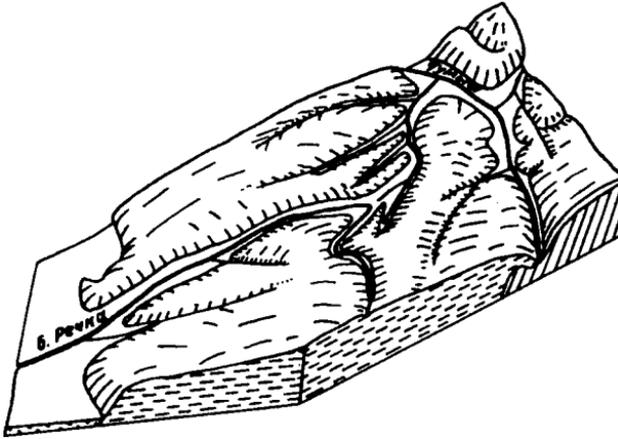


Рис. 75. Перехват притока р. Каменки Большой рекой

Алтай. С этой высоко приподнятой горной системы практически смыты мел-палеогеновые отложения, по которым можно было бы определить локализацию речных перехватов. Но, учитывая, что современные глубоко врезанные крупные реки здесь наследуют древние речные долины, можно предполагать неоднократные перехваты в древние времена. Уж очень сложную конфигурацию имеет система Катунь в горах. Особенно выразительна петля, образованная р. Коксу и (на продолжении) верхним течением Катунь до устья Аргута. Кстати, именно Коксу следует считать истоком Катунь, а не нынешнее верховье: продольный профиль р. Кокса выработан лучше, чем истоки Катунь (Уймон).

Более определённо можно судить о перехватах рек при выходе их из гор. Это можно говорить об Оби в районе Камня-на-Оби, Адея у Локтя, Чарыше, которые в неогене впадали в Иртыш. Некогда р. Иша принадлежала Бии, ныне это правый приток Катунь. В брошенных участках долины р. Иша, ныне представляющих перевалы, сохранились аллювиальные галечниковые отложения (Барышников Г.Я., 1992; Лузгин Б.Н., 1906). В неогене и в четвертичное время существовала мощная водная артерия, которая была составлена нынешними водоёмами (с верховий): Чулышман → Телецкое озеро → Клык → Кондома → Томь (впадала в Иртыш).

На плоской поверхности водораздела (350 м. н.у.м.) к северу от Телецкого озера Г.Я. Барышников (1992) описал хорошо окатанный валуно-галечниковый материал. А.Л. Будников (2008) обнаружил галечные с валунами отложения к северу от Телецкого озера на водоразделах рр. Бийка – Чуйка, Сайта – Атлар – Байгол, в долинах рек Клык, Чуйка, Бий-

ка, Сайта, Башлам, Байгол, Лебедь, а также в долинах рр. Самыш – Калычак, Йогач – Самыш.

Примечателен разрез по р. Клык, истоки которой близко подходят к Телецкому озеру в районе пос. Яйлю. Валунно-галечные отложения здесь описаны нами на перевале в долину р. Клык. А.Л. Будников приводит следующий разрез древнего аллювия, конечно не связанного с небольшой речкой Клык (снизу):

1. Валунно-галечные отложения с песчано-галечным заполнителем. Размер галек диаметром 1–2 см, валунов до 10–20 см. Мощность 1,6 м.
2. Гравийные пески с редкими гальками кварца и кварцитов. Пески образуют прослой мощностью 50–60 см. Мощность 4,4 м.
3. Валунно-галечные отложения. Размер валунов до 60 см в диаметре, состав – известняки, граниты, кварциты. Мощность 1 м.
4. Песок гравелистый с гальками различного состава. Мощность 1 м.
5. Валунно-галечные отложения. Валуну достигают 1,5 м в диаметре. Вместе с гальками они составляют до 80 % объёма породы. Видимая мощность 4 м.

А.Л. Будников неоднократно отмечал, что такие валунно-галечные отложения с размывом налегают на более древний аллювий.

Вряд ли описываемые отложения являются дилuviальными, т.е. сформированными суперпаводками шириной в несколько десятков километров и связанными с прорывом ледниково-подпрудных озёр. Отмеченные на междуречьях отложения несомненно водного происхождения, свидетельствуют о существовании здесь в доозёрное время мощной речной системы. Нынешний Чулышман был верхним течением этой реки.

Остаются неясными причины излома течений рр. Песчаная, Ануй при выходе их из гор. В неогене они впадали в реку, которую лучше назвать пра-Катунь, так как с Бией она еще не сливались (см. рис. 52). В рельефе фундамента отмечается инверсия: Колыванскому увалу, отделяющему долину Ануя от долины Оби, соответствует понижение. На междуречьях описываемых рек в предгорье никаких следов брошенных рек не обнаружено. Правда, на междуречье Алея и Чарыша примерно на продолжении горной части долины Чарыша имеется озерко, но происхождение ванны озерка неясно. Чарыш впадал в Иртыш самостоятельно. Алей, впадавший в Иртыш, в верхнечетвертичное время (менее 50 тыс. лет назад) был перехвачен небольшим притоком Оби.

**Северный Казахстан.** В верхнечетвертичное время, когда верховье Ишима уже было включено в западносибирскую систему рек, основным истоком его была р. Нура.

Нура брала начало почти в центре Казахского мелкосопочника (недалеко от Караганды). В конце позднечетвертичного времени она стала стекать на юго-запад в Тенгиз-Кургальджинскую депрессию (рис. 76). Воз-

можно, причиной перехвата послужило погружение этой впадины, что увеличило уклоны. Но и сейчас в особо многоводные годы Нура сбрасывает часть воды в Ишим на участке бывшего устья Нуры. Здесь на поверхности первой террасы, общей для Ишима и Нуры, видна система блуждающих сухих русел (Сваричевская З.А., Кушев С.Л., 1975).

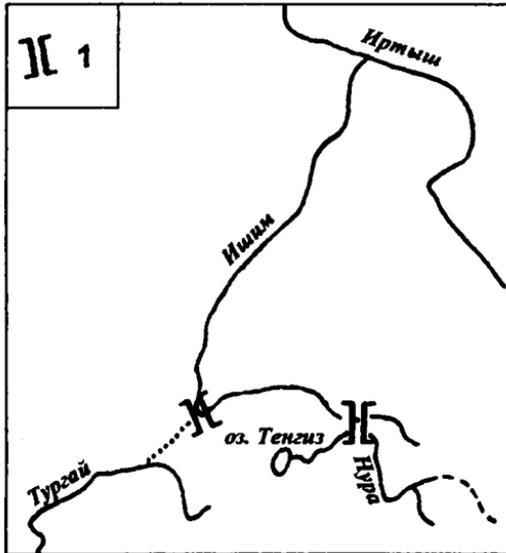


Рис. 76. Перехваты в системе р. Ишим  
1 – место перехвата. Точками показаны сухие русла

Верхний, широтный участок долины Ишима достигает в ширину 10–50 км, имеет малый уклон русла, и широкие террасы. Это было верховье речной системы: Ишим (верховье) → Карынжалды → Тургай.

Современный Ишим у края пластовой Тургайской равнины резко меняет направление с широтного на меридиональное, что заставляет предполагать речной перехват. Подтверждает это П.Я. Кошелев (1961), по мнению которого в среднеплиоценовое время сток по широтному отрезку Ишима осуществлялся в Тургайский прогиб, в систему р. Тасты-Тургай. Высказанное Е.В. Шанцером (Материалы по геологии Центрального Казахстана, М., 1967, № 7) предположение об отсутствии перехвата верно только при одном допущении. Одинаковое число плейстоценовых террас, как на меридиональном, так и широтном отрезках долины Ишима действительно имеется. Но перехват произошёл раньше, в конце неогена. Неогеновые террасы в долине Ишима не обнаружены.

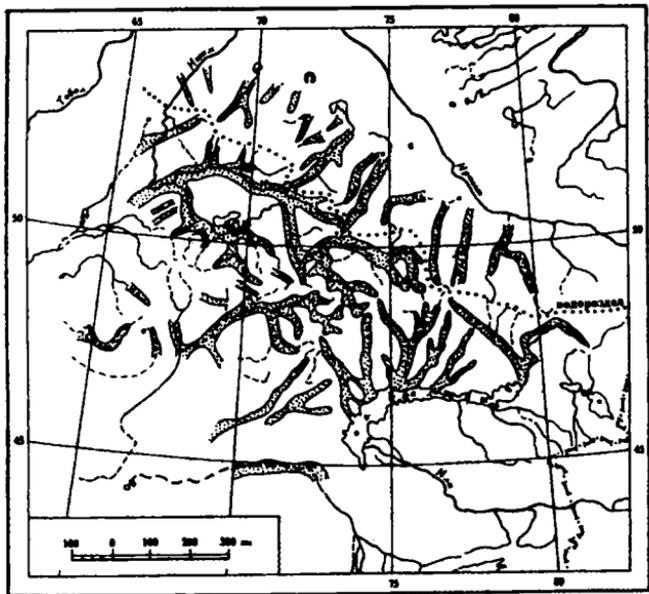


Рис. 77. Долины мелкосопочника (Сваричевская З.А., Кушев С.Л., 1975)  
Точечной линией показан водораздел Аральского региона и Западной Сибири

**Восточный Урал.** Вопрос о речных перехватах на уральском обрамлении неожиданно оказался трудным при обобщении литературных данных. Поздненеогеновые долины имеют меридиональную ориентировку и сохранились ныне в виде фрагментов на современных междуречьях («мёртвые» долины, по выражению А.М. Сухорукова, 1965а). Красноцветный аллювий этого времени образует V надпойменный террасы. Раннеплейстоценовые аллювиальные отложения сохранились в этих «мертвых» долинах, что свидетельствует о их родстве. Аллювий IV террасы (высота 17–30 м, цоколь 6–20 м) надёжно привязан к долинам современных рек, что позволяет определить время формирования последних не позже ранней стадии максимального (самаровского) оледенения. Однако А.М. Сухоруков (1965а, с. 145) нигде не упоминает о возможных перехватах рек в условиях перестройки гидросети и включении рек, развивающихся с позднего неогена (или раньше), в современную систему. Создается впечатление, что между реками, оставившими «мёртвые» долины, и современными нет преемственности, а есть временной разрыв. Субширотные реки, стекающие с восточного склона Урала (Исеть, Пышма, Ирбит и другие притоки Туры), пересекая более древние долины, не включают их в свои системы (Сухоруков А.М., 1960).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Речные системы как компонент природы закономерно вписываются в палеогеографическую ситуацию своего времени и в прошлом развивались под воздействием тектонических и географических факторов. Генеральная линия в развитии гидросети предопределена контрастным тектоническим развитием территории Западно-Сибирской низменности (тенденция к погружению) и окружающего её горного обрамления (тенденция к вздыманию). Эти тенденции выразились в длительном («средний» мел – ранний олигоцен) и непрерывном пребывании на территории Западно-Сибирской низменности морского бассейна, что обусловило относительно недавнее (средний олигоцен) зарождение речной сети в её пределах. Преобладание восходящих тектонических движений обрамления низменности и длительное континентальное его развитие выразилось в раннем заложении там речных систем, которые способствовали глубокой денудации обрамления и накоплению километровых толщ морских и континентальных отложений в пределах низменности.

В длительной (с раннего мезозоя) истории развития речной сети Западной Сибири выделяются следующие этапы:

- 1) *ранний мезозой (триас–неоком)* – развитие речной сети в континентальных условиях;
- 2) *«средний» мел – ранний олигоцен* – развитие речной сети в условиях трансгрессии моря (талассократическая эпоха);
- 3) *средний олигоцен – миоплиоцен*: развитие речной сети Западно-Сибирской равнины в «континентальных» условиях (геократическая эпоха);
- 4) *поздний плиоцен–современность*: развитие речной сети в ледниковых и межледниковых условиях.

Современная гидросеть региона гетерогенна и гетерохронна. Она состоит из фрагментов разновозрастных речных долин – древних в пределах обрамления и более молодых в пределах низменности. Современная речная сеть имеет мало общих черт с неогеновой, за исключением её уча-

стков в пределах обрамления. В пределах низменности существенную роль в формировании её гидросети сыграли неоднократные оледенения, особенно максимальное (самаровское). Заметное влияние на формирование малых речных систем некоторых районов низменности оказали неотектонические, эрозийные (попятная эрозия) и золовые процессы.

Магистральные реки (Обь, Енисей, Иртыш) в их современном виде начали формироваться в послесамаровское время.

Несмотря на большой интерес, издавна проявленный к проблеме развития речной сети региона, и огромный фактический материал, накопленный в основном в прошлом веке, многие кардинальные моменты этой истории остаются не выясненными. К их числу относятся следующие:

1) роль транссибирского линеамента в формировании широтного перекоса (орографически – Сибирских увалов), возможно, в олигоцене ограничивающего с севера развитие рек;

2) сток вод магистральных рек в эпоху максимального оледенения (на юг по Тургаю или на север?);

3) время и условия соединения нижнего и верхнего течения Енисея (узел приустьевой части Подкаменной Тунгуски);

4) условия соединения верхней и нижней Оби (проблема широтного отрезка Оби).

Я осознаю, что предложенная версия развития речной сети Западной Сибири в мезозое и кайнозое несовершенна и в ряде случаев спорна, но как первый опыт обобщения материалов по этой проблеме полезна. Возможно, она подвигнет кого-либо к более глубокому и более совершенному анализу фактического материала и поможет избежать ошибок, допущенных мною.

## ЛИТЕРАТУРА

*Адаменко О.М.* Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Бии и Катунь // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. 1963. Т. 2. С. 150–164.

*Адаменко О.М.* История развития и неотектоника Северо-Западного Алтая // Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965. С. 219–221.

*Адаменко О.М.* Происхождение современной морфоскульптуры Предалтайской равнины // Проблемы геоморфологии и тектоники платформенных областей Сибири. Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1970. С. 50–62.

*Адаменко О.М.* Происхождение увалисто-ложбинного рельефа Степного Алтая по данным математической статистики // Математические методы в географии. Казань, 1971. С. 118–119.

*Адаменко О.М.* Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск, 1972. 167 с.

*Адаменко О.М.* Стратотипы свит тобольского горизонта на юге Западно-Сибирской равнины // Тобольский горизонт сибирского плейстоцена. Новосибирск, 1975. С. 31–45.

*Адаменко О.М.* Особенности формирования гидросети в условиях предгорного прогиба и её связь со структурами платформенного чехла складчатого фундамента // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Проблемы эндогенного рельефообразования. М., 1976. С. 331–341.

*Адаменко О.М., Портнова Е.А.* Основные черты строения и условия формирования второго структурного (нижне-среднеюрского) яруса Кулундинской впадины // Геология и геофизика. 1967. № 3. С. 12–21.

*Аксарин А.В.* Чуйский бурогольный район в ЮВ Алтае // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1938. № 4. С. 44–69.

*Александров С.М., Ивонин А.С.* Геоморфологическая контрастность подводных окраин Азии // Геоморфология. 1999. № 2. С. 3–11.

*Альтер С.П.* О происхождении параллельно-линейных гряд и ложбин, развитых на севере Западно-Сибирской низменности // Информационный сборник Всесоюзного н.-и. геологического института. 1960. № 29. С. 77–95.

*Амурский Г.И., Дренов Н.В.* О перестройке гидрографической сети в бассейне р. Бахты // Известия АН СССР. Серия географическая. 1956. № 3. С. 90–95.

*Антылко Б.Е.* Стратиграфия третичных континентальных отложений северного и восточного склонов Казахского нагорья // Труды Межвед. совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л., 1957. С. 236–241.

*Архипов С.А.* К материалам по изучению молодых тектонических движений в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности (в пределах бассейна нижнего и среднего течения р. Енисей) // Труды Сибирского н.-и. института геологии, геофизики и минерального сырья. 1960. Вып. 9. С. 97–110.

*Архипов С.А.* Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогенном периоде. Опыт составления серии палеогеографических карт // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965. С. 157–176.

*Архипов С.А.* Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений: террасы Енисея внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности // Четвертичный период Сибири. М., 1966. С. 50–70.

*Архипов С.А.* О некоторых особенностях развития морфоструктуры Западно-Сибирской низменности // Кайнозой Зап. Сибири. Новосибирск, 1968. С. 114–133.

*Архипов С.А.* Возраст транзитной речной сети по стокам на север в Западно-Сибирской низменности // Палеогеографические аспекты изменения природной условий Сибири и Дальнего Востока: материалы к симпозиуму IV совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Вып. 3. Новосибирск, 1969. С. 13–15.

*Архипов С.А.* Тобольские прареки Западной Сибири // Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Сборник статей. Ч. 1. Новосибирск, 1969а. С. 41–61.

*Архипов С.А.* Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, 1971. 332 с.

*Архипов С.А.* Стратиграфия и геохронология террас и погребённых долин в бассейне Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., 1973. С. 7–21.

*Архипов С.А.* Обзор стратиграфических материалов по Тобольскому горизонту в Западной Сибири // Тобольский горизонт сибирского плейстоцена. М., 1975. С. 26–31.

*Архипов С.А., Вдовин В.В., Мизеров Б.В., Николаев В.А.* Западно-Сибирская равнина. М., 1970. 280 с.

*Архипов С.А., Гудина В.И., Троицкий С.П.* Распределение палеонтологических остатков в четвертичных валунодержущих отложениях Западной Сибири в связи с вопросом об их происхождении // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., 1968. С. 98–112.

*Архипов С.А., Зудин А.Н.* К петрографической характеристике третичных отложений восточной части Чулымо-Енисейской впадины // Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, 1968. С. 173–182.

*Архипов С.А., Исаева Л.Л., Ивановский Л.Н. и др.* История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. Рельеф ледниковый, криогенный, эоловый, карстовый и морских побережий. М., 1976. 431 с.

*Архипов С.А., Коренева Е.В., Лаврушин Ю.А.* Стратиграфия четвертичных отложений Приенисейского района Западно-Сибирской низменности (бассейн

среднего течения р. Енисей) // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. Четвертичные отложения Азиатской части СССР. М., 1961. С. 151–156.

*Архипов С.А., Кулькова И.А.* Об олигоценых и неогеновых отложениях Чулымско-Енисейской впадины // Геология и геофизика. 1965. № 2. С. 87–96.

*Архипов С.А., Лаврушин Ю.А.* К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рр. Бахты и Турухан // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., 1957. С. 410–422.

*Архипов С.А., Лаврушин Ю.А.* К вопросу о стоке Енисея в период максимального и зырянского оледенений // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1957. № 6. С. 91–101.

*Архипов С.А., Матвеева О.В.* Досамаровская серия антропогена южной окраины Енисейской депрессии // Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. 1964. Вып. 25. С. 5–27.

*Астахов В.И.* Влияние Карского центра плейстоценового оледенения на систему стока Западной Сибири // Речные системы и мелиорация. Ч. 2. Новосибирск, 1977. С. 73–75.

*Астахов В.И.* О карском центре оледенения Западной Сибири // Современное и древнее оледенение равнинных и горных районов СССР. Л., 1978. С. 29–44.

*Астахов В.И.* Карский ледниковый центр и система стока Западной Сибири // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель (Западная Сибирь и Средняя Азия). Новосибирск, 1979. С. 77–82.

*Атлас* литолого-палеографических карт СССР. Т. 3. Мезозой и кайнозой. М., 1967.

*Барышников Г.Я.* Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое. Томск, 1992. 180 с.

*Балабай Я.Я.* Происхождение гривного рельефа Западно-Сибирской низменности // Землеведение. 1936. Вып. 1. С. 106–122.

*Барабошкин Е.Ю., Найдин Д.П., Беньямовский В. Н. и др.* Проливы Северного полушария в мезозое и кайнозое. М., 2007. 183 с.

*Башенина Н.В.* Происхождение рельефа Южного Урала. М., 1948. 232 с.

*Белецкая Н.П.* Морфология и морфометрия гривного рельефа // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, 1979. С. 148–156.

*Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М., 1954. 608 с.

*Беляев А.П., Лешкевич В.В., Полтораков Г.И.* Угленосность северо-западной части Рудного Алтая // Вестник Западно-Сибирского и Новосибирского геологических управлений. 1963. № 2. С. 1–7.

*Бер. А.Г.* Неогеновые и четвертичные отложения Ишима и низовья Тобола // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1938. № 1. С. 73–96.

*Бессоненко Э.А., Михеева А.Б.* О новых находках верхнеюрской и среднеэоценовой флоры на юге Западно-Сибирской низменности // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края. Новосибирск, 1963. С. 6–10.

*Биль И.* Исследование водоносности Алейско-Кулундинской степи в 1897–1898 гг. // Горный журнал. 1900. Т. 3. Вып. 8. С. 236–268.

*Близниченко С.И., Гурари Ф.Г., Гурова Т.И.* и др. К методике прогнозирования нефтегазоносности отложений платформенного чехла юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Труды Сибирского н.-и. института геологии, геофизики и минерального сырья. 1967. Вып. 65. С. 41–44.

*Бобоедова А.А.* Тургайская ложбина в связи с проблемой переброса вод западно-сибирских рек на юг // Речные системы и мелиорация. Новосибирск, 1977. С. 32–36.

*Бобоедова А.А.* О происхождении Тургайской ложбины // Четвертичный период Сибири. М., 1966. С. 187–197.

*Боголепов К.В.* Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М., 1961. 152 с.

*Боголепов К.В.* О формах структурной связи Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, 1963. С. 115–133.

*Боголепов К.В.* Мезозойская тектоника Сибири. М., 1967. 328 с.

*Боголепов К.В., Шевцов А.П.* К вопросу о тектоническом строении области сопряжения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, 1962. С. 130–137.

*Бойцова В.П., Овечкин Н.К.* Краткое обоснование стратиграфического расчленения меловых и третичных отложений Тургайского прогиба // Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., 1957. С. 312–322.

*Борисов А.А.* Очерк структуры Западно-Сибирской низменности // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1944. № 3. С. 59–73.

*Борисов Б.А., Минаева Е.А., Селивёрстов Ю.П.* История развития речных долин бассейна Верхнего Иртыша и проблемы мелиорации земель Восточного Казахстана // Речные системы и мелиорация. Ч. 2: Материалы XIV Пленума геоморфологической комиссии АН СССР. Новосибирск, 1977. С. 27–30.

*Борисов Б.А., Минаева Е.А., Селивёрстов Ю.П.* История развития речных долин бассейна Верхнего Иртыша и проблемы мелиорации земель Восточного Казахстана // Речные системы и мелиорация земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, 1979. С. 85–89.

*Боч С.Г.* Состояние изученности и задачи исследования некоторых основных проблем четвертичной геологии Западно-Сибирской низменности // Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Западной Сибири 1956 г. Л., 1957. С. 365–373.

*Будников А.Л.* Следы чулышманского катастрофического потока и происхождение Телецкого озера // Геологические и экологические проблемы эксплуатации минерально-сырьевых ресурсов Алтайского региона: Материалы региональной конференции, посвящённой памяти Г.Г. фон Петца. Барнаул, 2008. С. 72–81.

*Бутвиловский В.В.* Палеогеография Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск, 1993. 252 с.

*Быков Г.Е.* Древние долины Аbugo-Тобольского водораздела // Известия Всесоюзного географического общества. 1938. Вып. 6. С. 688–702.

*Варламов И.П., Найдёнова Н.Е., Стасов В.И., Шацкий С.Б.* Гидросеть Сибири в отдельные этапы позднеледникового времени // Речные системы и мелиорация. Ч. 2. Новосибирск, 1977. С. 39–41.

*Вахрамеев В.А.* Закономерности распространения и палеоэкологии мезозойских хвойных *Cheigolepididae* // Палеонтологический журнал. 1970. № 1. С. 19–24.

*Вдовин В.В.* Становление Западно-Сибирской эпигерцинской плиты и развитие её поверхности в мезозойскую и в начале кайнозойской эры, как предыстория формирования её современного рельефа // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Западно-Сибирская равнина. М., 1970. С. 10–14.

*Вдовин В.В.* Основные этапы развития рельефа. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., 1976. 370 с.

*Вдовин В.В.* Основные этапы развития рельефа. Палеогеоморфологические карты и краткая объяснительная записка. Новосибирск, 1979. 33 с.

*Великовская Е.М.* Развитие рельефа Южного Алтая и Калбы и глубокие золотоносные россыпи // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1946. Т. 21, вып. 6. С. 57–71.

*Великовская Е.М.* Геологическая история Южного и Западного Алтая и формирование древних долин // Труды Томского государственного университета. 1954. Т. 132. С. 261–264.

*Великовская Е.М.* История геологического развития и основные этапы формирования рельефа Зайсанской котловины и окружающих её хребтов // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., 1959. С. 360–384.

*Водопьянова С.Г.* Озёра и палеодолины южных равнин Западной Сибири // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, 1979. С. 163–166.

*Волков И.А.* К истории речных долин юга Западно-Сибирской низменности // Четвертичная геология и геоморфология Сибири: Сборник статей. Новосибирск, 1962. С. 34–47 (Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 27).

*Волков И.А.* Следы мощного стока в долинах рек юга Западной Сибири // Доклады АН СССР. 1963. Т. 151, № 3. С. 648–651.

*Волков И.А.* О древних ложбинах стока Ишим-Тобольского междуречья // Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. 1964. Вып. 25. С. 28–34.

*Волков И.А.* О колебаниях климата во внеледниковой полосе // Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, 1968. С. 48–58.

*Волков И.А.* Роль эолового фактора в эволюции рельефа // История развития рельефа Западной Сибири и Дальнего Востока. Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. М., 1970. С. 264–288.

*Волков И.А.* Климатические колебания четвертичного периода и этапность эволюции долин в южной части Западно-Сибирской равнины // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, 1979. С. 55–61.

*Волков И.А., Волкова В.С.* О позднеледниковом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности // Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. 1963. Вып. 44. С. 109–129.

*Волков И.А., Волкова В.С.* Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965. С. 227–241.

*Волкова В.С.* О палеогеографической обстановке в бассейне Иртыша перед максимальным (самаровским) оледенением // Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Сборник статей. Новосибирск, 1962. С. 48–57 (Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 27).

*Волкова В.С.* Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биогеографическое значение. Новосибирск, 1966. 175 с.

*Волкова В.С.* О роли руководящих видов флоры «диагональных песков» и их значении для расчленения и корреляции четвертичных отложений Западной Сибири // Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, 1968. С. 23–31.

*Волкова В.С., Панова Л.А.* Строение и палинологическая характеристика основных разрезов правого берега Нижнего Иртыша // Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 44. Новосибирск, 1964. С. 56–91.

*Воронов П.С.* К методике палео-меллографического воссоздания морфометрии материков и покровных оледенений // Известия Всесоюзного географического общества. 1964. № 9. С. 37–382.

*Воронов П.С.* Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., 1968. 124 с.

*Воронов П.С., Кулаков Ю.Н.* О связи гидросети севера Сибири с неотектоникой // Информ. бюл. и.-и. института геологии Арктики. 1958. Вып. 9. С. 47–52.

*Воскресенский С.С.* Геоморфология Сибири. М., 1961. 352 с.

*Воскресенский С.С.* Причины и развитие речных перехватов // Проблемы перестройки и перехвата речных долин. М., 1975. С. 8–15.

*Врублёвский В.А., Назорский М.П., Рубцов А.Ф., Эрвье Ю.Ю.* Геологическое строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой зоны. Томск, 1987. 96 с.

*Выдрин И.П., Ростовский З.И.* Материалы по исследованию почв Алтайского округа. Барнаул, 1899. VI + 153 + 171 с.

*Высоцкий В.И.* Местное топливо Западно-Сибирского края // Вестник Западно-Сибирского геолого-разведочного треста. 1932. № 3–4. С. 38–56.

*Высоцкий Н.К.* Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири // Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. 1896. Вып. 5. С. 69–92.

*Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л., Шлезингер А.Е.* Проблемы фундамента молодых платформ // Строение фундамента молодых платформ. М., 1992. С. 5–10.

*Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И.* Физическая география СССР. М., 1963. 572 с.

*Генералов П.П.* Развитие ложбины Убаган – Тобол – Иртыш – Обь в плиоцен-среднеплейстоценовое время // Речные системы и мелиорация. Ч. 2. Новосибирск, 1977. С. 69–72.

*Генералов П.П.* К истории развития эрозионной ложбины Убаган–Тобол–Иртыш–Обь // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, 1979. С. 61–66.

*Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности.* М., 1958. 392 с.

*Геология СССР.* Т. 20. Восточный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание / под редакцией Н.Г. Кассина. М.; Л., 1941. 846 с.

*Герасимов И.П.* К истории развития рельефа Обь-Иртышской равнины // Исследования подземных вод СССР. 1934. Вып. 5. С. 31–55.

*Герасимов И.П.* Материалы к геоморфологии Кулундинской степи // Труды Совета по изучению природных ресурсов. Серия Сибирская. Вып. 10. Кулундинская экспедиция АН СССР, 1931–1933 гг. Ч. 3. Исследование почвенно-геоморфологического цикла. М., 1935. С. 9–33.

*Герасимов И.П.* Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Западно-Сибирской низменности // Известия АН СССР. Серия географическая и геофизическая. 1940. № 5. С. 785–800.

*Герман Е.В., Кисляков В.Н., Рейнин И.В.* Геология и геоморфология полуострова Ямал – нового района, перспективного для поисков нефти и газа // Геология и нефтегазоносность Севера Западной Сибири. Л., 1963. С. 311–329.

*Горностаев Н.Н.* Дифференцированный экстррузивный лакколлит Кыз-Емчик в горах Семей-Тау близ Семипалатинска // Сборник по геологии Сибири. Томск, 1933. С. 153–223.

*Городецкая М.Е.* О генезисе и возрасте западносибирских грив // Структурная и климатическая геоморфология. К 60-летию академика Иннокентия Петровича Герасимова. М., 1966. С. 166–172.

*Городецкая М.Е.* Морфоструктура и морфоскульптура Западно-Сибирской равнины. М., 1972. 156 с.

*Городецкая М.Е.* Морфоструктура [Западной Сибири] // Равнины и горы Сибири. М., 1975. С. 13–54.

*Городецкая М.Е.* Проблема плейстоценового стока из Западной Сибири в Туран и происхождение Тургайской равнины // Речные системы и мелиорация. Новосибирск, 1977. С. 65–66.

*Городецкая М.Е., Мещеряков Ю.А.* Морфоструктурные элементы рельефа Западно-Сибирской равнины и размещение полезных ископаемых // Известия АН СССР. Серия географическая. 1968. № 3. С. 40–49.

*Горшков Г.С.* К вопросу о происхождении и стратиграфическом положении «покровных» галечников бассейна среднего течения р. Енисей // Вестник Московского государственного университета. Серия IV, геология. 1961. № 4. С. 32–42.

*Горшков С.П.* Геологический возраст и палеогеографические особенности формирования террас среднего течения Енисея // Доклады АН СССР. 1961. Т. 137, № 5. С. 1181–1184.

*Горшков С.П.* Отличие состава нормального и перигляциального аллювия // Доклады АН СССР. 1966. Т. 168, № 3. С. 643–646.

*Горшков С.П.* О неотектонике приенисейской территории на участке от с. Означенного до Подкаменной Тунгуски // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока: Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Т. 2. Новосибирск, 1968. С. 97–103.

*Горшков С.П., Барков В.В.* Принципиальная основа легенды для аналитических геоморфологических карт консолидированных областей сноса приенисейской части Сибири // Геоморфологическое картографирование в съёмочных масштабах. М., 1975. С. 143–152.

*Горшков С.П., Рыбакова О.Н.* О составе и возрасте эоплейстоценовых отложений Красноярского района // Доклады АН СССР. 1961. Т. 141, № 3. С. 683–686.

*Громов В.И.* Материалы по геологии Омско-Барабинского района // Труды Института геологических наук АН СССР. 1940. Вып. 28. Геологическая серия. № 8. С. 1–47.

*Гурари Ф.Г., Зимин Ю.Г., Контарович и др.* Дизъюнктивная тектоника Западно-Сибирской плиты // Геология и нефтегазоносность юго-востока Западно-Сибирской плиты. 1967. С. 146–178. (Труды Сибирского н.-и. института геологии, геофизики и минерального сырья. Вып. 65).

*Гурова Т.И., Сорочкина Е.Г., Яскина К.В. и др.* Литолого-минералогические коррелятивы мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем Сибири 1956 г. Л., 1957. С. 154–161.

*Данилов И.Д.* О критериях ледниковых эпох в морских отложениях Севера Евразии как основа корреляции // Проблемы корреляции новейших отложений Севера Евразии (Материалы симпозиума. Ленинград, март 1971 г.). Л., 1971. С. 104–110.

*Данилов И.Д., Розенбаум Г.Э.* Палеогеография арктического шельфа Евразии и его побережий в позднем кайнозое // Географические проблемы изучения Севера. М., 1977. С. 65–76.

*Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая // Труды Геологического института АН СССР. 1965. Вып. 126. 244 с.

*Дергунов А.Б.* Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М., 1967. 216 с.

*Домникова Е.И.* О юрских отложениях в Черепановском районе // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск, 1968.

*Доскач А.Г.* Тургайский прогиб и этапы его неотектонического развития // Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока (V Пленум геоморфологической комиссии, апрель 1965 г.). Новосибирск, 1965. С. 58–60.

*Доскач А.Г.* К вопросу о морфоструктуре и этапах геоморфологического развития Тургайского прогиба // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири: Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Т. 3. Новосибирск, 1970. С. 91–99.

*Драгунов В.И.* О транссибирской поперечной дислокации // Материалы Всесоюзного геологического института. 1960. Вып. 44. С. 61–68. (Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы).

*Драгунов В.И.* О крупнейшей поперечной дислокации Сибири // Совещание по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы: Тезисы докладов. Вып. 4. Иркутск, 1960а. С. 14–15.

*Дренов Н.В.* Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы // Совещание по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы. Иркутск, 1960.

*Дренов Н.В.* Тектоническое строение западной части Сибирской платформы // Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, 1963. С. 21–29.

*Дюжикова Е.Е., Конёнкова Р.Т., Рогожин В.В., Рябкова И.С.* Новые данные о нижнемеловых отложениях северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья // Доклады АН СССР. 1968. Т. 182. № 5. С. 1161–1163.

*Евсеев М.Ф.* Угли Алтайского края // Местное топливо Западной Сибири. Томск, 1940. С. 229–333.

*Евсеева Н.С., Земцов А.А.* Рельефообразование в лесоболотной зоне Западно-Сибирской равнины. Томск, 1990. 241 с.

*Ерофеев В.С.* Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата. 1969. 167 с.

*Ерофеев В.С., Мацуй В.М., Цеховский Ю.Г.* Древние долины Северо-Восточного Казахстана // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока: Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Т. 2. Новосибирск, 1968. С. 12–20.

*Ефимцев Н.А.* О новейших региональных прогибаниях горных областей (на примере Горного Алтая) // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока: Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Т. 2. Новосибирск, 1968. С. 54–66.

*Загорская Н.Г.* Особенности плейстоценовых оледенений севера Западной Сибири в свете новых данных // Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока. М., 1961. С. 37–44. (Труды Всесоюзного н.-и. геологического института. Т. 64).

*Заклинская Е.Д.* Материалы к истории флоры и растительности палеогена Северного Казахстана в районе Павлодарского Прииртышья // Труды Института геологических наук АН СССР. Вып. 141. Геологическая серия. 1953. № 58. С. 34–69.

*Зальцман И.Г.* Стратиграфическая схема третичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., 1957. С. 222–236.

*Занин Г.В.* Геоморфология Алтайского края // Природное районирование Алтайского края. М., 1958. С. 62–98.

*Западносибирский железорудный бассейн.* Новосибирск, 1964. 448 с.

*Заррина Е.П., Каплянская Ф.А., Краснов И.И., Миханков Ю.М., Тарноградский В.Д.* Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности // Четвертичная геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. № 4. 1961. С. 54–104. (Материалы Всесоюзного н.-и. геологического института. Вып. 34).

*Захаров В.А., Бейзель А.Л., Лебедева Н.К.* Свидетельства эвстатике Мирового океана в верхнем мелу на северо-востоке Сибири // Геология и геофизика. 1991. № 8. С. 8–15.

*Захаров Ю.Ф.* Плейстоцен Северного Зауралья // Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала. М., 1965. С. 88–99.

*Захаров Ю.Ф.* Геоморфология Северо-Запада Западной Сибири // Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965. С. 71–74.

*Захаров Ю.Ф.* Параллельно-грядовый рельеф Северного Зауралья и Нижнего Приобья // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири, Новосибирск, 1970. С. 117–124.

*Звонарёв И.Н.* Угли Алтайского края // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1947. № 5. С. 16–37.

*Звонарёв И.Н., Станов В.В.* Осиновское месторождение // Геология СССР. Т. 16. Кузнецкий бассейн. М.; Л., 1940. С. 554–578.

*Земцов А.А.* К формированию рельефа центральной части Западно-Сибирской низменности // Вопросы географии Сибири. 1966. № 6. С. 72–85.

*Земцов А.А.* О взаимодействии эндогенных и экзогенных рельефообразующих факторов // Известия Алтайского отдела Географического общества СССР. 1967. Вып. 8. С. 3–10.

*Земцов А.А.* О стратотипах тобольского горизонта Среднего Приобья // Тобольский горизонт Сибирского плейстоцена. Новосибирск, 1975. С. 17–26.

*Земцов А.А.* Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск, 1976. 344 с.

*Земцов А.А.* Основные этапы развития речных долин Западно-Сибирской равнины // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, 1979. С. 82–85.

*Земцов А.А., Шацкий С.Б.* К вопросу о геоморфологическом районировании северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., 1959. С. 309–320.

*Земцов А.А., Шацкий С.Б.* К геологии и стратиграфии четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. М., 1961. С. 32–38.

*Зенкова А.А., Матвеевская А.А.* Геологическое строение северо-западной части Салаирского кряжа // Материалы по геологии Западно-Сибирского края. 1937. № 38. 32 с.

*Зинова Р.А., Терещенко Р.А.* Строение и возраст толщи «диагональных песков» в среднем течении Иртыша // Тобольский горизонт сибирского плейстоцена. М., 1975. С. 46–50.

*Золотарёв А.Г.* Некоторые вопросы геоморфологии и палеогеографии центральной части Средне-Сибирского плоскогорья // Труды Иркутского госуниверситета. 1958. Т. 24. С. 43–56.

*Зубаков В.А.* К вопросу о стратиграфии и характере ледниковых отложений долины среднего течения Енисея // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии: Сб. 1. Л., 1956. С. 146–168.

*Зубаков В.А.* К стратиграфии четвертичных отложений долины Енисея на участке Осиново – Туруханск // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л., 1957. С. 422–434.

*Зубаков В.А.* Геоморфологическое строение долины Енисея в среднем и нижнем течении // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. М., 1959. С114–131 (Материалы Всесоюзного н.-и. геологического института. Четвертичная геология и геоморфология. Вып. 2).

*Зубаков В.А.* Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Приенисейской Сибири // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. Четвертичные отложения Азиатской части СССР. М., 1961. С. 157–166.

*Зубаков В.А.* Современное состояние проблемы плейстоценового оледенения Сибири // Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока. М., 1961а. С. 5–26 (Труды Всесоюзного н.-и. геологического института. Т. 64).

*Зубаков В.А.* Палеогеографические условия оледенения приенисейской части Сибири в плейстоцене // Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока. М., 1961б. С. 71–86. (Труды Всесоюзного н.-и. геологического института. Т. 64).

*Зубаков В.А.* Основные дискуссионные вопросы стратиграфии и палеогеографии Западной Сибири // Четвертичный период Сибири. М., 1966. С. 165–186.

*Зубаков В.А.* Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л., 1972. 310 с.

*Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. Л., 1986. 288 с.

*Зудин А.Н.* Ложбины стока Приобского плато в плиоцене и квартере // Речные системы и мелиорация Ч. II. Новосибирск, 1977. С. 54–57.

*Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А.* Открытие верхнего мела на Горном Алтае // Доклады РАН. 1999. Т. 366. № 5. С. 669–671.

*Зыкин В.С.* Новые данные о морских верхнемеловых отложениях Горного Алтая // Рельеф и природопользование предгорных и низкогорных территорий: Материалы международной научно-практической конференции. Барнаул, 3–7 октября 2005 г. Барнаул, 2005. С. 106–108.

*Зятькова Л.К.* Геолого-геоморфологические методы выявления локальных структур. Новосибирск, 1961. 80 с.

*Зятькова Л.К.* Отражение рифтообразных структур фундамента в современном рельефе Западной Сибири // Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. М., 1976. С. 62–67.

*Зятькова Л.К.* Структурная геоморфология Западной Сибири. Новосибирск, 1979. 200 с.

*Иваня Л.А., Выродова М.Н., Туркин В.А.* К геологии мезозойских кор выветривания северных склонов Кузнецкого Алатау // Новые данные по геологии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969. С. 176–179.

*Иванова И.К.* Геологический возраст ископаемого человека. К VII Конгрессу INQUA (США, 1965). М., 1965. 192 с.

*Иванова Т.С., Мартынов В.А., Михайловский Д.В.* Новые данные о распространении угленосной юры на юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности (Новосибирская и Томская области) // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск, 1965. С. 8–9.

*Ивановский Л.Н.* Террасы долины Енисея от Енисейска до устья р. Большой Кас // Труды Томского госуниверситета. 1954. Т. 132. С. 261–264.

*Ивановский Л.Н.* К вопросу о развитии гидрографической сети на севере Алтая // Вопросы географии Сибири. 1962. Вып. 4. С. 50–55.

*Ивановский Л.Н.* Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., 1967. 263 с.

*Илларионов А.Г.* К истории формирования плиоцен-четвертичных структурно-тектонических зон Тургайского прогиба // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока: Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Т. 3. Новосибирск, 1970. С. 100–111.

*Илларионов А.Г.* К истории формирования и развития речных долин Тургайского прогиба // Речные системы и мелиорация. Новосибирск, 1977. С. 36–38.

*Ильин И.Р.* Сквозь тернии // Кишинёв, 1990. С. 11–13. (глава «Сибирская нефть»).

*Ильин Р.С.* К геологии Кулунды и Оби от Усть-Чарыша до Камня // Вестник Западно-Сибирского геолого-гидрогеодезического треста. 1935. Вып. 3. С. 68–77.

*Ильин Р.С.* К проблеме сибирской нефти // Нефтяное хозяйство, 1936. № 7. С. 50–51.

*Ильин Р.С.* Геология низовий Иртыша ниже Горной Субботы и Оби до Большого Атлыма // Материалы по геологии Западно-Сибирского края. 1936а. № 36. 118 с.

*Исаева Л.Л.* Краевые ледниковые образования северо-запада Среднесибирского плоскогорья // Краевые образования материковых оледенений. М., 1972. С. 205–211.

*Ицканов С.Р.* О следах древней гидрографической сети в бассейне среднего течения Енисея // Известия АН СССР. Серия географическая. 1956. № 5. С. 93–96.

*Казанский Ю.П.* О некоторых маркирующих горизонтах в верхнемеловых и палеогеновых отложениях среднего Приобья // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., 1961. С. 209–212.

*Казаринов В.П.* Баркинское месторождение огнеупорных глин // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1947. № 4. С. 62–68.

*Казаринов В.П.* Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., 1958. 324 с.

*Казьмина Т.А.* Распространение фауны остракод в отложениях мезо-кайнозоя Западно-Сибирской низменности // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., 1957. С. 197–201.

*Капишникова О.П.* История развития речных долин Томского района на примере нижнего течения р. Томи // *Материалы региональной конференции геологов Сибири и северо-востока России.* Т. 1. Томск, 2000. С. 9–11.

*Карпицкий И.П.* Гидрогеологические условия Доронинской впадины // *Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области.* Новосибирск, 1965. С. 60–62.

*Карта* четвертичных отложений СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. М., 1959.

*Кассин Н.Г.* О древних долинах в Центральном Казахстане // *Проблемы советской геологии.* М., 1936. Т. 1. С. 77–81.

*Кассин Н.Г.* Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, 1947. 258 с.

*Кац В.Е.* О возрасте угленосных отложений Пыжинского грабена // *Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края: Тезисы докладов к конференции.* Бийск, 1985. С. 36–37.

*Кесь А.Г.* О генезисе котловин Западно-Сибирской равнины // *Труды Института физической географии АН СССР.* 1936. Вып. 15. С. 61–109.

*Кинд Н.В.* Абсолютная хронология основных этапов истории последнего оледенения и послеледниковья Сибири (по данным радиоуглеродного метода) // *Четвертичный период и его история.* М., 1965. С. 157–175.

*Кириченко Г.И.* Тектоника Енисейского кряжа // *Тектоника Сибири.* Т. 2. Новосибирск, 1963. С. 65–82.

*Кириченко Г.И., Туганова Е.В.* К вопросу о возрасте и составе «водораздельных галечников» юга Сибирской платформы // *Материалы Всесоюзного н.-и. геологического института. Общая серия.* Вып. 7. 1955. С. 148–158.

*Климко С.А., Войцель З.А., Иванова Е.А. и др.* Верхнемеловые спорово-пыльцевые комплексы Чулымо-Енисейской впадины // *Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири* 1956 г. Л., 1957. С. 194–197.

*Коляго С.А.* Материалы к генезису и географии почв лесостепи Приобского плато (Западная Сибирь) // *Почвоведение.* 1940. № 11. С. 21–40.

*Коржуев С.С.* Геоморфология долины средней Лены и прилегающих районов. М., 1959. 151 с.

*Коржуев С.С.* Средняя Сибирь // *Равнины и горы Сибири.* М., 1975. С. 122–244.

*Коржуев С.С.* Речная сеть и тектоника // *История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Проблемы эндогенного рельефообразования.* М., 1976. С. 279–330.

*Кортаев В.Н.* Геоморфология речных дельт. М., 1991. 224 с.

*Котта Б.* Степи Западной Сибири // *Горный журнал.* 1869. Т. 4. № 11. С. 220–231.

*Кошелев П.Я.* К вопросу о возрасте Тургайской ложбины // *Информационный сборник Всесоюзного н.-и. геологического института.* 1960. Вып. 39. С. 103–113.

*Кошелев П.Я.* Новейшая тектоника Тургайского прогиба // *Геология Тургайского прогиба.* Вып. 1. Л., 1961. С. 197–213.

*Кошелев П.Я., Михайлов Б.М.* О миоценовых морских отложениях на территории Тургайского прогиба // Информационный сборник Всесоюзного н.-и. геологического института. 1960. № 39. С. 93–101.

*Кузин И.Л., Рейнин И.Г., Чочиа И.Г.* Основные черты палеогеографии четвертичного периода на территории Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом её оледенения // Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока. М., 1961. С. 61–70. (Труды Всесоюзного н.-и. геологического института, Т. 64).

*Кузин И.Л., Чочиа Н.Г.* Самарский и юганский «ледниковые отторженцы» Западной Сибири // Четвертичный период Сибири. М., 1966. С. 210–227.

*Кузин И.Л., Чочиа Н.Г.* Проблема оледенений Западно-Сибирской низменности // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965. С. 177–187.

*Кузнецова Г.Ф., Лоскутов Ю.И., Филатов В.Ф., Филатова Н.Р.* Формирование гидросети юго-западной части Сибирской платформы и Енисейского кряжа в мезозое и раннем кайнозое // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1979. С. 5–14.

*Куликов П.К., Белоусов А.П., Латыпов А.А.* Западно-Сибирская триасовая рифтовая система // Геотектоника. 1972. № 6. С. 79–87.

*Лаврентьев А.И.* Строение долины Енисея в районе Абалаковского сужения // Геология и геофизика. 1965. № 4. С. 159–164.

*Лаврентьев А.И.* К вопросу о происхождении террас Енисея // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири: Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике платформенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1970. С. 228–238.

*Лавров В.В.* Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины. Алма-Ата, 1948. 126 с.

*Лазуков Г.И.* Четвертичные отложения «Белогорского материка» (низовье р. Оби) // Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск, 1964. С. 177–195 (Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. Т. 44).

*Лазуков Г.И.* Четвертичные оледенения Западно-Сибирской низменности // Палеогеография четвертичного периода: к VII Международному конгрессу Ассоциации четвертичного периода (ИНКВА), США, 1965 г. М., 1965. С. 36–55.

*Лазуков Г.И.* Оледенения и трансгрессии // Равнины и горы Сибири. М., 1975. С. 55–66.

*Лазуков Г.И.* Долины западносибирских рек и проблемы мелиорации // Материалы XIV Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. Ч. 2. Новосибирск, 1977. С. 41–45.

*Лазуков Г.И., Соколова Н.С.* Некоторые вопросы палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений низовий Оби // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., 1959. С. 343–359.

*Лазуков Г.И., Рейнин И.В.* Стратиграфия четвертичных отложений Обско-Пуровского водораздела // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфической

схем Западно-Сибирской низменности (Новосибирск, 15–20 февраля 1960 г.). Л., 1961. С. 389–399.

*Ласточкин А.Н.* Подводные долины северного шельфа Евразии // Известия Всесоюзного географического общества. 1977. № 5. С. 412–417.

*Ласточкин А.Н.* Морфология и генезис подводных долин северного шельфа Евразии // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М., 1986. С. 22–28.

*Лаухин С.А.* Стратиграфия четвертичных отложений нижнего течения р. Ангары // Четвертичный период Сибири. М., 1966. С. 91–101.

*Лебедев В.Г.* Мезо-кайнозойские отложения Салаирского кряжа и перспективы их золотоносности // Сборник материалов по геологии золота и платины. 1950. Вып. 1.

*Лебедев В.Г.* Связь современного рельефа Западно-Сибирской низменности с мезо-кайнозойской тектоникой // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1959. № 2. С. 58–66.

*Лебедев И.В.* Меловые отложения Чулым-Енисейской впадины // Известия Томского политехнического института. 1959. Т. 9. С. 3–11.

*Левчук М.А.* Раннеюрские палеорекки Северо-Западной Сибири // Актуальные вопросы геологии и географии: Материалы научно-практической конференции, посвящённой 120-летию основания Томского государственного университета 1-4 апреля 1998 г. Томск, 1998. С. 98–102.

*Лидер В.А.* Стратиграфия мезозойских отложений бассейна Северной Сосьвы // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., 1957. С. 276–284.

*Лидер В.А.* Стратиграфия третичных отложений бассейна Северной Сосьвы // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., 1957. С. 289–293.

*Лидер В.А.* О верхней возрастной границе юрских угленосных отложений западной части Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфической схем Западно-Сибирской низменности (Новосибирск, 15–20 февраля 1960 г.). Л., 1961. С. 128–130.

*Лидер В.А.* Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Белогорского материка на р. Оби // Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала. М., 1965. С. 63–72.

*Лопатин Д.В., Томилов Б.В.* Древние долины Западного Прибайкалья в связи с проблемой образования Байкала // Материалы XIV Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. Ч. 2. Новосибирск, 1977. С. 101–103.

*Лузгин Б.Н.* Флювио-палеогеографические фантазии Верхней Оби // Проблемы флювиогляциальной геоморфологии: Материалы XXIX Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Ижевск, 25–30 сентября 2006 г. Ижевск, 2006. С. 87–90.

*Лукашёв К.И.* Геология четвертичного периода. Минск, 1971. 400 с.

*Лютцау С.В.* К проблеме происхождения борových ложбин Приобского плато // Известия Алтайского отдела Географического общества СССР. 1970. № 13. С. 7–10.

*Маккавеев Н.И., Сахарова Е.И., Чалов Р.С.* Современные золотые процессы в долине Верхней Оби // Вестник Московского университета. 1966. № 2. С. 49–55.

*Малютина З.А.* Нижнемезозойские отложения Южного Зауралья в пределах окраины Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфической схем Западно-Сибирской низменности (Новосибирск, 15–20 февраля 1960 г.). Л., 1961. С. 74–88.

*Маркевич В.П., Гурари Ф.Г.* К проекту стратиграфической схемы мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л., 1957. С. 129–139.

*Мартынов В.А.* Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., 1957. С. 471–484.

*Мартынов В.А.* Основные черты геоморфологии Кулундинской степи // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1957. № 1. С. 73–84.

*Мартынов В.А.* Четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности (Кулундинская и Барабинская степи) // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. 1961. С. 89–99.

*Мартынов В.А.* К вопросу о литолого-фациальных особенностях разреза континентальных верхнепалеогеновых и неогеновых отложений Омского Прииртышья // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфической схем Западно-Сибирской низменности (Новосибирск, 15–20 февраля 1960 г.). Л., 1961. С. 321–329.

*Мартынов В.А., Мизеров Б.В.* Эволюция речной сети Западной Сибири в кайнозое // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, 1979. С. 178–183.

*Масайтис В.Л.* Новые данные о распространении юрских отложений в пределах Вилуйско-Ангарского прогиба // Материалы Всесоюзного н.-и. геологического института. Общая серия. Вып. 7. 1955. С. 141–147.

*Масарский С.И., Моисеенко Ф.С.* О сейсмичности Алтая // Геология и геофизика. 1962. № 8. С. 104–106.

*Матвеевская А.Л., Иванова Е.Ф.* Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности. М., 1960. 364 с.

*Матвеевская А.Л.* Мезо-кайнозойские структуры области южного палеозойского обрамления Западно-Сибирской низменности // Тектоника Сибири. Новосибирск, 1962. Т. 2. С. 47–57.

*Мещеряков Ю.А.* К методике изучения морфоструктуры Западно-Сибирской равнины // Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л., 1960. С. 116–125. (Труды Сибирского н.-и. института геологии, геофизики и минерального сырья. Серия: нефтяная геология. Вып. 9).

*Меццержков Ю.А.* Рельеф СССР (морфоструктура и морфоскульптура). М., 1972. 519 с.

*Меццержков Ю.А., Сетунская Л.Е.* Приёмы количественной характеристики взаимосвязей природных явлений по картам с помощью коэффициентов корреляции // Известия АН СССР. Серия географическая. 1960. № 1. С. 81–90.

*Меццержков Ю.А., Филькин В.А.* Опыт составления карты падения рек и её тектоническая интерпретация // Вопросы применения картографических методов при географических исследованиях. М., 1960. С. 18–25.

*Мизеров Б.В., Богдашов В.А.* Основные черты геоморфологического строения Кеть-Тымского Приобья и бассейна р. Сым // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Новосибирск, 1970. С. 143–158.

*Мизеров Б.В., Богдашов В.А., Кузнецова Г.Ф.* Новейшие тектонические движения Обь-Енисейского междуречья и их роль в формировании рельефа // Там же. С. 29–43.

*Мизеров Б.В., Стрижова А.И.* Основные черты палеогеографии Кеть-Тымского Приобья в четвертичный период // Труды Института геологии и геофизики. 1963. Вып. 44. С. 196–217.

*Минина Е.А., Борисов Б.А.* О верхнемеловой гидрографической сети Южного Алтая // Вестник Ленинградского государственного университета. 1968. № 118. С. 140–150.

*Михайлов Б.М.* Некоторые методологические особенности меловых и третичных отложений Тургайского прогиба // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., 1957. С. 323–327.

*Михайлов Н.И.* Горы Южной Сибири. М. 1961. 238 с.

*Миханков Ю.М.* О происхождении гривного рельефа в южной части Западно-Сибирской низменности // Информационный сборник Всесоюзного н.-и. геологического института. 1960. Вып. 29. С. 69–76.

*Моисеев Ф.С.* Новейшая тектоника западной части Алтае-Саянской области // Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, 1962. С. 79–89.

*Молотилев А.* Очерки природы Северо-Западной Барабы. Томск, 1912. 112 с.

*Москвитин А.И.* Лёсс и лёссовидные отложения Сибири // Труды Института геологических наук АН СССР. Серия геологическая. 1940. Вып. 14. 84 с.

*Москвитин А.И.* Происхождение рельефа Степного Приобья // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1952. № 2. С. 111–121.

*Мусатов Е.Е.* Палеодолины Баренцово-Карского шельфа // Геоморфология. 1998. № 2. С. 90–95.

*Нагинский Н.А.* Основы деления нижнечетвертичных отложений Западно-Сибирской низменности // Доклады АН СССР. Т. 55, № 7. С. 637–640.

*Нагинский Н.А.* Четвертичная история долины Оби на площади оледенения // Вопросы географии. 1949. Сб. 12. С. 55–70.

*Нагинский Н.А.* О стоке Енисея в ледниковое время // Вторая научная конференция по претворению в жизнь Сталинского плана преобразования природы в Томской области: Тезисы докладов. Томск, 1951. С. 233–235.

*Нагинский Н.А.* Механизм многократного покровного оледенения западно-Сибирской низменности // Доклады АН СССР. 1953. Т. 92, № 3. С. 645–648.

*Нагинский Н.А.* Основы общей динамики четвертичных ледниковых покровов // Учёные записки Туркменского университета. 1957. Вып. 11. 112 с.

*Нагорский М.П.* Материалы по геологии восточной окраины Чулымо-Енисейского бурогольного бассейна // Материалы по геологии Красноярского края. 1938. Вып. 4. 52 с.

*Нагорский М.П.* Основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской низменности // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1941. № 3. С. 36–56.

*Нагорский М.П.* Несколько замечаний о железных рудах (сидеритах) среди юрских угленосных отложений юго-восточной окраины Чулымо-Енисейского бассейна // Известия Томского индустриального института. 1941а. Т. 62, № 1. С. 199–206.

*Нагорский М.П.* Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины // Материалы по геологии Западной Сибири. 1941б. № 13 (55). 68 с.

*Нагорский М.П.* Следы древней долины р. Чулым в Томском районе // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1947. № 5. С. 58–59.

*Нагорский М.П., Зайченко Ю.П.* Железоносные горизонты верхнемеловых морских отложений Томской области // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1957. Вып. 1. С. 44–48.

*Наливкин В.Д., Острый Г.Б. и др.* Дизъюнктивные нарушения в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты // Доклады АН СССР. 1964. Т. 158, № 6. С. 1329–1332.

*Нейбург М.Ф.* Угленосные отложения мезозоя Кузнецкого бассейна // Геология СССР. Т. 16. Кузнецкий бассейн. М.; Л., 1940. С. 186–200.

*Нестеров И.И.* Эоценовые и олигоценые отложения Самаровского и Октябрьского районов Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфической схем Западно-Сибирской низменности (Новосибирск, 15–20 февраля 1960 г.). Л., 1961. С. 253–259.

*Нехорошев В.П.* Краткий геологический очерк территории Большого Алтая // Большой Алтай. Т. 1. Л., 1934. С. 17–35.

*Нехорошев В.П.* О древних долинах в Центральном Казахстане // Проблемы советской геологии. 1936а. № 1. С. 77–81.

*Нехорошев В.П.* О юном рельефе Алтая и древних долинах Казахстана // Проблемы советской геологии. 1936б. № 7. С. 579–589.

*Нехорошев В.П.* Тектоника Алтая. М., 1966. 306 с. (Труды Всесоюзного н.-и. геологического института. Т. 139).

*Никитин П.А.* Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби // Труды Биологического н.-и. института Томского университета. 1938. Т. 5. С. 143–178.

*Никитин П.А.* Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби // Материалы по геологии Западной Сибири. 1940. № 12 (54). 36 с.

*Никитюк Л.А.* К вопросу о распространении палеогенового моря в пределах Прииртышской окраины Рудного Алтая // Доклады АН СССР. 1956. Т. 111, № 3. С. 678–680.

*Никитюк Л.А.* История формирования долины Иртыша на стыке Алтая и Западно-Сибирской низменности // *Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. Четвертичные отложения Азиатской части СССР. М., 1961. С. 100–109.*

*Никитюк Л.А.* Древний Иртыш в предгорном и горном районах Северо-Западного Алтая // *Известия Всесоюзного географического общества. 1962. Вып. 4. С. 395–404.*

*Никифорова К.В.* Геологическое строение и история развития гидрографической сети северной части восточного склона Среднего Урала за кайнозойскую эру (Исовский и Верхотурский районы) // *Бюллетень Московского общества исследователей природы. 1946. Т. 51. Отдел геологии. Т. XXXI (5). С. 57–66.*

*Никифорова К.В.* Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины // *Труды Института геологических наук АН СССР. 1953. Вып. 141. Серия геологическая (№ 53). С. 3–33.*

*Николаев В.А.* Руководящие четвертичные моллюски Западно-Сибирской низменности // *Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск, 1964. С. 130–132. (Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 44).*

*Николаев В.А.* Тектоника мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности // *Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, 1968. С. 83–107.*

*Николаев В.А.* Геолого-геоморфологические условия Кулундинской степи в связи с проблемой её орошения // *Кайнозой Западной Сибири. М., 1968а. С. 134–144.*

*Николаев В.А.* Основные этапы развития речных долин Западно-Сибирской равнины // *Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Ч. 1. Новосибирск, 1969. С. 11–40.*

*Николаев В.А.* Прареки Западно-Сибирской равнины и проблемы комплексного освоения её природных ресурсов // *История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Проблемы прикладной геоморфологии. М., 1976. С. 163–213.*

*Николаев В.А.* Геоморфологические формации древних аллювиальных равнин Западной Сибири // *Закономерности рельефа Северной Азии. Новосибирск, 1982. С. 47–58.*

*Николаев В.А., Мизеров Б.В., Белицкая Н.П. и др.* Рельеф южных равнин Западной Сибири // *Закономерности развития рельефа Северной Азии. Новосибирск, 1982. С. 11–47.*

*Николаев В.А., Пилькевич И.В., Пучкова Д.В.* Природа гривного рельефа южных равнин Западной Сибири // *История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, 1979. С. 166–176.*

*Новиков А.С., Чичагов В.П., Девяткин Е.В., Деев Е.В., Высоцкий Е.М., Агатов А.Р.* Нерешённые и дискуссионные вопросы геоморфологии, палеогеографии, геологии мезозоя и кайнозоя гор юга Сибири // *Геоморфология. 2004. № 3. С. 23–28.*

*Ногаль В.И., Бочкарёв В.С.* Стратиграфия нижнемезозойских образований Челябинского бурогоугольного бассейна // *Решения и труды Межведомственного*

совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфической схем Западно-Сибирской низменности (Новосибирск, 15–20 февраля 1960 г.). Л., 1961. С. 99–101.

*Обручев В.А.* Оледенение Северной Азии // *Природа*. 1930. № 5. С. 459–472.

*Овечкин Н.К.* Новые данные о возрасте чеганской свиты // Информационный сборник Всесоюзного н.-и. геологического института. 1961. № 42. С. 137–142.

*Овечкин Н.К.* Новые данные об отложениях нижнего олигоцена в Тургайском прогибе и сопредельных районах // Решения и труды Межвед. совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратигр. хем Зап.-Сиб. низменности (Новосибирск, 15–20 февраля 1960 г.). Л., 1961а. С. 272–284.

*Орлов В.И.* О максимальном четвертичном оледенении Западно-Сибирской низменности // Доклады АН СССР. 1959. Т. 126. № 2. С. 363–366.

*Орлов Ю.А.* Новые месторождения третичных млекопитающих в Казахстане // *Природа*. 1937. № 9. С. 118–121.

*Панадиади А.Д.* Барабинская низменность. М., 1953. 232 с.

*Панов Д.Г.* Палеогеография Советской Арктики в четвертичное время // Проблемы палеогеографии четвертичного периода. М.; Л., 1946. С. 41–63 (Труды Института географии АН СССР. Вып. 37).

*Панычев В.А.* Стратиграфические положения и радиоуглеродный возраст «синих глин» в бассейне Верхней Оби // Материалы Всесоюзного совещания по проблеме «Вариации содержания радиоуглерода в атмосфере Земли и радиоуглеродное датирование». Вильнюс, 23–24 ноября 1971 г. Вильнюс, 1971. С. 237–240.

*Панычев В.А.* Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск, 1979. 104 с.

*Панычев В.А., Орлова Л.А.* Радиоуглеродный возраст калманской свиты Бийско-Барнаульской впадины // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., 1973. С. 51–54.

*Парначёв С.В.* Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона). Томск, 1999. 137 с.

*Пельтек Е.И., Табацкий И.М.* Особенности формирования речных долин зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты (Междуречье Подкаменной Тунгуски и Фатъянихи) // Речные системы и мелиорация. Ч. 2. Новосибирск, 1977. С. 80–83.

*Петров Б.Ф.* Происхождение рельефа Барабы // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1948. № 12. С. 93–97.

*Попов А.И.* Четвертичный период Западной Сибири // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., 1959. С. 360–384.

*Портнова Е.А.* Юрские спорово-пыльцевые комплексы Обь-Чумышской впадины // Новые данные по геол. и полезным ископаемым Алт. края. 1963. С. 4–6.

*Православлев П.А.* Приобье Кулундинской степи // Материалы по геологии Западно-Сибирского края. 1933. Вып. 6. 58 с.

*Проблемы экзогенного рельефообразования.* Кн. 2. Поверхности выравнивания, аккумулятивные равнины, речные долины. М., 1976. 320 с.

*Проводников Л.Я.* Разломы фундамента Западно-Сибирской эпигерцинской плиты // Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, 1968. С. 108–113.

*Проводников Л.Я.* Разломы фундамента платформ севера Евразии и отражение их в рельефе и гидросети // Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск, 1976. С. 46–54.

*Прозорович Г.Э.* Стратиграфия юры и нижнего мела района Туруханской опорной скважины // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфической схем Западно-Сибирской низменности (Новосибирск, 15–20 февраля 1960 г.). Л., 1961. С. 143–146.

*Пронин А.А.* О валунно-песчано-галечниковых образованиях равнинной части восточного склона Среднего Урала // Материалы по геоморфологии Урала. М.; Л., 1948. Вып. 1. С. 248–264.

*Пуминов А.П.* К истории долины р. Енисея на участке Минусинского прогиба в кайнозойе // Четвертичный период Сибири. М., 1966. С. 82–90.

Равнины и горы Сибири. М., 1975. 352 с.

*Рагозин Л.А.* Геоморфологический очерк района трассы Ачинск – Енисейск // Материалы по геологии Западно-Сибирского края. 1936. № 30. 48 с.

*Рагозин Л.А.* Мулнайский бурогольный район // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1938. № 5. С. 37–50.

*Радугин К.В.* Геологический очерк Томь-Чумышского района Салаирского края // Известия Сибирского отделения Геологического комитета. 1928. Т. 7. Вып. 5. С. 1–48.

*Радугин К.В.* Геология юго-западной окраины Енисейского края // Материалы по геологии Красноярского края. 1937. Вып. 2. С. 5–52.

*Радугин К.В.* Следы старого русла реки Оби на водоразделе Оби и Томи // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1947. № 4. С. 127–128.

*Раковец О.А.* История развития долин Алтае-Саянской области // Речные системы и мелиорация. Ч. 2. Новосибирск, 1977. С. 76–77.

*Раковец О.А.* Основные этапы развития речных долин Алтае-Саянской области (на основе палеогеоморфологического анализа) // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, 1979. С. 110–113.

*Растворова В.А., Добродеев О.П.* О закономерностях распространения древней коры выветривания на территории Южно-Минусинской впадины и её горного обрамления // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока: Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. 1968. С. 120–137.

*Ростовцев Н.Н., Алексёрова З.Т., Еганов Э.А. и др.* Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., 1957. С. 113–129.

*Ростовцев Н.Н.* Некоторые вопросы тектоники Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1966. № 1. С. 3–9.

*Рудой А.Н.* Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика и палеогеографическое значение). Томск, 2005. 224 с.

*Савина Ж.Н., Файнер Ю.Б.* О связи зон повышенной минерализации подземных вод с новейшей тектоникой и геоморфологией юга Кузбасса // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока: Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1968. С. 87–96.

*Сакс В.Н.* Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии // Труды н.-и. института геологии Арктики. 1951. Т. 14. 113 с.

*Сакс В.Н.* Четвертичный период в Советской Арктике. М.; Л., 1953. 658 с.

*Сакс В.Н.* Стратиграфия мезозойских отложений Усть-Енисейской и Хатангской впадин // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем 1956 г. Л., 1957. С. 75–81.

*Сакс В.Н.* Четвертичный период в Советской Арктике. Л., 1953. 627 с. (Труды н.-и. института геологии Арктики. Т. 77).

*Сваричевская З.А., Кушев С.Л.* Речные долины // Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М., 1975. С. 226–232.

*Селезнёв В.С., Николаев В.Г., Буслов М.М., Бабушкин С.М., Ларкин Г.В., Евдокимов А.А.* Структура осадочных отложений Телецкого озера по данным непрерывного одноканального сейсмопрофилирования // Геология и геофизика. 1995. № 10. С. 123–132.

*Селин П.Ф.* Первая находка юрских отложений в зоне Курайского разлома // Геология и геофизика. 1982. № 7. С. 124–127.

*Семёркин В.И.* Строение Доронинской депрессии по геофизическим данным // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск, 1965. С. 64–66.

*Сигов А.П.* Перераспределение гидрографической сети восточного склона Среднего Урала // Материалы по геоморфологии Урала. М.; Л., 1948. Вып. 1. С. 192–195.

*Сигов А.П.* Раннечетвертичная переуглублённая Тоболо-Убаганская долина // Географический сборник [Геогр. общества СССР]. 1958. № 10. С. 165–168.

*Сидоренко А.В.* Об изменении песков золотыми процессами // Доклады АН СССР. 1948. Т. 62. № 5. С. 685–688.

*Синельников Д.А.* Теоретико-методические аспекты дешифрирования космических снимков на примере анализа морфологии древних ложбин стока Обь-Иртышского междуречья // Космические методы изучения природной среды Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1983. С. 42–49.

*Сорокина Е.Г.* Зависимость коллекторских свойств нижнемеловых отложений Среднего Приобья от их состава и строения // Труды Сибирского н.-и. института геологии, геофизики и минерального сырья. 1960. Вып. 9. С. 45–55.

*Сперанский Б.Ф.* Материалы для геологии Горловского каменноугольного бассейна // Известия Сибирского отделения Геологического комитета. 1924. Т. 3. Вып. 6. С. 1–47.

*Сперанский Б.Ф.* Геологические исследования Салаирской партии // Известия Сибирского отделения Геологического комитета. 1925. Т. IV. Вып. 6. С. 21–22.

- Сперанский Б.Ф.* Результаты работ ЗСГУ по геологической съёмке в 1939 г. // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1939. № 6. С. 34–49.
- Стрелков С.А.* Районирование севера Западной Сибири по морфологии и генезису ледникового рельефа в связи с динамикой зырянского оледенения // Доклады АН СССР. 1962. Т. 145. № 3. С. 642–645.
- Стрелков С.А.* История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Север Сибири. М., 1965. 336 с.
- Стрелков С.А., Сакс В.Н., Архипов С.А., Волкова В.С.* Проблема четвертичных оледенений Сибири // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965. С. 188–205.
- Суздальский О.В.* Погребённые долины на севере Западной Сибири и их значение для корреляции разрезов // Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии: Материалы симпозиума, март 1971 г. Л., 1971. С. 72–73.
- Сукачёв В.Н.* По Оби и Тьму // Экспедиции АН СССР 1934 г. Л., 1935. С. 162–171.
- Сурков В.С.* Тектоника юго-восточной части Западной Сибири по геофизическим данным // Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, 1962. С. 123–129.
- Сурков В.С.* К вопросу обоснования внутреннего строения и возраста фундамента Западно-Сибирской плиты // Строение фундамента молодых платформ. М., 1972. С. 47–67.
- Суслов С.П.* Западная Сибирь. Физико-географическая характеристика. М., 1947. 175 с.
- Сухоруков А.М.* Основные черты развития гидросети и аккумуляция аллювия в антропогеновом периоде на восточном склоне Среднего Урала и в Зауралье // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965. С. 254–265.
- Сухоруков А.М.* Речные террасы и возраст слагающего их аллювия на восточном склоне Среднего Урала и в Зауралье // Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала: Труды Четвертичной комиссии Уральского межведомственного совещания по разработке региональной стратиграфической шкалы Урала, 7 мая 1962 г. – 6 апреля 1963 г. М., 1965а. С. 142–154.
- Сухорукова С.С.* Литология и условия образования четвертичных отложений Енисейского Севера. Новосибирск, 1975. 132 с.
- Табачкий И.М., Чупахин А.Я.* Новые данные о северо-западном глубинном продолжении Енисейского кряжа под мезозойским чехлом Западно-Сибирской плиты // Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, 1962. С. 138–147.
- Танфильев Г.И.* Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа // Труды Геологической части Кабинета. 1902. Т. 5. Вып. 5. С. 59–308.
- Таруц Г.М.* Структура платформенного чехла южной части Западно-Сибирской низменности в связи с перспективами нефтегазоносности // Проблемы нефтегазоносности южной части Зап.-Сиб низменности. Томск, 1966. С. 21–32.
- Тектоническая карта Сибири / под редакцией В.С. Суркова, В.П. Коробейникова.* Масштаб 1 : 5 000 000. Новосибирск, 1997.
- Тимофеев П.П.* О генезисе юрских угленосных отложений района г. Чадан Западной Тувы // Доклады АН СССР. 1955. Т. 102, № 6. С. 1197–1200.

*Троицкий С.Л.* О масштабах оледенения Урала в четвертичном периоде // Четвертичный период Сибири. М., 1966. С. 202–209.

*Тужикова В.И.* Стратиграфия нижнемеловых отложений Среднего Урала и Среднего Зауралья // Решения и труды Межвед. совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфической схем Западно-Сибирской низменности (Новосибирск, 15–20 февраля 1960 г.). Л., 1961. С. 89–96.

*Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Евразии. Иркутск, 2003. 494 с.

*Файнер Ю.Б., Комаров В.В.* Новые материалы о тобольском аллювии на западной окраине Сибирской платформы // Тобольский горизонт Сибирского плейстоцена. М., 1975. С. 88–92.

*Файнер Ю.Б., Митачкина Т.Г.* Особенности четвертичного оледенения Приенисейского Сибири // Современное и древнее оледенения равнинных и горных районов СССР. Л., 1978. С. 45–56.

*Федорович Б.А.* Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями распространения в Евразии // Труды Института географии АН СССР. 1960. Т. 80. С. 96–117.

*Федорович Б.А.* О происхождении и палеогеографии Прииртышских равнин // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. Четвертичные отложения Азиатской части СССР. М., 1961. С. 346–352.

*Федорович Б.А.* Типы движений предгорий // Структурная и климатическая геоморфология. М., 1966. С. 53–60.

*Фениксова В.В.* Палеогеография внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в среднеплейстоценовую эпоху // Четвертичный период Сибири. М., 1966. С. 232–244.

*Фиалков Д.Н.* Современные вертикальные движения земной коры в Западно-Сибирской низменности по материалам повторных нивелировок повышенной точности // Известия Омского отдела Географического общества Союза ССР. 1956. Вып. 1. С. 67–74.

*Фиалков Д.Н.* К истории формирования современного рельефа южной части Западной Сибири // Известия Омского отдела Географического общества СССР. 1957. Вып. 2. С. 17–22.

*Фиалков Д.Н.* Грядовые формы рельефа Западно-Сибирской низменности // Записки Омского отдела Географического общества СССР. 1964. Т. 1 (40). 60 с.

*Фиалков Д.Н.* К вопросу о происхождении грядовых форм рельефа юга Западно-Сибирской низменности // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири: Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1970. С. 112–117.

*Филатов В.Ф., Лоскутов Ю.И., Кузнецова Г.Ф. и др.* История формирования рельефа западной окраины Сибирской платформы и Енисейского края. Новосибирск, 1976. 88 с. (Труды Сибирского н.-и. института геологии, геофизики и минерального сырья. Вып. 227).

*Филатов К.В.* Особенности состава подземных вод Алтайского края и их связь с поверхностными водами. М., 1961. 50 с.

*Финаров Д.П.* Строение долины Енисея и характер новейших тектонических движений в пределах Чулымско-Енисейской впадины // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и ДВ: Материалы Всес. совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1968. С. 104–112.

*Финько Е.А.* Мофоструктурный анализ при изучении современных тектонических движений. М., 1973. 93 с.

*Фирсов Л.В. и др.* Радиоуглеродные датировки террас Верхнего Приобья // Доклады АН СССР. 1971. Т. 196, № 1. С. 180–182.

*Хахлов В.А.* О нахождении верхнего мела в районе Берёзовского месторождения огнеупорных глин // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1947. № 4. С. 68–70.

*Цейтлин С.М.* Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковых зон Центральной Сибири (бассейн Нижней Тунгуски) // Труды Геологического института АН СССР. 1964. Вып. 100. 188 с.

*Чеха В.П.* Геологическое и геоморфологическое строение // Археология, геология и палеогеография палеолитических памятников Средней Сибири (Северо-Минусинская впадина, Кузнецкий Алатау и Вост.Сааян). Красноярск, 1992. С. 16–22.

*Чеха В.П.* Куртаковский археологический район. Геологическое строение, стратиграфическая схема четвертичных отложений // Археология, геология и палеогеография палеолитических памятников Средней Сибири (Северо-Минусинская впадина, Кузнецкий Алатау и Восточный Саян). Красноярск, 1992а. С. 48–53.

*Чеха В.П., Баранов А.Н.* Эволюция долины Енисея в зоне сочленения Алтае-Саянской горной области, Средне-Сибирского плоскогорья и Западно-Сибирской равнины // Геоморфология гор и предгорий. Барнаул, 2002. С. 316–320.

*Чеха В.П., Лаухин С.А.* Стратиграфия четвертичных отложений и палеолит Куртаковского археологического района (Северо-Минусинская впадина) // Палеоэкология и расселение древнего человека в Средней Азии и Америке: Краткое содержание докладов Междунар. симпозиума. Красноярск, 1992. С. 258–262.

*Чочиа Н.Г.* О соотношении оледенений и морских трансгрессий // Современное и древнее оледенения равнинных и горных районов СССР. Л., 1978. С. 87–97.

*Чумаков И.С.* Верхнеплиоценовые (зоплейстоценовые) отложения Рудного Алтая // Труды Комиссии по изучению четв. периода. 1963. Т. XXII. С. 100–126.

*Чумаков И.С.* Кайнозой Рудного Алтая. М., 1965. 222 с.

*Шатский Н.С.* К вопросу о палеозойских спорах в криворожской серии украинского докембрия // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1957. № 4. С. 119–120.

*Шацкий С.Б.* Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Труды Томского университета. 1956. Т. 130. С. 115–123.

*Шацкий С.Б.* Примечания к статье И.Л. Кузина и Н.Г. Чочиа «Самаровский и юганский «ледниковые отторженцы» Западной Сибири» // Четвертичный период Сибири. М., 1966. С. 228.

*Шацкий С.Б.* Тобольский горизонт северо-западной части Обь-Иртышского междуречья // Тобольский горизонт сибирского плейстоцена. Новосибирск, 1975. С. 5–17.

*Шелкопляс В.Н., Ильичёв В.А., Светоч А.А.* Термомлюминесцентные датировки абсолютного возраста новейших отложений Приобского плато и Горного Алтая // Доклады АН СССР. 1973. Т. 212, № 4. С. 935–937.

*Щербаков Ю.Г.* Новые данные о юрских отложениях и «юном» оруденении в Горной Шории // Известия СО АН СССР. Геология и геофизика. 1959. Вып. 2. С. 136–137.

*Щукин И.С.* Общая геоморфология. Т. 1. М., 1960. 616 с.

*Щукина Е.Н.* К вопросу об истории рельефа верхнего плёса Иртыша // Материалы по геологии Рудного Алтая. М., 1940. С. 107–162.

*Эдельштейн Я.С.* Геоморфологический очерк Западно-Сибирской низменности // Геоморфологические очерки СССР. № 2. 1936. 87 с. (Труды Института физической географии АН СССР. № 20.)

*Эдельштейн Я.С.* Геоморфология Западной Сибири // Геология СССР. Т. 14. Западная Сибирь. М., 1948. С. 610–645.

*Элементы тектоники Западно-Сибирской низменности и вопросы методики её исследования* // Труды Сибирского н.-и. института геологии, геофизики и минерального сырья. 1960. № 11. 180 с.

*Эпохи региональных континентальных перерывов. Объяснительная записка к «Палеогеоморфологическому атласу СССР».* Л., 1982. 201 с.

*Эпштейн С.В.* К вопросу о сопоставлении четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Западно-Сибирской низменности и Средне-Сибирского плоскогорья // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., 1957. С. 492–501.

*Яворский В.И.* Условия формирования угленосных отложений Кузнецкого бассейна и их тектоника. М., 1957. 76 с. (Труды Всесоюзного н.-и. геологического института. Т. 19).

*Яворский В.И., Адлер Ю.В.* Шестаковско-Семенушкинский район // Геология СССР. Т. 16. М.; Л., 1940. С.369–379.

*Янин А.Л.* Вопросы палеогеографии четвертичного периода и новейшие тектоники Арало-Тургайской низменности // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. Четвертичные отложения Азиатской части СССР. М., 1961. С. 344–345.

*Cotta B.* Der Altai, sein geologischer Bau und seine Erzlagerstätten. Leipzig, 1871.

## СПИСОК печатных работ А.М. Малолетко

1. Геоморфологическая деятельность поверхностного речного льда // Вопросы географии Сибири. Вып. 3. Томск. 1953. С. 171–172.
2. Долины «прорыва» в Нижнем Притоболье // Там же. С. 173–174.
3. К стратиграфии четвертичных отложений предалтайской части Западной Сибири // Известия Высших учебных заведений. Геология и разведка. 1959. Вып. 8. С. 53–58
4. История развития предалтайской части Западной Сибири в мезокайнозойе // Некоторые итоги изучения геологии Салаирского кряжа. Новосибирск. 1960. С. 20–24.
5. Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезокайнозойе // Новые данные по геологии Алтайского края. Новосибирск. 1962. С. 19–24.
6. Стратиграфия четвертичных отложений предалтайской части Западной Сибири // Вопросы географии Сибири. 1962. Вып. 4. С. 76–80.
7. *Адаменко О.М., Малолетко А.М.* О ранне-среднеплейстоценовых долинах Предалтайской равнины // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1963. № 2. С. 37–44.
8. Палеогеографический анализ при гидрогеологических исследованиях Степного Алтая // Некоторые итоги изучения геологии Алтайского края. Новосибирск. 1963. С. 3–7.
9. Грунтовые воды делювиальных и пролювиальных отложений предгорий Алтая // Там же. С. 8–11.
10. Палеогеографический анализ при изучении гидрогеологических условий восточной части Степного Алтая // Известия Алтайского отдела Географического общества СССР. 1963. Вып. 4. С. 5–14.
11. Палеогеография Предалтайской равнины в четвертичном периоде // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. 1963. Т. 22. С. 65–182.
12. Первая находка эоценовых бокситов в г. Барнауле // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края. Барнаул, 1963. С. 6–58.
13. Распространение *Unio* и *Corbicula* в четвертичных отложениях предалтайской части Западной Сибири // Советская геология. 1964. № 2. С. 50–153

14. Палеогеография Салаирского кряжа в мезокайнозое: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Томск, 1965. 20 с.
15. Гидрогеологические условия Ануй-Чарышского междуречья в предгорьях Алтая // Известия Алтайского отдела Географического общества СССР. 1965. Вып. 5. С. 67–71.
16. Происхождение боровых ложин Степного Приобья. Там же. С. 82–85.
17. Происхождение предалтайских увалов // Известия Алтайского отдела Географического общества СССР. 1965. Вып. 6. С. 37–38.
18. О водоносности юрских отложений Солтонской впадины // Там же. С. 120–121.
19. О множественности эпох континентального бокситообразования на Салаирском кряже // Известия Алтайского отдела Географического общества СССР. 1965. Вып. 7. С. 106–108.
20. Палеогеографический анализ – основной метод поисков подземных вод в Бийско-Барнаульской впадине // Материалы III научного совещания географов Сибири и ДВ. Вып. 1. Иркутск. 1966. С. 27–29.
21. Применение комплексного географического метода при геологических исследованиях на Салаире и Приалтайской равнине // Там же. Вып. 3. С. 14–17.
22. Некоторые особенности развития гидросети Салаирского кряжа // Известия Алтайского отдела Географического общества СССР. 1967. Вып. 3. С. 29–39.
23. Географический анализ при гидрогеологическом картировании Бийско-Барнаульской впадины // Вопросы тематического картографирования. Иркутск. 1968. С. 27–29.
24. О бокситоносности континентальных эоценовых отложений Бийско-Барнаульской впадины // Литология и полезные ископаемые. 1968. № 6. С. 143–145.
25. О соотношении и морфологической выраженности древних и новейших структур Бийско-Барнаульской впадины // Структурно-морфологические исследования при нефтегазопроисловых работах. Л., 1969. С. 224–226.
26. Развитие бассейна верхнего течения Оби в кайнозое // Палеогеографические аспекты изменения природных условий Сибири и Дальнего Востока: Материалы к симпозиуму IV совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Вып. 3. Новосибирск, 1969. С. 52–55.
27. Малолетко А.М., Нестеренко Г.В. Состав и перспективы титаноносности мезо-кайнозойских отложений Бийско-Барнаульской впадины // Геология россыпей юга Западной Сибири. М., 1969. С. 88–101.

28. *Малолетко А.М., Цибульчик И.М.* Дат-палеоценовые лейкоксеновые россыпи Салаирского кряжа // Там же. С. 117–124.
29. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Верхнего Приобья в свете абсолютных датировок // Хронология ледникового века. Л., 1971. С. 113–118.
30. О былом стоке обских вод в Иртыш // Водные ресурсы Алтайского края и их комплексное использование: Тезисы научной конференции. Барнаул, 1971. С. 43–45.
31. Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое // Томск: Изд-во Том. ун-та. 1972. 227 с.
32. Некоторые спорные вопросы четвертичной геологии Степного Алтая // Вопросы географии Сибири. 1973. Вып. 7. С. 115–134.
33. Четвертичные отложения района с. Липовского в Нижнем Приоболье // Там же. С. 128–134.
34. О возрасте касмалинской свиты // Вопросы географии Сибири. 1974. Вып. 8. С. 72–78.
35. К палеогеографии Салаирского кряжа и Бийско-Барнаульской впадины в мезозое и кайнозое // Там же. С. 79–86.
36. *Бессоненко Э.А., Малолетко А.М., Подобина В.М.* К палеогеографии Кулунды в палеогеновую и позднемеловую эпохи железнакопления // Материалы исследования природной среды и населения Западной Сибири. Томск. 1975. С. 78–85.
37. Регионально-палеогеографический анализ: его методы и проблемы (на примере Предалтая): Автореф. дис. ... доктора геогр. наук. Томск, 1974. 37 с.
38. Лощинно-увалистый рельеф Степного Приобья и Кулунды // Вопросы географии Сибири. 1976. Вып. 9. С. 124–141.
39. Подземные реки Алтая // Проблемам Алея – комплексное решение. Барнаул, 1976. Ч. 1. С. 57–60.
40. История формирования бассейна Верхней Оби и вопросы поисков подземных вод // Речные системы и мелиорация. Ч. 2. Новосибирск, 1977. С. 67–69.
41. Перспективы организации централизованного водоснабжения Барнаула подземными водами // Проблемы охраны окружающей среды в свете решений XXV съезда КПСС. Барнаул. 1977. С. 165–167.
42. Водные ресурсы Алтайского края – их рациональное использование и охрана // Водные ресурсы. Алтайского края, их рациональное использование и охрана. Барнаул. 1978. С. 8–15.
43. К палеогеогеологии Алтайского края // Геология и полезные ископаемые Алтайского края. Барнаул, 1979. С. 125–127.

44. Акуленко Ю.Н., Винокуров Ю.И., Малолетко А.М. Рациональное использование и охрана водных ресурсов Алтайского края // Водные ресурсы Алтайского края, их режим и использование. Иркутск, 1980. С. 3–27.
45. Перспективы использования подземных вод Алтайского края для водоснабжения // Там же. С. 48–65.
46. Эволюция гидросети Алтайского края в мезозое и кайнозое // Эволюция речных долин Алтайского края и вопросы практики. Барнаул, 1982. С. 33–37.
47. О «касмалинских» долинах Приобского плато // Там же. С. 38–41.
48. Террасы Телецкого озера // Вопросы географии Сибири. 1987. Вып. 17. С. 33–40.
49. Малолетко А.М., Панычев В.А. Катастрофический паводок в долине Катуня, его режим и возраст // Экзогенные процессы на территории Алтайского края. Барнаул, 1991. С. 45–47.
50. Развитие Обской гидросистемы // География и природопользование Сибири. Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2001. Вып. 4. С. 68–76.
51. Озеро Ая и его окрестности. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2003. 104 с.; Изд. 2-е испр. и дополн., Томск, 2004. 204 с.; Изд. 3-е. Томск, 2008. 104 с.
52. Эволюция гидросети Алтайского региона // Актуальные проблемы географии: Материалы III Межрегиональной научно-практической конференции, посвящённой 250-летию вхождения алтайского народа в состав Российского государства (29–30 марта 2006 г., г. Горно-Алтайск). Горно-Алтайск, 2006. С. 79–83.
53. Эоловые процессы как фактор речных перехватов в Верхнем Приобье // География и природные ресурсы Сибири. Барнаул, 2006. Вып. 8. С. 108–117.
54. Телецкое озеро по исследованиям 1973–1975 гг. Томск, 2007. 232 с.
55. Происхождение озера Ая // География и природные ресурсы. Барнаул, 2007. С. 129–138.



**АЛЕКСЕЙ АНИСИМОВИЧ ЗЕМЦОВ**  
(1920–1982)

Имя Алексея Анисимович Земцова широко известно среди геоморфологов, геологов-четвертичников, мерзлотоведов и палеогеографов высшей школы.

Алексей Анисимович Земцов родился 23 февраля 1920 г. в семье крестьян с. Михайловского Алтайского края. Окончив школу в с. Тисуль Кемеровской области (1940 г.), А.А. поступает на географический факультет Томского университета, который окончил в 1945 г, получив специальность «география с уклоном геоморфология». Его учителями были профессора Г.Г. Григор, В.А. Хахлов, доценты Н.А. Нагинский, Л.Н. Ивановский.

15 мая 1945 г. А.А. был принят на кафедру гидрологии и геоморфологии, с 1 сентября 1960 г. он ст. преподаватель кафедры географии, а с 1 сентября 1964 г. её заведующий. На этой кафедре А.А. работал до конца дней своих.



Преподаватели географического факультета ТГУ. 1953 г. А.А. Земцов во втором ряду, четвёртый слева. За столом сидят профессора М.В. Тронov (слева) и Г.Г. Григор. Крайний справа сидит – доцент Н.А. Нагинский

Алексей Анисимович разработал и на высоком профессиональном уровне читал курсы: 1) Общее землеведение, 2) Общая гидрология, 3) Озёрведение, 4) Мерзлотведение, 5) История географических открытий, 6) История и методология географической науки, 7) Физическая география океанов, 8) Палеогеография плейстоцена, 9) Геоморфологическое картографирование, 10) Четвертичная геология, 11) Неотектоника, 12) Гидрология болот. Осуществлял руководство учебными и производственными практиками, курсовыми и дипломными работами, был научным руководителем аспирантов. Диссертационная работа аспиранта В.А. Бутвиловского была защищена как докторская.

Алексей Анисимович прошёл большую школу экспедиционных исследований. Первая его экспедиция на Васюган состоялась в 1945 г. под руководством доцента Н.А. Нагинского. Затем одна за другой последовали экспедиции на рр. Аган, Пур, Таз, Чая, Кеть, Парабель, Вах, Турухан, в низовье Енисея и Обскую губу. В 1951–1955 гг. А.А. принимает участие в полевых работах геологических партий Западно-Сибирского, позже Новосибирского геологического управления. С 1959 г. Алексей Анисимович организует отряды из преподавателей, иногда и студентов для совместных работ с геологическими организациями. В это время выковалась глубокая и искренняя дружба со Станиславом Болеславовичем Шацким. Память об этом замечательном геологе, которого А.А. считал своим учителем и лучшим другом, он сохранил до конца дней своих.

Алексей Анисимович в 1949–1952 гг. работал в экспедиции ТГУ на Кузнецком Алатау. Под руководством Н.А. Нагинского на закарстован-

ных площадях проводились геоморфологические исследования с целью поисков золотоносных россыпей. Но Северу он оставался верен и считал его лучшим районом для творческой работы.

В 1981 г. А.А. участвовал в экспедиции на Хантайское озеро (плато Путорана).

Круг научных интересов в области геоморфологии и четвертичной геологии был широк.

Первые творческие интересы его были связаны с проблемами геоморфологии бассейнов некоторых рек Сибири (Парабель, Аган и др.), происхождения и развития речных долин и эрозионных процессов. Первое обобщение этих наблюдений дано в кратком сообщении.

Большой вклад внёс А.А. в изучение взаимосвязи многолетнемерзлых пород (вечной мерзлоты) и рельефа. Алексей Анисимович впервые описал глубокозалегающие многолетнемерзлые породы Западной Сибири, установил их площадное распространение. Впервые определена южная граница многолетнемерзлых пород Западной Сибири и проведено районирование с выделением трёх зон (северная, центральная и южная), характеризующихся своим мезо- и микрорельефом, особенностями термокарстовых процессов и мощностью многолетнемерзлых пород.

Пожалуй, А.А. единственный из геоморфологов, который проявил особый интерес к болотообразованию. Этот процесс он рассматривал в связи с влиянием рельефа ложа болот на эволюцию самих болот. С геоморфологических позиций он решал и сложную проблему причин заозёрности Западной Сибири. В этой проблеме он особо интересовался почти неизученной темой – миграцией озёр и переработкой в связи с этим рельефа.

Пионерными являются и исследования древних и современных золотых процессов рельефообразования в таёжной зоне низменности. А.А. обратил внимание на главнейшую роль антропогенного фактора в активизации золотых процессов (лесные пожары, сплошные вырубki леса, перевыпас оленьих пастбищ).

Большое внимание А.А. уделял проблеме материкового оледенения северной части Западной Сибири. Впервые совместно с С.Б. Щацким были выделены и описаны ледниковые отложения тазовской стадии максимального оледенения (конец среднего плейстоцена). Позднее тазовская стадия была переведена в разряд самостоятельного оледенения. Этот хроностратиграфический горизонт был сразу же признан, и ныне введён в стратиграфические схемы для четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. А.А. предполагал, что в эпоху максимального оледенения ледник перекрывал устье Енисея, последний по ложбинам

стока сбрасывал свои воды на запад, в сторону Оби. А.А. широко применял литолого-минералогический (состав минералогических ассоциаций и выделение терригенно-минералогических провинций) и петрографический (состав валунов) анализы, результаты которых он использовал для определения путей и способов транспортировки материала.

Особое место занимает разработка геоморфологических методов выявления локальных структур в связи с поисками месторождений нефти и газа. Большое внимание А.А. уделял изучению неотектоники и её роли в формировании рельефа низменности. Принимал участие в коллективной работе по составлению Геоморфологической карты СССР (масштаб 1:2 500 000), государственных геологических карт разного масштаба.

Алексей Анисимович всегда стремился довести свои полевые до логического конца – глубокой обработке и публикации. Всего А.А. опубликовал более 200 работ, которые ещё долго будут вызывать интерес исследователей. Его монография «Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральной части)» (Томск, 1976, 344 с.) до сих пор является непревзойдённой по глубине анализа и широте охвата проблем четвертичной истории Западной Сибири

И в дальнейших работах А.А. углублял свои представления по всем проблемам геоморфологии и четвертичной палеогеографии. Западной Сибири. Необходимо отметить и роль А.А. в популяризации научных знаний, он нередко выступал в газетах.

В 1958 г., 28 ноября, А.А. защищает кандидатскую диссертацию на тему «Четвертичные отложения и геоморфология бассейнов рек Таза и Турухана». В качестве официальных оппонентов выступали видные профессора Г.Д. Рихтер, В.А. Хахлов и доцент К.В. Иванов.

В январе 1974 г. в Совете при Институте геологии и геофизики СО АН СССР А.А. блестяще защитил докторскую диссертацию на тему «Экзогенное рельефообразование и проблемы палеогеографии Западно-Сибирской равнины». В 1976 г. ему присвоено учёное звание профессора. Трижды А.А. получал университетские премии за монографии, признанные лучшими.

Алексей Анисимович в 1978–1987 гг. эффективно возглавлял Томский отдел Географического общества СССР и был редактором его печатного органа, журнала «Вопросы географии Сибири». Участвовал в работе III–VI съездов Географического общества СССР. В 1990 г. за активное участие в работе общества и большие заслуги в развитии отечественной географии ему присвоено звание «Почётный член Географического общества СССР».

Алексей Анисимович принимал участие в работе Всесоюзного совещания географов (Алма-Ата, 1963), Международного географического

конгресса (1974), Международного конгресса по изучению четвертичного периода (Москва, 1982).

В 1981 г. за большие заслуги в подготовке высококвалифицированных кадров и за достижения в исследовании Западной Сибири А.А. был награждён орденом «Знак Почёта». Его труд в подготовке высококвалифицированных специалистов отмечен знаком «Отличник высшей школы» (1985 г.). В 1998 г. А.А. награждается памятной медалью «За заслуги перед Томским государственным университетом». В этом же году А.А. получил почётное звание «Заслуженный работник высшей школы Российской Федерации». Его вклад в науку и высшее образование отмечены также медалями «Ветеран труда» (1984), «За доблестный труд в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.» (1991 г.), «50 лет Победы в Великой Отечественной войне» (1995 г.).

Алексей Анисимович Земцов ушёл из жизни 12 ноября 2001 г. Похоронен в Томске на кладбище «Бактин». Но этот талантливый исследователь, великий труженик, мудрый наставник и верный товарищ навсегда останется в памяти родных, друзей и всех, кто знал его просто по жизни. Его печатные труды ещё долго будут востребованы.

Я глубоко благодарен Алексею Анисимовичу за участие в моей судьбе. В 1965 г. он оппонировал мою кандидатскую диссертацию. В том же году пригласил на кафедру географии и упорно настаивал на написании докторской диссертации. Не знаю, как без этого сложилась бы моя дальнейшая судьба. Но мне здорово повезло в жизни: я горд, что учился в Томском госуниверситете, я горд, что работаю в Томском университете. Я счастлив долгим и дружеским знакомством с Алексеем Анисимовичем. Я всегда был верен этой дружбе.

### **Основные печатные труды А.А. Земцова<sup>1</sup>**

Геоморфологические наблюдения в бассейне р. Агана // Вопросы географии Сибири. 1951. № 2. С. 243–258.

Материалы к геоморфологии Парабели // Вопросы географии Сибири. 1953. № 3. С. 117–128.

Геолого-геоморфологический очерк Вах-Тазовского междуречья // Труды Томского государственного университета. 1957. Т. 147. С. 57–70.

О распространении многолетнемерзлых пород в Западной Сибири // Научные докл. высшей школы. Геолого-геогр. науки. 1958. № 3. С. 190–194.

---

<sup>1</sup> Полный список печатных работ А.А. Земцова имеется в библиографическом указателе «Земцов Алексей Анисимович» / Автор-составитель А.М. Малолетко. Томск, 2007.

Некоторые данные о минералогическом составе отложений мезо-кайнозоя бассейнов рр. Таза и Турухана // Научные доклады Высшей школы. Геолого-географические науки. 1959. № 1. С. 105–112.

Глубокозалегающие многолетнемёрзлые породы в Западной Сибири // Известия АН СССР. Серия географическая. 1960. № 4. С. 89–93.

Глубокозалегающие многолетнемёрзлые породы в Западной Сибири // Известия АН СССР. Серия географическая. 1960. № 4. С. 89–93.

Многолетнемёрзлые породы в пойме р. Енисей // Труды Института мерзлотоведения им. В.А. Обручева. 1962. Т. 19. С. 72–74.

Буров В.П., Земцов А.А. К методике изучения карста при поисках золотоносных россыпей // Труды Всесоюзного совещания по методике изучения карста. Вып. 2. Пермь, 1963. С. 65–76.

Ледниковый рельеф области зырянского оледенения на северо-востоке Западной Сибири // Гляциология Алтая. 1964. № 3. С. 182–207.

Стратиграфия четвертичных отложений Среднего Приобья // Основные пробл. изучения четвертичного периода. М. 1965. С. 37–42.

О взаимодействии эндогенных и экзогенных рельефообразующих факторов // Изв. Алт. отдела Геогр. общества СССР. Вып. 8. 1967. Барнаул. С. 3–10.

Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Западно-Сибирской низменности // Итоги исследований по геологии и географии за 50 лет (1917–1967). Томск, 1967. С. 104–111.

Тектонические структуры и их связь с современным рельефом Васюганья // Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопромысловых работах. Л., 1969. С. 217–220.

Ледниковые покровы или морские трансгрессии (статья первая) // Гляциология Алтая. Томск, 1970. № 6. С. 19–28.

Руководящие валуны из отложений плейстоцена севера Западной Сибири // Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971. С. 36–37.

Асимметрия речных долин Западно-Сибирской равнины // Известия Всесоюзного геогр. общества. 1973. Т. 105, № 2. С. 142–148.

Mineral composition of Quaternary deposits and problems in Paleogeography of the north of Western Siberia // Int. Geol. Rev. 16, 1976. № 10. P. 1162–1167.

Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. 343 с.

Томский отдел // Деятельность сибирских организаций Географического общества СССР в 1980–1984 гг. Иркутск. 1985. С. 37–40.

Из истории изучения рельефа Путорана // Природа Хантайской гидросистемы. Томск, 1988. С. 5–19.

Рельефообразование в лесоболотной зоне Западно-Сибирской равнины. Томск. 1990. 240 с. (соавтор Евсеева Н.С.).

Ростислав Сергеевич Ильин о плейстоценовых оледенениях Западной Сибири // Вопросы географии Сибири. 1995. № 21. С. 163–172.

История освоения региона // Физическая география и экология региона. Ханты-Мансийск. 2006. С. 11–20.

## Печатные работы о жизни и творчестве А.А. Земцова

- Григор Г.* Диссертация защищена // За советскую науку. ТГУ, 1958. 14 дек.  
*Малолетко А.М.* [К 60-летию А.А. Земцова] // За советскую науку. 1980. 21 февр.
- Николаев В.А.* Анализ монографии А.А. Земцова по геоморфологии Западно-Сибирской равнины // Закономерности развития рельефа Северной Азии. Новосибирск, 1982. С. 141–143.
- А.М. Малолетко.* К 60-летию А.А. Земцова // Вопросы географии Сибири. 1983. Вып. 15. С. 121–122.
- Библиография трудов А.А. Земцова // Там же. С. 122–127.
- [Алексей Анисимович Земцов] // *Крылов Г.В., Завалишин В.В., Козакова Н.Ф.* Исследователи природы Зап. Сибири. Новосибирск, 1988. С. 114–116.
- Краснопольский А.В.* Отечественные географы (1917–1992): Биобиблиографический справочник: В 3-х т. Т. 1. А–К. СПб., 1993 (с. 333–334 об А.А. Земцове)  
50 лет в ТГУ (профессору А.А. Земцову – 75 лет) // *Alma mater.* ТГУ, 1995. 17 февр.
- Кузнецова К.* Снова жених и невеста // Томский вестник. 1996. 23 нояб.
- Уткин Юрий.* Нет маршрутам окончания... // *Alma mater.* ТГУ, 2000, 25 февр.
- Уткин Юрий.* Нет маршрутам окончания... // Красное Знамя. Томск, 2000. 26 февр.
- Петрова Е.Ю.* О вкладе Алексея Анисимовича Земцова в развитие краеведения в Томске // Проблемы географии на рубеже XXI в.: Материалы Всероссийской научной конференции. Томск, 2000. С. 145–147.
- Рудой А.Н.* Вклад А.А. Земцова в развитии ледниковой теории (в свете новой концепции глобальных гляцио-гидрогенных катастроф) // Там же. С. 160–162.
- Хромых В.С.* Алексей Анисимович Земцов – учёный, исследователь, учитель. К 80-летию со дня рождения // Там же. С. 3–6.
- Рудский В.В., Рудой А.Н.* Патриарх сибирской географии (к 80-летию доктора географических наук, профессора А.А. Земцова) // Современные проблемы географии и природопользования. Барнаул, 2000. Вып. 2.
- К 80-летию А.А. Земцова // Известия Русского географического общества. 2000. № 3. С. 109.
- Земцов Алексей Анисимович // Профессора Томского университета: Биографический словарь. Т. 3. 1945–1980. Томск, 2001. С. 152–156.
- Будем помнить // *Alma mater.* ТГУ, 2001. 23 нояб.
- Евсеева Н.С.* Алексей Анисимович Земцов – учёный и человек // Теоретические и прикладные вопросы современной географии. Томск, 2005. С. 7–10.
- Земцов Алексей Анисимович. Биобиблиографический указатель. Автор-составитель А.М. Малолетко. Томск, 2007. 32 с.

*А.М. Малолетко*

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ПРЕДИСЛОВИЕ</b> .....	3
<b>Часть 1. ФАКТОЛОГИЯ</b> .....	9
Триасовый период .....	9
Юрский период .....	13
Ранний мел .....	35
«Средний» мел .....	41
Датский век–палеоцен .....	49
Эоцен–ранний олигоцен .....	56
Средний–поздний олигоцен .....	65
Неоген .....	73
Четвертичный период .....	84
<b>Часть 2. ОБОБЩЕНИЕ</b> .....	101
Эволюционные этапы .....	106
Континентальный этап .....	106
Лассократический этап .....	109
Ократический этап .....	111
Этап оледенений и межледниковий .....	116
Гидросеть горного обрамления .....	121
Проблема стока .....	137
Магистральные реки .....	155
Иртыш .....	156
Енисей .....	159
Тургай .....	175
Обь .....	176
Имена магистральных рек .....	178
<b>Часть 3. ДОПОЛНЕНИЯ</b> .....	182
Эоловые процессы как фактор речных перестроек .....	182
Увалисто-лощинный и гривный рельеф .....	191
Увалисто-лощинный рельеф .....	191
Гривный рельеф .....	219
Зауралье и Нижнее Приобье .....	222
Реки и неотектоника .....	229
Речные перехваты .....	240
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	248
<b>ЛИТЕРАТУРА</b> .....	250
Список печатных работ А.М. Малолетко .....	276
А.А. Земцов (1920–2001) .....	280

**НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ**

**Алексей Михайлович Малолетко**

**ЭВОЛЮЦИЯ РЕЧНЫХ СИСТЕМ  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ  
В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ**

Издание подготовлено к печати  
в авторской редакции  
Оригинал-макет – автора  
Дизайн обложки – А.В. Бабенко

Подписано к печати. Формат 60×84 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Гарнитура Times. Бумага писчая. Ризография.  
Усл. печ. л. 17,64. Тираж 200 экз. Заказ № 42 .

Томский государственный университет  
634050 г. Томск, пр. Ленина ,36.  
Участок ризографии и офсетной печати  
Редакционно-издательского отдела ТГУ  
634050, г. Томск, Московский тр., 8е. Оф. 011

ISBN 5-94621-266-4



9 785946 212663





## **Малолетко Алексей Михайлович**

**Доктор географических наук, профессор, академик Международной академии экологии, безопасности человека и природы, почётный работник высшего образования Российской Федерации, почётный член Русского географического общества, лауреат Демидовской премии (Барнаул, 1999).**

**Круг научных интересов: палеогеография, геоморфология, геология бокситов и россыпных месторождений, гидрогеология, лимнология, малакология, археология, топонимика, этногенез народов Сибири.**

**Автор 450 печатных работ, в том числе 40 монографий.**