

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ им. М.В. ЛОМОНОСОВА
Географический факультет

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РАН
Лаборатория геоморфологии

А.В. Бредихин, И.А. Каревская, Е.В. Лебедева

ЗАПАДНОЕ ПРИОХОТЬЕ: СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА

Москва
Медиа-Пресс
2021

На обложке рисунок *А.В. Бредихина*

- Бредихин А.В., Каревская И.А., Лебедева Е.В.**
3 30 Западное Приохотье: строение и развитие рельефа: Монография / Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова; Институт географии РАН, Лаборатория геоморфологии. — М.: Медиа-Пресс, 2021. 300 с.: ил.

Рассматриваются закономерности строения, история развития рельефа и особенности четвертичного осадконакопления одного из слабоизученных регионов Дальнего Востока России — Западного Приохотья. Предлагаемые научные построения и выводы основаны на результатах многолетних комплексных исследований рельефа с применением широкого спектра анализов вещественного состава рыхлых отложений и содержащихся в них ископаемых палиноспектров. Собранные данные позволили значительно расширить представления об особенностях геоморфологического строения территории и формирования ее рыхлого чехла, палеогеографических обстановках, возрастном расчленении и стратификации позднекайнозойских отложений. Представленные материалы дали возможность во многом пересмотреть и расширить сложившиеся представления об эволюции и этапах коренной перестройки рельефа.

Для специалистов, аспирантов и студентов, ведущих исследования в области геоморфологии, геологии и палеогеографии на Дальнем Востоке России.

Bredikhin A.V., Karevskaya I.A., Lebedeva E.V.

The Western Okhotsk region: the structure and development of the relief: Monograph / Faculty of Geography, Moscow State University by M.V. Lomonosov; Institute of Geography RAS, Laboratory of Geomorphology. — M.: Media-Press, 2021. 300 p.: il.

The regularities of the structure, the history of the relief development and the features of the Quaternary sedimentation of one of the poorly studied regions of the Russian Far East — the Western Okhotsk region — are considered. The proposed scientific constructions and conclusions are based on the results of long-term comprehensive studies of the relief with a wide range of analyzes of the loose sediments composition and the fossil palynospectra contained in them. The collected data made it possible to significantly expand the understanding of the features of the territory geomorphological structure, its loose sediments formation, paleogeographic settings, and age stratification of Late Cenozoic deposits. The presented materials made it possible to largely revise and expand the prevailing ideas about the evolution and stages of radical restructuring of the relief.

For specialists, graduate students and students conducting research in the field of geomorphology, geology and paleogeography in the Russian Far East.

ISBN 978-5-901003—60-2

© Бредихин А.В., Каревская И.А., Лебедева Е.В., 2021

© Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Институт географии РАН, 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (А.В. Бредихин, И.А. Каревская, Е.В. Лебедева)	5
Введение. Общие сведения о природе региона (Е.В. Лебедева)	8
Список литературы	14
Часть 1. Морфоструктуры нагорья Джугджур (А.В. Бредихин)	15
Глава 1.1. Узловая морфоструктура: понятие, определение, классификация ..	15
Глава 1.2. Основные черты узловой морфоструктуры Джугджура	24
1.2.1. Изученность морфоструктуры	24
1.2.2. Геолого-структурная основа	26
1.2.3. Основные типы и подтипы морфоструктур и проблемы их выявления	33
1.2.4. Сейсмическая активность и морфоструктуры	44
Глава 1.3. Денудационно-тектонический и денудационный рельеф Джугджура и его соотношение с морфоструктурой	47
1.3.1. Глыбовые морфоструктуры	47
1.3.1.1. Горстовый хребет Прибрежный	47
1.3.1.2. Лантаро-Немуйская грабен-депрессия	53
1.3.1.3. Осевой глыбовый хребет	57
1.3.2. Сводово-купольные зоны	62
1.3.2.1. Сводово-блоковая краевая зона	62
1.3.2.2. Зона куполов и массивов	64
1.3.3. Узловые морфоструктуры низких порядков	66
1.3.4. Связь долинной сети с особенностями морфоструктуры	68
Глава 1.4. Кайнозойская история становления узловой морфоструктуры Джугджура и ее элементов	78
Список литературы	89
Часть 2. Палеогеографические условия плейстоценового осадконакопления в Западном Приохотье (И.А.Каревская)	96
Глава 2.1. Методические основы палеогеографических реконструкций по ископаемым спорово-пыльцевым спектрам	96
2.1.1. Специфика формирования спорово-пыльцевых спектров в отложениях разного генезиса и особенности их интерпретации ...	96
2.1.2. Выбор современных районов-аналогов по сходству субфоссильных и ископаемых спорово-пыльцевых спектров	97
2.1.3. Типизация субфоссильных спорово-пыльцевых спектров Дальнего Востока России как основы для палеогеографических реконструкций	98
2.1.4. Возрастное расчленение рыхлых отложений по палинологическим данным	107
Глава 2.2. Климатостратиграфия и возрастное расчленение рыхлых отложений Западного Приохотья	108

2.2.1. Региональная рабочая стратиграфическая схема юго-западного Приохотья	108
2.2.2. Региональная стратиграфическая схема северо-западного Приохотья	114
Глава 2.3. Эволюция палеорастительности и палеоклимата Западного Приохотья в плейстоцене	118
2.3.1. Фитоклиматические особенности теплых эпох неоплейстоцена ...	119
2.3.2. Фитоклиматические особенности холодных эпох плейстоцена ..	135
Глава 2.4. Западное Приохотье в системе становления современной зональной структуры ландшафтов Дальнего Востока России на протяжении плейстоцена	153
2.4.1. Корреляция палеогеографических событий Западного Приохотья с другими регионами Дальнего Востока России	153
2.4.2. Субширотная дифференциация растительного покрова и климата на Дальнем Востоке России в плейстоцене	155
Список литературы	174

Часть 3. История развития рельефа и неоген-четвертичные отложения

Западного Приохотья (Е.В. Лебедева)	178
--	------------

Глава 3.1. Ярусность рельефа и происхождение выровненных вершинных поверхностей	178
Глава 3.2. Генетические типы кайнозойских отложений: особенности строения и вещественного состава	187
3.2.1. Отложения элювиального ряда и склонов	188
3.2.2. Ледниковые и водно-ледниковые отложения	192
3.2.3. Аллювиальные отложения	200
3.2.4. Прибрежно-морские отложения	204
3.2.5. Отложения сложного генезиса	207
3.2.6. Особенности вещественного состава отложений различных генетических групп	208
Глава 3.3. Последовательность накопления и изменение вещественного состава отложений долинного комплекса в кайнозое	215
Глава 3.4. Основные этапы формирования рельефа территории в кайнозое ..	237
Глава 3.5. Эволюция рельефообразующих процессов	242
Глава 3.6. Время и причины перестроек речной сети приморской части Западного Приохотья в позднем кайнозое	255
Список литературы	268

Часть 4. Рельеф и природопользование: прикладные аспекты (Е.В. Лебедева) ..

Глава 4.1. Особенности формирования россыпей золота	273
Глава 4.2. Катастрофические геоморфологические процессы в приморских районах Западного Приохотья и напряженность геоморфологических обстановок региона	284
Список литературы	297

ПРЕДИСЛОВИЕ

Термин «Западное Приохотье» впервые был предложен Л.И. Красным в 1950 г. для территории, включающей бассейны рек, впадающих в Охотское море между г. Охотск и заливом Александры.

Изученность Западного Приохотья в связи с его труднодоступностью достаточно слабая, и круг исследователей, опубликовавших труды по этой территории, относительно невелик. Основополагающей работой, обобщившей материалы по геологии и геоморфологии региона, полученные во время геологической съемки в конце 50-х и в 60-е гг. прошлого столетия, стала вышедшая в 1975 г. монография Ю.Ф. Чемекова «Западное Приохотье», которая вошла в серию «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока».

Коллективом Дальневосточной партии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова под руководством профессора С.С. Воскресенского и с.н.с. С.А. Лебедева в Западном Приохотье более 15 лет — с середины 70-х и до начала 90-х гг. конца прошлого столетия — проводились геоморфологические работы по договорам с Аяно-Майской комплексной геологической экспедицией. Наиболее скрупулезно они велись в центральной части Западного Приохотья — в бассейнах рек Киран, Немуй, Мутэ и Лантарь.

На основании широкого спектра комплексных исследований удалось собрать богатый материал и значительно расширить представления о геолого-геоморфологических особенностях строения территории, фитоклиматических условиях формирования, возрастном расчленении, стратификации и литолого-минералогическом составе рыхлых позднекайнозойских отложений Западного Приохотья. Собранные материалы дали возможность во многом пересмотреть сложившиеся представления об эволюции и этапах коренной перестройки рельефа региона.

В предлагаемой работе обобщены результаты этих многолетних исследований, ранее частично опубликованные в разрозненных статьях. Изложение материалов дается по нескольким самостоятельным направлениям: часть 1 — изучение морфоструктур (*А.В. Бредихин*), часть 2 — палеоландшафты и климатостратиграфия (*И.А. Каревская*), часть 3 — особенности накопления рыхлых отложений и история развития рельефа (*Е.В. Лебедева*). Завершает монографию часть 4, посвященная особенностям формирования россыпей территории и характеру катастрофических процессов региона (*Е.В. Лебедева*). Ис-

пользуя разные подходы и методы геоморфологического анализа, фокусируясь на различных аспектах рельефообразования, авторы не во всех деталях единодушны, но это позволяет более глубоко и всесторонне взглянуть на проблему развития рельефа региона. Геоморфологические исследования первой части направлены на изучение закономерностей строения и происхождения рельефа крупных горных сооружений как однородных геоморфологических объектов, обладающих внутренним единством формы и геологического содержания. Методы морфоструктурного анализа позволили определить конкретные причинно-следственные связи процессов, приведших к образованию современного облика горного рельефа, выявить тенденции его развития и закономерности рельефообразования на стыке морфоструктур.

Реконструкция истории развития рельефа и условий осадконакопления в значительной степени связана с выявлением региональных палеофлористических и палеофитоклиматических особенностей, определяющих специфику разновозрастных палеоландшафтов исследуемого региона и их эволюцию на протяжении эоплейстоцена и неоплейстоцена, что лежит в основе выполненных нами климатостратиграфических построений. В 1982 г. решением Межведомственной стратиграфической комиссии по результатам исследований Дальневосточной партии географического факультета МГУ была принята Региональная рабочая стратиграфическая схема ЮЗ Приохотья, включавшая Западное Приохотье и Нижнее Приамурье. В последующие годы накопленный ранее материал подвергался дальнейшему детальному изучению и осмыслению. Непосредственно в самом Западном Приохотье были найдены и обоснованы неизвестные ранее аналоги слоев, принятых в схеме 1982 г.; получены новые детальные характеристики плиоцен-плейстоценовых осадков, уточнены особенности изменения климата, режима рек. Результаты фациально-генетического анализа отложений позволили доказать неоднократное чередование эпох врезания и аккумуляции в речных долинах региона. Выявленные общерегиональные закономерности развития долинных систем во многом определили и размещение россыпей, условия их формирования и преобразования.

Детализация особенностей эволюции плиоцен-плейстоценовых ландшафтов, выявление новых выраженных и значимых этапов рельефообразования Западного Приохотья позволили составить для региона исследования собственный сводный разрез кайнозойских от-

ложений с новыми региональными названиями стратиграфических слоев, часть которых отличается от Рабочей стратиграфической схемы 1982 г. Новые данные и построения сравнивались с результатами исследований в соседних регионах Нижнего Приамурья (побережье Сахалинского, Рейнеке, Мухтельского заливов, восточный берег залива Николая, Чля-Орельская и Ул-Лонгарийская депрессии с их горным обрамлением), что позволило сделать палеогеографические построения более обоснованными. Новая схема эволюции рельефа существенно отличается от ранее предлагавшихся.

Относительный возраст рыхлых отложений, определенный по палинологическим данным, контролировался характером выветрелости и обработки различных фракций осадка (от зерен минералов до гальки), геоморфологическим положением рыхлых толщ, а также результатами палеомагнитного анализа и абсолютными датировками по данным термолюминесцентного и радиоуглеродного анализов. Генезис отложений определялся с помощью литолого-минералогического, гранулометрического, диатомового анализов, изучения водной вытяжки и глинистых минералов.

Авторы монографии сочли целесообразным опубликование предлагаемых научных материалов и выводов, так как они являются наиболее полными и современными обобщениями по данному труднодоступному региону. Надеемся, что монография будет интересна и полезна будущим исследователям Западного Приохотья и сопредельных территорий.

Благодарности. Несомненно, что представленные материалы в той или иной степени явились результатом многолетнего труда большого коллектива исследователей, работавших под научным руководством профессора С.С. Воскресенского: к.г.н. С.А. Лебедева, к.г.н. И.С. Воскресенского, к.г.н. Т.С. Хорошиловой, О.Н. Фишкина, Г.А. Шубина и многих других сотрудников Дальневосточной партии географического факультета МГУ. Всем им авторы сердечно благодарны. Неоценимую помощь в подготовке рисунков оказали И.В. Абдуллаева и Д.В. Мишуринский. Анализ эволюции процессов рельефообразования частично проведен в рамках Госзадания ИГ РАН № 0148–2019–0005 (AAAA-A19–119021990091-4).

ВВЕДЕНИЕ. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПРИРОДЕ РЕГИОНА

В данной работе рассматривается преимущественно центральная часть Западного Приохотья — полоса побережья между поселками Чумикан и Аян, дренируемая реками Киран, Немуй, Мутэ и Лантарь. Основные орографические единицы района — хребты Джугджур и Прибрежный, протянувшиеся с ЮЗ на СВ вдоль побережья Охотского моря (рис. 1). Вместе с другими горными хребтами — Промежуточным, Гераном, Чубанджой — они входят в состав Джугджурской горной системы (нагорья Джугджур, по терминологии А.В. Бредихина), в свою очередь составляющей часть горных поднятий Становика-Джугджура, которые обрамляют ЮВ Сибирской платформы. Хр. Прибрежный отделен от Джугджура и Промежуточного системой впадин-грабенов, дренируемых долинами рек Ийконда, Немуй, Лантарь и носящих название Лантаро-Немуйской депрессии. Ширина депрессии колеблется от 5 до 15 км, абсолютные высоты междуречий здесь редко превышают 550–600 м над у.м. и в среднем составляют 350–450 м.

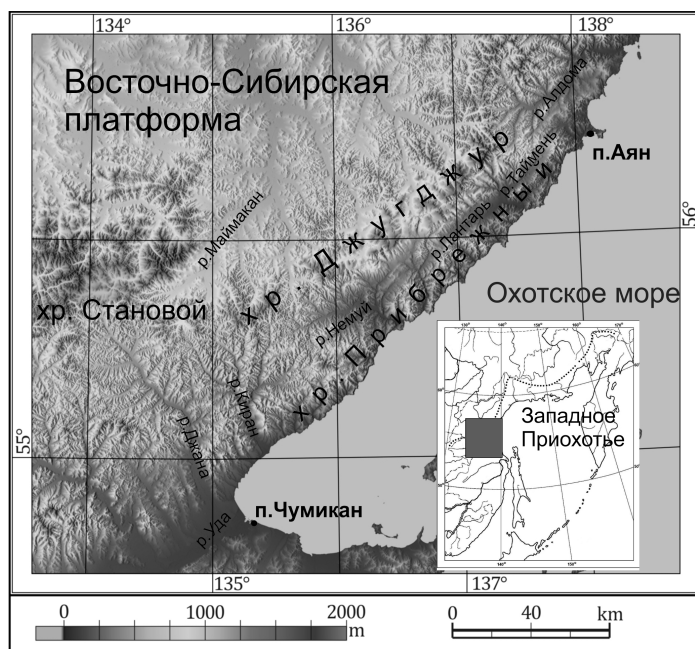


Рис. 1. Западное Приохотье

Высоты вершин Джугджура составляют 1500–1700 м, максимальная отметка — г. Топко — достигает 1906 м, а на хр. Геран — 2264 м. Глубина расчленения хребта — до 800–1000 м, на отдельных участках междуречья приобретают альпинотипный облик с хорошо сохранившимися карами, но чаще они имеют массивные, сглаженные очертания. ЮВ склоны Джугджура короче СЗ и более интенсивно расчленены долинами рек. Наиболее крупные реки территории и (или) их главные притоки (Мутэ, Мамай, Алунье, Етара, Онектогин и др.) берут начало на Джугджуре и, пересекая депрессию и хр. Прибрежный, впадают в Охотское море.

Максимальная высотная отметка хр. Прибрежного — 1662 м (г. Прибрежная) при средних высотах вершин 800–1000 м над у.м.; относительные превышения местами более 1000 м. Хребет круто обрывается к морю, высота прибрежных обрывов достигает 300–400 м. Лишь на юге прослеживается полоса сниженных выровненных междуречий с абс. высотами до 150–200 м, представляющих собой поднятый борт Удской депрессии, расчлененный низовьями рек Большой и Малый Джелон, Киран, Огне, Салагат и др. Склоны Прибрежного густо изрезаны долинами, а его междуречья часто имеют вид узких пилообразных гребней. В южной части территории хр. Прибрежный представляет собой уже не единую орографическую единицу, а разбивается на ряд массивов и коротких хребтов. Побережье Охотского моря изрезано многочисленными бухтами, генеральное направление береговой линии определено разломами СВ простирания. На всем протяжении берег абразионно-тектонический.

По хр. Джугджур проходит водораздел бассейнов Северного Ледовитого и Тихого океанов. С его СЗ склона берут начало притоки Алдана и Май (Учур, Маймакан, Батомга и др.), а ЮВ дренируется реками охотоморского бассейна. Благодаря многочисленным перехватам реками охотского склона верховьев рек алданского бассейна происходит постепенная миграция водораздела вглубь материка. Реки алданского склона значительно длиннее приохотских рек и их местный базис эрозии (р. Мая) расположен на 600–700 м выше, чем уровень Охотского моря. Долины притоков Май даже в верховьях широкие, корытообразные, в то время как долины охотоморских рек в верховьях имеют вид каньонов и ущелий. Лишь в низовьях их поперечный профиль становится трапецевидным и ящикообразным. По своему характеру реки относятся к горному и полугорному типам: скорости течения достигают 1–2 м/с, русла нередко порожистые, продольный профиль крутой.

Климат Западного Приохотья формируется под влиянием муссонной циркуляции умеренных широт (Южная часть..., 1969). Зимой над азиатским континентом устанавливается антициклон, а в СЗ части Тихого океана — область низкого давления. Эти барические центры вызывают устойчивые воздушные течения с материка в сторону океана, которые несут сухой и холодный континентальный воздух. Летом область низкого давления располагается над материком. В результате возникает летний муссон, приносящий с океана на сушу влажный морской воздух. На побережье он снижает температуры и приносит большое количество осадков.

В среднем в регионе выпадает до 400—500 мм осадков в год, в прибрежной части количество осадков возрастает до 600—800 мм. До 70% их годового количества приходится на лето и сентябрь. Нередко выпадение летних осадков носит ливневой характер, что приводит к резкому подъему уровня рек (до 2—4 м), затоплению поймы и к значительным смещениям русел. В приморской части лишь 10—20% годовой суммы осадков выпадает в виде снега. Распределение снежного покрова крайне неравномерное, в среднем его высота составляет 50—70 см, однако на некоторых участках он может отсутствовать вовсе.

Суммарная солнечная радиация колеблется от 70 до 115 ккал/см². Число дней со снежным покровом — 200—220, средняя температура января на побережье — -20 ... -23 °С, вглубь материка она понижается до -30 ... -32 °С. Продолжительность безморозного периода около 60 дней во внутриконтинентальных районах и до 100 дней в приморской части. Лето не только короткое, но и прохладное: средняя температура июля — +15,4 °С (ст.н. Джана), а на побережье (ст.н. Чумикан) — +12 °С. Это во многом обусловлено охлаждающей ролью Охотского моря летом, температура поверхностных вод которого в июле — августе лишь +10 ... +12 °С. Среднегодовая температура в прибрежной части (ст.н. Аян) составляет -3 ... -3,3 °С, в горной (ст.н. Джана) — -5,7 °С, а во внутриматериковой несколько ниже — до -14,1 °С (ст.н. Усть-Майское), здесь климат более континентальный (Справочник по климату СССР, вып. 25).

Направление ветра в приземном слое довольно сильно отличается от общего направления муссонного переноса, что обусловлено ориентировкой хребтов и положением крупных долин. В целом для региона характерны значительной силы стоковые ветры, которые обрушиваются с Джугджура в Лантаро-Немуйскую депрессию и на побережье по долинам рек ЮВ простираются. Особенно усиливаются ветры осенью

и зимой, в горах местами их скорости достигают 40 м/с (Никольская, 1977). Среднегодовая скорость ветра (ст.н. Аян) составляет 3,3 м/с.

Реки как алданского, так и охотского бассейна по своему режиму относятся к восточносибирскому типу. Они характеризуются довольно высоким весенним половодьем, значительными летне-осенними паводками, низкой зимней меженью. Нередко реки промерзают до дна, что приводит к образованию наледей, а иногда и к полному прекращению руслового стока. Ледостав происходит в первой половине октября, а ледоход — во второй половине мая. Питание рек смешанное — снеговое и дождевое, а также за счет вод сезонно-талого слоя. Охотское море бурное, средняя высота прилива достигает 3,2 м. Таяние льдов заканчивается в июне — начале июля.

В осевой части хр. Джугджур мощность многолетнемерзлых пород (Методика мерзлотной съемки, 1979; Геокриология СССР, 1989) достигает 200–400 м, а на западном и восточном склонах — от 100 до 300 м. По ЮВ подножию хребта проходит северная граница южной геокриологической зоны островного распространения вечной мерзлоты, и южнее (в Лантаро-Немуйской депрессии и на хр. Прибрежном) площадь многолетнемерзлых пород составляет от 40 до 60%.

Район относится к зоне хвойных (таежных) лесов с господством представителей северотихоокеанской — северобореальной (охотско-камчатской) флоры (Дальний Восток, 1961). Горный рельеф обусловил высотную поясность в распространении растительности и почв. На пойме и низких надпойменных террасах произрастают долинные леса из благовонного тополя, чозении, ивы, пихты белокорой, ели аянской, лиственницы даурской. До высот 250–500 м над у.м. распространены горные лиственничные леса на слабо оподзоленных маломощных (десятки см) щебнистых горноподзолистых почвах. На высотах от 500–600 до 900–1100 м над у.м. развит тихоокеанский флористический комплекс (Никольская, 1977) — кедровый стланик, разнообразные кустарнички — рододендрон, кассиопея и др. Выше 800–1100 м на горно-тундровых почвах распространены вересково-лишайниковые горные тундры и гольцы (Южная часть..., 1969). Изложенная схема поясности осложняется влиянием экспозиции, характера горных пород, удаленности от моря и т.п. Так, по долинам и на защищенных от ветра участках лес может подниматься до высот 1300–1400 м над у.м., а кедровый стланик на побережье опускается к урезу.

На описываемой территории выделяется пять разновозрастных комплексов пород: архейский, раннепротерозойский, палеозойский,

мезозойский и кайнозойский. Архей представлен различными гнейсами и кристаллическими сланцами джанинской серии, описанными в верховьях рек Киранкан и Авлаякан. К раннему протерозою относится метаморфический комплекс, включающий различные по составу гнейсы, мигматиты, амфиболиты, кристаллические сланцы лавлинской и куманской свит (бассейн р. Немуй).

В центральной части хр. Джугджур и на его восточном склоне обнажается анортозитовый массив раннепротерозойского возраста, анортозитами сложен и хр. Геран. Центральная часть массива сложена гигантозернистыми лабрадоритами, а по периферии вскрываются анортозиты и габбро-нориты. Формирование подобных массивов происходит на глубинах порядка 10–15 км. Вдоль разломов породы рассланцованы и милонитизированы, широко развиты зоны пиритизации. К раннему протерозою относятся также гнейсовидные плагиограниты (бассейны рек Немуй, Мутэ, Кундуми), кварцевые жилы и дайки диорит-порфириров.

Породами палеозоя сложена северная часть хр. Прибрежного, они выходят в бассейнах рек Маймакан, Авлаякан, Немуй, Ирkinда, Лантарь и др. Осадочные образования представлены морскими отложениями ордовика, силура, девона и перми. Это различные известняки, в том числе мраморизованные, углисто-глинистые сланцы, доломиты, кварциты, аргиллиты, песчаники, конгломераты и т.п., смятые в крутые складки СВ простирания. Позднепалеозойские интрузивы представлены амфиболитизированными габбро, габбро-диабазами, диабазовыми порфиритами и габбро-диоритами, а также гранитами и гранодиоритами. Все палеозойские породы рассечены многочисленными разломами и трещинами и подвергнуты интенсивному рассланцеванию, катаклазу, тектоническому брекчированию.

Мезозойские породы — это в основном вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования среднего или кислого состава и интрузии гранитоидов. Эффузивы широко распространены на западном склоне хр. Джугджур, ими сложена Ю и ЮВ часть территории (хр. Прибрежный). Их мощность колеблется в значительных пределах — от десятков метров до нескольких километров. Интрузивы как бы обрамляют Джугджурский анортозитовый массив, а также встречаются в виде обособленных массивов в пределах хр. Прибрежного (горы Нядалы, Мотон и др.).

Кайнозойские отложения подразделяются на элювиальные, аллювиальные, озерные, склоновые, ледниковые, морские, флювио-

гляциальные и др. и представлены валунниками, галечниками, песками, суглинками, реже глинами.

Метаморфический комплекс архея и нижнего протерозоя, а также палеозойские породы смяты в крутые складки СВ простирания. Дислокации юрских и меловых вулканогенно-осадочных пород менее значительные — это преимущественно пологие брахискладки с углами падения крыльев от 10–15 до 30–35°, однако простирание складок остается прежним — северо-восточным.

Исследователи района отмечают исключительно важную роль дизъюнктивных нарушений — разломов различного возраста и простирания, с которыми связаны обширные (шириной до 2 км) зоны дробления, рассланцевания и гидротермальной проработки пород (Геология СССР, 1966). Существенно преобладают нарушения СВ простирания — в основном это крутые сбросы и взбросы. Это наиболее древние разломы, наследующие ориентировку структур фундамента, которые свидетельствуют о наличии здесь грандиозной (шириной до 60–120 и длиной более 1000 км) зоны глубинного разлома СВ простирания, охватывающего районы сочленения Сибирской платформы, Становой и Монголо-Охотской складчатых областей. Зона заложилась в протерозое, впоследствии неоднократно активизировалась и являлась главной структурой, контролирующей внедрение разновозрастных интрузий. Существование такой зоны подтверждается и геолого-геофизическими данными — наличием крупной гравитационной ступени в поле силы тяжести. Этот глубинный разлом, развивавшийся на стыке разнородных геотектонических зон, контролирует переход от континентального типа земной коры к переходному типу и приурочен к изгибу поверхности Мохоровичича. Мощность земной коры на этом участке шириной 60–100 км изменяется от 37,5 и более км под платформой до 32,5–27 км на шельфе Охотского моря. Подобные разломы оказывают существенное, иногда решающее влияние на весь ход геологической истории прилежащих территорий (Лишневецкий, 1969; Алексеев, 1977; Красный, 1977).

В настоящее время морфологически наиболее хорошо в этой зоне выражен так называемый Восточно-Джугджурский разлом, окаймляющий с ЮВ анортозитовый массив. Он представлен серией кулисообразных нарушений, смещенных по плоскостям более поздних разломов СЗ и С простирания, контролируется широкими зонами дробления и милонитизации пород (Терентьев, 1964). В рельефе выражен крутыми уступами высотой до 1000 м (междуречье Мутэ — Тугэдяк),

к нему приурочены грабенообразные понижения шириной в 1–2 км (междуречья Первый Кений — Второй Кений, Мутэ — Тугэдяк).

Помимо разломов СВ простираения наблюдаются нарушения СЗ и меридионального направления. Возраст их, по-видимому, преимущественно позднемезозойский — по ним внедрялись молодые меловые интрузии гранитоидного состава. Протяженность тектонических нарушений СЗ простираения от 5–6 до 10–12 км. По своему характеру это преимущественно сбросы, реже сдвиги.

Подавляющее большинство разломов неоднократно подновлялось во время мезозойской и неоген-четвертичной активизации, о чем свидетельствует приуроченность к ним разновозрастных интрузий и излияний лав, а также крутых уступов рельефа высотой в несколько сотен метров.

Исследуемый регион входит в состав внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса и является складчатым обрамлением юго-востока Сибирской платформы. В структурно-тектоническом плане здесь выделяется Сибирская платформа, складчатая зона Становика-Джугджур, подвергнувшаяся в мезозое активизации, а также Удской краевой прогиб — пограничная с Монголо-Охотской складчатой областью структура (Геология СССР, 1966).

Список литературы

Алексеев М.Д. О влиянии трещинной тектоники на процессы абразии на северо-западном побережье Охотского моря // Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. С. 14–19.

Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М.: Недра, 1989. 515 с.
Геология СССР. М.: Недра, 1966. Т. 19. Ч. 1. 736 с.

Дальний Восток: Физико-географическая характеристика. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 439 с.

Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики. М.: Недра, 1977. 175 с.

Лишневский Э.Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. С. 29–37.

Методика мерзлотной съемки / Под ред. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1979. 358 с.

Никольская В.В. Физическая география Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1977. 128 с.

Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. Вып. 26. Ч. II. 312 с.

Терентьев В.М. Джугджурская зона глубинных разломов как пример пограничных структур на стыке платформенных и складчатых областей // Глубинные разломы. М.: Недра, 1964. С. 111–120.

Южная часть Дальнего Востока: Природные условия и естественные ресурсы СССР. М.: Наука, 1969. 422 с.

ЧАСТЬ 1. МОРФОСТРУКТУРЫ НАГОРЬЯ ДЖУГДЖУР

Глава 1.1. Узловая морфоструктура: понятие, определение, классификация

Среди морфоструктурных исследований горных сооружений особое место занимает вопрос своеобразия рельефообразования в местах, зонах, узлах сочленения морфоструктур разного порядка (Герасимов, Ранцман, 1973; Ранцман, 1977; Александров, Мелекесцев, 1977; Александров, 1978; Авенариус, 1978, 1985). Установление характера взаимоотношений сочленяющихся морфоструктур и особенностей строения рельефа в зонах сочленения дают предпосылки к определению планетарных черт рельефа и развивают общую теорию горообразования. Вместе с тем пограничные, контактные или шовные геоморфологические образования, характеризующиеся специфическим рельефом, чутко реагирующим на любые морфоструктурные и морфоскульптурные изменения, являются первоочередными объектами геоморфологической корреляции (Чичагов, 1985).

Решению проблем морфоструктурного анализа горных сооружений в общем и строения зон сочленения морфоструктур в частности мешают, во-первых, разное понимание исследователями терминологии морфоструктурного анализа (Флоренсов, 1978а, 1985б; Герасимов, 1978; Ласточкин, 1980; Асеев, Благоволин, 1981; Юшматов, 1985; Горелов, Хуляков, Золотарев, 1985); во-вторых, недостаточная разработанность классификации морфоструктур (Сваричевская, 1975; Думитрашко, 1975; Чичагов, 1976; Уфимцев, 1984; Аристархова, 1985). Не останавливаясь на дискуссионных вопросах понятия «морфоструктура», критическому анализу которого посвящено большое количество работ ведущих советских геоморфологов, укажем, что под морфоструктурой, вслед за И.П. Герасимовым (1946, 1969, 1978), автор понимает формы рельефа, созданные тектоническими движениями земной коры в их взаимодействии с процессами денудации и аккумуляции. Это определение соответствует термину «структурная форма рельефа», предложенному Н.А. Флоренсовым (1978а, 1978б), и отвечает геоморфологическому аспекту термина «морфоструктура», в отличие от геологического понимания морфоструктуры как соотношения земной поверхности и особенностей геологической структуры (Горелов, Худяков, Золотарев, 1985). Определение границ понятия «морфострукту-

ра» является необходимым, но недостаточным элементом начального этапа морфоструктурного анализа. Не менее важно выбрать критерии типизации морфоструктур, на основании которых будет проведена их классификация. Однако общепринятой классификации как планетарных, так и региональных морфоструктур пока не создано (Чичагов, 1976). Типизация морфоструктур проводится на разных принципах обобщения. Например, Ю.А. Мещеряков (1965) классифицировал платформенные морфоструктуры на основе анализа соотношений равнинного рельефа разного генезиса и возраста с древней структурой: прямые, обращенные, смешанные и смещенные морфоструктуры. Сходные принципы лежат в основе классификации морфоструктур Восточно-Сибирской платформы С.С. Коржуева (1974). З.А. Сваричевская (1974) строит свою классификацию гор на положении о различной интенсивности и амплитуде новейших тектонических поднятий.

Если принять положение о том, что морфоструктуры Земли в зависимости от приуроченности к континентам и океанам могут быть объединены в три главные крупные группы: континентальные, океанические и переходные зоны, — то в дальнейшем морфоструктуры могут быть классифицированы по морфологии (линейные, центральные и др.), размерам, высоте, возрасту, способу образования, глубине заложения, степени тектонической активности, отношению к предшествующим геологическим и тектоническим структурам (Чичагов, 1976). Среди критериев классификации морфоструктур горных сооружений наиболее традиционной является их генетическая типизация. Выделяются эпигеосинклинальные, эпиплатформенные и рифтовые сооружения (Горелов, 1984). Существуют многокомпонентные классификации, где учитываются положение горного сооружения в морфоструктурах более высокого порядка, роль литологии, соотношение с древним структурным планом, возраст (Думитрашко, 1976). Широкое распространение получила неотектоническая классификация гор, разработанная на основе типов неотектонических деформаций земной коры (Уфимцев, 1984). В основу морфогенетической классификации С.М. Тащи и В.В. Ермошина (1982) положен ведущий процесс эндогенного конструктивного геоморфогенеза, что определяет тип морфоструктуры.

По мнению автора, наиболее существенным критерием для типизации морфоструктур горных сооружений является положение последних в морфоструктурах высших таксономических рангов. Можно согласиться с Н.В. Думитрашко (1976), которая указывала на положение горного сооружения в морфоархитектурах Земли как

на ведущий критерий определения типа морфоструктуры. Под морфоархитектурами она, вслед за И.П. Герасимовым (1959), понимала «...наиболее крупные морфологические элементы земной поверхности (элементы высшего порядка), определяющие главные черты рельефа материков и дна океанов», при этом отмечалось, что «очень важным является соотношение морфоструктур горных сооружений с соседними платформами и блоками срединных массивов. От сжимающих усилий этих жестких «тисков» зависит характер морфоструктур, расположенных между ними горных систем, серии характерных для них разломов, особенностей воздымания и опускания отдельных частей горной страны» (Думитрашко, 1976).

На основании определения ведущего критерия типизации нами выделены типы горных сооружений: 1) внутренней зоны; 2) внешней зоны; 3) зоны сочленения. Горные сооружения зоны сочленения, в свою очередь подразделяются на шовные и узловые (рис.1.1–1).

Первые являются пограничными морфоструктурами, развивающимися в зонах контакта субпараллельных структур. Узловые морфоструктуры приурочены к зонам сочленения двух или нескольких морфоструктур.

Впервые термин «морфоструктурный узел» в геоморфологию ввели И.П. Герасимов и Е.Я. Ранцман (1973), которые понимали под ним пересечение крупных морфоструктурных линеаментов, т.е. зон интенсивных новейших дислокаций пликативного и дизъюнктивного характера, ясно выраженных в современном рельефе. Зона или узел пересечения морфоструктурных линеаментов представляет самостоятельную морфоструктуру, для которой характерны: 1) интенсивная деформация и дробление земной коры; 2) использование речной сетью систем многочисленных разрывов и трещин; 3) усиление дифференциации и движений в местах пересечения линеаментов; 4) сочетание различных типов рельефа (крутых горных склонов и плоских подгорных равнин, узких ущелий, тектонических уступов и плосковершинных хребтов); 5) более пестрый по сравнению с соседними участками состав пород. Тектоническая активность морфоструктурных узлов выше, чем линеаментов (Ранцман, 1977).

Развивая положения И.П. Герасимова и Е.Я. Ранцман о том, что морфоструктурные узлы представляют самостоятельный тип, И.Г. Авенариус (1978) выделила узловые морфоструктуры. При этом она значительно расширила понятие, определив им особый тип горных сооружений.



Рис 1.1—1. Классификация узловых морфоструктур и их место в классификации морфоструктур горных поясов

К узловым морфоструктурам относятся нагорья Малого Кавказа и Памир, от которых отходит дивергирующая система сложно построенных узловых морфоструктур. Определяющим моментом их возникновения, по И.Г. Авенариус, являются горизонтальные перемещения жестких платформенных клинообразных блоков (Аравийский и Индостанский сегменты). Сходные аномальные узловые морфоструктуры выделяют С.М. Александров и И.В. Мелекесцев (1977).

В молодых подвижных поясах присутствуют шовные или переходные зоны, разделяющие стабильные области (Леонтьев, 1968; Герасимов, Живаго, Коржуев, 1974). На выступах платформ в пограничной с шовной зоной области формируются морфоструктурные аномалии (Александров, 1978), для которых характерны: 1) дугообразное строение — изгиб основных морфоструктурных элементов; 2) аномально высокая активность новейших движений; 3) новейшая сейсмичность (Александров, Мелекесцев, 1977). Морфоструктурные аномалии или узловые морфоструктуры выделяются как в пределах межконтинентальных шовных зон — нагорья Малого Кавказа, Памир (Авенариус, 1978), так и в континентально-океанических шовных зонах — Восточно-Камчатская, Южно-Хоккайдинская (Александров, 1978).

Узловые сочленения не являются особым типом взаимоотношения геологических структур, свойственным только для сравнительно молодых мезо-кайнозойских образований земной коры. Они служат важным элементом структурного ограничения древних платформ (Ставцев, 1976) и приурочены к зонам сочленения древних платформ с подвижными поясами и пересечения в них крупных разломов.

Вышеуказанное позволяет считать узловые морфоструктуры характерным типом морфоструктур горных сооружений. Нами выделяются узловые морфоструктуры разного порядка. Морфоструктуры высшего порядка — это части архитектур, представляющие самостоятельные горные страны (Памир, Джугджур т.п.). Под узловой морфоструктурой высшего порядка мы понимаем зону сочленения нескольких морфоструктур, расположенную в сужениях или в краевых частях горных поясов, приуроченную к клиновидным выступам платформ, выраженную в виде нагорья. Узловые морфоструктуры среднего порядка — это зоны сочленения морфоструктур внутри горного сооружения типа хребет — хребет, впадина — хребет и т.п. Узловые морфоструктуры низшего порядка — зоны пересечения линейных элементов. Наряду с разнопорядковыми узловыми морфоструктурами нами выделяются однородные и разнородные их разновидности. Первые выражены в виде сочленения сходных морфоструктур. Разнородные узловые морфоструктуры представляют собой сложный тип взаимоотношений и возникают при сочленении различных морфоструктур (впадина — хребет, нагорье — система хребтов и т.п.).

Как известно, важным критерием классификации горных сооружений является тип тектонических деформаций, приведших к образованию морфоструктур: глыбовые, сводово-глыбовые, сводовые и т.п.

Он определяется положением региона в морфоструктуре более высокого порядка и типами сочленяющихся морфоструктур. Наиболее часто встречающимися случаями сочленения являются: 1) пересечение горных хребтов; 2) сочленения нескольких сводовых изометричных нагорий; 3) сочленение глыбовых горных сооружений и зон депрессий и т.д. При этом возможны случаи сочленения как однородных, так и гетерогенных в морфоструктурном отношении элементов.

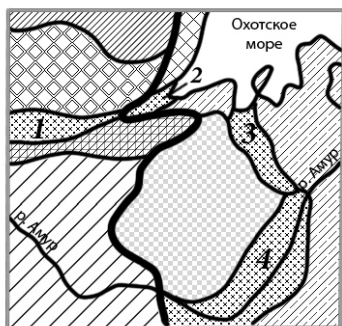
В приведенном выше определении узловой морфоструктуры высшего порядка подчеркнуто, что этому типу в рельефе соответствует нагорье. Термин «нагорье» был введен в русскую географическую терминологию П.П. Семеновым-Тянь-Шанским как перевод немецкого *hochland*. После перевода на русский язык работы К. Риттера «Землеведение Азии» (1859–1879) термин «нагорье», сильно переработанный и дополненный крупными русским географами и геологами П.П. Семеновым-Тянь-Шанским, И.Д. Черским, Т.Н. Потаниным, В.А. Обручевым, стал широко применяться в описаниях рельефа различных частей России и сопредельных стран (Мурзаев, Тимофеев, 1981). Э.М. Мурзаев и Д.А. Тимофеев указывают на два подхода к определению термина «нагорье»: 1) орографический, 2) структурный (морфоструктурный). Орографический смысл «нагорью» придавал А.А. Крубер: «Нагорье и горное поднятие отличаются от отдельной горы в том отношении, что оно имеет более значительное горизонтальное протяжение» (1923). Д.Н. Анучин трактовал «нагорье» как любые горные возвышенности, подразделяя их в зависимости от орографии на гребневые, хребтовые и т.д. Я.С. Эдельштейн понимал под нагорьем «...сравнительно не столь расчлененное более или менее обширное горное поднятие неправильных очертаний в плане... состоит из отдельных горных узлов, массивов, хребтов, платообразных возвышенностей и межгорных депрессий» (1933).

Структурный смысл в термин «нагорье» вкладывают С.С. Коржув и Д.А. Тимофеев (1959), которые под термином нагорье понимают обширный участок земной поверхности, характеризующийся сочетанием горных хребтов, массивов, плоскогорий, котловин, плато, долин, лежащий на высокоподнятом цоколе. По данным этих исследователей, нагорья формируются в подвижных складчатых зонах земной коры, осложненных отдельными глыбово-складчатыми поднятиями и опусканиями, иногда вулканизмом. Близкое определение дает Н.В. Башенина (1967), считающая, что нагорья по своей тектонической природе представляют срединные массивы.

Говоря о пространственных соотношениях, обусловленных историко-генетическими причинами, далее нами используется ряд категорий горного рельефа, предложенный Э.М. Мурзаевым и Д.А. Тимофеевым (1981): горный пояс — горная система — горная страна — горная цепь — горный хребет. Горный пояс — крупнейшее горное сооружение, протягивающееся на тысячи и десятки тысяч километров и объединяющееся не только пространственно, но и историей геолого-геоморфологического развития. Горная система — это крупное поднятие, сформировавшееся в течение одной геотектонической эпохи и имеющее пространственное и морфологическое единство (Мурзаев, Тимофеев, 1981).

Примером узлового нагорья в окраинно-материковом Восточно-Азиатском горном поясе является Ям-Алинь-Буреинское нагорье (рис. 1.1–2). Оно характеризуется торцовым сочленением с Тукурингро-Джагдинским глыбовым поднятием (Уфимцев, 1977). Резко очерченные границы на востоке проходят по западному борту Эворон-Чукчагырской депрессии и прослеживаются на север по долине р. Тором. С севера и юга нагорье ограничено Удской и Среднеамурской депрессиями. На западе граница проходит по подножию хр. Турана. В состав нагорья входят морфоструктуры, различные по характеру и интенсивности тектонических движений: 1) горные хребты Эзоп, Ям-Алинь, Дуссе-Алинь, Меванджа, являющиеся составными частями Ям-Алиньского сводового поднятия (Уфимцев, 1977); 2) глыбовые хребты с волнистым рельефом вершинной поверхности; 3) межгорные впадины: Верхнеамгуньская, Тырменская, Ниманская и др. Кайнозойские тектонические движения сформировали здесь контрастный рельеф (Чемеков, 1959, 1960; Афонский, 1970). Наиболее высокие хребты, Баджалский и Ям-Алинь, достигают высот соответственно 2640 и 2505 м, тогда как днища обрамляющих их межгорных депрессий лежат ниже 500 м. Разнообразие рельефа обусловлено не только размахом новейших тектонических движений, но и гетерогенностью субстрата. В целом для нагорья характерен эрозионно-тектонический, а для высокоподнятых хребтов эрозионно-ледниково-тектонический рельеф. К такому выводу приходят многие исследователи (Чемеков, 1960; Воскресенский, 1968; Худяков и др., 1972), несмотря на расхождение во взглядах на последовательность и время формирования горного рельефа.

Близкую геоморфологическую позицию занимает Охотско-Колымское нагорье. Орографически оно представляет собой сочетание



Условные обозначения:

- | | |
|--|--|
| | Ям-Алинь-Буреинское нагорье |
| | Учуро-Майское нагорье |
| | Становое нагорье |
| | Нагорье Джугджур |
| | Нагорье Нижнего Приамурья |
| | Тукурингро-Джагинская система хребтов |
| | Амуро-Зейская равнина |
| | Крупные межгорные депрессии |
| | 1. Верхнезейская |
| | 2. Удская |
| | 3. Эворон-Чукчагирская |
| | 4. Средне-Амурская |
| | граница Восточно-Азиатского пояса гор и равнин |

Рис. 1.1–2. Схема морфо-структурного районирования Восточно-Азиатского пояса на участке Ям-Алинь-Буреинского нагорья

по-разному ориентированных хребтов длиной 150–200 км (Маймаджинский, Омсукчанский), плато и плоскогорий, обособленных горных массивов, межгорных депрессий (Тауйская, Ямская, Гижигинская и др.). Сходство этой территории с вышеназванными узловыми нагорьями состоит в торцовом сочленении горной системы Черского с Колымским нагорьем и значительной контрастностью рельефа. Охотско-Колымское нагорье обладает сложным геологическим строением, заключающимся в сочетании меловых эффузивов, интрузий гранитоидов и древних палеозойских пород, сохранившихся в небольших глыбах (Баранова, 1967). Первично-вулканический рельеф глубоко срезан денудацией, и современный рельеф имеет эрозионно-тектоническое происхождение. Многие из наиболее высоких массивов и хребтов имеют инверсионное строение. Например, Ом-

сукчанский хребет в структурном отношении является грабен-син-клиналью. Поскольку вулканогенный рельеф мелового времени был разрушен в результате палеогеновой планации, в послеолигоценовое время при восходящем развитии территории был создан глубоко расчлененный эрозионно-тектонический среднегорный рельеф.

Из кратких характеристик четырех узловых морфоструктур можно сделать следующие выводы. Во-первых, морфоструктуры этого типа приурочены к подвижным планетарным зонам, выраженным в рельефе горными поясами. Последние занимают, как внутриконтинентальное положение, так и расположены на окраинах современного континента.

При этом положение узловой морфоструктуры контролируется выступами пограничных с горными поясами жестких платформенных клиньев. Для Альпийско-Гималайского пояса — это Аравийская и Индостанская платформы; для Восточно-Азиатского пояса — Амуро-Зейская и Охотоморская плиты. Во-вторых, для узловых морфоструктур характерно продольно-дуговое и поперечно-зональное строение основных морфоструктурных элементов, которые согласны в своем простираии с общим простираием горного пояса, что указывает на их тесную генетическую связь. Для Альпийско-Гималайского пояса — это субширотное, для Восточно-Азиатского пояса — субмеридиональное направления. В-третьих, образование современного горного рельефа, выразившееся в дифференциации олигоцен-миоценовой поверхности выравнивания на горные и депрессионные морфоструктуры, относится к неотектоническому этапу развития. Однако начало процесса и находится в возрастном интервале от среднего олигоцена до позднего миоцена. В-четвертых, все рассматриваемые узловые морфоструктуры характеризуются «возрождением» горного рельефа в позднем кайнозое. В-пятых, наиболее типичными деформациями, сформировавшими современные морфоструктуры, являются сводово-глыбовые. Они происходили по протяженным новейшим линеаментам, часто наследующим более древние глубинные разломы, что объясняет преобладание линейных или удлиненных морфоструктур над «кольцевыми». Морфоструктуры этого типа имеют ограниченное развитие и приурочены либо к позднекайнозойским вулканическим структурам (Малый Кавказ), либо к мезозойским гранитным интрузиям (Ям-Алинь-Буреинское, Колымское нагорья). В-шестых, вулканогенный рельеф широко распространен в регионах с интенсивным плейстоценовым и особенно голоценовым вулканизмом (Армянское нагорье). Морфо-

структуры, для территории которых прекращение вулканической деятельности отмечается в неогене и тем более в раннем палеогене, имеют денудационно-тектонический рельеф.

Причины дугообразного строения внутренних элементов узловых морфоструктур определяются неоднозначно. Сторонники «физизма» считают современное положение этих блоков земной коры изначальным, обусловленным конфигурацией предорогенных геосинклинальных прогибов в зависимости от положения срединных стабильных массивов (Синицын, 1955; Петрушевский, 1961). Другие исследователи особенности расположения структурных зон связывают с горизонтальными перемещениями большого масштаба, происходящими в течение кайнозоя (Пейве и др., 1964).

Предыдущими исследователями узловых морфоструктур лишь был поставлен вопрос о существовании этого типа морфоструктур. Остались неясными многие вопросы строения и происхождения рельефа в зонах узловых сочленений морфоструктур. К ним относятся: 1) соотношение мезозойских и кайнозойских структур; 2) приуроченность узловых морфоструктур высоких порядков; 3) роль денудации и тектоники при формировании рельефа; 4) место структур центрального типа в строении узловых морфоструктур; 5) типы тектонических деформаций, приведших к формированию современной морфоструктуры; 6) степень современной тектонической активности; 7) этапность и время формирования рельефа; 8) тип горообразования; 9) степень внутреннего подобия различных узловых морфоструктур.

Изучение нагорья Джугджур привело автора к выводу о принадлежности этого горного сооружения к классу узловых морфоструктур и позволило ответить на некоторые вопросы происхождения и развития рельефа в местах сочленения разнотипных морфоструктур.

Глава 1.2. Основные черты узловой морфоструктуры Джугджура

1.2.1. Изученность морфоструктуры

В 1974–1975 гг. внимание исследователей было привлечено к морфоструктурному строению Джугджура. Был проведен цикл неотектонических исследований Ф.С. Онуховым, М.Д. Алексеевым, Г.Ф. Уфимцевым. Итогом этих работ явились схемы морфоструктурного строения Аянского сектора Джугджура (Алексеев, Онухов,

Уфимцев, 1977). Было проведено неотектоническое районирование территории (Уфимцев, 1977), в горном рельефе побережья Охотского моря обнаружены сейсмодислокации, подтверждающие сейсмическую активность горного сооружения Джугджура (Алексеев, Онухов, Уфимцев, 1975). Неотектонический анализ территории привел этих исследователей к выводу, что крупное поднятие Джугджура, обычно относимое к категории сводово-глыбовых, отличается от большинства сводов. Рисунок гидросети и морфология вершинной поверхности указывают, по их мнению, на глыбовое строение Джугджура. М.Д. Алексеевым, Ф.С. Онуховым и Г.Ф. Уфимцевым было выделено две тектонические подзоны: прибрежная, охватывающая Лантаро-Немуйскую депрессию и хребты Прибрежный и Промежуточный; и северная, охватывающая продольное глыбовое поднятие центральной части Джугджура. Обе выделенные подзоны характеризуются сочетанием глыбовых ступенчатых поднятий и линейных внутренних впадин.

Другая группа исследователей (А.П. Кулаков, С.М. Тащи, В.В. Ермошин) указала на сложное морфоструктурное строение территории с преобладанием структур центрального типа различных порядков (1977, 1980). Морфоструктурные построения позволили этим исследователям отнести Джугджур к ЮВ флангу Алданской мегаморфоструктуры центрального типа (Кулаков, 1980). В свою очередь, Джугджурское поднятие, по его мнению, состоит из целого ряда структур центрального типа более низкого порядка (Лантарская, Киранская и др.). В.В. Ермошин (1980, 1983) изучал одну из низкопорядковых структур и пришел к выводу, что Киранская кольцевая структура представляет собой полусвод, «обрезанный» с востока системой разломов, проходящих вдоль побережья Охотского моря. Таким образом, к настоящему времени действуют две модели морфоструктурного строения Джугджура. Одна основывается на предположении о том, что его морфоструктура определяется сочетанием структур центрального типа, другая — сочетанием блоков и глыб. Отсутствие единых взглядов на преобладание тех или иных структурных элементов в строении окраины Евразии привело к возникновению проблемы времени, последовательности и причин образования морфоструктур. Последнее обстоятельство сказалось на геоморфологическом районировании этой территории, которое, как правило, проводилось на морфоструктурной основе (Дзевановский, 1939; Чемеков, 1966, 1975; Худяков, 1968, 1972; Воскресенский, 1980; Ананьев, 1982; Никольская, 1982).

Однако отсутствие единой общепринятой морфоструктурной схемы привело к тому, что одни исследователи относят к Джугджуру только линейное поднятие хр. Джугджур, а Прибрежный хребет, по их мнению, входит в состав Монголо-Охотского глыбового сооружения (Гашенин, Чемеков, 1966; Худяков, 1968). Другие делят исследуемую территорию на две самостоятельные СЗ и ЮВ части, имеющие различный возраст и генезис (Никольская, 1962).

В работах, посвященных вопросам районирования, отсутствует единая терминология, применяемая к горному сооружению Джугджура. В ранних исследованиях (Ганешин, Чемеков, 1966; Худяков, 1968) применяется термин «хребет»; позднее используются термины «горная система», «нагорье» и «хребет» (Чемеков, 1975; Геоморфологическое..., 1980; Ананьев, 1982).

В справочной географической литературе нет единого толкования геоморфологической позиции Джугджура. По одним источникам (Краткая географическая энциклопедия, 1960) — это горная страна, вытянутая вдоль побережья Охотского моря от верховьев р. Учур до р. Улья, образованная системой хребтов. Составители «Энциклопедического словаря географических названий» (1977) Джугджуром называют горы в Хабаровском крае, вытянутые вдоль побережья Охотского моря.

Таким образом, несмотря на определенные успехи в решении основных проблем геоморфологии Западного Приохотья и Джугджура, у исследователей этой территории по ряду вопросов существуют принципиальные расхождения. Это относится к проблемам морфоструктурного строения, происхождения и возрастной характеристики поверхностей выравнивания, истории формирования долинной сети и некоторых других. С целью решения геоморфологических проблем нагорья необходимо определить: 1) геоморфологическую позицию Джугджура в системе горных сооружений востока Евразии и тип его морфоструктуры; 2) причины образования; 3) происхождение крупных и мелких черт строения рельефа; 4) время образования рельефа и морфоструктуры.

1.2.2. Геолого-структурная основа

В геологическом отношении нагорье Джугджур представляет гетерогенное горное сооружение, в состав которого входят различные образования, начиная от нижнепротерозойских габброидов и гранитоидов до вулканитов верхнего мела. Реже на территории нагорья

встречаются выходы субвулканических интрузий, относимых к раннему палеогену (Чепыгин, 1978).

Выделяются четыре возрастных комплекса пород: протерозойский, палеозойский, мезозойский и кайнозойский, — последний из которых представлен преимущественно неоген-четвертичными отложениями. К нижнему структурному ярусу относится протерозойский комплекс пород, объединяющий глубокометаморфизованные образования, представленные сланцами, и древние интрузии габбро-анортозитового и плагиогранитного состава. Метаморфические породы нижнего протерозоя сохранились главным образом в виде останцов кровли на анортозитах и плагиогранитах и выходят на поверхность лишь на крайнем юго-западе исследуемой территории (бассейны рек Киран, Немуй). Более широко представлены интрузии протерозоя, особенного основного состава, образующие Джугджурский анортозитовый массив. Он вытянут в СВ направлении от верховьев р. Немуй до нижнего течения р. Алдомы. Изучение массива позволило В.П. Прохорову (1974) отнести его к батолитоподобному интрузивному телу со сложной поверхностью кровли и контактами, которые первично круто погружались от центра массива. Как считают В.Н. Мошкин (1968), А.М. Ленников и В.Л. Мукосеева (1966), формирование подобных массивов происходило на значительных глубинах, превышающих 10–12 км. К началу ордовика на месте ЮВ склона Джугджура образовался геосинклинальный прогиб, который заканчивался в бассейне р. Алдомы. В нем накапливались преимущественно морские терригенно-хемогенные, терригенные и хемогенные осадки (рис. 1.2.2–3). Палеозойский комплекс представлен осадочными породами геосинклинального ряда.

В раннем девоне произошла тектоническая активизация Монголо-Охотской области с образованием мелководного бассейна, в котором накапливались известняки, алевролиты, конгломераты (уйкинская свита, по В.И. Гольденбергу, 1968). Эти отложения распространены в среднем течении р. Лантарь и в бассейне р. Улуйкан. Живетские и франские отложения встречаются на СЗ крыле аянского антиклинория и характеризуют терригенную формацию миогеосинклинального бассейна (Чемеков, 1975). На охотском склоне известны фаменские отложения, описанные В.И. Гольденбергом и Л.И. Красным (1955, 1960). Карбон в пределах Джугджура представлен ландорской свитой (Гольденберг, 1968). Это темные, почти черные углистые сланцы с остатками растительности, встречающиеся

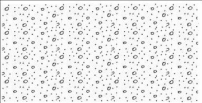
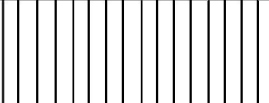
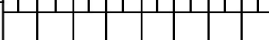
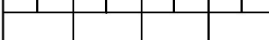
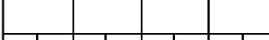
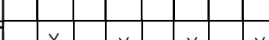
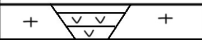
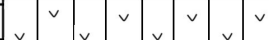
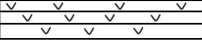
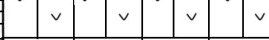
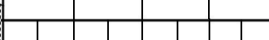
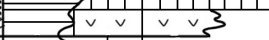
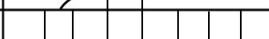
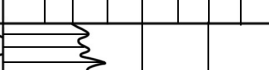
Эра		Период		Литология	Палеогеографическая обстановка											
KZ		Q														
		N	N ₂	Отложения отсутствуют												
			N ₁													
		P	P ₃													
			P ₂													
P ₁																
MZ		K	K ₂													
			K ₁													
		J		Отложения отсутствуют												
T		Отложения отсутствуют														
PZ		P														
		C														
		D														
		S														
		O														
		Э														
		Э														
PR	PR ₃															
	PR ₂															
	PR ₁															

Рис. 1.2.2–3. Палеогеоморфологическая обстановка и условия осадконакопления на площади, занимаемой ныне нагорьем Джугджур. Составлено автором с дополнением по материалам Ю.Ф. Чемякова (1975)

Условные обозначения:

- | | |
|---|--|
|  | рыхлые отложения (пески, галечники, валунники) |
|  | терригенно-осадочные породы (песчаники, алеквриты, конгломераты и др.) |
|  | терригенно-вулканогенные породы (туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты) |
|  | вулканогенные породы (лавы андезитобазальтового состава) |
|  | метаморфические породы (гнейсы, плагиогнейсы, глинистые сланцы) |
|  | интрузивные породы кислого и среднего состава |
|  | интрузивные породы основного состава |
|  | перерыв осадконакопления |
|  | поверхности размыва |

Палеогеографические обстановки

Субаквальный рельеф:

- | | |
|---|-----------------------------|
|  | мелководный морской залив |
|  | глубоководный морской залив |

Субаэральный рельеф:

- | | |
|---|---|
|  | глубоко расчлененный среднегорный рельеф |
|  | среднегорный-низкогорный рельеф |
|  | низкогорный мелкосопочный рельеф |
|  | вулканогенный среднегорный и низкогорный рельеф |

на Аянском полуострове. К перми предположительно относят терригенную акаринскую свиту, сложенную конгломератами с прослоями глубоководных песчаников. Она развита в бассейне р. Ийканды и на водоразделе рек Кислый и Немуй.

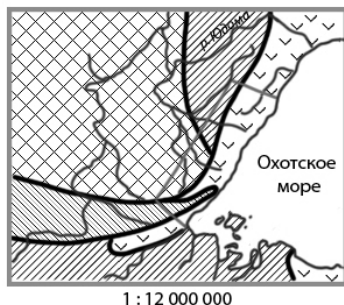
Мезозойский комплекс объединяет толщи вулканогенно-осадочных пород и интрузии гранитоидов. К нерасчлененным верхней юре — нижнему мелу Л.И. Красный и Ю.Ф. Чемяков (1955) относят эффузивно-терригенную джелонскую свиту, представленную конгломератами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами с прослоями углистых сланцев, туфами и туфобрекчиями. Отсутствие триасовых и нижнеюрских отложений и положение джелонской свиты на границе юры и мела свидетельствуют о заложении в поздней юре прогиба, положение которого частично наследует современный хр. Прибрежный. Тектонические движения сопровождались вулканизмом, который устанавливается по присутствию в джелонской свите туфового материала. О расширении вулканической деятельности в раннем мелу свидетельствует широкое развитие вулканитов немуйской, магейской, мотаринской и тунумской свит. Первая и вторая относятся к нижнему мелу, две других — к верхнему (Красный и др., 1955; Гольденберг, 1968; Левитан, Чернявский, 1968; Чепыгин, 1978; Гурьянов, 1982). Эти образования представлены андезитами, андезитовыми порфиритами, туфами смешанного состава и другими средними и основными вулканитами. Описываемые породы залегают полого с углами падения пластов $2-5^\circ$, реже — $10-15^\circ$ и образуют единый вулканический комплекс. Следует подчеркнуть, что ранее в пределах бассейнов рек Магей, Нагим, Маймакан, Батомга и в верховьях р. Ульи (Зубков, 1960; Ставцев, 1963, 1965; Гольденберг, 1973) выделялась нижнепалеогеновая мевачанская свита, породы которой имели субгоризонтальное залегание и были представлены андезито-базальтами, андезитами, базальтами и их туфами. Расчленение вулканитов базировалось исключительно на литолого-петрографических признаках. По мнению В.Е. Чепыгина (1978), эти признаки не всегда выдерживались из-за недостаточно детального изучения внутреннего строения свит в целом и неопределенности стратиграфического положения однотипных пород. В результате геологических работ, проведенных в последние годы, палеогеновый возраст выделенных ранее вулканических свит не подтвердился; эти образования были отнесены к верхнему мелу, в составе которого была впервые выделена тунумская свита, представленная туфами, игнимбритами липа-

рито-дацитов и дацитов (Чепыгин и др., 1978; Гурьянов и др., 1978). Она расположена на междуречье рек Улита — Тунум, Ньюбу — Улеса, Бургана — Магей — Мотара (СЗ склон Джугджура). Покровные и частично экструзивные образования тунумского комплекса перекрывают, а субвулканические — прорывают немуйские, магейские, мотаринские эффузивы, будучи сами прорваны позднемеловыми гранитоидами джугджурского комплекса.

Таким образом, в конце юры — начале мела отмечается усиление тектонической активности, сопровождающейся вулканической деятельностью. В зонах глубинных долгоживущих разломов, ограничивающих относительно жесткую структуру осевой части Джугджура (Джугджурский анортозитовый массив) возникли прогибы: Предджугджурский на северо-западе и Приохотский на юго-востоке. В них существовали вулканические постройки центрального типа, по периферии которых накапливались эффузивно-терригенные толщи.

Тектоническое положение Джугджура в системе структур Дальнего Востока определяется расположением на стыке разнородных и разновозрастных геолого-структурных элементов. С севера в бассейне рек Челасин и Комуй своеобразным клином прослеживаются структуры Верхоянской складчатой системы (Ставцев, 1968) (рис. 1.2.2—4). С запада Джугджур граничит с восточным флангом активизированного края Сибирской платформы. С юга и юго-запада подходят складчатые структуры Становика и Удской депрессии, которая некоторыми исследователями (Кулаков, 1980) относится к северо-восточному окончанию Байкальской рифтовой системы. С востока площадь исследования ограничена шельфом Охотского моря с его сложной гетерогенной структурой; в область шельфа продолжаются структурные системы континентального материкового побережья.

Здесь выделяются предположительные продолжения аянского антиклинория, отчасти — позднепалеозойских структур Западного Приохотья (Монголо-Охотская складчатая система), эффузивные и интрузивные структуры позднеюрского и позднемелового возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Строение..., 1976; Пушаровский и др., 1977; Строение дна..., 1981). Ранее М.С. Марков и соавт. (1967) высказывали предположения о продолжении на северо-востоке Сихотэ-Алиньской складчатой зоны: через шельф Охотского моря к Корякскому хребту. Сейчас это предположение отвергается данными о продолжении в область северного мелководья стабильных структур срединного массива (Гнибиденко, 1979). С северо-востока в пределы



Условные обозначения:

-  Сибирская платформа
-  Глыбовая зона Становика-Джугджура
-  Восточно-Азиатская складчатая область и её элементы:
АО – Амуро-Охотская складчато-глыбовая ветвь
ВК – Верхояно-Колымская складчатая ветвь
-  Восточно-Азиатский вулканический пояс
-  Границы между главнейшими структурами
-  Границы исследуемой территории

Рис. 1.2.2–4. Схема главнейших структур Хабаровского края и Амурской области (Онихимовский, 1968)

горного сооружения Джугджура заходят Предджугджурский и Ульинский прогибы Охотско-Чукотского вулканогена. Таким образом, современные морфоструктуры Джугджура располагаются в узле сочленения разных тектонических структур Дальнего Востока СССР.

Это привело к тому, что Ю.А. Косыгин (1965), Е.А. Басков и др. (1966), В.Н. Шатский (1966), Г.Н. Спизарский (1971), В.Е. Хайн (1979) относят зону Становика-Джугджура к активизированной окраине платформы, а Л.И. Красный (1977), А.Л. Ставцев (1968), В.Е. Онихимовский (1968) считают эту территорию самостоятельной областью магматической активности в зоне глубинных разломов. По мнению А.К. Башарина (1967), Становой геосинклинальный пояс, в том числе и область Джугджура, представляет собой приподнятую полосу выходов пород «станового комплекса», разделяющую Монголо-Охотский геосинклинальный пояс и Сибирскую платформу. Вместе с этим широкое развитие мезозойских вулканитов в сочетании с интрузиями меловых гранитоидов, выполняющих Предджугджурский, Приохотский и Ульинский наложенные прогибы, позво-

лило отнести эту область к окраинно-материковому вулканическому поясу, который фиксирует границу между континентальной корой и корой переходного типа (Тектоническое районирование..., 1979). Таким образом, многие вопросы происхождения геологической структуры Джугджура остаются пока невыясненными.

Нам представляется более правильной точка зрения исследователей, которые выделяют область горного сооружения Джугджура в качестве особого типа подвижных областей — плутогенов, где в течение весьма длительного времени происходило внедрение магматических тел разного состава и возникали мощные зоны вулканической деятельности (Красный, 1977). С этой точки зрения магматические структуры Джугджурского плутогена сформировались в результате трех циклов, характеризовавшихся сменой основных интрузий кислыми среднепротерозойского, палеозойского и мезозойского возрастов. Главной структурной особенностью Джугджурского плутогена являются глубинные долгоживущие разломы СВ простирания, определявшие локализацию интрузивной и эффузивной деятельности на всех этапах магматической активизации. Наличие этих разломов, вероятно, и определило заложение наложенных вулканических прогибов по обе стороны осевой зоны Джугджура и внедрение интрузий в меловое время.

1.2.3. Основные типы и подтипы морфоструктур и проблемы их выявления

Дискуссионность ряда вопросов тектонической интерпретации структур Западного Приохотья сказалась и на представлениях о морфоструктуре этой территории. К настоящему времени наметилось два подхода к решению этой проблемы.

Первый подход предусматривает реконструкцию морфоструктур на основе анализа тектонических элементов территории и их эволюции в прошлом. В частности, Ю.Ф. Чемяковым (1975) была разработана схема тектонического районирования территории с выделением реликтовых и развивающихся геоструктурных элементов и на ее основе создана схема морфоструктурного районирования Западного Приохотья и смежных территорий (рис. 1.2.3–5). На ней горные сооружения Дальнего Востока отнесены к морфоструктурам Тихоокеанского подвижного пояса, в состав которого входят морфоструктуры второго порядка: 1) эпигеосинклинальные складчато-глыбовые области Джугджуро-Становая и Монголо-Охотская; 2) Охотско-Чу-

котский вулканоген. К морфоструктурам третьего порядка в пределах эпигеосинклинальных складчато-глыбовых областей относятся: 1) хр. Джугджур; 2) Предджугджурский прогиб; 3) Ульинский прогиб; 4) Приохотский прогиб. Не рассматривая всю схему Ю.Ф. Чемякова в целом, укажем, что, во-первых, ее автор ошибочно считает горное сооружение Джугджура эпигеосинклинальным, поскольку эпигеосинклинальные горы образуются в орогенный этап геотектонического цикла, следующий непосредственно за геосинклинальным этапом того же цикла (Шукин, 1982). Для исследуемой территории, во-первых, формированию горного рельефа предшествовала мезозойская тектоническая активизация, выразившаяся в образовании и заполнении лавами и осадками вулканических прогибов.

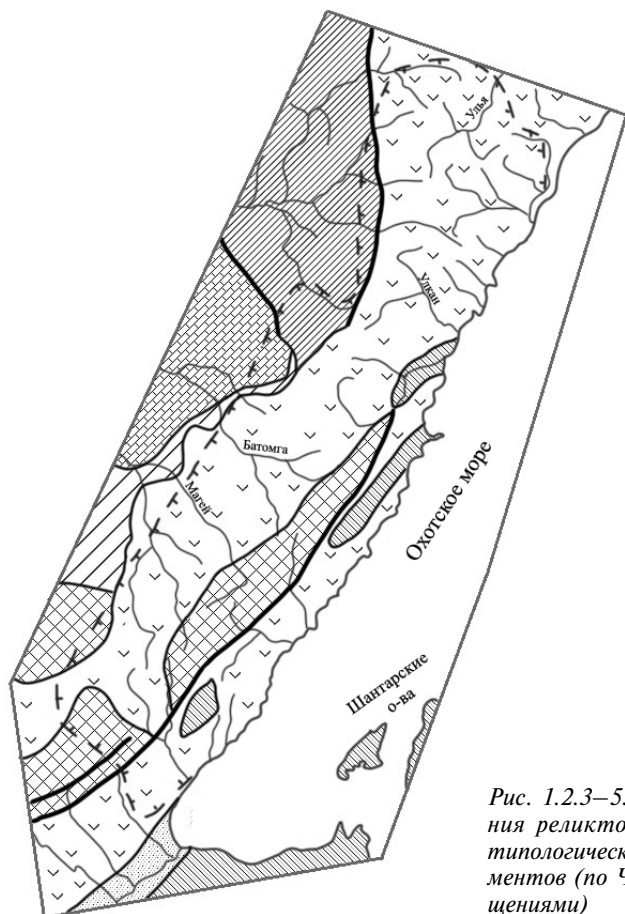


Рис. 1.2.3–5. Схема распространения реликтовых и развивающихся типологических тектонических элементов (по Чемякову, 1975, с упрощениями)

Последние только частично захватывали территорию современного нагорья, при этом механизм формирования структур отличался от геосинклинального. К тому же морфоструктуры мелового возраста были значительно преобразованы в кайнозое, в результате денудационного выравнивания и последующего расчленения. Во-вторых, в схеме морфоструктур выделяются вулканогенные прогибы мелового возраста, которые являлись морфоструктурами лишь в меловое время, в период активного тектонического развития. В кайнозое эти образования вышли из разряда морфоструктур и перешли в разряд реликтовых тектоструктурных элементов, не выраженных даже в крупных чертах рельефа.

С некоторыми оговорками можно принять соответствие между тектоническими, орографическими и морфоструктурными элементами, отмечаемое в схемах «морфоструктурного» районирования Дальнего Востока (Онухов, 1974; Уфимцев, 1975; Воскресенский, 1978; Никольская, 1982). Однако и здесь отмечаются весьма спорные моменты. В.В. Никольская (1982), например, относит Джугджур к кайнозойским, преимущественно вулканическим средне- и низковысотным хребтам и плато. Известно, что вулканическими горами называют изолированные вулканические конусы и хребты, возникшие вследствие слияния ряда вулканов (Шукин, 1982). Действительно, большая часть территории нагорья Джугджур сложена вулканическими породами. Однако собственно вулканический рельеф позднемелового возраста был полностью преобразован еще в раннем кайнозое, а наблюдаемый современный горный рельеф сформировался в результате позднекайнозойских дифференцированных тектонических движений и активной моделировки экзогенными процессами.

Другой подход к решению вопросов морфоструктуры Дальнего Востока (в том числе и Джугджура) был предложен группой исследователей под руководством Г.И. Худякова. Изучение морфоструктур с позиции принципа геолого-геоморфологической комфортности (Худяков и др., 1972) предполагает существование тесной пространственной и функциональной связи геоморфологической поверхности (рельефа) и геологического «содержания» морфоструктур. Возраст морфоструктур при таком подходе определяется по времени образования этого «содержания».

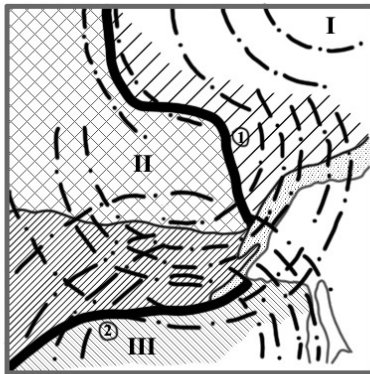
При анализе телевизионных космических снимков были выделены разнопорядковые (диаметром от первых сотен до 1–2 тыс. км и

более) морфоструктуры центрального типа, для которых характерно (независимо от их порядка) радиально-концентрическое расположение элементов (Кулаков, 1978, 1980; Худяков и др., 1979), пространственное положение всего Тихоокеанского подвижного пояса контролируется системой дуговых глубинных разломов, которые с разной степенью достоверности выделяются в пределах Северо-Востока СССР. В пределах Дальнего Востока выделяются морфоструктуры диаметром от 1 км до 2,5 тыс. км. По этой схеме горное сооружение Джугджура входит в состав так называемой Алданской мегаморфоструктуры, располагаясь на ее восточной окраине (рис. 1.2.3–6). Для Алданской мегаморфоструктуры (по А.П. Кулакову, 1980) отмечается асимметрия — южная окраина имеет горный рельеф, тогда как в северной части преобладает равнинный. В нее входят ЮЗ часть Сибирской платформы (бассейн р. Алдан) и обрамляющие с юго-востока и севера горные сооружения Становика, Джугджура и др. Концентрические глубинные разломы выделяются по разнокачественным, не согласованным между собой признакам, таким как очертания гидросети, цепочки молодых интрузий и метасоматитов, расположение мезозойских и более древних вулканических хребтов (Кулаков, 1980). Дуговые разломы «...играют активную структуроформирующую роль. С ними связано, например, формирование протяженных линейных горных систем (хребты Прибрежный, Становой, Янкан и др.). С этими разломами связано положение Удского вулканогенного пояса и юго-западного фланга Охотско-Чукотского вулканогена» (Кулаков, 1989, с. 34).

Действительно, для орогидрографии восточной окраины Сибирской платформы местами характерен дугообразный рисунок разных ее элементов. В СВ равнинной части, например, долины крупных якутских рек в плане имеют форму дуг окружностей разного радиуса: Алдан ниже устья Тимптона, Амги и Лена на участке между устьями рек Олекмы и Витима. Менее четкая картина наблюдается для долинной сети ЮВ горной части описываемой территории. Дугообразные участки долин (с большим радиусом кривизны) характерны для рек Аллах-Юнь и Юдома до пересечения ими хребтов Сетте-Дабана, для верхнего течения р. Май (до устья р. Батомги), для отдельных отрезков долин рек Тыным, Гонам, Алгама и некоторых других. Небольшие участки дуг окружностей большого радиуса образуют горные сооружения ЮВ обрамления Сибирской платформы. К ним относятся линейные поднятия Сетте-Дабана, нагорья и некоторые

хребты Джугджура, северные отроги Становика (хребты Суннагын, Кет-Кап, Геран и др.).

Признаки дугового (но не кольцевого!) строения отмечаются и для структурно-тектонического плана территории. Юго-восточный фланг древней Сибирской платформы имеет изометричные очертания. Граница платформы прослеживается вдоль Предверхоянского прогиба, вдоль долины р. Алдан в ее нижнем течении в широтном направлении. У северной границы хр. Сетте-Дабан, вместе с поворотом к югу долины Алдана, граница платформы также круто изгибается к югу и приобретает субмеридиональное направление, совпадая с разломом, отделяющим платформу от складчатого Южного Верхоянья, включая хр. Сетте-Дабан и Юдомо-Майский прогиб. Далее граница платфор-



Условные обозначения:



- 1 Границы платформы, проходящие по разломам
Нельканский разлом
Северо-Турурингский разлом
- 2 Платформенный чехол
- 3 Алданский щит
- 4 Складчатая система Южного Верхоянья
- 5 Монголо-Охотская складчатая система
- 6 Наложённые прогибы, Охотско-Чукотский вулканоген
- 7 а) Дуговые разломы мегаморфоструктур
б) Региональные мегаморфоструктуры центрального типа:
I – Яно-Колымская; II – Алданская; III – Амурская

Рис. 1.2.3–6. Юго-восточные границы Сибирской платформы по Хаину, 1979 (усл.обоз. 1–6), фрагмент схемы основных морфоструктур западной окраины Тихого океана по Худякову и др., 1980 (усл. обоз. 7)

мы поворачивает на юго-запад (Хаин, 1979) и проходит по Северо-Турурингскому разлому, отделяющему Алданский щит, на юго-востоке образует выступ с плавными и в целом округлыми очертаниями. В структурном отношении эта территория представляет устойчивое монолитное ядро, которое в своих основных чертах сформировалось в архее. Древний выступ фундамента обрамлен с северо-востока и юго-востока складчатыми и наложенными вулканическими структурами, которые образуют своеобразную дугообразную систему. Сюда входят складчатые структуры Южного Верхоянья, юго-западная окраина Охотско-Чукотского вулканогена, протерозойские структуры Становика-Джугджура и пр. Из приведенного материала видно, что отмечается действительное подобие дугообразного строения орографических и тектоструктурных элементов юго-восточного фланга Сибирской платформы. Однако для выделения здесь единой мегаморфоструктуры недостаточно морфологических внешних особенностей. Если существует тесная пространственно-генетическая связь геоморфологической поверхности (формы) и геологического содержания, то мегаморфоструктура должна иметь очертания тектонической структуры с конформной ей геоморфологической поверхностью.

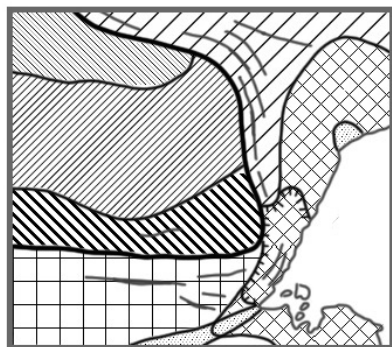
Рассматриваемые области внутри «колец» и «дуг» не представляют ни единых тектоструктур, ни морфоструктур. Различные их части были сформированы в разные этапы геологической истории, находились в различных, часто противоположных тектоструктурных условиях, особенно в мезокайнозойское время, когда закладывались основные черты современного рельефа. Следствием этого является резко отличное строение их поверхности. Северная часть территории (среднее течение р. Лены, нижнее течение рек Вилюя и Алдана) относится к платформенной морфоструктуре, где тектоструктуре кратона соответствует равнинно-плоскогорный рельеф (рис. 1.2.3–7). Эта часть характеризуется спокойным тектоническим режимом развития, начиная со среднего-позднего протерозоя, и находится в условиях слабых, но устойчивых поднятий (Алданский щит), а местами и слабых погружений (Вилюйская синеклиза). Южная часть территории (горные системы Становика, Джугджура, Сетте-Дабана) имеют сложную гетерогенную и гетерохронную структуру и сложно построенный горный рельеф. Здесь выделяются присущие горным странам сводово-глыбовые и сводовые типы морфоструктур Становика и южной части Джугджура, которые длительное время (протерозой,

кайнозой) находились на стадии активного формирования; горстовые и горстово-глыбовые поднятия на месте наложенных мезозойских вулканических прогибов (хребты Прибрежный и Ульинский); линейные поднятия хр. Сетте-Дабан на месте протерозойско-мезозойских геосинклинальных Юдомо-Майского и Аллах-Юньского прогибов (Уфимцев, 1975). Таким образом, южная часть выделенной А.П. Кулаковым алданской мегаморфоструктуры относится к орогенной области — крупному самостоятельному структурному элементу земной коры, формирующемуся в особые стадии ее развития. Для таких областей характерно наличие горного рельефа (глыбовые, сводовые, сводово-глыбовые, складчато-глыбовые горные сооружения). Их называют также пояса дейтеророгенеза (Боголепов, 1975), области горообразования (Геологический словарь, 1973), плутогены (Красный, 1972). Положение горных стран по периферии платформенной структуры, таким образом, вполне естественно и объяснимо обычными пространственными соотношениями древней жесткой структуры кратона и обрамляющих его подвижных областей.

Тектонической структуре орогенного пояса в рельефе окраины Евразии отвечает Восточно-Азиатский пояс гор и равнин (Ананьев, 1982). Начинаясь на Чукотке, он следует вдоль северного и западного побережья Охотского и Японского морей и далее продолжается на юге Кореи и в ЮВ Китае.

Для Восточно-Азиатского пояса характерны: 1) чередование плоскогорий, нагорий, плато, а также низменных равнин, как правило, открытых к побережью Тихого океана; 2) продольно-зональное и дуговое строение основных орографических элементов; 3) ориентировка горных областей и депрессий вдоль континентальной флексуры; 4) одновременное затухание вулканической и тектонической активности с севера на юг; 5) одновозрастность наиболее крупных депрессий (эоцен-олигоцен в северном звене и миоцен-плиоцен в среднем звене); 6) интенсивное развитие вулканизма в позднем мезозое — раннем кайнозое; 7) высокая степень сейсмичности (Ананьев, 1982).

Нагорье Джугджур, территориально входящее в состав пояса, характеризуется рядом особенностей своей морфоструктуры, которые присущи и строению всего пояса: 1) наибольшую площадь на юге занимают резкоочерченные хребты Прибрежный и Осевой в сочетании с межгорными депрессиями; 2) поперечно-зональное дугообразное строение основных морфоструктурных элементов;



-  Восточно-Азиатский пояс гор и равнин
-  Сводово-глыбовые горы Верхояно-Колымской складчатой области
-  Становая сводовая горная страна
-  Учуро-Майское плоскогорье
-  Алданское плато
-  Вилюйская равнина
-  Крупные межгорные впадины
-  Оси наиболее крупных хребтов
-  Границы Сибирской платформы
-  Границы морфоструктур
-  Границы узловой морфоструктуры

Рис. 1.2.3—7. Узловое положение нагорья Джугджур в системе морфоструктур юго-восточного обрамления Сибирской платформы

3) орографические единицы (горные сооружения и межгорная депрессия) ориентированы вдоль континентальной флексуры (изгиб поверхности Мохововичича); 4) интенсивный вулканизм в мезозое; 5) высокая степень сейсмичности; 6) заложение основных морфоструктур и межгорной депрессии в миоцене.

Г.С. Ананьев (1982) отмечает интересную особенность морфоструктуры пояса. Наиболее крупные хребты Восточной и Северо-Восточной Сибири имеют торцовый тип сочленения с наиболее крупными хребтами и нагорьями Восточно-Азиатского горного пояса. Под разными углами к горной системе Джугджура с ЮЗ подходят хребты системы Становика, с СЗ — южные отроги Сетте-Дабана. С запада с Джугджуром граничит Учуро-Майское плоскогорье, а с востока — равнины охотоморского шельфа. Таким образом, в районе Джугджура наблюдается орографический и морфоструктурный узел.

Выявленные ранее признаки морфоструктурных узлов наблюдаются на исследуемой территории. Во-первых, здесь сходятся по-разному ориентированные зоны нарушений глубокого заложения: Южно-Алданская, Монголо-Охотская, Нельканская, Билякчанская. Во-вторых, долинная сеть наследует несколько взаимно перпендикулярных систем разломов и имеет чрезвычайно сложный рисунок. В-третьих, отмечается значительная контрастность рельефа Джугджура особенно в его прибрежной части, где хребты на расстоянии 1–2 км от побережья достигают абсолютных отметок — 1100–1500 м. В-четвертых, имеет место сочетание различных типов рельефа: предгорные равнины в районе Удской депрессии и мелкогорье, линейные хребты, массивы и пр. В-пятых, геологический субстрат отличается исключительной пестротой (от архея до кайнозоя).

На основании морфометрических, морфологических характеристик и особенностей строения субстрата в пределах нагорья Джугджур (табл. 1.2.3–1) выделяются две группы морфоструктур: 1) глыбовые хребты и грабен-депрессия; 2) сводово-купольные зоны (рис. 1.2.3–8). Первая подразделяется на три морфоструктуры более низкого порядка: горстовый хребет Прибрежный, Лантаро-Немуйская грабен-депрессия, Осевой глыбовый хребет. Для них характерны орографические границы, имеющие тектоническую природу. Для каждой из выделенных морфоструктур характерно особое поле высот вершинных поверхностей, строение субстрата, специфические крупные черты морфологии, что определяется характером, интенсивностью и направленностью тектонических движений (рис. 1.2.3–9). Сводово-купольные зоны, занимающие две морфоструктуры IV порядка: 1) сводово-блоковая краевая зона; 2) зона куполов и массивов.

Сводово-блоковая краевая зона характеризуется сочетанием крутых скалистых склонов, крутопадающих долин, имеющих древовидный рисунок долинной сети и округло-островершинные гребни, по высоте соответствующие низко-среднегорью. Крупные черты рельефа такой территории обусловлены тектоническими движениями сводово-блокового типа. Зона куполов и массивов содержит помимо вышеуказанных особенностей рельеф купольных гранитных массивов, состоящий из радиально-концентрической системы междуречий и речных долин.

Сводово-блоковая краевая зона и зона куполов и массивов имеют близкие отметки вершинных поверхностей, что свидетельствует о

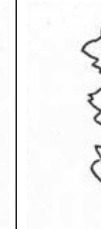


Рис. 1.2.3—8. Морфоструктурное районирование нагорья Джугджур. Составил автор

сходных темпах тектонических деформаций. Однако они резко отличаются друг от друга строением других элементов рельефа — между-речий, рисунком долинной сети, густотой и глубиной эрозионного расчленения.

Наряду с перечисленными особенностями морфоструктурных узлов, для морфоструктуры Джугджура характерны и другие, не менее важные: частичное плановое совпадение мезозойских и кайнозойских морфоструктур, что хорошо видно при сопоставлении схемы морфоструктурного районирования и схемы реликтовых и развивающихся тектонических элементов (см. рис. 1.2.3—5, 1.2.3—8); наличие трех видов морфоструктур, разделяющихся по характеру взаимоотношений мезозойского и кайнозойского структурных планов, — это инверсионные, прямые и наложенные морфоструктуры. К первым относятся сводово-блоковая краевая зона, зона куполов и массивов

Таблица 1.2.3—1. Морфометрические, морфологические характеристики и геологический субстрат морфоструктур нагорья Джугджур

МОРФОСТРУКТУРЫ		Морфометрия			Морфология поперечного профиля	Геологический субстрат	Основной критерий районирования		
		Верш. поверх.	Глубина расчленения						
I	ПОРЯДОК	IV	Осевой глыбовый хребет	1896	1200	3002 900		Протерозойские и архейские гнейсы, граниты, сланцы, анортозиты, габбро	Орографические особенности
			Лантаро-Неймуская грабен-депрессия	914	300	100—150			
			Горстовый хребет Прибрежный	1699	700	400—600		Преимущественно вулканогенно-осадочные породы, реже гранитоиды	Морфоструктура
			Сводово-блоковая краевая зона	1906	1000	200—400			
			Зона куполов и массивов	1759	900	400—700			Морфоструктура
		Сводово-глыбовое узловое нагорье Джугджур							
		Глыбовые хребты и депрессия							
		III							
		II							
		I							
		Восточно-Азиатский пояс гор и равнин							

и горстовый хр. Прибрежный, территория которых в мезозое представляла собой тектонические прогибы, где накапливались терригенно-вулканические отложения. К прямым морфоструктурам относятся Осовой глыбовый хребет, территория которого на протяжении длительного геологического развития находилась в условиях континентальной денудации (Чемеков, 1975). К наложенным морфоструктурам мы относим Лантаро-Немуйскую грабен-депрессию, расположенную в зоне глубинного Джугджурского разлома и включающую в себя как СВ окраину мезозойского Приохотского прогиба, так и архейско-протерозойские образования ЮЗ склона Осового глыбового хребта (рис. 1.2.3–10).

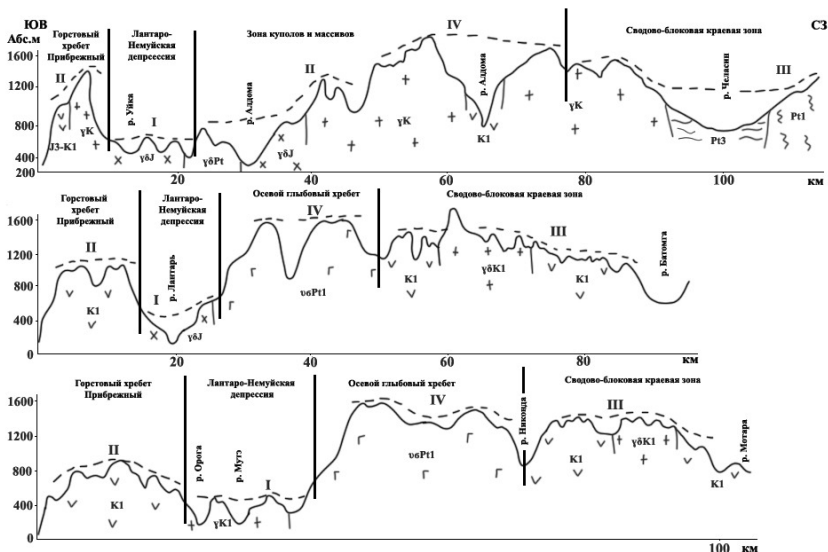


Рис. 1.2.3–9. Характерные поперечные профили нагорья Джугджур

1.2.4. Сейсмическая активность и морфоструктуры

С целью оценить современную тектоническую активность морфоструктуры нагорья в целом и отдельных типов морфоструктур было проведено сравнение положения эпицентров землетрясений и морфоструктурного строения (рис. 1.2.4–11). Для анализа использовались данные сейсмостатистики за период с 1970 по 1982 г. вклю-

чительно, опубликованные в ежегодниках «Землетрясения СССР» и сведения о сейсмодислокациях (Алексеев и др., 1977). Относительно землетрясений, происходивших до 1970 г. на территории Джугджура, имеются отрывочные сведения. Достоверно установленные землетрясения отмечаются для пос. Аян (Землетрясения..., 1956). В целом исследуемая площадь относится к семибальной зоне (Сейсмическое..., 1980).

Отмечается следующая зависимость положения эпицентров землетрясений от морфоструктуры. Заметная концентрация эпицентров обнаруживается в ЮЗ части нагорья Джугджур и сочленяющейся с ним морфоструктуре Станового хребта. Повышенная сейсмическая активность наблюдается также вдоль границ морфоструктур Джугджура, Учуро-Майского плоскогорья и хр. Сетте-Дабан. Сравнительно высокой сейсмической активностью обладает зона сочленения Джугджура и охотоморского шельфа. Крайне низкая сейсмичность фиксируется для внутренней территории и северо-восточного фланга горного сооружения. Исключение составляет Лантаро-Немуйская депрессия, где зарегистрированы только два землетрясения. Таким образом, повышенной современной тектонической активностью, которая проявляется через сейсмичность, обладают зоны сочленения нагорья Джугджур и окружающих его морфоструктур. Наибольшая активность наблюдается при сочленении положительных морфоструктур.

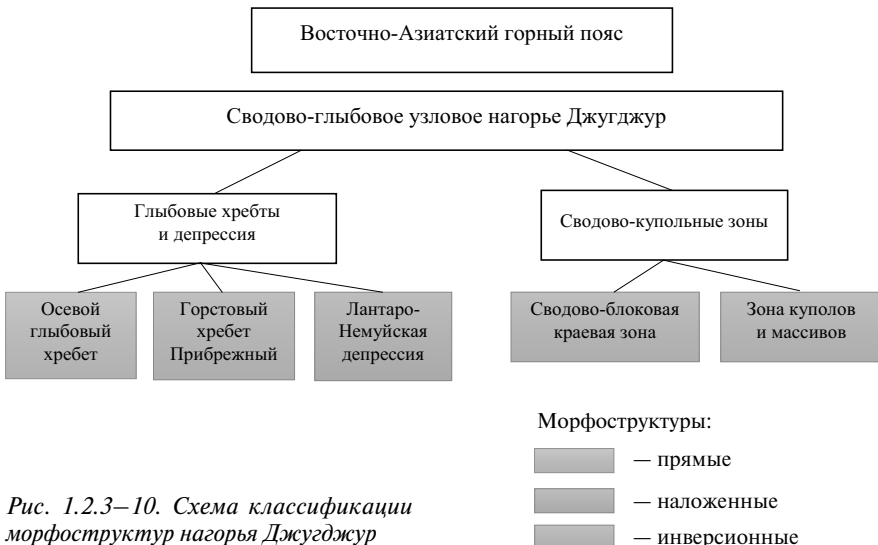


Рис. 1.2.3–10. Схема классификации морфоструктур нагорья Джугджур

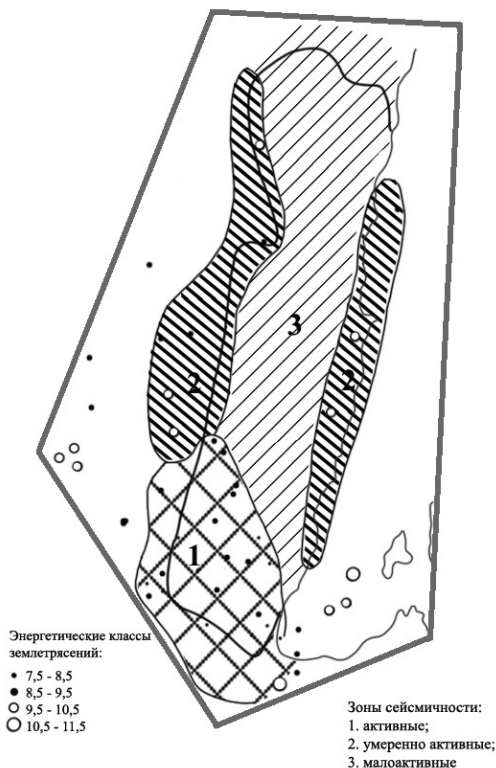


Рис. 1.2.4–11. Сейсмическая активность нагорья Джугдзур

Вышеизложенное подтверждает особое положение Джугджура в системе Восточно-Азиатского пояса и узловой тип его морфоструктуры. В рельефе ему соответствует нагорье с отсутствием единых тектоструктурных элементов для всего узла, с разнонаправленностью и неравномерностью движений по пересекающимся нарушениям. Это создает условия для неравномерных и разнонаправленных напряжений в земной коре при тектонической активизации. Кроме того, наблюдается пространственная приуроченность Джугджурского морфоструктурного узла к жесткому алданскому выступу Восточно-Сибирской платформы. Несомненно, что существенное влияние на положение нагорья и прямолинейные очертания его восточных границ оказал погружающийся охотоморский шельф (Карташов, 1967; Строение дна..., 1981). Несовпадение мезозойского и современного морфоструктурных планов позволяет сделать вывод о существенных

изменениях в положении и тенденциях развития морфоструктур в кайнозойское время. Это выразилось в инверсионности и наложенности кайнозойских морфоструктур. При этом инверсию в развитии рельефа испытали территории, сложенные молодыми верхнемезозойскими образованиями. Развитие наложенной морфоструктуры происходит на границе мезозойских тектоструктур. Таким образом, нагорье Джугджур имеет общие и отличительные признаки морфоструктурных узлов, определяющие характер соотношений внутренних элементов, и стоит в одном ряду узловых морфоструктур горных поясов Евразии.

Глава 1.3. Денудационно-тектонический и денудационный рельеф Джугджура и его соотношение с морфоструктурой

Узловая морфоструктура Джугджура, с одной стороны, позволяет использовать ее в качестве объекта геоморфологической корреляции высокого ранга, а с другой — проводить анализ ее элементов, т.е. переходить к анализу геоморфологических объектов рангов.

Происхождение рельефа и морфологической структуры нагорья, как и других горных сооружений, объяснимо взаимодействием эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования. Однако если типы (узловая, линейная и др.) и подтипы морфоструктуры (глыбовые, сводово-купольные и др.) в значительной мере определяются, как было видно из предыдущих глав, влиянием эндогенных причин (геологическая структура, характер тектонических движений, геологический субстрат), то на их элементы большее влияние оказывают экзогенные факторы. С понижением ранга (порядка) таких элементов роль экзогенного морфогенеза, вероятнее всего, возрастает. Это предположение, сделанное по ряду косвенных признаков, нуждается в проверке. В связи с этим необходимо рассмотреть строение и генезис элементов узлового нагорья.

1.3.1. Глыбовые морфоструктуры

1.3.1.1. Горстовый хребет Прибрежный

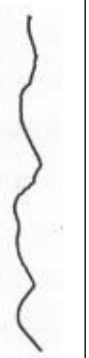
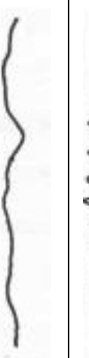
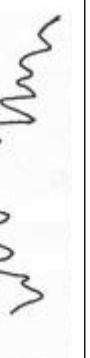
Хребет отделен от шельфовой равнины системой северо-восточных линейаментов, которые фиксируются по его ЮЗ склону сбросами. В рельефе береговой полосы они выражены крутыми, а местами — отвесными уступам высотой 200–600 м. На отдельных участ-

ках побережья (устье р. Немуй, массив Мотон, залив Ларганда, мыс Нецукан) хорошо прослеживаются отдельные блоки, разделенные стенками срывов высотой 30–100 м. Такие формы М.Д. Алексеев, Р.С. Онухов, Г. Ф. Уфимцев (1975) относят к категории сбросообвалов, возникших в результате сейсмической активности зоны разломов, ограничивающих континентальные структуры. С СЗ поднятие хр. Прибрежного ограничено линеаменами СВ простирания, трасирующимися вдоль рек Немуй, Улайкан, Орого (в нижнем течении) и далее прослеживающимися на северо-восток по зонам расчлененного рельефа на бортах долин рек Лантарь и Таймень. Максимальная ширина морфоструктуры в южной части составляет около 50 км. Сложена она преимущественно вулканогенно-осадочными, вулканогенным и интрузивными породами мезозойского комплекса. На крайнем северо-востоке (бассейн р. Улайкан, Аянский полуостров) незначительные площади занимают осадочные разности палеозоя. В продольном направлении хребет представляет собой чередование приподнятых блоков с высотам от 1300 до 1600 м, соответствующих гранитным батолитам (горы Прибрежная, Мотон, Алмазная корона, Унычья и др.), и более сниженных междуречий, сложенных меловыми вулканитами.

Для хр. Прибрежного характерны два типа междуречий — купольно-грядовые и блоково-грядовые. Первые встречаются ограниченно в пределах массивов гор Мотон и Прибрежная (табл. 1.3.1.1–2). Они характеризуются, во-первых, глубоким (500–700 м) и густым (до 1 км/м²) эрозионным расчленением. Особенности этого типа являются: 1) радиальное расхождение вторичных водоразделов, имеющих форму гряд, из одного центра, который имеет максимальные высоты (от 1300 до 1600 м); 2) постепенное увеличение высоты вершинных поверхностей от периферии купола к центру.

Значительно шире распространены междуречья блоково-грядовые. Они имеют пилообразный продольный профиль с абсолютным преобладанием островершинных и округловершинных поверхностей и примерно одинаковые абсолютные отметки вершинных поверхностей (500–600 м). Важной особенностью внутреннего строения горстового хребта Прибрежного является наличие малых купольных морфоструктур: Мотон и Прибрежная. Первая располагается в бассейне рек Немуй и Мутэ и ограничена системой дуговых разломов, по которым заложилась долины рек Алунье, Улуйкан и нижние отрезки долин рек Немуй и Мутэ (рис. 1.3.1.1–12).

Таблица 1.3.1.1–2. Типы междуречий нагорья Джугджур

Тип	Подтип	Форма в поперечном сечении	Высотное положение	Морфология вершинных поверхностей	Эрозионное расчленение	Региональные морфоструктуры
Глыбовые			Высокие	Плосковершинные	Сильно	Осевой глыбовый хребет
			Средние	Гребневидные	Средне	Сводово-блоковая краевая зона
Холмистые			Низкие	Плосковершинные	Слабо	Лантаро-Немуйская грабен-депрессия
Грядовые	Купольно-грядовые		Высокие	Гребневидные	Сильно	Зона куполов, и массивов горстовый хр. Прибрежный
	Блоково-грядовые		Средние	Гребневидные	Сильно	Горстовый хр. Прибрежный
	Сопочно-грядовые		Средние	Гребневидные	Средне	Сводово-блоковая краевая зона

Морфоструктура имеет ряд особенностей, отличающих ее от типичного купола. Максимальные абсолютные высоты (1200–1300 м) приурочены к юго-восточной прибрежной части. Центр структуры, расположенный в верховьях ручьев Бирандя и Немуйская Бирандя, опущен на 200–400 м и не превышает 1000 м абсолютной высоты.

СЗ фланг купола располагается в пределах другой морфоструктуры — Лантаро-Немуйской грабен-депрессии. Блоки здесь опущены по системе СВ разломов, а превышение южной части купола над северной составляет 600–800 м. Помимо дуговых и СВ разломов фиксируются радиальные нарушения, разделяющие южную приподнятую часть на ряд отдельных сегментов. В геологическом отношении морфоструктура имеет типичное для таких образований строение. Центральная и южная части сложены гранитоидами позднего мела. В краевых частях купола выходят на поверхность слабодислоцированные вулканогенно-осадочные породы юры и мела. Анализ поля высот вершинной поверхности структуры, расположения и ориентировки нарушений в ее пределах показывает, что его форма далека от типичного купола и представляет собой асимметричное ступенчатое поднятие.

Таким образом, дуговые разломы не являются границами морфоструктуры. Большая часть их расположена в пределах Лантаро-Немуйской депрессии, где они выражены тектонически ослабленными зонами, освоенными долинами рек Алунье, Улуйкан и др. Рельеф по обе стороны этих нарушений имеет сходное строение — плосковершинные междуречья абсолютной высотой 300–400 м. Изменение основных морфометрических показателей рельефа (крутизна склонов, высота междуречий, глубина эрозионного расчленения) происходит по линейным нарушениям СВ направления. Необходимо отметить, что устойчивость к денудации гранитоидов и терригенно-эффузивных пород, слагающих хр. Прибрежный, не одинакова. Нашими исследованиями установлено, что обломки интрузивных пород значительно более выветрелы, чем обломки одновозрастных терригенно-эффузивных пород. На этом основании считаем, что устойчивость к денудации поверхностей рельефа, сложенных гранитами, значительно уступает устойчивости поверхностей, сложенных эффузивами. К такому же выводу пришел ранее Г.С. Ананьев (1975).

Вместе с тем господствующие высоты хр. Прибрежного принадлежат территориям, сложенным гранитоидами. Это можно объяснить только опережающим темпом неоген-четвертичных тектонических

поднятий этих структур по сравнению с территориями, сложенными меловыми вулканитами. Разность абсолютных высот блоков, сложенных гранитоидами и вулканитами, составляет 300—400 м. На этом основании неоген-четвертичные поднятия гранитоидных блоков превышают поднятия блоков, сложенных эффузивно-терригенными породами на 0,15 мм/год. Воздымание гравитационно более «легких» масс гранитов может происходить за счет избыточного литостатического давления на их контакте с вмещающими образованиями (Лишневский, 1965; Сваричевская, Яговкин, 1966; Бороздин, Семанкин, 1969; Косыгин и др., 1979; Уфимцев, 1984; Косыгин и др., 1985). Подъем гранитов будет происходить до тех пор, пока избыточное литостатическое давление не уравнивается давлением самого массива. Вертикальное перемещение осуществляется блоками. Внешние блоки гранитов перемещаются с «припаянными» массами ороговированных пород экзоконтакта массива; центральные поднимаются пассивно, увлекаемые смежными блоками. В рельефе поднимающиеся гранитные массы выражаются в виде купольных массивов.

В ходе поднятия куполы были разбиты на блоки по системе радиально-концентрических разломов, большинство из которых осваивалось миоцен-плиоценовой, а позднее плейстоценовой долинной сетью. Положение разновозрастных долин на охотском склоне нагорья в пределах одного из куполов показывает, что движения по дуговым разломам заметно активизировались в конце плиоцена, о чем свидетельствует перестройка долинной сети от ортогонального рисунка к кольцевому на границе плиоцена и плейстоцена (рис. 1.3.1.1—13).

Примерно такое же строение имеет купольная морфоструктура г. Прибрежной. Своими размерами она превышает вышеописанную, достигая в поперечнике 40—45 км. С севера морфоструктура ограничена разломами, по которым заложилась долины рек Немуй и Лавля; с юга дугообразная граница проходит по береговой линии между устьями рек Малый Джелон и Немуй. Крупные долины рек Ийканда, Кильй, Большой и Малый Джелон, Медяй и более мелкие, заложившиеся по радиальной сетке разрывных нарушений, разделяют ее на отдельные сегменты. Максимальные отметки (1600 м) расположены в центральной части морфоструктуры в поле развития верхнемеловых гранитоидов. Периферия поднятия с абсолютными высотами 800—1200 м сложена вулканитами джелонской свиты. Морфоструктуры типа куполов в пределах поднятия хр. Прибрежного расположены в его наиболее широкой части.

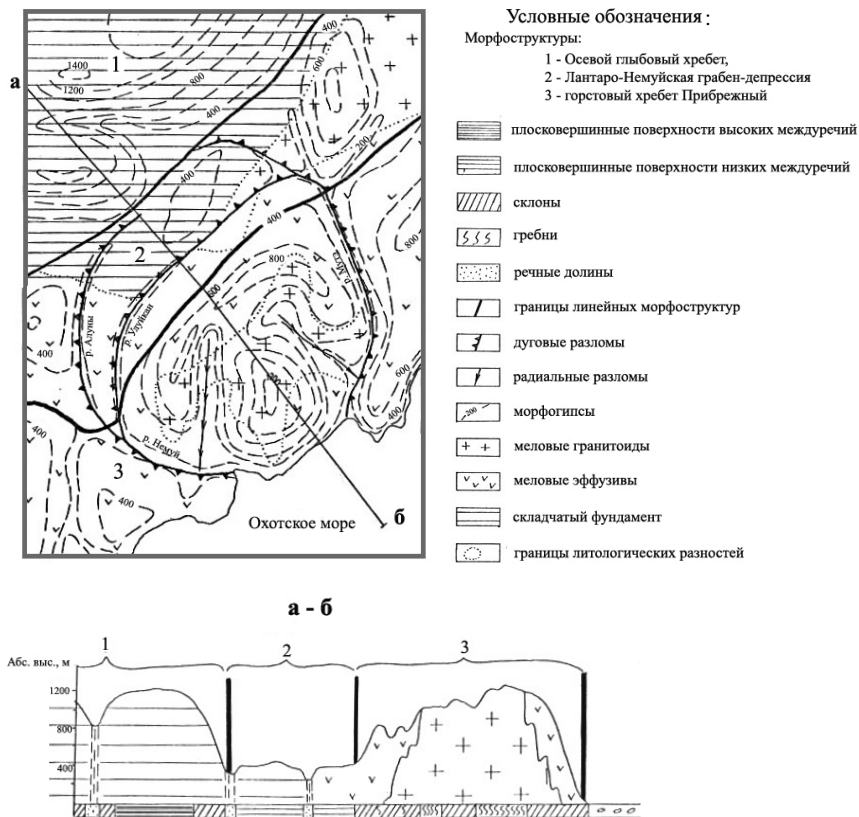


Рис. 1.3.1. 1–12. Морфоструктурная схема массива Мотон (горстовый хр. Прибрежный)

Линейный характер границ морфоструктуры свидетельствует о горстовой природе хребта. Возможной причиной наложения дуговых линеаментов на различные морфоструктуры, на наш взгляд, является наличие двух типов тектонических движений. Формирование основных СВ элементов морфоструктуры нагорья, в том числе хр. Прибрежного и Лантаро-Немуйской депрессии, происходило по протяженным СВ линеаментам вдоль континентальной флексуры (Ананьев, 1981).

В своем направлении они наследуют мезозойские и, вероятно, более древние глубинные разломы. По этим нарушениям происходили глыбовые движения. Вместе с тем значительная доля гранито-

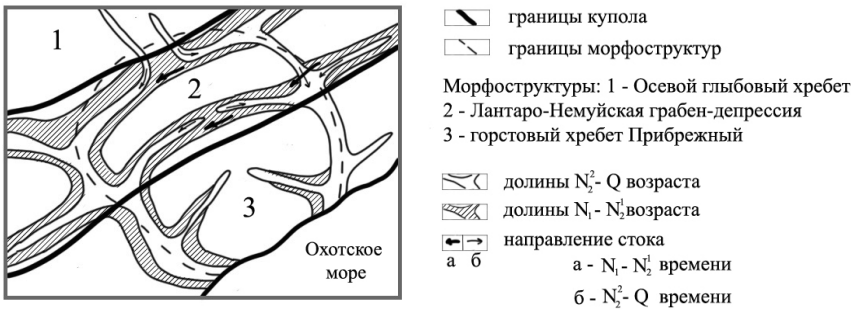


Рис. 1.3.1.1—13. Положение разновозрастных долин в пределах купола г. Мотон

идов в составе субстрата морфоструктур охотского склона нагорья приводит к возникновению избыточного литостатического давления на гранитные батолиты и их медленному «всплыванию». При этом возникают купольные морфоструктуры и система дуговых расколов в смежных с поднимающимися блоками морфоструктурах.

1.3.1.2. Лантаро-Немуйская грабен-депрессия

Параллельно хр. Прибрежному вытянута Лантаро-Немуйская денудационная грабен-депрессия. Границы ее проходят по системе разломов, прослеживающихся по зонам катаклаза и милонитизации. Внутренние участки депрессии имеют мелкоблоковую мозаичную структуру с абсолютной высотой блоков, как правило, не превышающих 100—400 м. Однако в центральной части депрессии отмечаются отдельные блоки высотой 600—800 м. Субстрат, на котором развивается рельеф депрессии, представлен породами от протерозоя до верхнего мела, литологические разности их слабо выражены в рельефе, и однородные геоморфологические поверхности пересекают геологические границы. В рельефе хорошо выражены крупные зоны нарушений. Например, Восточно-Джугджурский разлом, проходящий по подножию осевого поднятия и являющийся СЗ границей депрессии, в рельефе выражен полосой расчлененного рельефа в бассейне р. Лантарь. По зонам милонитизации и катаклаза, приуроченным к этому региональному нарушению, заложились долины рек Орого (бассейн р. Мутэ), Алунье, Тугэдяк и Немуй.

Для территории депрессии характерен ортогональный рисунок речной сети. Она представляет собой сочетание двух взаимно пер-

пендикулярных систем долин. Одна имеет СВ (реки Лантарь, Немуй в среднем течении) и ЮЗ направления (реки Таймень, Орого, Улуйкан, Алунье — в среднем течении), другая — СЗ и ЮВ направления (долины рек Мамай, Онектогин, Толгокичан, Етара и др.).

Денудационно-тектоническое происхождение рельефа депрессии устанавливается при анализе вершинных поверхностей междуречий, которые располагаются на абсолютных отметках от 100–200 до 350–400 м. Морфологически они предоставляют слабоволнистые либо пологонаклонные поверхности (рис. 1.3.1.2–14). В прибрежной части (бассейн рек Киран, Большой и Малый Джелон) такие междуречья служат элементами предгорной равнины шириной 10–12 км. На этот своеобразный пьедестал опираются склоны хр. Прибрежного.



Рис. 1.3.1.2–14. Эрозионные междуречья Лантаро-Немуйской депрессии

Плосковершинные поверхности коррелируются по высоте с высокими террасами большинства крупных долин и местами переходят в последние, прослеживаясь по долинам рек в пределах горных поднятий. Такие соотношения отмечены нами в долинах рек Немуй и Киран (рис. 1.3.1.2–15).

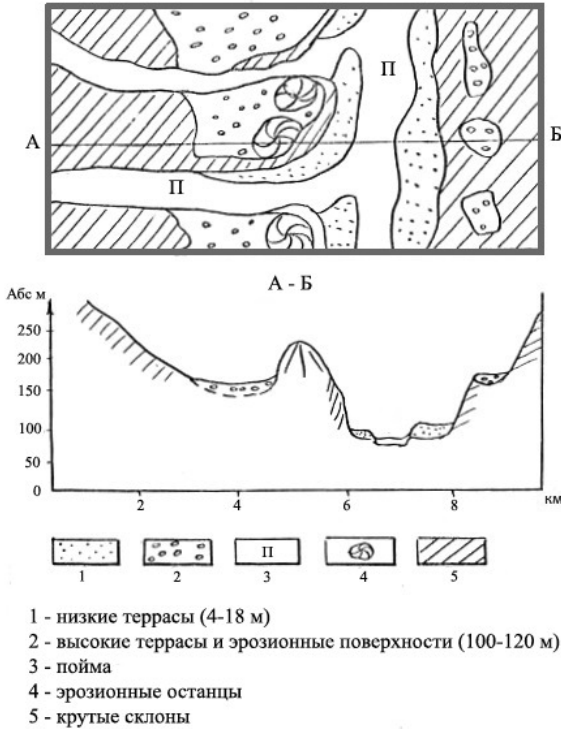


Рис.1.3.1.2—15. Схема соотношения высоких террас и эрозионных поверхностей в долине р. Лантарь (среднее течение)

Плосковершинные поверхности Лантаро-Немуйской депрессии аструктурны и срезают под один гипсометрический уровень слабодислоцированные ($10-25^\circ$) эффузивно-терригенные толщи юры и мела, меловые и протерозойские интрузивные породы. Контакты петрографических разностей пород либо вообще не выражены, либо читаются по перегибам склонов или небольшим ($5-15$ м) ступеням на поверхности междуречий. На сниженных плосковершинных поверхностях часто фиксируются структурно-денудационные останцы высотой $30-50$ м, разделенные пологосклонными седловинами. В ряде случаев (левобережье р. Лантарь, верховья р. Таймень, междуречье рек Улуйкан — Алунье — притоки р. Немуй) на поверхности седловин зафиксированы маломощные до 5 м аллювиально-

пролювиальные отложения, представленные валунно-галечными, реже песчаными пачками. Практически на всех плосковершинных междуречьях удается обнаружить единичные валуны или гальку анортозитов, гранитоидов. Спорово-пыльцевые спектры из исследованных рыхлых отложений (по данным И.А. Каревской) содержат микрофоссилии древних экзотических растений, представленных *Pinus* sp. (древний вид), *Juglans siboldiana*, *J. mandschurica*, *Carya*, *Carpinus*, *Fagus*, *Ilex*, *Rhus*, *Quercus* sp., *Acer*, *Cornus*, *Thalictrina*. Процент экзотов от общего числа ископаемой палинодендрофлоры составляет 33–41%, что свидетельствует о ее архаичности и позволяет считать возраст отложений не моложе раннего неоплейстоцена (Бредихин и др., 1982).

Морфология седловин, присутствие на их поверхности аллювиально-пролювиальных отложений дораннеплейстоценового возраста, пространственная связь этих форм с высокими террасами рек охотского склона нагорья позволяют утверждать, что эти формы являются фрагментами древней долинной сети плиоцен-раннеплейстоценового возраста.

О времени образования депрессии можно судить, анализируя кайнозойскую историю смежных регионов. Например, в северном Приохотье фаза особой тектонической активности относится к палеогену, когда произошло заложение большинства депрессий (Ананьев, 1982). На олигоценовые дифференцированные движения в южном Приохотье, продолжавшиеся в миоцене, указывают данные по строению неогеновых отложений впадин Нимиленская, Чукчагирская, Нижнеамурская (Ахметьев и др., 1969). На этом основании время начала прогибания Лантаро-Немуйской депрессии мы относим к концу палеогена. Отложений, выполняющих миоценовую впадину, не сохранилось. Причина заключается в смене направления тектонических движений в середине плиоцена, когда началось медленное поднятие и расчленение Лантаро-Немуйской депрессии. При этом в поднятия вначале втягивались прибортовые участки.

Особенности процесса расчленения депрессии в плиоцен-плейстоценовое время устанавливаются при анализе асимметрии долин, расположенных вдоль основного морфоструктурного направления (СВ — ЮЗ) (Бредихин и др., 1986).

Для долин рек СВ и ЮЗ простираются характерны асимметричные поперечные профили (реки Улуйкан, Алунье, Немуй, Килый, Авлая-

кан, Тугэдяк). Асимметрия поперечных профилей долин выражается в наличии пологого, как правило, террасированного и крутого, обрывистого, лишенного террас борта долины.

Универсального объяснения причин асимметрии речных долин пока нет (Рождественский, 1971). Происхождение этого явления связывают с уклонами первичной топографической поверхности, с литолого-структурными особенностями подстилающих пород, с различной экспозицией бортов долины и соответственно с различной их инсоляцией, а также с новейшими тектоническими движениями.

В долинах Лантаро-Немуйской депрессии пологие и крутые склоны имеют как СЗ, так и ЮВ экспозицию. Крутизна склонов долин не зависит от их экспозиции. Несмотря на разнообразие горных пород, отмечающееся даже в пределах отдельных долин, поперечный профиль последних сохраняет устойчивое асимметричное или симметричное строение. Возможно, что наибольшее влияние на формирование долинной сети и их морфологию оказали новейшие тектонические движения окружающих горных поднятий (хребты Прибрежный, Осевой). Наличие густой сети разломов предопределило направление стока и сильно ослабило влияние литологического фактора. Воздымание территории привело к врезанию рек, а неравномерность скоростей поднятий отдельных структур — к смещению водотоков от центров поднятий к их периферии (бассейн рек Мутэ и Немуя) (рис.1.3.1.2—16). В случае незначительной ширины депрессии и различных скоростей поднятия происходил «перекос» топографической поверхности и смещение русла к одному из бортов долины (р.Таймень).

1.3.1.3. Осевой глыбовый хребет

Крупноблоковое строение этой территории связано с жестким анортозитовым массивом, составляющим основу хребта. СЗ и ЮВ границами служат крупные нарушения СВ простираения. С юго-востока морфоструктура граничит со структурами восточного окончания Станового хребта и отделяется от него СЗ зоной нарушений, освоенной реками Джана и Киран. ЮВ ступенчатый склон, обращенный к Лантаро-Немуйской депрессии, крутой ($15-20^\circ$) и короткий (1—2 км). На северо-запад хребет полого снижается. Местами, например в бассейнах рек Нагим, Батомга, переход к смежной морфоструктуре сводового среднегорья не выражен в поле высот.

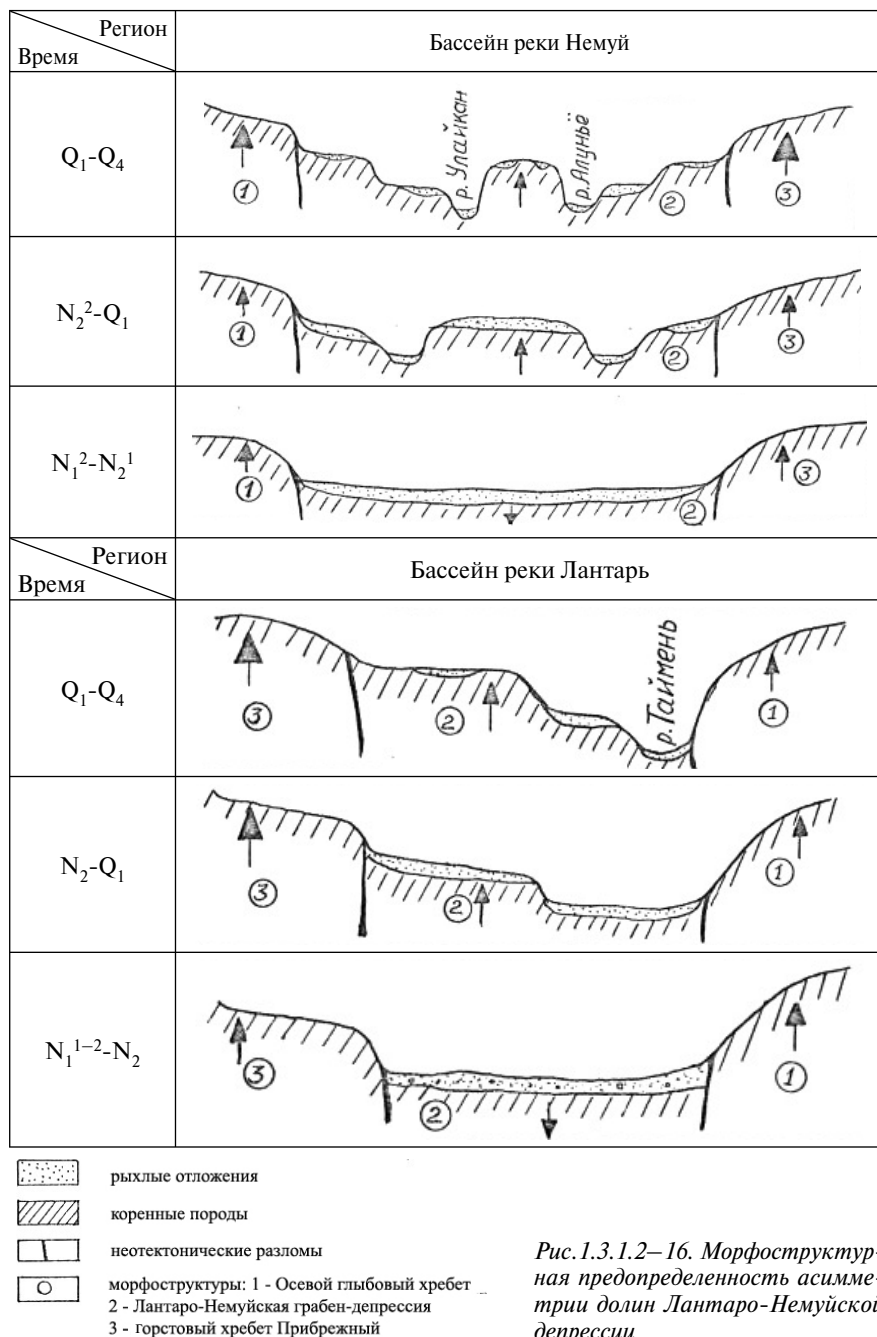


Рис. 1.3.1.2–16. Морфоструктурная предопределенность асимметрии долин Лантаро-Немуйской депрессии

Характерной чертой строения рельефа Осевого хребта являются плосковершинные поверхности высоких междуречий. Они распространены в интервале высот от 700 до 1600 м и прослеживаются с юго-запада на северо-восток в полосе шириной около 20 км. Отдельные фрагменты плосковершинных поверхностей наблюдаются на хр. Прибрежном, где они, как правило, располагаются в центральных частях высоких (более 1300 м) горных массивов (горы Прибрежная, Мотон), ширина уплощенных поверхностей колеблется от первых сотен метров (г. Мотон) до 1–1,5 км (верховья р. Алунье — приток р. Немуй, верховья р. Тунум — приток р. Батомги). Часто встречаются плосковершинные поверхности шириной 500–700 м. В длину описываемые формы достигают 2–3,5 км, а на междуречье рек Магей — Немуй протягиваются на 5,6 км. В продольном профиле плосковершинных междуречий отмечаются многочисленные ступени. Их высота колеблется от 30–50 до 100–150 м. Большинство границ между ступенями проходит по линиям тектонических разрывов, выраженных зонам милонитизации и катаклаза. Углы наклона уплощенных поверхностей обычно не превышают 1–3°. Многочисленные денудационные останцы, осложняющие рельеф плоских вершин, имеют коническую форму и возвышаются на 100–120 м над окружающими поверхностями. Последние постепенно переходят в пологие (5–7, реже 12°) склоны и разделяются пологосклонными и широкими (200–500 м) седловинами, в некоторых из которых (реки Етара, Магей) обнаружены валунно-галечные отложения. Нередки случаи, когда описываемые образования «ссыдаются» древнеледниковыми формами (кары, цирки). Такая картина наблюдалась автором в верховьях рек Алунье, Етара, Онектогин и др. Верховья современных речных долин глубоко расчленяют плосковершинные междуречья, особенно это касается долин охотского склона Осевого хребта, где глубина расчленения достигает 700–800 м. Менее врезаны долины бассейна р. Май (200–300 м), но и они резко контрастируют с пологоступенчатым рельефом при водораздельной части Осевого хребта. Таким образом, можно говорить не об отдельных плосковершинных поверхностях, а о целом комплексе форм сглаженного и очень слабо расчлененного рельефа в приводораздельной части Осевого поднятия, в который входят ступенчатые плосковершинные поверхности, конические денудационные останцы, широкие седловины и пологие склоны.

Происхождению высоких плосковершинных поверхностей исследователями Джугджура уделялось большое внимание. Г.И. Худя-

ковым к соавт. (1972) для объяснения механизма формирования плосковершинных поверхностей в приводораздельных частях гор гольцовой зоны Дальнего Востока приводятся данные о значительной скорости — 0,5–0,7 мм/год отступления уступов нагорных террас. На этом основании эти исследователи считают возможным образование в гольцовом поясе гор обширных многокилометровых поверхностей физической денудации за счет постепенного расширения горизонтальных поверхностей нагорных террас и разрушения отдельных останцов. Однако по описаниям на Алтае, в Саянах, Верхоянском и Баргузинском хребтах, в Корякском нагорье и нагорье Бырранга нивальные ниши часто располагаются ступенчато, одна над другой, что свидетельствует об их одновременном развитии на самых различных уровнях (Пичугина, 1959; Ивановский, 1961; Тимашев, 1970; Говоруха, Магеев, 1970). Нашими наблюдениями на ЮВ склоне Осевого хребта (бассейн рек Лантарь, Мутэ, Немуй) установлена сходная с вышеописанной картина распространения нивальных ниш по высоте. Нивальные ниши встречаются по всему склону хребта выше верхней границы леса в интервале абсолютных высот — 500–1500 м, располагаясь одна над другой.

Таким образом, вся поверхность ЮВ склона Осевого хребта осложнена нивальными нишами, подчеркивающими денудационное происхождение мелких неровностей рельефа.

Возраст плосковершинных поверхностей междуречий нагорья Джугджур является предметом острых споров (Жданов, 1970; Худяков, 1972, 1977; Чемеков, 1975). Г.И. Худяков (1977), считая криопланацию ведущим фактором формирования плосковершинных междуречий, придерживается мнения о плейстоценовом возрасте плоских вершин. Ю.Ф. Чемеков (1975, 1979) на основании многочисленных находок кор выветривания, содержащих пыльцу палеогена, на выровненных поверхностях в вершинном поясе Джугджура считает, что выравнивание рельефа происходило в донеогеновое время. Относительно датирования кор выветривания на основании спорово-пыльцевого анализа следует подчеркнуть, что захоронение пыльцы, спор и других растительных остатков, во-первых, может происходить только в период переотложения продуктов выветривания, во-вторых, в процессе корообразования пыльца не сохраняется.

Отсутствие в геологическом разрезе палеогеновых и миоценовых отложений в пределах нагорья Джугджур заставляет предположить для этого возрастного интервала существование длительной, бо-

лее 30 млн лет, эпохи континентальной денудации горного рельефа, сформированного в предыдущий мезозойский этап истории. О существовании контрастного рельефа на территории современного Джугджура в мезозое говорит широкое развитие вулcano-плутогенного комплекса юры, раннего и позднего мела и грубообломочный состав эффузивно-терригенных отложений мелового возраста.

Можно согласиться с Ю.Ф. Чемяковым (1975), что в конце раннего — начале среднего палеогена на территории современного Джугджура установились относительно спокойные тектонические условия, движения имели слабо восходящую направленность и продолжались, вероятно, до раннего неогена. Такой тектонический режим предопределил выравнивание рельефа в результате деятельности элювиальных, склоновых, флювиальных процессов.

Флювиальные процессы, происходившие на протяжении всего времени формирования глыбовых морфоструктур (миоцен — ранний плиоцен), и последующее позднеплиоцен-плейстоценовое развитие долинной сети в сочетании с плейстоценовыми оледенениями значительно изменили первичный тектонический рельеф. Наибольшие изменения произошли в пределах горстового хр. Прибрежного и Лантаро-Немуйской депрессии. Эти изменения имели два аспекта: 1) интенсивная денудация, выразившаяся, с одной стороны, в заложении густой и глубокой долинной сети в пределах обеих морфоструктур, а с другой — в развитии процесса экзарации высокоподнятых гранитоидных массивов хр. Прибрежного; 2) аккумуляция моренного и флювиогляциального материала в межгорной Лантаро-Немуйской депрессии.

Примером значительного изменения экзарацией междуречий горстового поднятия хр. Прибрежного является массив г. Нядалы. Он расположен в СВ части хребта и представляет собой серию карлингов, разделяющих обширные, площадью до 2,5–3 км², ледниковые кары и короткие, до 2–4 км, трог. Важно отметить, что степень изменения ледниковыми процессами горстовой морфоструктуры ослабевает в ЮЗ направлении, где древние экзарационные формы отмечаются лишь в приводораздельных частях гор. Ледниковая и флювиогляциальная аккумуляция носили локальный характер. Следы этих процессов сохранились либо по периферии высокоподнятых массивов (верховья рек Таймень, Уйка), либо в приустьевых частях крупных долин, берущих начало на горных массивах, испытавших плейстоценовое оледенение (реки Мамай, Мутэ и др.).

Значительно меньшие изменения за неоген-четвертичное время произошли в пределах глыбовой морфоструктуры Осевого хребта. Об этом свидетельствуют многочисленные фрагменты древнего рельефа, сохранившиеся в приводораздельной части. Трансформация первично-тектонического рельефа наблюдается вдоль крупных северо-западных линеаментов. Они прослеживаются в пределах Осевого хребта со стороны Учуро-Майского плоскогорья. Блоки, расположенные между линеаментами, слабо освоены эрозией, на них, как правило, отсутствуют следы экзарационных процессов. По крупным разломам заложилась поперечные долины, в верховьях которых отмечены долинны перехваты (реки Киранкан, Алунье, Мутэ и др.). Следствием частичного перераспределения стока на участках перехватов отмечается незначительное смещение линии водораздела охотского и алданского бассейнов. Например, на участке вершинного перехвата р. Етарой правого притока р. Магей линия водораздела сместилась к северо-западу на 4,5 км. Таким образом, отдельные глыбовые морфоструктуры различаются между собой по степени изменения экзогенными процессами первично-тектонического рельефа.

Анализ строения глыбовых морфоструктур показывает, что купольные морфоструктуры имеют здесь ограниченное распространение. Они встречаются в пределах морфоструктур, в состав субстрата которых входят крупные тела гранитоидов. Для морфоструктур, сложенных древними метаморфическими и интрузивными породами ультраосновного ряда, купольные структуры не характерны.

1.3.2. Сводово-купольные зоны

1.3.2.1. Сводово-блоковая краевая зона

Морфоструктура занимает наибольшие площади в пределах нагорья Джугджур. Она протягивается с ЮЗ на СВ более чем на 400 км. Ее территория сложена меловыми эффузивами при подчиненном значении интрузий меловых гранитоидов, с выходами которых пространственно связаны относительно приподнятые блоки (1200–1300 м). Отдельные гранитоидные массивы, например г. Топко, достигают высоты 1900 м.

В северной части нагорья сводово-блоковая краевая зона сужается и ширина ее не превышает 15–20 км (бассейн р. Молтан). Сужение поднятия приурочено к тектонической структуре — Молтанскому поднятию фундамента Преддзугджурского вулканического прогиба,

что связано с проникновением с севера на юг структур Верхоянской складчатой системы. Морфоструктура характеризуется рядом особенностей. Во-первых, ее слагают близкие по составу вулканические слабодислоцированные породы раннего и позднего мела. Углы наклона пластов редко превышают 10–15° и достигают 35–40° в зонах контакта с интрузиями гранитоидов. Во-вторых, высотные отметки междуречий медленно уменьшаются в СЗ направлении, что говорит о постепенном ослаблении тектонических движений от осевой части Джугджура к Учуро-Майскому плоскогорью.

Для описываемой морфоструктуры характерен древовидный рисунок долинной сети. Речные долины на этой территории образуют ветвящиеся системы, в которых «ствольные» долины имеют СЗ направление (реки Маймакан, Магей, Нагим, Батомга и др.). Несмотря на указанное плановое положение долин в сводово-блоковой краевой зоне, можно отметить, что отдельные участки долин рек Маймакан и Магей, в верховьях рек Мотара и Кундуми в низовьях имеют СВ ориентировку, что объясняется заложением этих долин по СВ разломам (рис. 1.3.2.1–17).

На 3 и СЗ склонах нагорья Джугджур имеет место взаимное пересечение линеаментов (см. рис. 1.3.2.1–17).

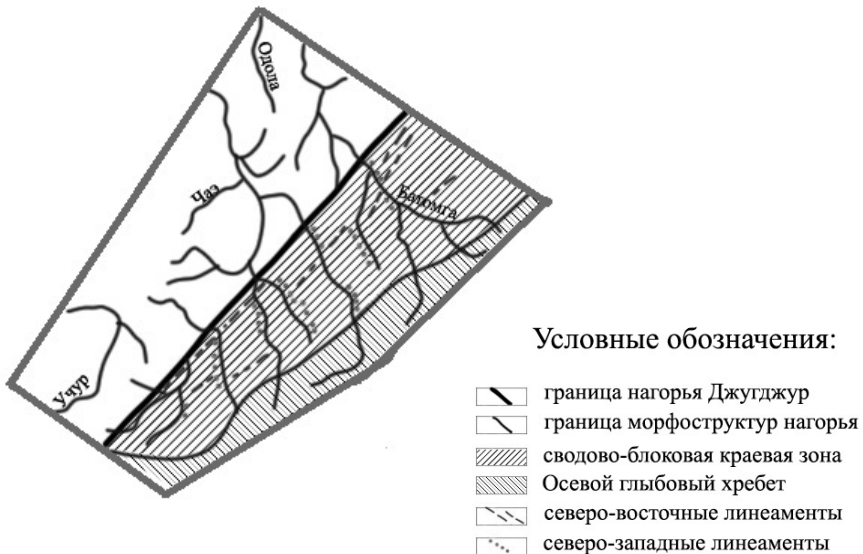


Рис. 1.3.2.1–17. Схема линеаментов северо-западного склона нагорья Джугджур

Одни из них имеют СЗ ориентировку и хорошо прослеживаются по долинам рек Маймакан (ниже устья р. Нагим), Магей (среднее течение), Батомга (ниже устья р. Тунум) и т.д. Другие имеют СВ ориентировку вкрест направления современного речного стока. Они устанавливаются по полосам сниженного рельефа и сериям седловин на междуречьях рек Нагим и Магей, Етара, Батомга и Немуйкан. К этим линеаментам приурочены отдельные отрезки долин рек Маймакан, Магей, Мотара и др.

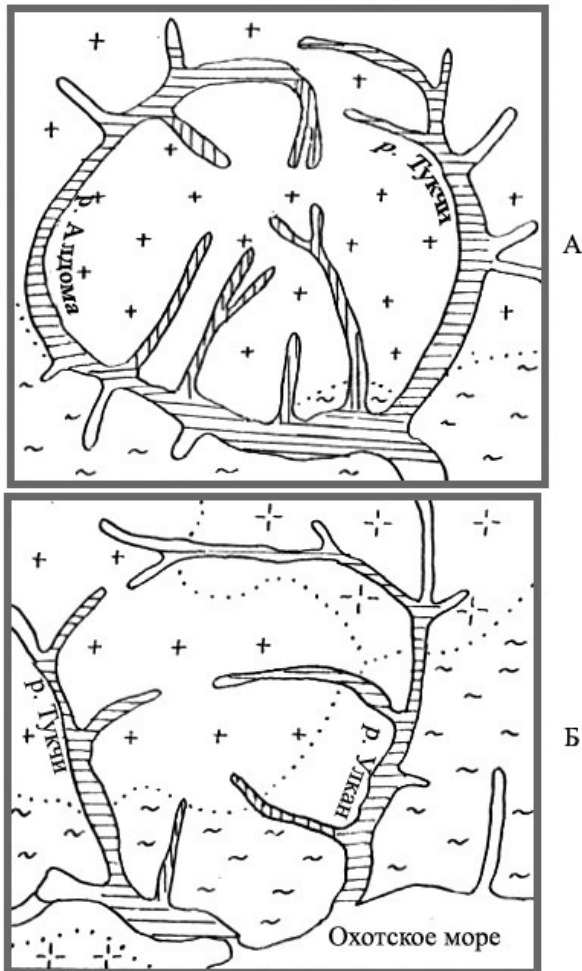
Несмотря на довольно тесную связь речных долин нагорья и разломной тектоники, в ряде случаев не наблюдается соответствия между положением долин и тектонически ослабленных зон. Например, крупные нарушения СВ направления, прослеживающиеся на склонах и в приводораздельной части Осевого хребта в бассейне рек Магей и Тунум, представленные зонами милонизации, катаклаза и тектонического брекчирования шириной до 600–800 м, остались не освоенными гидросетью. В рельефе они выражены в виде серии разновысотных седловин и уступов на склонах, следующих вкрест простирания этих зон.

Таким образом, направления долин в южной части зоны перпендикулярны осям Преддзуджурского вулканического прогиба и морфоструктуры. Северная часть (бассейн р. Ульи) характеризуется соответствием направлений крупных долин основным мезозойским структурам.

1.3.2.2. Зона куполов и массивов

Данная морфоструктура представляет совокупность купольных массивов изометричной формы, сложенных интрузиями меловых гранитоидов и маломощными покровами меловых вулканитов. Отличие этой территории от сводово-блоковой краевой зоны заключается в широком развитии интрузивных пород при подчиненной роли эффузивов.

Купольные структуры достигают в диаметре 40–70 км, реже до 100 км. Для всей территории характерен радиально-концентрический рисунок долинной сети (рис.1.3.2.2–18). Он отчетливо прослеживается в бассейнах рек Алдома и Тукчи, Этанджа и Улкан. В плане крупные долины обычно имеют форму дуг, которые оконтуривают купольное поднятие. Долины боковых притоков крупных рек образуют радиальную систему.



Условные обозначения:

-  долины, заложившиеся по радиальным разломам
-  долины, заложившиеся по дуговым разломам
-  гранитоиды мелового возраста
-  гранитоиды юрского возраста
-  прочие осадочно-вулканогенные породы
-  границы петрографических комплексов

Рис. 1.3.2.2—18. Радиально-концентрический рисунок долинной сети купольных поднятий: А — Алдомского; Б — Улканского

Здесь выделяются четыре купольные структуры: Алдомская, Улканская, Этанджинская, Тукчинская. Первая ограничена долинами рек Алдомы и Танчи и расчленена радиальными долинами более мелких рек (Авчанджа, Билякчан и др.). Наиболее высокоподнятая часть купола достигает 1300 м. Граница Улканского купола (1759 м) проходит на юге по долинам — Танчи и Алдомы, а на севере — по долине одноименной реки. Самый крупный — Этанджинский купол (диаметром 75 км) представляет собой асимметричное поднятие, «обрезанное» береговой линией Охотского моря. Междуречья и расчленяющие их долины в его пределах расходятся своеобразным веером из наиболее приподнятой СВ части на ЮВ. Общей чертой строения всех куполов является постепенное снижение вершинной поверхности с СЗ на ЮВ. При этом береговая линия отличается большей извилистостью, чем в пределах глыбовых морфоструктур Джугджура. Там, где к морю выходят сниженные междуречья, отмечаются абразионные берега, а в приустьевых частях долин рек Улкан, Большая и Малая Кемкара, Кекры — неглубокие бухты с аккумулятивными берегами.

1.3.3. Узловые морфоструктуры низких порядков

Внутри высокопорядковой узловой морфоструктуры Джугджура выделяются три области сочленения нескольких морфоструктур. К ним относится территория, расположенная в верховьях р. Батомги. Здесь сочленяются три крупные морфоструктуры, входящие в состав нагорья: Осовой глыбовый хребет, сводово-блоковая краевая зона и зона куполов и массивов. Другим примером узлового сочленения является область, расположенная между долиной р. Алдомы и охотским побережьем, где сочленяются морфоструктуры: Лантаро-Немуйская грабен-депрессия, горстовый хр. Прибрежный, Осовой глыбовый хребет и зона куполов и массивов. Третья из узловых морфоструктур низкого порядка расположена в бассейне среднего течения р. Немуй.

Для узловых морфоструктур низкого порядка характерно: во-первых, пересечение в их пределах линеаментов, прослеживающихся на территориях сочленяющихся морфоструктур. Это приводит к аномальной густоте эрозионного расчленения этих участков по сравнению с территориям сочленяющихся морфоструктур. Вследствие этого в узловых морфоструктурах низких порядков наблюдаются многочисленные междолинные перестройки.

Например, в верховьях р. Батомги известны сквозные долины в бассейне р. Алдан. Морфологически хорошо выраженные междолинные перестройки отмечаются для алдомского узла между правыми притоками р. Алдома и левыми притоками р. Уйки. Многочисленные междолинные перестройки характерны для немуйского узла, где фиксируется система субмеридиональных долин. Во-вторых, важной особенностью строения узловых морфоструктур низкого порядка является отсутствие внутренней дифференциации тектонических движений. Морфоструктурные узлы низких порядков имеют те же направления и интенсивность тектонических движений, что и сочленяющиеся морфоструктуры. Это объясняет плохую морфологическую выраженность узловых морфоструктур низкого порядка в поле абсолютных высот. Вместе с тем аномальная густота эрозионного расчленения этих структур влияет на морфологию вершинных поверхностей и междуречий в целом. Примером может служить территория немуйского узла, где увеличивается доля округловершинных и островершинных гребней по сравнению со смежной территорией Лантаро-Немуйской депрессии.

Наиболее простым и часто встречающимся случаем узлового сочленения является пересечение двух или нескольких зон линеаментов. На территории Джугджура встречены два типа таких сочленений: 1) пересечение прямолинейных зон между собой; 2) пересечение прямолинейных и дуговых зон. Первый тип распространен значительно шире, что объясняется, очевидно, узловым положением самого Джугджура, на территории которого пересекаются крупные линеаменты соседних высокопорядковых морфоструктур (Становик, Учуро-Майское плоскогорье и т.д.). Второй тип сочленения встречается по периферии купольных поднятий, где ограничивающие их дуговые разломы встречаются с крупными прямолинейными зонами джугджурского (СВ) направления. Примером может служить участок бассейна р. Мутэ (охотский склон). Как правило, по дуговым и прямолинейным линеаментам заложены долины рек. Участки пересечения разломов выражены в рельефе расширением основной долины и приустьевого участка долины бокового притока. Такие соотношения встречены нами в долинах рек Немуй, Алдома, Улкан и др. На территории нагорья Джугджур нашими исследованиями не установлены участки пересечения дуговых разломов между собой с образованием так называемой зоны интерференции, характерной, по мнению некоторых исследователей, для сочленения кольцевых морфоструктур (Кулаков, 1980).

1.3.4. Связь долинной сети с особенностями морфоструктуры

Крупные долины (реки Маймакан, Нагим, Магей, Батомга, Челасин, Северный Уй, Улкан, Этанджа, Киран) ориентированы вкрест простирания основных морфоструктур и зон разломов, их разграничивающих. Исключение составляют долины рек в Лантаро-Немуйской депрессии, где они ориентированы согласно направлению морфоструктур. Например, долина р. Магей, берущей начало в пределах Осевого хребта на абсолютных высотах 1200–1300 м, пересекает вкрест сводово-блоковую краевую зону с аналогичными абсолютными высотами и далее прослеживается в пределы платформенных морфоструктур. Сходная картина наблюдается для долин охотского склона нагорья Джугджур; долины Кирана, Немуя, Мутэ, Улкана, начинаясь в приводораздельной части нагорья, пересекают вкрест две, а некоторые три морфоструктуры. Совпадение планового положения речных долин и границ морфоструктур свидетельствует об одновременном заложении долинной сети и становлении морфоструктур. Обратные соотношения расположения речных долин и морфоструктурных элементов указывают на то, что долинная сеть заложилась до формирования основных морфоструктур и имеет в целом рисунок, унаследованный от домиоценового этапа развития (рис. 1.3.4–19).

По характеру поперечного профиля, по наличию надпойменных террас можно выделить несколько морфологических типов речных долин (табл. 1.3.4–3). Треугольные и параболические долины распространены в верховьях рек. Они имеют крутые борта, резко переходящие в днище, на которых активно протекают обвально-осыпные и дефлюкционно-осыпные процессы. Ширина днища долин не превышает 200–500 м. Оно включает пойму до 100–400 м и низкие надпойменные террасы высотой 4–6, 8–12 и реже 18–25 м, развитые фрагментарно. Как правило, террасы имеют цокольное строение, и значительно реже они целиком сложены рыхлыми отложениями. Треугольные и параболические поперечные профили распространены почти повсеместно. Следует подчеркнуть, что долины этих типов почти не встречаются в Лантаро-Немуйской депрессии, для которой характерны разработанные долины со сложным строением. Незначительное количество V-образных и параболических долин в депрессии объясняется небольшими абсолютными высотами, а также тем, что большинство углубляющихся долин являются транзитными.

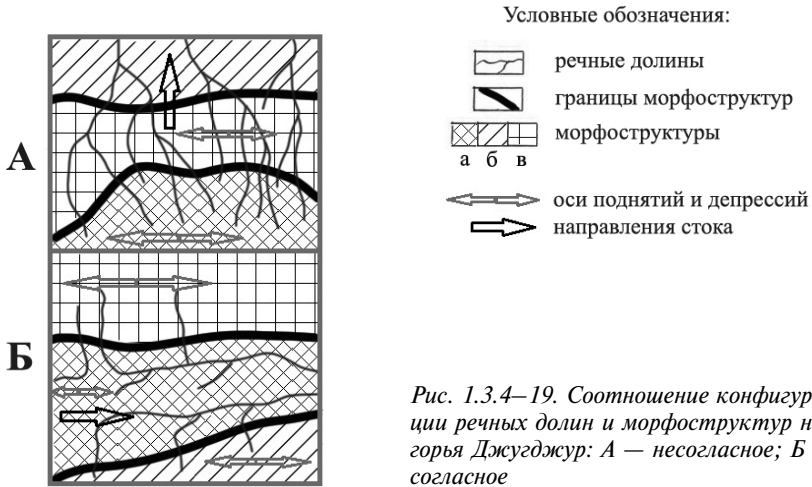
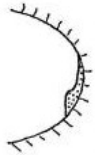
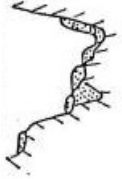


Рис. 1.3.4–19. Соотношение конфигурации речных долин и морфоструктур нагорья Джугджур: А — несогласное; Б — согласное

Трапецевидная форма поперечного профиля встречается в большинстве долин нагорья Джугджур. В них широко представлены низкие надпойменные террасы высотой 4–6, 6–12 и реже 18–25 м. Мощность аллювия в днище не превышает 5–10 м. Однако в некоторых долинах охотского склона нагорья (реки Етара, Мамай, Джигда) фиксируются участки со значительным, до 18–25 м, переуглублением днища. В ходе поисково-разведочных и эксплуатационных работ было установлено, что в днище таких долин можно проследить один, а местами несколько погребенных врезов. Ширина врезов колеблется от 10–20 до 100–150 м. Глубина достигает 20–25 м. Как правило, они заполнены валунно-галечными отложениями с песчано-гравийным или песчано-суглинистым заполнителем. На одном поперечном профиле долины таких врезов может быть несколько — от одного до 2–3. Они хорошо прослеживаются в продольном направлении на несколько сотен, а местами тысяч метров. Отсутствие данных по строению аллювия большинства долин не позволяет пока проследить древние врезы на большие расстояния. Нередко описываемые погребенные формы «уходят» из контура современной поймы под уровень надпойменных террас.

Этот морфологический тип долин является наиболее распространенным на территории нагорья (табл. 1.3.4–4). Однако в распространении его подтипов имеются существенные особенности. Например, трапецевидные унаследованные долины с низкими (до 20 м)

Таблица 1.3.4–3. Морфологические типы речных долин нагорья Джугджур

№	Морфотип	Подтип	Форма поперечного профиля	Надпойменные террасы	Мощность аллювия в днище
1	Треугольный	–		До 4–6 м	Первые метры
2	Параболический	–		До 18–20 м	5–10 м
3	Трапещиевидный	Унаследованный		До 18–25 м	10–20 м
4	Желобовидный	Неунаследованный		От 4–6 до 100–120 м	До 10 м
		Верховьев		До 12 м	10–15 м
		Низовьев		От 4–6 до 40 м	20 м

террасами встречаются почти во всех морфоструктурах нагорья, за исключением Лантаро-Немуйской депрессии, где они составляют 16%. Трапезиевидные неунаследованные долины с широким спектром террас высотой от 4 до 140–180 м, напротив, являются преобладающими на территории депрессии. В пределах горных поднятий они встречаются реже. Мощность аллювия в днище этих долин не превышает 5–10 м.

Желобовидные долины подразделяются на два подтипа. Первый — долины желобовидных верховьев — начинаются с плосковершинных высоких междуречий Осевого хребта. Для таких долин характерны пологие склоны крутизной 10–12°, постепенно переходящие в междуречные пространства, и одна или две низкие надпойменные террасы высотой до 10 м. В большинстве таких долин отмечаются ледниковые аккумулятивные формы в виде боковых и конечных морен или холмисто-западинного рельефа основной и донной морен (долины рек Магей, Ийканда, Улеска, Евгачан, Чепталон и некоторых др.).

Таблица 1.3.4–4. Распространение речных долин различных морфологических типов нагорья Джугджур

Морфоструктуры	Речные долины от сумм длин тальвегов, в %					
	Треугольные	Параболические	Трапезиевидные		Желобовидные	
			Унаслед.	Неунаслед.	Верховьев	Низовьев
Осевой глыбовый хребет	12	34	35	—	19	—
Горстовый хребет Прибрежный	4	28	48	20	—	—
Лантаро-Немуйская депрессия	—	—	16	82	—	—
Сводово-блоковая краевая зона	9	28	34	10	5	14
Зона куполов и массивов	8	57	23	12	—	—

Желобовидные долины второго подтипа закартированы на крайнем СЗ нагорья в пределах сводово-блоковой краевой зоны. Это долины крупных рек Маймакан, Батомга, Челасин, Северный Уй. Они характеризуются значительной шириной, нередко превышающей 3–4 км. Преобладают террасы высотой 8–15 м, встречаются небольшие фрагменты террас высотой 30–40 м. Мощность аллювия в днище таких долин достигает 20–30 м.

Смена морфологических типов долин от верховьев к низовьям наблюдается во всех долинах нагорья и, как известно, зависит от факторов: 1) гидрологических; 2) морфоструктурных; 3) палеогляциологических.

Первая причина особенно сильно влияет там, где существует относительная морфоструктурная однородность территории. Увеличение водности потока от верховьев к низовьям за счет впадения боковых притоков и увеличения таким образом площади водосбора приводит к пропорциональному увеличению эрозионной способности реки и в конечном счете к углублению и расширению ее долины. Особенно заметно влияние этого фактора проявляется в верхних звеньях долинной сети, где происходит смена треугольного поперечного профиля параболическим и параболическо-трапецевидным. Эта закономерность наблюдается на всех верхних участках долин рек. Исключение составляют долины небольших ручьев, берущих начало с плосковершинных междуречий как Осевого поднятия, так и Лантаро-Немуйской депрессии. Здесь, наряду с вышеописанными формами, встречаются долины, напоминающие балки, широко распространенные на равнинных территориях. Для них характерно широкое (до 100 м) днище, постепенно переходящее в пологие склоны. Размеры водотоков (шириной первые метры), свободно мигрирующих по днищу, не соотносятся с размерами всей формы. Описываемые долины встречаются на Осевом хребте (реки Алунье, Етара, Батомга, Магей). Сходные по форме долины встречаются в пределах плосковершинных междуречий Лантаро-Немуйской депрессии, сложенных аллювиально-пролювиальным материалом плиоцен-ранне-неоплейстоценового возраста.

Долины с таким аномальным поперечным профилем распространены на участках с сохранившимися фрагментами древнего, очевидно, доплиоценового рельефа в пределах Осевого хребта и плиоценового рельефа в Лантаро-Немуйской депрессии. Их морфология и присутствие древних аллювиально-пролювиальных отложений

однозначно указывает на принадлежность их к фрагментам флювиальных форм прошедших этапов рельефообразования. Небольшое количество этих форм и их пространственная невыдержанность в современном рельефе не позволяют восстановить долинную сеть до плиоценового этапа развития.

Таким образом, появление специфического «балочного» поперечного профиля связано с морфоструктурными причинами, т.е. такая форма долин встречается на приподнятых (Осевой хребет) или опущенных (Лантаро-Немуйская депрессия) фрагментах древнего рельефа. Встречаются и другие случаи морфоструктурного контроля поперечного профиля долин (рис. 1.3.4–20). Изменение морфологии долин происходит: 1) при выходе долины из горного поднятия в межгорную депрессию; 2) при пересечении более активных морфоструктур; 3) на участках долин, заложившихся вдоль крупных тектонических нарушений.

На ЮВ склоне Осевого и в южной части Прибрежного хребтов долины рек Етара, Алуны, Магей, Онектогин, Большой и Малый Джелон при выходе из горного обрамления в пределы депрессий меняют трапециевидный унаследованный поперечный профиль на трапециевидный неунаследованный (рис. 1.3.4–20, *А*). Это объясняется разнонаправленными движениями депрессионной морфоструктуры на протяжении плиоцен-плейстоценового времени. Такой режим тектонических движений вызывал чередование врезания и аккумуляции в речных долинах, дренирующих депрессию, что приводило к частым внутриволинным перестройкам.

Изменение поперечного профиля долин наблюдается при пересечении активно понимающихся морфоструктур, таких, как хр. Прибрежный и ЮВ часть сводово-блоковой краевой зоны (рис. 1.3.4–20, *Б*). Долины на этих участках значительно сужаются. В некоторых случаях поперечный профиль их меняется от трапециевидного неунаследованного до трапециевидного унаследованного, а местами становится треугольным (долина р. Мутэ).

Во многих долинах, заложившихся вдоль Восточно-Джугджурского разлома, наблюдается увеличение ширины долины, появляются широкие (до 100 м) низкие надпойменные террасы, переходящие в обширные террасоувалы, под которыми часто устанавливаются древние погребенные врезы (рис. 1.3.4–20, *В*). Увеличение ширины долин связано с развитием в зоне разлома легко размываемых горных пород: милонитов, тектонических брекчий.

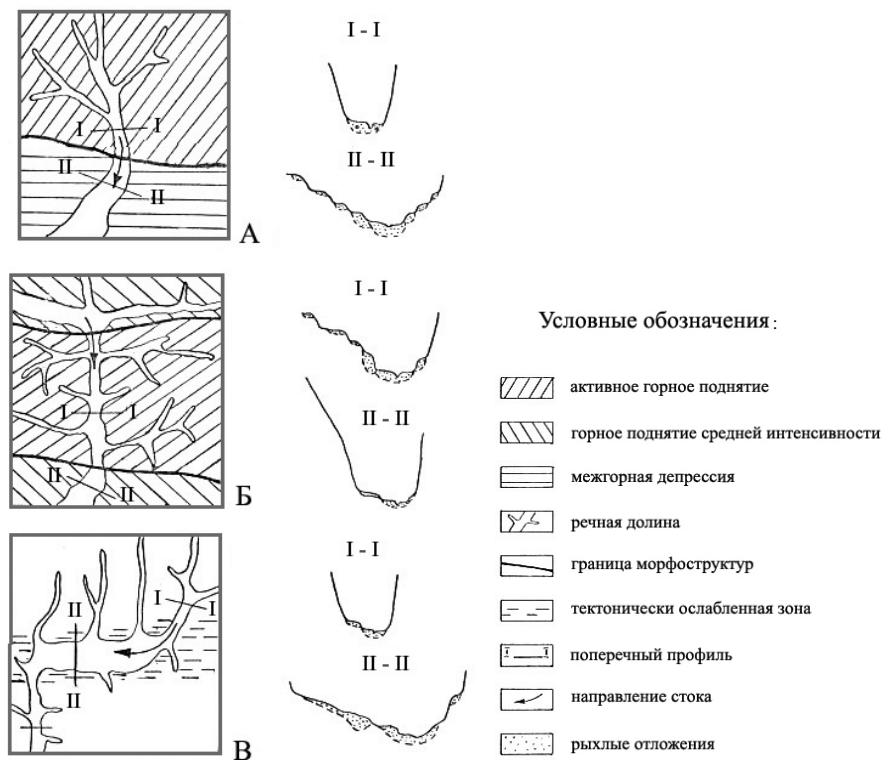


Рис. 1.3.4–20. Изменение морфологии речных долин по морфоструктурным причинам

Среди палеогляциологических причин, которые влияют на изменение поперечного профиля речных долин, главной является аккумуляция моренного материала. Участки речных долин с формами ледниковой аккумуляции часто встречаются по периферии высоких горных массивов.

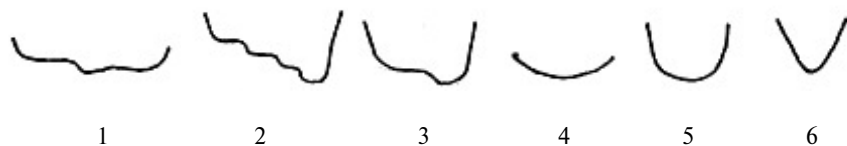
Проследивая изменение поперечного профиля в долинах различных морфоструктур от верховьев к низовьям, можно наметить последовательную смену морфологии (рис. 1.3.4–21). При этом отмечают следующие особенности: 1) ряды смены морфологии поперечных долин противоположных склонов нагорья отличаются друг от друга начальными и конечными членами ряда; 2) морфология долин рек противоположных склонов сходна в среднем течении. Перечислен-

ные закономерности можно объяснить строением морфоструктуры противоположных склонов нагорья. Там, где долины пересекают однотипные морфоструктуры, морфология поперечного профиля совпадает. Нижние звенья долинной сети алданского и охотского склонов находятся в различных морфоструктурных обстановках. Первые прорезают древнее Учуро-Майское нагорье (Чемеков, 1975), а вторые — Удскую и Лантаро-Немуйскую депрессии. Это определило последовательность эрозионно-аккумулятивных процессов на протяжении неоген-плейстоценового времени и привело к различиям в их морфологии. Анализируя строение долин в пределах каждой из выделенных морфоструктур и особенности морфологии секущих долин Джугджура, мы видим определенные закономерности их развития в кайнозое. Во-первых, алданский склон нагорья, представляющий в морфоструктурном отношении сводово-блоковую краевую зону, имеет относительно простой древовидный рисунок долин. На охотском склоне, где распространены различные типы морфоструктур, наблюдаются и различные типы планового положения речных долин. Тесная зависимость основного направления стока и ориентировки морфоструктур указывает на одновременность их заложения.

Обратные соотношения указывают на заложение долин до этапа становления морфоструктур (миоцен — ранний плиоцен) или на пассивность морфоструктуры. На алданском склоне нагорья миоценовые долины вероятно наследовали олигоценовые. На это указывает несовпадение основного джугджурского морфоструктурного направления (СВ) и направления стока рек алданского склона нагорья (СЗ). Речные долины охотского склона нагорья имеют в целом направление, согласное с ориентировкой границ морфоструктур. Это указывает на относительно молодость долин охотского склона и на заложение их во время становления основных морфоструктур. Однако и здесь отмечаются «секущие» долины (реки Киран, Немуй, Алдан), которые, вероятно, наследуют донеогеновые пра-долины. Во-вторых, в пределах горных поднятий наиболее широко представлены долины, имеющие параболический (39%) и трапиевидный унаследованный (35%) поперечный профиль. На долю остальных морфологических типов приходится менее 30%. Господствующим типом долин в межгорной депрессии являются трапиевидные неунаследованные долины (80%). Следовательно, в большинстве речных долин горных поднятий на протяжении неоген-четвертичного времени преобладала узконаправленная эрозионная деятельность,

Охотский склон нагорья				Алданский склон нагорья	
Купольное средне- горье	Лантаро- Немуй- ская грабен- депрессия	Горсто- вый хребет Прибреж- ный	Осевой глыбовый хребет		Сводовое средне- горье
			Юго- восточ- ный склон	Северо- запад- ный склон	

Форма поперечного профиля:



- 1 – треугольная,
 2 – параболическая,
 3 – трапецевидная, I подтип,
 4 – трапецевидная, II подтип,
 5 – желобовидная, I подтип,
 6 – желобовидная, II подтип

Рис. 1.3.4–21. Изменение морфологических типов речных долин от верховьев к низовьям в морфоструктурах нагорья Джугдзур

приведшая к значительной переработке приподнятых фрагментов древней долинной сети и совмещению в плане разновременных эрозионных врезов.

Вышеприведенные данные по внутреннему строению нагорья Джугджур позволяют сделать вывод, что узловой тип морфоструктуры содержит денудационные и тектонические элементы. Границы между крупными элементами морфоструктуры (хребты, межгорная впадина, отдельные горные массивы) в основном определяются сложно-построенной системой тектонических нарушений. Она представляет собой две взаимонакладывающиеся группы линеаментов: ортогональную и радиально-дуговую. Первая имеет ведущее значение и сочетает в себе нарушения основного джугджурского (СВ) и алданского (СЗ) направлений. Эти разломы определяют границы не только между внутренними элементами, но и узловой морфоструктуры в целом. Вторая группа нарушений ограничивает морфоструктуры меньшего порядка — отдельные горные массивы. Абсолютные высоты крупных элементов узлового нагорья определяются интенсивностью и направленностью неоген-четвертичных движений. При этом устанавливаются два этапа развития морфоструктур, различающиеся направлением тектонических деформаций: 1) миоцен-раннеплиоценовый, во время которого движения носили дифференцированный характер; 2) позднеплиоцен-плейстоценовый, во время которого происходило общее медленное сводовое поднятие всего нагорья. С уменьшением ранга морфоструктур ослабевает роль тектонических движений в рельефообразовании и возрастает роль процессов денудации, направление которых находится в тесной зависимости от строения субстрата. Это хорошо видно при анализе разнопорядковых узловых морфоструктур и их мелких элементов. Внутренние элементы узловой морфоструктуры обладают различным уровнем изменения экзогенными процессами, что определяется в меньшей степени тектоническими движениями, и в большей — особенностью строения субстрата (трещиноватость, наличие пересекающихся зон линеаментов, различия денудационной устойчивости петрографических разностей и пр.). Интенсивность экзогенных процессов зависит от многих причин, главное из них — приморское положение горного сооружения. Этим объясняется большая интенсивность флювиальных процессов на охотском склоне нагорья по сравнению с алданским склоном, что находит выражение в вершинных перехватах, значительной глубине расчленения приморских морфоструктур и т.д. Яркость релье-

фа междуречий нагорья на многих участках имеет тектоническое и тектоно-эрозионное происхождение, которое связано с различными темпами неоген-четвертичных движений. Очертания долинной сети контролируются системой древних и неоген-четвертичных разломов. Отмечается тесная зависимость морфологии «продольных» речных долин охотского склона от характера и направленности неогеновых и особенно плиоцен-плейстоценовых движений крупных морфоструктурных элементов. В ряде случаев в «секущих» долинах не наблюдается смена морфологий поперечных профилей речных долин при пересечении разнотипных морфоструктур, что свидетельствует о пассивности структур в позднеплиоцен-плейстоценовое время.

Анализ внутренних элементов узловой морфоструктуры Джугджура показывает, что «кольцевые» образования являются литоморфоструктурами, представляющими собой системы дуговых линеаментов купольных морфоструктур. Последние выражены отдельными горными массивами, формирование которых связано с явлением избыточного литодинамического явления на блоки, сложенные гравитационно-легкими массами гранитоидов. Движения гранитоидных блоков были вызваны, во-первых, уничтожением значительных объемов пород, перекрывающих интрузии, в ходе позднепалеогенового денудационного снижения горного рельефа, во-вторых, активизацией дифференцированных неогеновых движений. Для некоторых купольных морфоструктур отмечается усиление поднятия в позднеплиоцен-плейстоценовое время, что находит выражение в перестройках долин, заложившихся по дуговым разломам. На территории нагорья не встречено узловых сочленений дуговых линеаментов и отсутствуют «зоны интерференции».

Глава 1.4. Кайнозойская история становления узловой морфоструктуры Джугджура и ее элементов

Анализ морфоструктурной позиции и происхождения рельефа Джугджура позволяет установить последовательность и наметить основные причины возникновения джугджурской узловой морфоструктуры как особого типа морфоструктур горных поясов Евразии.

Вторая половина мезозоя на исследуемой территории ознаменовалась вспышкой тектонической активности, сопровождавшейся интенсивным вулканизмом. В юрское время закладываются крупные

вулканические прогибы: Предджугджурский, Приохотский и Ульяновский. Накопление мощных толщ вулканогенных и терригенных пород в течение конца юры и всего мела свидетельствует о существовании контрастного рельефа. Господствующим типом рельефа были лавовые плато, осложненные вулканическими постройками, и разделявшие их вулканические депрессии. Они занимали обширные территории на месте современных морфоструктур хр. Прибрежного, сводово-купольных зон. Лавовые плато с постройками центрального типа были характерны для области СЗ склона нагорья. Это подтверждается широким распространением здесь эффузивно-пирокластических пород раннего и позднего мела. Территория современного хр. Прибрежного входила в состав вулканической горной страны, вытянутой в СВ направлении цепью вулканических конусов. Л.И. Красный (1960) отмечает, что состав пород джелонской свиты указывает на чередование в юрско-меловое время вспышек вулканической активности и заболачивания, разделявших вулканические постройки вулканических депрессий.

По мнению Ю.Ф. Чемякова (1975), в осевой части нагорья в это время существовал горный хребет. Для позднемелового — раннепалеогенового времени можно говорить о трех крупных палеоморфоструктурах, располагавшихся на территории современного нагорья: 1) вулканическое плато; 2) вулканическое нагорье; 3) эрозионно-денудационные горы. В раннем палеогене происходит затухание вулканической деятельности и общий спад тектонической активности. На территории устанавливаются условия, при которых преобладают денудационные процессы, которые привели к полному уничтожению мелового вулканогенного нагорья и формированию сглаженного низкорослого, местами мелкосопочного рельефа. Его фрагменты сохранились в вершинном поясе современных междуречий.

Время окончания эпохи выравнивания точно установить трудно. Отложений, коррелятных эпохе планации, на территории нагорья нам пока не удалось обнаружить. Известны лишь осадки, относимые к следующему этапу формирования рельефа, — плиоценовый аллювий, залегающий в днищах современных долин (Штейнберг, 1973; Денисов, 1979; Воскресенский, 1982; Бредихин и др., 1982). На этом основании можно предполагать, что к концу плиоцена рельеф вновь был глубоко расчленен. Некоторое представление о времени окончания этапа выравнивания можно получить, анализируя кайнозойскую историю смежных регионов (Баранова, Хайкина, 1968; Ахметьев и

др., 1969; Ананьев, 1982). На этом основании время окончания эпохи относительного тектонического покоя можно установить в интервале от конца олигоцена до раннего миоцена.

Облик древнего рельефа, сформированного к концу эпохи выравнивания, устанавливается неоднозначно из-за плохой его сохранности. Основываясь на морфологии и морфометрии сохранившихся фрагментов, вулканогенный горный рельеф позднемелового — палеоценового возраста в течение эоцена и олигоцена преобразован в низкогорный, а местами в мелкосопочный. Размах высот позднеолигоценового рельефа составлял 300—500 м.

В раннем неогене начался этап новой тектонической активизации. На большей части территории современного нагорья преобладали поднятия сводового типа, на что указывает форма вершинной поверхности (рис. 1.4—22).

Основной причиной начавшихся в миоцене движений явилось общее оживление тектонической активности Восточно-Азиатского пояса гор и равнин (Ананьев, 1981). К этому времени относится резкая активизация прогибания впадины Охотского моря и начало прогибания окружающей ее с З и СЗ суши с образованием шельфового мелководья (Марков и др., 1967; Чемяков, 1972; Уфимцев, 1974, 1975; Чиков, 1978). Это привело к оживлению долгоживущего Джугджурского глубинного разлома и образованию серии новых крупных нарушений СВ направления, ограничивающих погружающиеся структуры охотоморского шельфа от жестких поднимающихся структур нагорья Джугджур. Увеличение контрастности рельефа вызывало углубление долинной сети. В результате взаимодействия миоценовых движений и эрозионного расчленения были сформированы основные морфоструктуры нагорья (см. рис. 1.4—22). По отношению к мезозойскому структурному плану (см. рис. 1.2.3—5) выделяются следующие морфоструктуры: 1) положительные прямые (Осовой глыбовый хребет); 2) положительные инверсионные (сводо-купольные зоны, горстовый хр. Прибрежный); 3) отрицательные наложенные (Лантаро-Немуйская грабен-депрессия). Миоценовая тектоническая активизация, выразившаяся в дифференцированных движениях, явилась причиной усиления процесса литостатического давления вмещающих эффузивно-терригенных толщ на гранитоидные тела. Начался процесс медленного поднятия гранитоидных блоков. Геоморфологическим выражением этого процесса явилось возникновение купольных морфоструктур и дуговых линейментов по их

периферии, которые накладывались на различные морфоструктуры в виде литоморфоструктур. Наиболее широко морфоструктуры центрального типа были представлены в мезозойский этап рельефообразования, когда господствовали различные вулканические структуры. В раннем кайнозое они стали пассивными и в ходе денудационного выравнивания палеогенового времени были разрушены. В раннем миоцене возрастает роль структур центрального типа в процессе горообразования в виде купольных массивов.

Тектоническая активизация, начавшаяся в миоцене в разных частях региона, проявилась по-разному. В ЮВ части, объединяющей Осевой глыбовый хребет, Лантаро-Немуйскую грабен-депрессию и горстовый хр. Прибрежный, в это время происходят глыбовые движения по севера-восточным протяженным разломам (см. рис. 1.3.1.1–12). Денудационный эоцен-олигоценый рельеф оказывается в одних местах приподнятым и законсервированным в своем развитии в силу своего приводораздельного положения, в других — интенсивно расчленяется (хр. Прибрежный). Для этого времени отмечается существование зоны относительных погружений (Лантаро-Немуйская депрессия), где древний рельеф, вероятно, был перекрыт маломощным чехлом миоцен-плиоценовых отложений. В СЗ части нагорья, объединяющей сводово-купольные зоны, в это время преобладали сводовые движения, на которые накладывались поднятия гранитоидных куполов. К концу плиоцена глубина расчленения горного рельефа была близка к современной, это подтверждается находками плиоцен-ранненеоплейстоценового аллювия в днищах современных долин (Чемеков, 1975; Бредихин, 1982). На этом основании автор считает, что к началу неоплейстоцена сформировались основные черты морфоструктуры нагорья и долинная сеть приняла рисунок, близкий современному. Неоплейстоценовые перестройки долинной сети имели в основном внутридолинный характер. Немногочисленные междолинные перестройки, связанные с вершинными перехватами и ледниковой аккумуляцией, не приводили к существенному перераспределению стока.

Если для предыдущего неогенового этапа характерна была морфоструктурная неоднородность, то в позднеплиоцен-плейстоценовое время дифференцированные тектонические движения сменились общим сводовым поднятием, в которое вместе с горными морфоструктурами была втянута и межгорная Лантаро-Немуйская депрессия. На изменение характера движений в позднем плиоцене указывает поло-

жение древней приподнятой долинной сети как в пределах горных морфоструктур, так и в пределах межгорной депрессии. Соотношение плиоцен-плейстоценовых террас свидетельствует о прогрессирующем расширении обрамляющих депрессию горных морфоструктур к сокращению за счет этого ее площади.

Последовательность формирования рельефа нагорья Джугджур позволяет говорить о трех этапах развития исследуемого региона, следы которых сохранились в современном рельефе: 1) эоцен-олигоценный этап нисходящего развития; 2) миоцен-среднеплиоценовый этап дифференцированных движений, результатом которых явилась морфоструктурная неоднородность территорий; 3) позднеплиоцен-плейстоценовый этап общего сводового поднятия. Сохранность фрагментов палеогенового рельефа в осевой части нагорья позволяет утверждать, что в современном рельефе Джугджура запечатлена геоморфологическая история начиная с позднего палеогена, что не позволяет, на наш взгляд, рассматривать рельеф исследуемой территории как неотектонический (Чемяков, 1975).

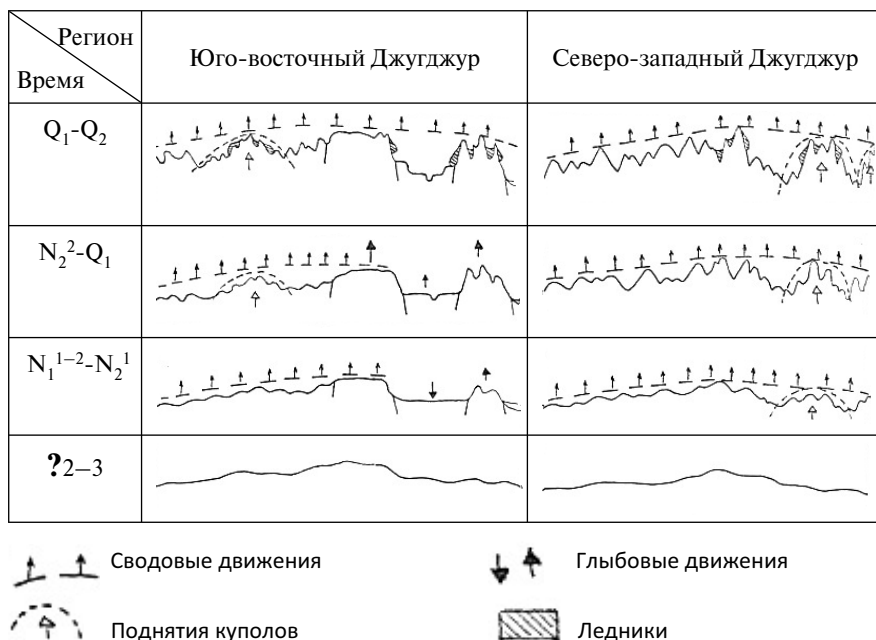


Рис. 1.4–22. Развитие нагорья Джугджур в позднем кайнозое

Как было показано выше, в неогене произошла морфоструктурная дифференциация исходного позднепалеогенового рельефа и определились основные черты современной морфоструктуры. В этом отношении возраст морфоструктуры нагорья нами определяется как миоцен-раннеплиоценовый. Говоря о возрасте морфоструктуры, мы принимаем во внимание понятие «критический временной рубеж» (Ганешин, Соловьев, Чемяков, 1970). Вслед за Г.С. Ананевым (1982) под критическим временным рубежом мы понимаем время дифференциации рельефа на регионы, сохранившиеся в своих основных очертаниях и морфологии до настоящего времени. Вместе с тем важное место в строении рельефа занимают фрагменты палеогенового рельефа — это комплекс форм в приводораздельной части хребтов. Они определяют своеобразный джугджурский тип горного рельефа, для которого характерно сочетание массивных междуречий и плосковершинных поверхностей. Эти образования формировались на протяжении длительного периода развития, который выходит за рамки временного интервала, в течение которого формировалась современная морфоструктура. Поэтому наряду с понятием «возраст морфоструктуры» мы вводим понятие «возраст рельефа», под которым понимаем интервал времени от начала формирования самых древних форм до настоящего времени. Возраст рельефа нагорья Джугджур, таким образом, превосходит возраст морфоструктуры и оценивается нами как эоцен-плейстоценовый.

С целью определения характера соотношений крупных сочленяющихся морфоструктур, предшествующих формированию современной узловой морфоструктуры Джугджура, необходимо рассмотреть тенденции развития смежных регионов. К ним относятся: Становой хребет, Учуро-Майское плоскогорье, равнина охотского шельфа, южные отроги Сетте-Дабана, южная часть Юдомо-Майского нагорья. История развития этих регионов (Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1967, 1968; Палеогеография СССР, 1975) показывает: 1) каждый регион на протяжении кайнозойской эры имеет определенную последовательность геоморфологических событий; 2) наблюдаются две тенденции в развитии регионов: а) приобретение территорией всех смежных регионов геоморфологического одноконтинентального облика (позднемиоценовое — позднепалеогеновое время); б) морфоструктурная дифференциация всех регионов (миоцен-плейстоцен); 3) периодам изменения как в сторону «упрощения», так и в сторону «усложнения» геоморфологической обстановки в смежных регионах

соответствует узловая позиция Джугджура, что находит выражение в сочетании в пределах территории геоморфологических обстановок смежных регионов. В раннем мелу — позднем палеогене узловая морфоструктура характеризовалась совокупностью вулканических, денудационных и тектонических элементов, которые были широко представлены в смежных регионах. Примером могут служить вулканические постройки щитового и центрального типов позднемелового возраста, которые отмечаются как на территории современного Джугджура, так и в смежных регионах. При геоморфологической однородности, характерной для эпох преобладания денудационных процессов, узловые соотношения структур пропадают. В частности, установившиеся в позднем палеогене условия ослабления тектонических движений привели к денудации генетически и морфологически различных морфоструктур (табл. 1.4–5) и их геоморфологической однородности. Следовательно, узловая морфоструктура возникает в периоды преобладания эндогенных факторов рельефообразования над экзогенными. Таким образом, территория нагорья Джугджур как узловая морфоструктура имеет сложную и длительную историю раз-

Таблица 1.4–5. Тенденция в развитии рельефа регионов, смежных с нагорьем Джугджур

Регион Время	Становой хребет	Учуро-Майское плоскогорье	Охотоморский шельф	Южные отроги Сетте-Дабана	Южная часть Юдомо-Майского нагорья	Нагорье Джугджур	Морфоструктурная позиция Джугджура
Q							УЗЛОВАЯ
N	N ₂ ²						
	N ₂ ¹						
	N ₁ ²						
	N ₁ ¹						Морфоструктурная однородность
P	P ₃						
	P ₂				∇ ∇		
	P ₁				∇ ∇ ∇		
K ₂		∇ ∇			∇ ∇ ∇	∇ ∇	УЗЛОВАЯ

	высокие горы		холмистая равнина
	низкие горы		аккумулятивная низкая равнина
	плато, возвышенная равнина		вулканические постройки щитового типа

вития, не ограничивающуюся неотектоническим этапом. При этом узловой тип морфоструктуры повторно возникает в определенном регионе, хотя границы новообразованной узловой морфоструктуры могут не совпадать с границами предшествующей морфоструктуры.

Для выяснения причин региональной приуроченности и возникновения узловых морфоструктур важное значение имеет вопрос их подобия. Выделяются внутреннее и внешнее подобия. Первое определяется сходным расположением внутренних элементов и было рассмотрено выше.

Внешнее подобие заключается в закономерном повторении межрегиональных особенностей сочетания крупных элементов морфоструктурного узла (рис. 1.4–23). Внешнее подобие морфоструктурных узлов Памира, Малого Кавказа и Джугджура проявляется в: 1) наличии платформенного клина, как определяющего элемента; 2) дивергирующей системе линейных положительных морфоструктур; 3) наличии зоны равнин с противоположной платформенному выступу стороны узловой морфоструктуры, в одних узлах — континентальных (Памир, Малый Кавказ), в других — морской (Джугджур); 4) причленении к узлу линейной отрицательной морфоструктуры (рифтовая, межгорная или предгорная впадина). Наблюдаются существенные различия в строении узлов: 1) отсутствие в «тыловой части» горных сооружений в джугджурском узле; 2) для каждого горного пояса отмечается особое чередование морфоструктур. Например, в Альпийско-Гималайском горном поясе чередуются линейное и горное сооружение, узловое нагорье, линейное горное сооружение, нагорье, наследующее срединные массивы. Для Восточно-Азиатского пояса гор и равнин характерно чередование нагорий, наследующих срединные массивы, узловых нагорий и межгорных впадин различного типа. Подобие морфоструктурного плана узловых морфоструктур объясняется их положением в пределах горных поясов, отвечающих планетарным шовным или древним переходным зонам, которые закладывались между стабильными жесткими платформенными ядрами. Выступы или «клинья» последних во время тектонической активизации играли роль своеобразных структурных барьеров, вокруг которых общее для горного пояса морфоструктурное направление изменялось под воздействием морфоструктур, смежных с шовной зоной. Отмеченное выше характерное для каждого пояса чередование морфоструктур, вероятно, связано с генетическими и возрастными различиями самих поясов, которые определяются их межконтин-



Рис. 1.4–23. Морфоструктурное подобие узловых морфоструктур Памира, Малого Кавказа (по Авенариус, 1978) и Джугджура

нентальным (Альпийско-Гималайский пояс) и окраинноматериковым (Восточно-Азиатский пояс) положением. Геоморфологический анализ узловых морфоструктур позволяет наметить региональные особенности эндогенного рельефообразования, которые характеризуются типом горообразования. Последний определяется корово-мантийным механизмом, выражающимся в виде неотектонических деформаций. Множество различных типов процесса формирования горного рельефа может быть обусловлено одной первопричиной: явлением планетарного масштаба, проявляющегося по-разному при конкретных региональных условиях (континентальная окраина, наличие жестких платформенных блоков и т.д.). При определении типа горообразования важен учет: 1) конкретных региональных структурных условий; 2) ранговых или порядковых соотношений между горными морфоструктурами (как следствием) и корово-мантийными процессами (как причиной). Вслед за Н.А. Флоренсовым (1965) и Г.Ф. Уфимцевым (1984) автор выделяет две группы механизмов

горообразования: 1) тектонический; 2) вулканический. Изучение морфоструктур нагорья Джугджур показало, что крупные элементы рельефа обязаны своим происхождением различным тектоническим движениям. Возможны два класса тектонического горообразования: 1) общее воздымание; 2) дифференциация по знаку тектонических движений (Уфимцев, 1984). На примере развития морфоструктуры Джугджура видно, что эти типы горообразования могут сменять друг друга на протяжении этапа становления морфоструктуры. Для миоцен-раннеплиоценового времени было характерно заложение основных морфоструктур, которые объединяли как поднимающиеся, так и погружающиеся структуры. В позднеплиоцен-плейстоценовый этап погружающаяся до этого Лантаро-Немуйская межгорная впадина была втянута в общее поднятие, которое продолжается до настоящего времени. Горообразование при дифференцированных по знаку и амплитуде тектонических движениях осуществляется в двух обстановках: 1) при растяжении; 2) при сжатии. Образование гор в условиях растяжения есть геоморфологическое выражение рифтового процесса, который достаточно изучен на примере Байкальского рифта, имеет четкие отличительные признаки (Флоренсов, 1965). Они не зафиксированы для территории нагорья Джугджур и обрамляющей его с юга Удской впадины. Поэтому формирование горного рельефа исследуемого региона мы относим за счет горообразования в условиях субгоризонтального сжатия. Этот тип является наиболее распространенным на Дальнем Востоке. Он может быть вызван: 1) сводовым изгибанием в условиях горизонтального сжатия или сдвиговых перемещений вдоль крупных разломов; 2) поднятием клиньев выпирания и формирования при этом краевых взбросов и внутренних долин грабенных; 3) воздыманием осевых горстов, представляющих тела с дефицитом плотности (Уфимцев, 1984).

Рассматривая вторую причину, можно указать на жесткий Джугджурский анортозитовый массив, поднятие которого в миоцене, вероятно, предопределило положение крупных СВ линейментов, которые повлияли на глыбовый и линейный характер морфоструктур юго-восточного Джугджура.

Последняя из указанных причин проявляется при горообразовании участков земной коры, насыщенных магматическими телами гранитоидов. В условиях молодой геологической структуры (мезозойский комплекс пород), не имеющей достаточной устойчивости в поле силы тяжести, общая миоцен-раннеплиоценовая активизация

способствовала выработке этой устойчивости посредством стимулирования процессов «выталкивания» гранитных тел.

Выводы.

1. Узловые морфоструктуры являются неотъемлемой частью различных горных сооружений. Высокопорядковые узловые морфоструктуры входят в состав планетарных форм рельефа (горных поясов) в виде нагорий. Узловые морфоструктуры являются частями отдельной горной системы, где они выражены зонами сочленения морфоструктурных элементов типа хребет, горный массив и пр. Наиболее низшую ступень иерархии узловых морфоструктур занимают морфоструктуры сочленения отдельных зон линейментов.

2. Положение высокопорядковой узловой морфоструктуры контролируется выступом пограничного с горным поясом жесткого платформенного клина. Признаками узловой морфоструктуры являются: сочленение нескольких разнотипных морфоструктур; смена направления в интенсивности тектонических движений в течение периода становления морфоструктуры, что объясняется отсутствием единых тектоструктурных элементов для всего узла и создает условия для неравномерных и разнонаправленных напряжений в земной коре при тектонической активизации; преобладание сводово-глыбовых деформаций по линейным нарушениям и подчиненное значение дуговых разломов; несовпадение мезозойского и современного морфоструктурного плана и преобладание на территории узловой морфоструктуры инверсионных и наложенных элементов.

3. Нагорье Джугджура занимает самостоятельное морфоструктурное положение в системе горных сооружений Дальнего Востока СССР, обладая узловой сводово-глыбовой морфоструктурой. Составными частями узловой морфоструктуры Джугджура являются денудационно-тектонические и денудационные элементы. С уменьшением порядка морфоструктур ослабевает роль тектонических движений и возрастает роль процессов денудации в рельефообразовании. Постепенно тектоморфоструктуры замещаются литоморфоструктурами. Элементы морфоструктуры имеют разную степень изменения экзогенными процессами, что определяется приморским положением горного сооружения. Наибольшей современной тектонической активностью обладают зоны сочленения Джугджура со смежными морфоструктурами. Внутренние части нагорья имеют слабую сейсмическую активность, которая проявляется в виде единичных землетрясений вдоль межгорной Лантаро-Немуйской депрессии.

4. Узловая морфоструктура нагорья Джугджур прошла два этапа становления: 1) миоцен-раннеплиоценовый; 2) позднеплиоцен-плейстоценовый, различающиеся направлением и интенсивностью тектонических движений. Для первого были характерны дифференцированные движения, приведшие к формированию современных морфоструктур с близкими (800–1400 м) абсолютными отметками. В течение второго этапа нагорье испытало общее сводовое поднятие, величина которого колеблется в пределах 100–200 м. Узловой тип морфоструктуры возникал неоднократно на территории современного Джугджура в периоды тектонической активизации конца мезозойской и кайнозойской эры. Эндогенные процессы, приведшие к формированию современного рельефа нагорья, связаны с несколькими механизмами горообразования, которые накладывались друг на друга в ходе формирования узловой морфоструктуры.

Список литературы

- Авенариус И.Г.* О подобии морфоструктур в областях сочленения Аравийской и Индостанской платформ с континентом Евразии // Геоморфология. 1978. № 2.
- Авенариус И.Г.* Новые аспекты морфоструктурного анализа активных шовных зон // Основные проблемы теоретической геоморфологии. Новосибирск, 1985. С. 49–51.
- Александров С.М., Мелекцев И.В.* О морфоструктурных аномалиях континентальных и межконтинентальных шовных зон // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232. № 4. С. 867–870.
- Александров С.М.* Сравнительный анализ морфоструктур внутриконтинентальной и континентально-океанических шовных (переходных) зон // Геоморфология. 1978. № 3. С. 5–18.
- Алексеев М.Д., Онухов Ф.С., Уфимцев Г.Ф.* Неотектонические дислокации хребта Джугджур // Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1977. С. 74–81.
- Ананьев Г.С.* Денудационная устойчивость горных пород в разных климатических условиях // Геоморфология. 1975. № 2. С. 12–16.
- Ананьев Г.С.* Динамическая геоморфология. Формирование вершинных поверхностей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 173 с.
- Ананьев Г.С.* Восточно-Азиатский пояс гор и равнин и основные черты окраинно-материковой морфоструктуры // Вестник МГУ. Сер. геогр. 1982. № 1. С. 31–38.
- Аристархова Л.Б.* Важные проблемы морфоструктурного направления // Основные проблемы геоморфологии. М.: Наука, 1985. С. 57–59.
- Асеев А.А., Благоволит Н.С.* Некоторые итоги дискуссии о предмете геоморфологии и морфоструктурного анализа // Геоморфология. 1981. № 4. С. 49–54.
- Атлас землетрясений в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 337 с.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М.: Мин. геологии, 1967. Т. 4. С. 64.

Афонский М.Н. Неотектоника южной части советского Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1970. № 2. С. 64–71.

Ахметьев М.А., Шевченко В.К. Геоморфологические критерии при поисках эндогенных месторождений в Нижнем Приамурье // Геоморфологические методы поисков эндогенного оруденения. Чита: Наука, 1968. С. 42–46.

Ахметьев М.А., Белецкая С.В., Морозова В.Ф., Салун С.А. Палеогеновые и неогеновые отложения межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Приохотья // Сов. геология. 1969. № 7. С. 9–23.

Бальян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван: Изд-во Ереван. ун-та, 1969. 389 с.

Баранова Ю.П. Развитие морфоструктуры Северо-Востока Сибири в мезозое и кайнозое. Новосибирск: Наука, 1967. 87 с.

Басков Е.А., Драгунов В.И., Красный И.И., Малич Н.С., Лесайтис В.Л. Тектоника // Геология Сибирской платформы. Новосибирск: Недра, 1966. С. 345–398.

Башарин А.К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М.: Наука, 1967. С. 203.

Башенина Н.В. Формирование современного рельефа земной поверхности. М.: Высшая школа, 1967. 388 с.

Белявский Н.А., Петрушевский Б.А. Основные проблемы геологии зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана // Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., 1968. С. 15–30.

Боголепов К.В. Орогенные структуры и их эволюция // Эволюция тектонических структур, их происхождение и типизация. Новосибирск, 1976. С. 49–57.

Бороздин Б.Г., Семакин В.П. Об избирательном поднятии гранитных массивов Казахстана и Алтая // Земная кора складчатых областей юга Сибири. М.: Наука, 1964. 251 с.

Бредихин А.В., Воскресенский С.С., Каревская И.А., Лебедев С.А., Фишкин О.Н., Шубин Г.А. Последовательность накопления плейстоценовых отложений юго-западного Приохотья // Вестник МГУ. Сер. географ. 1986. № 6. С. 71–79.

Бредихин А.В., Лебедева Е.В., Фишкин О.Н. К вопросам об асимметрии долин областей неотектонической активизации (на примере Западного Приохотья) // Геоморфология — наука и практика МГУ. М., 1986. С. 6–12. Деп. ВИНТИ 06.02.86, № 871-В.

Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. М.: Высшая школа, 1968. 367 с.

Валпетер А.П., Карташов И.П. Реклиты пенепленизированного рельефа на Северо-Востоке СССР // Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964. С. 164–170.

Валпетер А.П. Особенности деформации поверхностей выравнивания и проблема ярусности рельефа в Яно-Колымской складчатой системе // Геоморфология. 1972. № 2. С. 14–20.

Воскресенский С.С., Леонтьев О.К. и др. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М.: Высшая школа, 1980. 343 с.

Ганешин Г.С., Чемеков Ю.Ф. Устройство поверхности и геоморфологическое районирование // Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966. С. 7–23.

Геологический словарь. М.: Недра, 1960. 402 с.

Геология СССР. Хабаровский край, Амурская область. М.: Недра, 1966. Т. 19, 41. 736 с.

Герасимов И.П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР // Проблемы физической географии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. Т. 12. С. 33–46.

Герасимов И.П. Структурные черты рельефа земной поверхности территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 100 с.

Герасимов И.П., Раницман Е.А. Морфоструктура горных областей и их сейсмичность // Геоморфология. 1973. № 1. С. 3–13.

Герасимов И.П., Живаго А.В., Коржуев С.С. Геоморфологические и палеогеографические аспекты новой концепции тектоники плит. М.: Изд-во АН СССР. Сер. геогр. № 5. 1974. С. 5–22.

Герасимов И.П. Комментарии к статье Н.А. Флоренсова // Геоморфология. 1978. № 4. С. 39–40.

Гнибиденко Г.С., Косыгин Ю.А. и др. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, 1976. 308 с.

Говоруха Л.С., Макеев В.Н. Основные этапы развития рельефа и оледенения Таймыро-Северо-Земельской области в среднем и верхнем плейстоцене и голоцене // Докл. Географического общества СССР. Вып. 16. М.: Наука, 1970. С. 58–73.

Горелов С.К. Главнейшие генетические типы горных сооружений территории СССР и проблема их происхождения // Проблемы геоморфологии гор. М.: Наука, 1984. С. 5–34.

Горелов С.К., Худяков Г.И., Золотарев А.Г. Проблемы развития морфоструктурных исследований // Основные проблемы теоретической геоморфологии. Новосибирск, 1985. С. 14–21.

Денисов С.В. Возраст материкового побережья Охотского моря // Докл. АН СССР. 1979. № 3. С. 650–652.

Дзевановский Ю.К. Магматизм Сибирской платформы. Геологическое строение СССР. Магматизм. М.: Недра, 1975. С. 96–98.

Дзевановский Ю.К. Некоторые новые данные о хребтах Верхоянском и Джугдзуре. М.: Изв. Географического общества, 1939. Т. 71. Вып. 4. С. 64–70.

Думитрашко Н.В. Проблема классификации морфоструктур горных стран // Актуальные проблемы теоретической и прикладной геоморфологии. М.: Наука, 1975. С. 39–53.

Ендрихинский А.С. Границы и геоморфологическое районирование Станового нагорья. Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М., 1981. С. 6–19.

Ермошин В.В. Вершинные поверхности и пространственно-порядковое подчинение морфоструктур // Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С. 148–161.

Ермошин В.В. Морфоструктура хребта Джугдзур. // Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток, 1983. С. 74–81.

Жданов В.С. Четвертичное оледенение хр. Джугдзур // Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968. С. 75–79.

Жданов В.С. Поверхности выравнивания хр. Джугдзур и их значение при поисках золотоносных россыпей // Поверхности выравнивания. Иркутск, 1970. С. 91–93.

Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск: Наука, 1981. 173 с.

Карташов И.П. Рельеф дна Охотского моря и история его формирования // Мезозойская история и строение земной коры Охотского региона // Труды геологического института АН СССР. Вып. 168. 1967. С. 128–164.

Кашименская О.В. Методика определения генезиса ярусности рельефа и выровненных поверхностей в горных странах // Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. С. 61–73.

Коржуев С.С., Тимофеев Д.А. О геоморфологической терминологии // Вопросы географии. М.: Наука, 1959. Вып. 46. 142 с.

Коржуев С.С. Морфотектоника и рельеф земной поверхности (на примере происхождения и возраста рельефа Восточной Сибири). М.: Наука, 1974. 530 с.

Костенко Н.П. Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М.: Мысль, 1970. 366 с.

Косыгин Ю.А. и др. Карта складчатых комплексов Сибири и Дальнего Востока м-ба 1:10000000 // Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965. 140 с.

Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П., Уфимцев Г.Ф. Эффект выталкивания геологических тел по данным гравиметрии и плотностных характеристик горных пород (на примере Дальнего Востока) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1176–1177.

Косыгин Ю.А., Рейнлиб Э.Л., Маслов Л.А., Романовский Н.П., Тиезов И.К. Граниты и современный горный рельеф // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281, № 3. С. 669–672.

Красный Л.Г. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 34. 1960. 164 с.

Красный Л.И. Тектоника Приамурья и Западного Приохотья. // Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1966. С. 408–416.

Красный Л.И. Геологическая карта мира и проблемы тектонической систематики // Труды ВСЕГЕИ. Т. 178. 1972. С. 37–60.

Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики. М.: Недра, 1977. 174 с. Краткая географическая энциклопедия. М.: Наука, 1962. 563 с.

Кулаков А.П. Морфотектоника побережий Охотского и Японского морей и морфодинамика берегов // Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1977. С. 54–59.

Кулаков А.П. Новые данные о морфоструктуре Северо-Западного Приохотья и Нижнего Приамурья // Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1977. С. 41–53.

Кулаков А.П. Морфотектоника и особенности развития северного побережья Охотского моря в антропогене // Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1980. С. 48–70.

Кулаков А.П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 174 с.

Крубер А.А. Общее землеведение. Ч. 1. М., 1923. 402 с.

Ласточкин А.Н. К дискуссии о понятии «морфоструктура» // Геоморфология. 1980. № 1. С. 34–40.

Ленников А.И., Мукосеева З.Л. Минералогия и генезис основных пегматитов из анортозитовых массивов хр. Джугджур // Вопросы геологии северо-западно-

го сектора Тихоокеанского пояса: (Тезисы докладов). Владивосток: Наука, 1966. С. 38–39.

Леонтович А.А. Геологические исследования в Аянско-Майском районе // Материалы по геологии и полезных ископаемым дальневосточного края. Хабаровск, 1937. С. 133–154.

Леонтьев О.К. Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозое // Геоморфология. 1971. № 3. С. 3–14.

Лишневский Э.Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования // Геотектоника. 1965. № 3. С. 77–82.

Моралев В.М., Гольденберг В.И., Пугачева И.П. Джугджурский глубинный разлом, его развитие и связь с ним магматизма и оруденения // Матер. Всесоюз. конф. по геологии и металогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: Недра, 1960. Вып. 2. С. 62–65.

Мошкин В.Н. Восточная часть хребта Становой и хребет Джугджур // Стратиграфия СССР. Нижний докембрий, Азиатская часть СССР. М.: Гостеолтехиздат, 1963. С. 234–253.

Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н., Миронюк Е.П. Хребет Становой — складчатая система // Геологическое строение СССР. Магматизм. М.: Недра, 1968. Т. 3. С. 98–115.

Мошкин В.Н. Становая складчатая система // Геологическое строение СССР. Магматизм. М.: Недра, 1968. Т. 3. С. 137–158.

Мурзаев Э.М., Тимофеев Д.А. Терминология горного рельефа // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 6. С. 36–44.

Никонова Р.И., Худяков В.И. Структурно-тектонические условия формирования пенеплена // Морфоструктура Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1982. С. 13–23.

Никольская В.В. Юг Дальнего Востока // Дальний Восток и берега морей, омывающих территорию СССР. М., 1982. С. 155–195.

Онухов Ф.С. Неотектоника Северного и Северо-Западного Приохотья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, 1976. 148 с.

Онухов Ф.С. Неотектоника хр. Джугджур и окружающих территорий. Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск: Наука, 1974. С. 76–78.

Палеогеография СССР (объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР). М.: Недра, 1975. Т. 4. 202 с.

Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцов С.В., Суворов А.П. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии // Гималайский и альпийский орогенез: (Международ. геол. конгресс). М., 1964. С. 18–21.

Пичугина К.К. Современные ледники центральной части Корякского хребта // Труды НИИ геологии Арктики. Мурманск, 1959. Т. 102. С. 166–173.

Прохоров В.П. Морфология и дислокации Джугджурского анортозитового массива // Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск: Наука, 1974. С. 111–118.

Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Разницин Ю.М. и др. Сравнительная тектоника Беренгова, Охотского и Японского морей // Геотектоника. 1977. № 5. С. 82–87.

Ранцман Е.Я. Выявление морфоструктурных узлов как метод сравнительного анализа современных движений в сейсмоактивных горных странах // Современные движения земной коры. М.: Недра, 1977. С. 44–59.

Резанов И.А., Наймарк А.А. О некоторых дискуссионных вопросах геоморфологии Северо-Востока СССР // Геоморфология. 1971. № 3. С. 38–45.

Сварическая Ю.А., Яговкин В.И. Явление выдавливания гранитных массивов и их роль в образовании островных гор Центрального Казахстана // Вестник МГУ. 1966. № 24. Вып. 4. С. 140–144.

Сварическая Э.А. Горы, их образование и классификация // Структурная геоморфология горных стран // Труды X пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. М., 1975. С. 20–25.

Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 307 с.

Синицын В.М. Общая схема тектоники Высокой Азии // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. Т. 30. Вып. 2. 1955. С. 51–67.

Спижарский Т.Н. Структура Северо-Востока и Дальнего Востока Советского Союза и тектонические режимы, создавшие ее // Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971. С. 13–21.

Скотаренко В.В. Следы оледенения юго-восточной части Алданского нагорья и хр. Джугджур // БМОИН. Отд. геол. 1961. Т. 66. Вып. 2. С. 79–84.

Ставцев А.А. Узловые сочленения — важнейшие элементы структурных органических древних платформ // Сов. геология. 1976. № 5. С. 32–44.

Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 175 с.

Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. 161 с.

Тащи С.М., Ермошин В.В. Опыт морфологической классификации материковых морфоструктур // Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1982. С. 34–53.

Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 239 с.

Тимашев И.Е. Геоморфологическая роль снежников в Северном Верхоянье // Вестник МГУ. Сер. геогр. 1970. № 4. С. 74–76.

Уфимцев Г.Ф. Проблема новейшей тектоники на Дальнем Востоке // Хабаровск: Наука: Тектоника и геофизика, 1974. 250 с.

Уфимцев Г.Ф. Новейшая тектоника материковой части Дальнего Востока // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224. № 4. С. 932–935.

Уфимцев Г.Ф. Неотектоническое районирование Дальнего Востока на основе анализа речной сети // Принципы тектонического районирования. Хабаровск: Наука, 1975. С. 168–194.

Уфимцев Г.Ф. Механизмы горообразования Северо-Восточной Азии и их классификация // Проблемы геоморфологии гор. М.: РАН, 1984. С. 139–147.

Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.

Уфимцев Г.Ф., Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П. Плотностные неоднородности земной коры в горообразовательном процессе // Проблемы геоморфологии гор. М.: Наука, 1984. С. 35–43.

Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3–14.

Флоренсов Н.А. Понятие «морфоструктура» и его эволюция // Геоморфология. 1978. № 4. С. 33–39.

Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.

Хаин В.Е. Региональная тектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.

Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. Вопросы теории. М.: Наука, 1977. 156 с.

Худяков Г.И., Никонова Р.И., Короткий А.М., Кулаков А.П. Условия развития кайнозойских базисных поверхностей выравнивания и накопления коррелятных им континентальных отложений в южной части советского Дальнего Востока // Поверхности выравнивания. Вып. 1. Иркутск: Наука, 1970. С. 94–98.

Худяков Г.И., Никонова Р.И. Проблемы поверхностей выравнивания горных стран (юг Дальнего Востока). Новосибирск: Наука, 1975. 310 с.

Худяков Г.И., Кулаков А.П., Тащи С.М. Новые аспекты морфотектоники северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1980. С. 7–24.

Худяков Г.И. Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 423 с.

Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования // Континентальные кайнозойские накопления и геоморфология. М.: Наука, 1971. 234 с.

Чемеков Ю.Ф. О четвертичной истории Охотского моря // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. 1957. Т. 89. № 3. С. 203–220.

Чемеков Ю.Ф. Геоморфология Приамурья и смежных с ним территорий // Объяснительная записка к геоморфологической карте. М.: Гостеолтехиздат, 1960. 38 с.

Чемеков Ю.Ф. Неотектоника Приамурья и смежных территорий (Дальний Восток) // Докл. АН СССР. Т. 137. 1961. № 3. С. 674–677.

Чемеков Ю.Ф. Неотектоника Северо-Востока Азии и смежных с ним акваторий // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 300–309.

Чемеков Ю.Ф. Западное Приохотье. М.: Наука, 1975. 122 с.

Чиков Б.М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1978. 326 с.

Чичагов В.П. Классификация морфоструктур как центральная задача дальнейшего развития общей теории геоморфологии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1975. № 1. С. 29–47.

Чичагов В.П. Проблема геоморфологической корреляции // Землеведение. М.: Наука, 1985. С. 46–56.

Шатский В.Н. Схематическая тектоническая карта Евразии. М-б 1:20000000. // Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1:5000000). М.: Наука, 1966. 138 с.

Шукин И.С. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1966. Т. 2. 564 с.

Шукин И.С. Четырехязычный словарь терминов физической географии. М.: Наука, 1980. 502 с.

Эдельштейн Я.С. Введение в геоморфологию. Л., 1933. 288 с.

Энциклопедический словарь географических названий. М.: Наука, 1977. 682 с.

Юшматов В.В. Понятийно-терминологические проблемы структурной геоморфологии // Геоморфология. 1985. № 4. С. 30–38.

Якименко Э.Л. Выяснение происхождения ярусного рельефа с помощью морфометрического метода // Поверхности выравнивания гор Сибири. М.: Наука, 1971. С. 73–88.

ЧАСТЬ 2. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЗАПАДНОМ ПРИОХОТЬЕ

Глава 2.1. Методические основы палеогеографических реконструкций по ископаемым спорово-пыльцевым спектрам

Идентификация древних растений по морфологическим особенностям ископаемых пыльцевых зерен и спор, интерпретация ископаемых палиноспектров, палеогеографические реконструкции по палинологическим данным проводятся исключительно с актуалистических позиций. Поэтому большое внимание в палинологии уделяется изучению морфологии спородермы пыльцевых зерен и спор современных растений, законам формирования субфоссильных спорово-пыльцевых спектров, степени их адекватности растительному покрову исследуемых территорий. Результаты всестороннего исследования субфоссильных спорово-пыльцевых спектров учитываются в предлагаемой работе с ископаемыми спектрами из древних осадков.

2.1.1. Специфика формирования спорово-пыльцевых спектров в отложениях разного генезиса и особенности их интерпретации

В условиях резкорасчлененного и контрастного рельефа Западного Приохотья в основе изучения палеоландшафтов, и в частности палеорастительности и палеоклиматов, по палинологическим данным лежит выявление зонального (подзонального) типа палеорастительности по ископаемым спорово-пыльцевым спектрам, что, в свою очередь, позволяет перейти к реконструкции палеоклиматов региона исследований. Главным условием грамотного и корректного выполнения палеогеографических реконструкций является дифференцированный подход к интерпретации спорово-пыльцевых спектров из отложений разного генезиса, поскольку генетические особенности осадков существенно влияют на специфику формирования спорово-пыльцевых спектров и их адекватность зональному (или локальному) характеру растительности. Наиболее интегральны и осреднены в горных районах, каковыми является большая часть исследуемой территории, аллювиальные спорово-пыльцевые спектры крупных водотоков и озерные палиноспектры. Многочисленными исследованиями доказано, что именно спорово-пыльцевые спектры отложе-

ний аллювиального и озерного генезиса отражают зональный характер растительности и наиболее перспективны для использования их в целях широких палеогеографических реконструкций и корреляций (Гричук М.П. и др., 1973).

Состав пыльцы и спор в почвенных горизонтах горных районов, особенно в лесных зонах, несет на себе ярко выраженные признаки локальной растительности. Почвенные спорово-пыльцевые спектры зачастую отражают местные растительные ценозы, приуроченные, например, к склонам разной экспозиции, к различным уровням высотной поясности, к разным формам рельефа — низкие надпойменные и пойменные террасы, водораздельные поверхности и др. (Каревская, 1999). Поэтому спорово-пыльцевые спектры ископаемых почв не могут быть уверенно использованы для реконструкции палеоклиматов на исследуемой территории и учитываются в основном для детализации особенностей растительного покрова, реконструированного по аллювиальным и озерным палиноспектрам на уровне зональной растительности. Указанная специфика спорово-пыльцевых спектров из отложений разного генезиса учитывалась при интерпретации ископаемых спектров, их типизации и использовании при палеогеографических построениях. Наиболее репрезентативными для палеофитоценотических и палеоклиматических реконструкций являются хорошо осредненные и интегральные аллювиальные и озерные ископаемые палиноспектры, отражающие растительность большого региона на зональном уровне.

2.1.2. Выбор современных районов-аналогов по сходству субфоссильных и ископаемых спорово-пыльцевых спектров

Палеогеографические реконструкции по ископаемым спорово-пыльцевым спектрам в Западном Приохотье проводились на основании принципа актуализма. Для ископаемых палиноспектров из банка данных по субфоссильным спорово-пыльцевым спектрам горных районов Дальнего Востока России и Восточной Сибири подбирались современные палиноспектры, сходные с ископаемыми. Сходство ископаемых и субфоссильных спектров определялось по процентному соотношению пыльцы и спор растений доминантов и субдоминантов на спорово-пыльцевой диаграмме, а также по характеру ископаемой палинофлоры. Сходство ископаемых палиноспектров с субфоссильными того или иного региона являлось основанием для выбора района-аналога при реконструкции палеогеографических

условий по исследуемым ископаемым спорово-пыльцевым спектрам. То есть тип современной растительности и особенности климата установленного района-аналога учитывались при интерпретации ископаемых спектров и восстановлении фитоклиматических условий прошлого. Таким образом, для характеристики каждой палинозоны, выявленной по ископаемым спорово-пыльцевым спектрам на спорово-пыльцевой диаграмме и соответствующей определенной фазе развития зонального типа растительности прошлого, использовались данные по физико-географическим условиям района-аналога (Каревская, 1999; Каревская, 2009).

Применение ареалогического метода при палеофитоклиматических построениях (Гричук В.П., 1961) в горных районах, каковыми является большая часть исследуемой территории, на наш взгляд, приводит к ошибочным выводам из-за пестроты экологических условий и, соответственно, флористического и фитоценотического разнообразия, связанного с высотной поясностью, экспозицией склонов и рядом других факторов.

2.1.3. Типизация субфоссильных спорово-пыльцевых спектров Дальнего Востока России как основы для палеогеографических реконструкций

Поскольку палеогеографические и стратиграфические построения опирались главным образом на спорово-пыльцевой анализ древних аллювиальных отложений и в меньшей степени — озерных рыхлых толщ, постольку субфоссильные спектры, используемые для сравнения с ископаемыми палиноспектрами, также были отобраны из современного аллювия или современных озерных отложений.

Для выбора района-аналога при реконструкции палеоклиматических условий по ископаемым спектрам были использованы субфоссильные спорово-пыльцевые спектры из современного аллювия различных физико-географических регионов Дальнего Востока России и Восточной Сибири. К этим регионам относятся следующие: северный и южный варианты гипоарктической тундры Чукотского полуострова (Давидович, 1979; Борисова, 1979; Верховская, 1986); тундро-степи на севере Чукотского полуострова и на о. Врангеля (Давидович, Иванов, 1976; Верховская, 1986); крупнокустарниковые тундры Камчатского перешейка и побережья Пенжинской губы (Борисова, 1979); северные лиственничные редколесья Колымо-Индигирского региона (Каревская, 1972); северная тайга Охото-

Кухтуйской депрессии (Каревская, 1979); средняя тайга Лантаро-Немуйской депрессии и южных отрогов Джугджура (Гричук М.П. и др. 1973), южная тайга и смешанные леса Нижнего Приамурья, Амуро-Зейской депрессии, бассейна Амгуни, южная тайга и хвойно-широколиственные леса отрогов хр. Малый Хинган (Воскресенский и др., 1973); степи в сочетании с хвойно-широколиственными и дубовыми лесами Приханкайской равнины (Алешинская, Шумова, 1978); «холодные» березняки и степи Восточного Забайкалья и северной Монголии (Малаева, 1981).

Ниже дается краткая характеристика фитоценологических и флористических особенностей перечисленных регионов Дальнего Востока России, расположенных в разных типах ландшафтов, и типизация современных спорово-пыльцевых спектров этих регионов, которые использовались для выбора районов-аналогов при палеогеографических реконструкциях.

Гипоарктическая тундра — Чукотский полуостров

На Чукотском полуострове в полосе северных гипоарктических тундр плакорные пространства заняты кочкарными тундрами с господством пушицы и осоки. Типичные моховые и лишайниковые тундры почти отсутствуют. Суровый климат полуострова препятствует произрастанию не только деревьев, но и кустарников, за исключением карликовой березы, стелющейся формы кустарниковой ивы. В местообитаниях, укрытых от холодных морских ветров, встречаются формации крупнокустарниковых ив и ольховника. На В же и СВ побережьях Чукотки, где особенно суров ветровой режим и часты холодные туманы, кустарники и кустарнички практически не встречаются в составе растительности. Здесь господствует приморский вариант северных гипоарктических тундр (Давидович, 1979). По флористическому районированию СССР территория входит в Чукотский район (Флора СССР, 1934).

Субфоссильные спектры из современных отложений разного генезиса в пределах гипоарктической тундры подробно изучены Т.Д. Давидович (1979), З.К. Борисовой (1979), Н.Б. Верховской (1986) по восточному и южному побережьям Чукотского полуострова. Качественный состав спорово-пыльцевых спектров (или палинофлора) на всей территории и во всех типах осадков крайне однообразен. Исключением являются спектры отложений морского генезиса, в которых в небольшом количестве постоянно встречаются минерализованные зерна

экзотических для исследуемого региона видов и родов растений, в том числе пыльца широколиственных и темнохвойных пород.

В общем составе спектров преобладает пыльца трав и кустарников, среди которых зачастую доминируют или содержатся в значительных количествах зерна полыней и верескоцветных; несколько ниже процент пыльцы злаков, осоковых, гвоздичных. Доля пыльцы деревьев и кустарников составляет в спектрах преимущественно 10–20%; в осадках аллювиального генезиса она нередко возрастает до 40%. Доминантами в этой группе спектров являются пыльцевые зерна кустарниковой березы, ольховника и ивы. В группе спор, как правило, преобладают зеленые мхи, в отдельных образцах достаточно велик процент спор плаунка сибирского (до 30%), папоротников (шитовников) и плауновых.

Таежная зона — Дальний Восток

В пределах таежной зоны в растительном покрове с севера на юг выделяются следующие подзоны: 1 — редкостойные лиственничные леса и редколесья Колымо-Индибирского региона; 2 — северо-таежные лиственничные леса Охото-Кухтуйской депрессии; 3 — средне-таежные елово-лиственничные леса южных отрогов хр. Джугджур, Лантаро-Немуйской депрессии; 4 — среднетаежные и южнотаежные пихтово-еловые и лиственничные леса с примесью широколиственных пород Нижнего Приамурья (Пармузин, 1962; Исаченко, Шляпников, 1989). По флористическому районированию СССР зона тайги делится на три района: Колымский, Охотский и Удский.

Северные лиственничные редколесья — Колымо-Индибирский регион

Нами проанализированы субфоссильные спорово-пыльцевые спектры из аллювия рек, относящихся к бассейнам среднего и верхнего течения рек Колымы и Индибирки, отражающие растительность зоны лиственничных редколесий Колымо-Индибирского региона — наиболее континентальной части крайнего Северо-Востока России (Каревская, 1972; Гричук М.П. и др., 1973). Для этого резкорасчлененного региона характерна отчетливая высотная поясность растительного покрова. В долинах рек узкой полосой растут смешанные леса из лиственницы даурской, чозении и березы плосколистной. На склонах они сменяются лиственничными редколесьями, которые на высоте выше 900 м над у.м. переходят в широкий пояс зарослей кедрового стланика (крупнокустарниковые кедровниковые тундры), а

еще выше — в типичные горные тундры и высокогорные каменистые пустыни гольцового пояса.

В субфоссильных спорово-пыльцевых спектрах аллювия р. Колымы и каровых озер периферии хребта Анначаг преобладает пыльца древесно-кустарниковой растительности, представленной преимущественно зернами кедрового стланика и в меньшей степени ольховника и кустарниковых берез. Обнаружены единичные зерна лиственницы даурской, ольхи, березы плосколистной и ивы. Среди пыльцы трав и кустарничков доминируют верескоцветные; субдоминантами являются злаки, осоковые и полыни. Споры представлены преимущественно *Sphagnum*; значительно меньше доля зеленых мхов и папоротников-щитовников (рис. 2.1.3—1).

Северная тайга — Охото-Кухтуйская депрессия

Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры современных рыхлых отложений подзоны северотаежных лиственничных лесов изучены нами в бассейнах рек Кухтуй, Охота и Урак (Каревская, 1979). Растительность этой территории представляет собой сочетание стелющихся лесов кедрового стланика и зарослей ольховника (на побережье они покрывают почти все склоны сопок), лиственничных лесов и редколесий, поднимающихся вверх по склонам только на значительном удалении от моря. На ЮЗ появляются сомкнутые таежные лиственничные леса. Территория находится в пределах Охотского флористического района СССР, где в числе древесных пород, кроме лиственницы даурской и охотской, растет сосна обыкновенная, несколько видов берез из секций *Albae et Costatae*, редко встречается ель (сибирская и аянская), в подлеске — жимолость.

В общем составе субфоссильных спорово-пыльцевых спектров из современного аллювия преобладает пыльца деревьев и кустарников — 50% и более.

Эта группа древесно-кустарниковых растений представлена преимущественно пыльцевыми зернами кедрового стланика или ольховника. Содержание пыльцы кустарниковых берез значительно меньше (15–25%).

Постоянно присутствует пыльца ольхи, берез из секции *Albae*, реже — из секции *Costatae*. Единично встречаются пыльцевые зерна *Larix*, *Pinus s.g. Diploxylon* и очень редко — *Picea*. Среди трав и кустарничков преобладает пыльца *Ericales*, *Gramineae*, *Cyperaceae*, а в группе спор — *Sphagnum* (рис. 2.1.3—2).

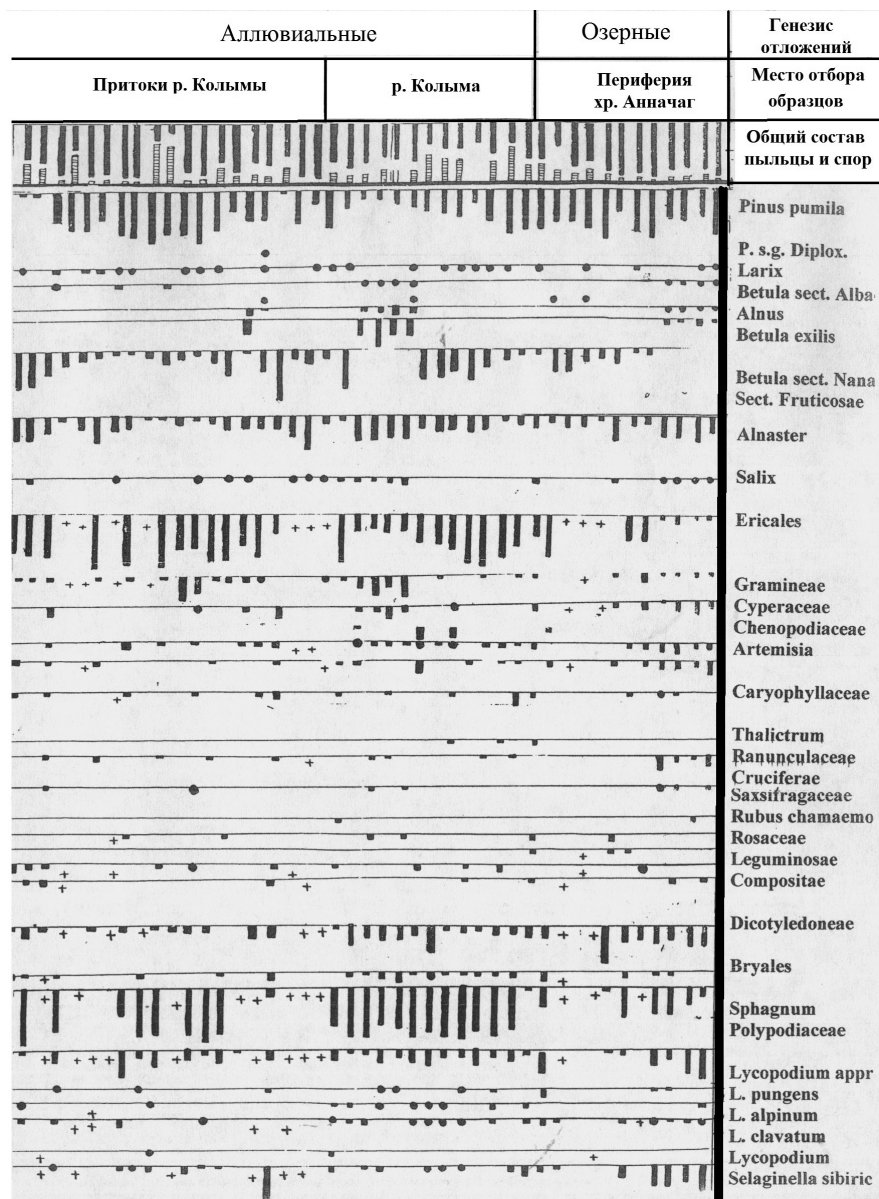


Рис. 2.1.3—1. Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры в бассейне Верхней Колымы*

* Все спорово-пыльцевые диаграммы и схемы, представленные ниже на рисунках части 2 настоящей монографии, выполнены И.А. Каревской.

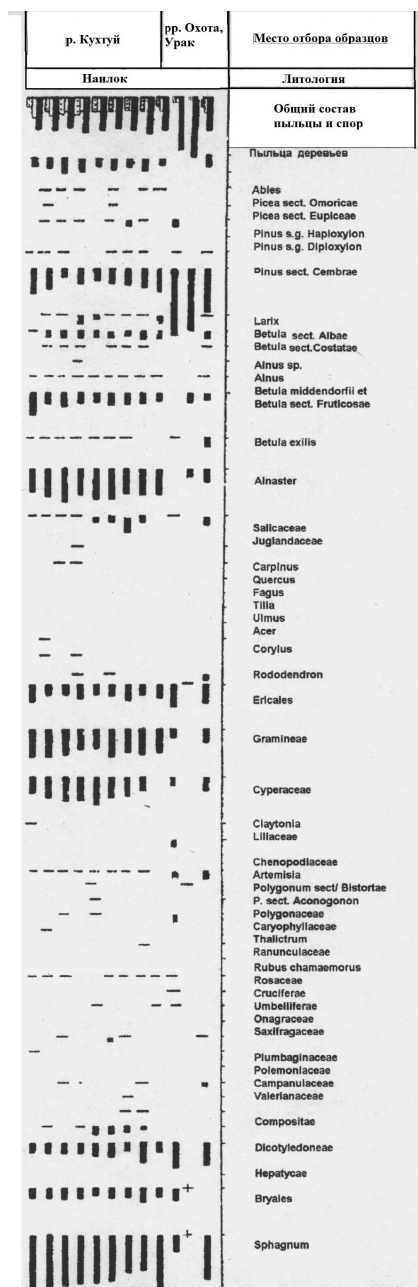


Рис. 2.1.3–2. Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры Охото-Кухтуйской депрессии

Средняя тайга — Лантаро-Немуйская депрессия, южные отроги хр. Джугдзур

Растительность этого региона представляет собой сочетание багульниковых лиственничников, березовых, березово-лиственничных и горных темнохвойных лесов из елей сибирской и аянской с лиственничными марями. В подлеске может присутствовать лещина, восковница, жимолость. В долинах растут ольха, ильм.

В субфоссильных спорово-пыльцевых спектрах, отобранных нами из современного аллювия рек Немуй, Таймень, Джана, бассейна верхнего течения Учуга (рис. 2.1.3–3), преобладает пыльца деревьев и кустарников (60–80%). На долю древесных пород в этой группе растений приходится от 10 до 40%, что значительно выше по сравнению со спектрами более северных территорий, покрытых северотаежными лесами. Среди древесных пород преобладает пыльца елей из секций *Euriceae* et *Omoriceae*, несколько меньше доля участия пыльцевых зерен нескольких видов берез из секций *Albae* et *Costatae*, ольхи, лиственницы. Кустарники представлены главным образом пыльцой кедрового стланика и ольховника. В немногочисленной группе трав и кустарничков преобладают зерна злаков, осоковых и верескоцветных; среди спор доминируют *Sphagnum* et

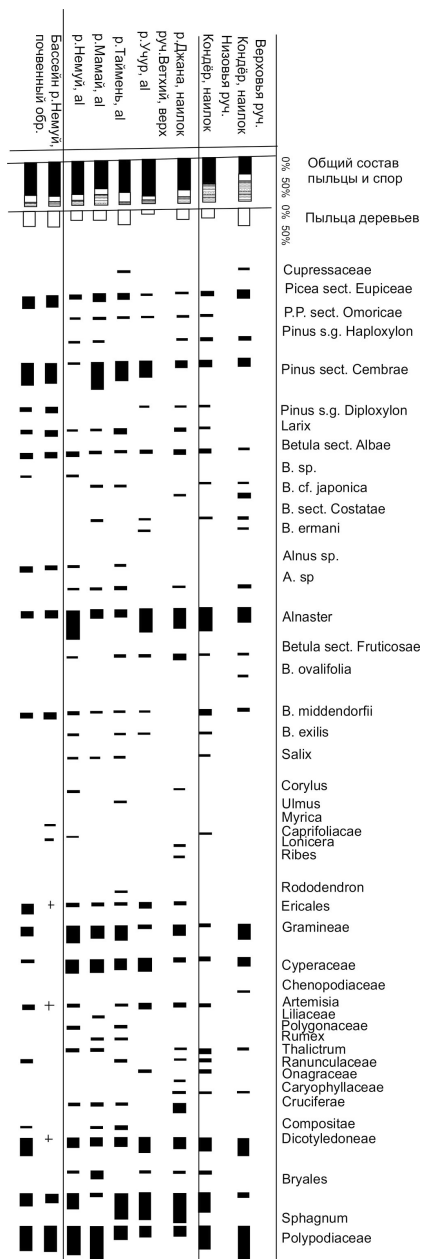


Рис. 2.1.3–3. Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры Юго-Западного Приохотья

Polypodiaceae. Обращает на себя внимание постоянное присутствие в спектрах единичных зерен наиболее холодолюбивых представителей широколиственной флоры: лещины, ильма, восковницы, жимолости.

Южная тайга, смешанные леса — Нижнее Приамурье, Приамуние

Растительность представляет собой сочетание темнохвойных формаций, состоящих из ели аянской, пихты амурской и сахалинской, и смешанных разнообразных по составу елово-лиственнично-березовых лесов с примесью широколиственных пород — дуба, клена, липы, ильма, ясеня, лещины, жимолости и др. (Васильев, 1979).

В субфоссильных спектрах при доминировании пыльцы древесно-кустарниковых пород среди последних преобладает пыльца елей из sect. Omoricae et Eupiceae, берез sect. Albae et Costatae, ольх, сосен (в том числе *Pinus koraiensis*). Пыльца широколиственных растений (*Quercus mongolica*, *Acer*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Myrica*, *Lonicera*) в сумме не превышает 5–7%.

Степи в сочетании со смешанными и хвойно-широколиственными лесами — Приханкайская равнина

На юге Приморского края в пределах Приханкайской равнины субфоссильные спектры из современных отложений разного генезиса подробно изучены З.В. Алешинской и Г.М. Шумовой (1978). На Приханкайской равнине, испытавшей сильное воздействие человека, почти не сохранилось естественной растительности и более 43% площади занято пашнями, выгонами, сенокосами. Треть территории занята типичными степными лугами, луговыми и разнотравными степями с участками пижмовой степи.

Лесная растительность занимает не более 15–20% общей площади и приурочена к наиболее повышенным участкам рельефа. В горах, обрамляющих котловину, леса сохранились лучше. Здесь четко выражена высотная поясность растительного покрова. Широколиственные, преимущественно дубовые леса предгорий в сочетании с фрагментами сосняков на высоте 500 м сменяются хвойно-широколиственными кедрово-елово-дубовыми и кедрово-дубовыми лесами. Еще выше (700–900 м) идут елово-пихтовые леса. Для вершин характерна травяно-кустарничковая растительность. В наиболее затененных местах северных склонов единично встречаются наиболее мезофитные породы: липа, ясень, клен, лещина, — а также участки мелколиственных лесов из березы маньчжурской, березы даурской и осины.

Аллювиальные субфосильные спорово-пыльцевые спектры западного района Приханкайской равнины (наиболее континентальной ее части) характеризуются преобладанием пыльцы травянистых растений (60–67%) при незначительном участии пыльцы древесно-кустарниковых пород и спор (не более 9%). Из пыльцы древесных пород почти в равных количествах присутствуют зерна сосны обыкновенной и березы маньчжурской. Сумма пыльцы широколиственных пород достигает 33%. Она представлена пыльцой дуба монгольского, лещины, ильма, ореха маньчжурского, клена, граба. В группе травянистых растений преобладает пыльца полыней (до 40%), маревых, злаков. Из спор обнаружены в основном зеленые мхи и папоротниковые.

Горные среднетаежные леса — Восточное Забайкалье, бассейн р. Газимур

Расположен на территории с преобладанием среднегорного рельефа в пределах распространения среднетаежных лесных формаций Восточно-Забайкальской горнотаежной области. 66% площади бассейна р. Газимур покрыто лесами, 34% — лиственничными лесами; вершины сопок занимают участки сосновых лесов и сухие щебнистые склоны. Вниз по долине располагаются лиственничные леса с подлеском из ольховника и даурского рододендрона. Песчаные террасы и склоны гранитных массивов покрыты сосновыми лесами. Сухие склоны южной экспозиции остепнены. В верховьях притоков распространены осоковые и пушицевые болота, а вблизи русел — заросли ивы, ольховника и кустарниковой березы.

В общем составе пыльцевых спектров выделены четыре группы: кроме пыльцы древесных пород, отдельно показана пыльца кустарниковых форм сережкоцветных, включающая ольховник, березы sect. *Nanae* et sect. *Fruticosae*.

В спектрах из аллювии р. Газимур в равных частях присутствует пыльца древесно-кустарниковых растений, кустарников сережкоцветных и пыльцевые зерна трав (Малаева, 1981). Во всех спектрах преобладает пыльца сосны обыкновенной, древовидной березы и кустарниковых берез. Разнообразен состав пыльцы трав с устойчивым преобладанием в них обычных для луговых, лугово-степных и лугово-лесных сообществ таксонов. Устойчив в количественном отношении и разнообразен состав спор. В целом в спектрах аллювия р. Газимур преобладают компоненты, доминирующие в растительных формациях. Отражена и структура вертикальной поясности: из спек-

тров видно, что в верхнем предгорьцовом — горьцовом поясе мало пыльцы кедрового стланика; хорошо выражены в спектрах ерниковый и луговой комплексы; весьма слабо отражено участие в спектрах лиственницы (Малаева, 1981), в результате чего участие пыльцы древесно-кустарниковых пород в спектрах значительно ниже (в 1,5–3 раза) по сравнению с долей площадей, покрытых лесами на исследуемой территории.

В бассейне р. Унды растительность в верховьях долины относится к горному среднетаежному типу с преобладанием лиственничных и лиственнично-березовых лесов с участием сосны. Растительность средней и нижней части бассейна относится к горным южнотаяжным формациям, представленным сосново-лиственничными и лиственничными лесами со степными сообществами, остепненно-разнотравными лугами и березовыми лесами. Лесные массивы занимают 62% площади и распространены главным образом в южной части бассейна. На северном борту долины леса сплошной полосой спускаются по склонам Борщовочного хребта. Площади, занятые луговыми и лугово-степными ассоциациями, составляют 32% и почти 6% отводится заболоченным массивам.

В общем составе пыльцы и спор аллювиальных спектров преобладает пыльца травянистых растений и кустарничков. Максимальное содержание пыльцы деревьев и кустарников составляет 10–29%, кустарников сережкоцветных — 0–19%, споры — единичны. В группе пыльцы деревьев и кустарников преобладает пыльца сосны обыкновенной и березы. Пыльца *Betula sect. Nanae* — 10–19%, *B. sect. Fruticosae* — 0–9%, *Alnaster* 10–19%. Единичны пыльцевые зерна лиственницы, кедрового стланика, ольхи. В группе пыльцы трав и кустарничков существенно преобладает пыльца полыни (70–90%). Состав пыльцы травянистых растений разнообразен, включает представителей степных, лугово-степных, луговых и лугово-лесных сообществ.

2.1.4. Возрастное расчленение рыхлых отложений по палинологическим данным

Как известно, для плейстоцена Северного полушария характерно постепенное направленное похолодание и континентализация климата (Марков и др., 1961). На Дальнем Востоке России, в частности в Западном Приохотье, ввиду отсутствия на протяжении плейстоцена покровных оледенений хорошо выражена палеорастительность, а следовательно и палеоклимат, каждой эпохи похолодания и потепле-

ния (каждого холодного и теплого полуритма). Палинологическими данными зафиксированы возрастные палеоценотические и палеофлористические особенности палеоландшафтов.

Анализ ископаемой палинодендрофлоры каждой эпохи позволил оценивать ее относительный возраст и соответственно проводить возрастное расчленение анализируемых рыхлых отложений. В основе определения относительного возраста палеофлоры лежит выявление степени ее архаичности путем оценки процентного содержания в спорово-пыльцевых спектрах зерен пыльцы и спор экзотических таксонов (Гричук В.П., 1961).

Относительный возраст осадков и палеогеографические построения контролировались геоморфологическим и стратиграфическим положением исследуемых рыхлых толщ, а также результатами радиоуглеродного и термолюминесцентного датирования осадков.

Реконструкции палеоклиматов плейстоцена выполнены для оптимальных условий шести теплых эпох, для пессимумов семи похолоданий, а также для ксеротических и гигротических стадий климатических ритмов.

Глава 2.2. Климатостратиграфия и возрастное расчленение рыхлых отложений Западного Приохотья

В основе возрастного расчленения рыхлых отложений и их стратификации лежат комплексные геоморфологические и палеогеографические исследования: 1 — полевые геолого-геоморфологические работы по изучению рельефа и осадков разного генезиса; 2 — выполнение комплекса аналитических работ — литолого-минералогического, спорово-пыльцевого и диатомового анализов, позволяющих определить состав и генезис осадков, фитоклиматические условия осадконакопления; относительный возраст рыхлых толщ по степени архаичности палеопалинофлоры; 3 — определение абсолютного возраста осадков по результатам радиоуглеродного, термолюминесцентного и калий-аргонового методов абсолютного датирования.

2.2.1. Региональная рабочая стратиграфическая схема юго-западного Приохотья

Основной и неотъемлемой частью исследований истории развития рельефа являются региональные палеогеографические реконструкции. Восстановление истории развития рельефа Западного Приохотья

и сопредельных регионов, проведенное на основании работ Дальневосточной партии географического факультета МГУ в 1980–1990-е гг., опирается прежде всего на возрастное расчленение, детальную стратификацию, межрегиональные корреляции рыхлых позднекайнозойских отложений. В последующие годы накапливающийся материал подвергался дальнейшему детальному изучению и осмыслению. Выявленные особенности плейстоценовых ландшафтов наиболее выраженных и значимых этапов рельефообразования Западного Приохотья (хребты Джугджур и Прибрежный, Лантаро-Немуйская депрессия, верховья рек бассейна Алдана) сравнивались и дополнялись данными по Нижнему Приамурью (побережье Сахалинского, Рейнеке, Мухтельского заливов, восточный берег залива Николая, Чля-Орельская и Ул-Лонгарийская депрессии с их горным обрамлением). Это позволило сделать палеогеографические построения более обоснованными и избежать ошибок, связанных с локальными фитоценозами. В итоге была проведена реконструкция палеофитоклиматических условий, определяющих специфику ландшафтов исследуемого региона. Относительный возраст осадков, определенный по палинологическим данным, контролировался геоморфологическим положением рыхлых толщ и результатами термолюминесцентного анализа. В основе изучения и типизации плейстоценовых ландшафтов лежит выявление зонального (подзонального) типа палеорастительности и палеоклимата по ископаемым спорово-пыльцевым спектрам аллювиальных и озерных отложений, которые, как правило, содержат пыльцу и споры растений с больших территорий и осредненно отражают характер растительного покрова (Гричук М.П. и др., 1973; Каревская и др., 1989; Каревская, 2008).

Наибольший объем репрезентативного аналитического материала по Западному Приохотью получен для конца эоплейстоцена, пяти неоплейстоценовых потеплений и трех последних холодных эпох неоплейстоцена. Менее изученными и дискуссионными остаются до настоящего времени палеогеографические условия трех наиболее древних похолоданий — двух в раннем и одного в начале среднего неоплейстоцена.

Самые древние палеоландшафты из изученных нами в Западном Приохотье относятся к концу эоплейстоцена — $1030-980 \pm 200$ тыс. л. н. — здесь и далее приведены результаты радиотермолюминесцентного (ТЛ) анализа, проведенного ст.н.с., к.г.н. географического факультета МГУ О.А. Куликовым (Каревская и др., 1994). Они сохра-

нились в бассейнах рек восточного и западного склонов хр. Джугджур. Это валунно-галечные, реже галечные и песчаные осадки, обнаруженные в высотном диапазоне от 0 до 100—120 м над современным урезом рек восточного склона хребта Джугджур. В отличие от широко распространенных осадков позднего эоплейстоцена, в Западном Приохотье практически полностью отсутствуют раннелеоплейстоценовые осадки, что связано, по-видимому, с преобладанием в начале неоплейстоцена процессов углубления и расширения речных долин. Поэтому реконструкция палеоландшафтов раннего неоплейстоцена выполнена по спорово-пыльцевым спектрам из аллювия Тывлинско-Сивукского междуречья и погребенной долины р. Колчанки в Нижнем Приамурье (Каревская и др., 1994).

Стратиграфическая схема ЮЗ Приохотья, охватывающая все Западное Приохотье вплоть до Лантаро-Немуйской депрессии на севере региона, была составлена С.С. Воскресенским, И.А. Каревской, А.В. Бредихиным, О. Н. Фишкиным и Г.А. Шубиным по материалам комплексных геоморфологических исследований, проведенных Дальневосточной партией географического факультета МГУ в 1975—1982 гг. (Бредихин и др., 1982). В 1987 г. решением Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичным отложениям востока СССР в Магадане (Решения..., 1987) местная стратиграфическая схема ЮЗ Приохотья была включена в рабочую региональную стратиграфическую схему четвертичных отложений Приамурья.

Последовательность перечисления таксонов в спорово-пыльцевых спектрах (СПК) соответствует уменьшению процентного содержания этих микрофоссилий в ископаемом спектре; единичные зерна пыльцы и спор в спектрах не учитываются; аббревиатура ДК означает древесно-кустарниковые породы, ТК — травы и кустарнички, СП — споры.

Местная региональная стратиграфическая схема ЮЗ Приохотья (Бредихин и др., 1982; Решения..., 1987)

1. Петропавловские слои (Q_3^4).

Аллювий верхней части 5—6-м террасы руч. Петропавловского, 3—5-м террасы руч. Ивановского в Сивукской депрессии, рек Етары и Тайменя,

СПК нижней части разрезов: ДК, ТК, СП: *Betula sect. Nanae*, *Alnaster*, *Salix*, *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Selaginella sibirica*, *Picea sect. Eupiceae*, *Betula sect. Albae*, *Larix*.

СПК верхней части разрезов: ТК, ДК, СП: *Alnaster*, Cyperaceae, *Salix*, *Betula* sect. *Nanae*, *Artemisia*, *Sphagnum*, Polypodiaceae, *Selaginella sibirica*, *Betula* sect. *Albae*, *Larix*.

Палеорастительность: в начале похолодания были развиты ерники, крупнокустарниковые тундры, лиственнично-березовые редколесья; во второй половине холодной эпохи — травяные и моховые тундры, ерники, участки лиственнично-березовых редколесий.

2. Перовские слои (Q_3^3).

Аллювий нижней части 5–6-м террасы руч. Петропавловского, 4–5-м террасы рек Таймень и Лантарь.

СПК нижней части разреза: ДК, ТК, СП: *Alnaster*, *Picea* sect. *Eupiceae*, *P.* sect. *Omoricae*, *Betula* sect. *Albae*, *Larix*, *Alnus*, *Ericales*, *Sphagnum*, Polypodiaceae.

СПК верхней части разреза: ДК, ТК, СП: *Alnaster*, *Betula* sect. *Albae*, *Larix*, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Ericales*, *Sphagnum*, *Picea* sect. *Eupiceae*, *P.* sect. *Omoricae*.

Палеорастительность: в начале похолодания — еловые, березовые и лиственничные леса с редкой примесью широколиственных пород; во второй половине похолодания — березовые и лиственничные леса, реже — еловые леса.

ТЛ датировки — 39 ± 10 и 41 ± 10 тыс. лет.

3. Николаевские слои (Q_3^2).

Аллювиальные галечники верхних горизонтов 16-м террасы р. Лев. Ул и 13–15-м террас на побережье залива Николая, 12-м террасы р. Немуй и др.

СПК нижней части разрезом: ДК, ТК, СП: *Betula* sect. *Nanae*, *Alnaster*, *Sphagnum*, *Ericales*, *Alnus*, *Betula* sect. *Albae*, *Larix*, *Picea* sect. *Eupiceae* et *P.* sect. *Omoricae*.

СПК верхней части разрезом: ТК, ДК, СП: Gramineae, *Artemisia*, *Selaginella sibirica*, Bryales, *Betula* sect. *Nanae*, *Alnaster*, *Salix*, *Betula* sect. *Albae*.

Палеорастительность: в начале похолодания на территории исследования существовали сообщества крупнокустарниковой тундры, ерники, участки березово-лиственничных и темнохвойных лесов; во второй половине холодной эпохи преобладали травяные и моховые тундры, ерники, горные тундры, участки березовых лесов.

4. Тайменские слои (Q_3^1 — вторая половина теплой эпохи).

Аллювиальные галечники и пески верхних горизонтов 25–30-м террас рек Немуй, Мутэ, Лантарь, Таймень.

СПК: ДК, ТК, СП: *Alnaster*, *Polypodiaceae*, *Cyperaceae*, *Betula* sect. *Albae*, *Larix*, *Picea* sect. *Eupiceae*, *P.* sect. *Omoricae*, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Alnus*.

Палеорастительность: смешанные хвойные и мелколиственные леса с редким участием широколиственных пород, травяно-моховые тундры.

5. Улские слои (Q_3^1 — первая половина теплой эпохи).

Аллювиальные галечники и пески нижних горизонтов 16-м террасы р. Левый Ул и 10–12-м террас рек Немуй, Мутэ, Лантарь.

СПК: ДК, ТК, СП: *Alnaster*, *Ericales*, *Sphagnum*, *Picea* sect. *Eupiceae*, *P.* sect. *Omoricae*, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Alnus*, *Betula* sect. *Albae*, *Larix*, *Abies*.

Палеорастительность: темнохвойные и смешанные леса с кедром, пихтой и редким участием широколиственных пород.

6. Мутэйские слои (Q_2^4).

Аллювиальные галечники 20–30-м террас рек Мутэ и Немуй; галечно-валунные ледниковые отложения р. Мамай и др. в Лантаро-Немуйской депрессии.

СПК нижней части разрезов: ДК, ТК, СП: *Alnaster*, *Sphagnum*, *Betula* sect. *Albae*, *B.* sect. *Nanae*, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Alnus*, *Picea* sect. *Eupiceae*.

СПК верхней части разрезов: ТК, ДК, СП: *Cyperaceae*, *Selaginella sibirica*, *Alnaster*, *Salix*, *Betula* sect. *Nanae*, *B.* sect. *Albae*.

Палеорастительность: в начале похолодания — крупнокустарниковые тундры и участки елово-лиственнично-березовых лесов, во второй половине похолодания — травяно-моховые, крупнокустарниковые и горные тундры, участки березовых лесов.

7. Немуйские слои (Q_2^3).

Нижние горизонты аллювия 30–40-м террасы р. Немуй.

СПК: ДК, ТК, СП: *Betula* sect. *Albae*, *Larix*, *Alnaster*, *Ericales*, *Gramineae*, *Artemisia*, *Sphagnum*, *Alnus*, *Picea* sect. *Eupiceae*, *Pinus* sect. *Cembrae*.

Палеорастительность: березовые леса с участием хвойных и умеренно термофильных широколиственных пород.

8. Курун-Уряхские слои (Q_2^2).

Аллювиальные галечники верхней пачки отложений погребенной долины руч. Курун-Урях.

СПК: ТК, ДК, СП: *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Larix*, *Alnaster*, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Betula* sect. *Albae*, *B.* sect. *Nanae*, *Salix*, *Polypodiaceae*, *Selaginella sibirica*, *S. Sanguinolenta*, *Picea* sect. *Eupiceae*, *P.* sect. *Omoricae*.

Палеорастительность: степи, участки елово-лиственнично-березовых лесов, горные тундры.

9. Уклекитские слои (Q_2^1).

Аллювиальные галечники и пески погребенной долины руч. Уклекит.

СПК: ДК, ТК, СП: Ericales, Picea sect. Eupiceae, P. sect. Omoricae, Pinus sect. Cembrae, Sphagnum, Polypodiaceae, Alnus, Betula sect. Albae, B. sect. Costatae, Larix, Abies, Betula sect. Fruticosae et B. sect. Nanae.

Палеорастительность: темнохвойные, реже смешанные лиственнично-березовые леса с участием разнообразных широколиственных пород.

ТЛ датировка — 355 ± 88 тыс. лет.

10. Похолодание (Q_1^4).

Нижние щебнисто-галечные горизонты аккумулятивной толщи в долине р. Галбар (хр. Джугджур).

СПК: ДК, ТК, СП: Alnaster, Betula sect. Fruticosae et B. middendorffii, B. sect. Albae, Pinus sect. Cembrae, Betula exilis et B. sect. Nanae, Larix, Picea sect. Eupicea, P. sect. Omoricae, Alnus, Corylus, Ulmus, Myrica, Cyperaceae, Ericales, Gramineae, Ranunculaceae, Sphagnum, Bryales, Polypodiaceae, Lycopodium sect. Clavatae.

Палеорастительность: северотаежные лиственнично-березовые с участием темнохвойных пород леса, ерники, осоково-сфагновые болота, мари.

11. Тывлинские слои (Q_1^3).

Аллювиальные галечники на эрозионно-аккумулятивной равнине в пределах Тяпкинско-Тывлинского междуречья.

СПК: ДТ, ТК, СП: Betula sect. Albae, B. sect. Costatae, Ericales, Picea sect. Eupiceae, P. sect. Omoricae, Pinus sect. Cembrae, Alnus, Larix, Alnaster, Gramineae, Cyperaceae, Artemisia, Abies, Pinus koraiensis, Corylus, Ulmus.

Палеорастительность: березовые, лиственничные и еловые леса с компонентами маньчжурской флоры.

12. Колчанские слои (Q_1^2).

Средние горизонты аллювиальных галечников Тывлинско-Сивукского междуречья, аллювиально-пролювиальные суглинки в долине р. Колчанка.

СПК: ДК, СП, ТК: Sphagnum, Alnaster, Betula middendorffii, B. sect. Fruticosae, Ericales, Gramineae, Artemisia, Cyperaceae, Pinus koraiensis, Picea sect. Eupiceae, P. sect. Omoricae, Betula sect. Albae, B. sect. Costatae, Larix, Abies.

Палеорастительность: смешанные, светлохвойные, реже темнохвойные с пихтой и березовые леса, ерники, травяно-моховые тундры. В начале похолодания еловые леса с пихтой преобладали.

13. Сивукские слои (Q_1^1).

Нижние горизонты аллювиальных песков и галечников Тывлинско-Сивукского междуречья и аллювия погребенной долины р. Колчанки.

СПК: ДК, ТК, СП: *Alnaster*, *Ericales*, *Picea* sect. *Eupiceae*, *P.* sect. *Omoricae*, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Pinus* s.q. *Diploxylon*, *Pinus koraiensis*, *Betula* sect. *Albae*, *B.* sect. *Costatae*, *Alnus*, *Larix*, *Abies*, *Juglans*, *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Caprifoliaceae*, *Tsuga*.

Палеорастительность: южнотаежные полидоминантные темнохвойные и смешанные леса с тсугой и широколиственными представителями маньчжурской флоры.

14. Кантагские слои (конец эоплейстоцена).

Аллювиальные ожелезненные и слабосцементированные валунно-галечные отложения пологонаклонной поверхности Ул-Лонгарийской впадины и 40-м террасы р. Кантаги, перекрытые 5–8-м покровом базальтов; древний аллювий, погребенный под террасованием в долине р. Галбар (хр. Джугджур) и др.

СПК: ТК, ДК, СП: *Artemisia*, *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Betula* sect. *Albae*, *B.* sect. *Costatae*, *Larix*, *Betula* sect. *Fruticosae* et *B. middendorffii*, *Alnaster*, *Picea* sect. *Eupiceae* et *P.* sect. *Omoricae*, *Alnus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Quercus*, *Juglans*, *Carpinus*, *Tsuga*, *Betula* sect. *Nanae*, *Sphagnum*, *Bryales*, *Polypodiaceae*.

Палеорастительность: экспозиционные степи, участки березово-елово-сосновых лесов с широколиственными элементами маньчжурской флоры.

ТЛ датировка — 728 ± 88 тыс. лет.

2.2.2. Региональная стратиграфическая схема северо-западного Приохотья

Исследуемый нами регион (Западное Приохотье) в пределах всего западного побережья Охотского моря на юге граничит с Нижним Приамурьем, которое непосредственно относится к стратиграфической схеме ЮЗ Приохотья. К северу от Лантаро-Немуйской депрессии Западное Приохотье переходит в другой страторегион — СЗ Приохотье, которое относится к местной региональной стратиграфической схеме СЗ Приохотья (Решения..., 1987). Климатостра-

тиграфическое и возрастное расчленение рыхлых отложений в стратиграфической схеме СЗ Приохотья опираются на геолого-геоморфологические и палеогеографические исследования, проводимые сотрудниками кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова в Охото-Кухтуйской депрессии (Каревская, 1979; Ананьев и др., 1982).

Поскольку эволюция плейстоценовых палеоландшафтов исследуемого нами региона проходила на фоне общих изменений растительного покрова и климата всего западного побережья Охотского моря, постольку корреляция стратиграфических схем ЮЗ и СЗ Приохотья необходима для выяснения как общих закономерностей, так и местных особенностей в эволюции палеоландшафтов Западного Приохотья. Поэтому ниже приводится стратиграфическая схема СЗ Приохотья.

Местная стратиграфическая схема СЗ Приохотья (Решения..., 1987)

1. Гордеевские слои (Q_3^4).

Аллювиальные галечники и пески 4-м террасы руч. Гордеев.

СПК: СП, ДК, ТК: *Sphagnum*, *Alnaster*, *Betula exilis*, *Cyperaceae*, *Larix*.

СПК: ТК, СП, ДК: *Cyperaceae*, *Bryales*, *Salix*, *Gramineae*, *Betula middendorffii* et *B. sect. Fruticosae*, *Sphagnum*.

Палеорастительность: кустарниковые тундры, ерники, ивняково-осоково-зеленомошные тундры, сфагновые болота, лиственничные редколесья.

2. Селемджинские слои (Q_3^3).

Аллювий верхних частей разрезов 8-м террас рек Селемджи и Урак, 20–30-м террасы р. Кухтуй. Галечники, гравий, песок.

СПК: ДК, ТК, СП: *Alnaster*, *Pinus sect. Cembrae*, *Ericales*, *Gramineae*, *Sphagnum*, *Artemisia*, *Betula sect. Albae*, *Larix*, *Alnus*.

Палеорастительность: лиственничные леса и редколесья с березой, ольшаники, широкий пояс зарослей кедрового стланика.

3. Кухтуйские слои (Q_3^2).

Аллювий нижней части разрезов 7–8-м террас р. Селемджа, руч. Гордеев, 20–30-м террас рек Кухтуй, Урак, морена в истоках руч. Авлеkit.

СПК: СП, ДК, ТК: *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Selaginella sibirica*, *Alnaster*, *Betula exilis*, *B. middendorffii*, *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Larix*.

СПК: СП, ТК, ДК: Sphagnum, Selaginella sibirica, Gramineae, Cyperaceae, Alnaster, Betula exilis, B. middendorffii, Larix.

СПК: ТК, СП, ДК: Gramineae, Pinus sect. Cembrae, Betula sect. Nanae, Larix.

Палеорастительность: травянистые и кустарниковые тундры, лиственничные редколесья, горные тундры.

4. Ланжинские слои (Q_3^1).

Аллювий 18-м террасы р. Гусинки, 12–15-м террасы р. Урак, 5-м террасы р. Кухтуй; озерно-аллювиальные суглинки на междуречье ручьев Хаканджа и Ягодный.

СПК: ДК, СП, ТК: Alnaster, Gramineae, Ericales, Polypodiaceae, Sphagnum, Betula sect. Albae, Larix, Picea, Lonicera.

Палеорастительность: лиственнично-березовые леса с елью, ольшаники, сфагновые болота.

5. Номанкурские слои (Q_2^4).

35-м террасоувал р. Охота, аллювий верхних частей 12-м террасы руч. Правая Юровка и Гордеев, 30-м террасы р. Урак, конечная морена на левом борту р. Селемджи.

СПК: ДК, ТК, СП: Pinus pumila, Alnaster, Betula middendorffii, Ericales, Sphagnum.

СПК: ДК, СП, ТК: Polypodiaceae, Pinus sect. Cembrae, Alnaster, Betula exilis, B. middendorffii, Selaginella sibirica, Ericales, Cyperaceae, B. sect. Albae, Larix.

Палеорастительность: ерники, крупнокустарниковые тундры, травяно-зеленомошные тундры, в долинах — лиственничные редколесья. В конце похолодания — криоксерофитные сообщества.

6. Перевальненские слои (Q_2^3).

Аллювий 5-м террасы руч. Перевального, галечники, пески верхней части разреза 57-м террасы р. Урак.

СПК: ДК, СП, ТК: Betula sect. Albae, B. sect. Costatae, Larix, Picea, Pinus sibirica, P. sect. Eupitys, P. sect. Cembrae, Betula exilis, B. middendorffii, Alnaster, Polypodiaceae, Ericales.

Палеорастительность: лиственнично-березовые леса с елью и кедром, заросли кедрового стланика, ерники.

7. Юровские слои (Q_2^2).

Аллювиальные галечники средней части разреза 57-м террасы р. Урак. Морена руч. Зря (р. Юровка).

СПК: СП, ДК, ТК: Polypodiaceae, Larix, Pinus, Betula sect. Albae, Pinus sect. Cembrae, Alnaster, Betula exilis, B. middendorffii, Ericales, Onagraceae.

СПК: СП, ДК, ТК: *Selaginella sibirica*, *Botrychium lunaria*, *Larix*, *Betula exilis*, *B. middendorffii*, *Pinus pumila*, *Erycales*, *Thalictrum*.

Палеорастительность: ерники, лиственничные редколесья с березой. В конце похолодания — горные травяные тундры, криоксерофитные сообщества, лиственничные редколесья в долинах.

ТЛ датировка — 250 ± 50 тыс. лет.

8. Уракские слои (Q_2^1).

Аллювиальные галечники нижней части разрезов 57-м и 12-м террас р. Урак.

СПК: ДК, СП, ТК: *Larix*, *Picea*, *Pinus sibirica*, *Abies*, *Betula* sect. *Albae*, *B. sect. Costatae*, *Polypodiaceae*, *Ericales*.

Палеорастительность: лиственнично-березовые, местами темнохвойные леса с примесью широколиственных пород.

ТЛ датировка — 350 ± 87 тыс. лет.

9. Похолодание (Q_1^4).

Донная морена в верховьях руч. Авлекит, аллювиальные и склоновые отложения 30-м террасовала р. Американ.

СПК: СП, ТК, ДК: *Polypodiaceae*, *Artemisia*, *Ephedra*, *Ericales*, *Larix*, *Abies*, *Picea*, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Alnaster*.

Палеорастительность: кустарниковые тундры, лугово-степные сообщества, лиственничные редколесья с примесью темнохвойных пород.

ТЛ датировка — 470 ± 120 тыс. лет.

10. Авлекитские слои (Q_1^2).

Донная морена в истоках р. Авлекит.

СПК: СП, ТК, ДК: *Polypodiaceae*, *Ericales*, *Artemisia*, *Ephedra*, *Larix*, *Picea* sect. *Euriceae*, *P. sect. Omoricae*, *Pinus*, *Abies*, *Tsuga*, *Ulmus*.

Палеорастительность: горные тундры, лугово-степные сообщества, по долинам участки лиственнично-березовых и темнохвойных лесов.

ТЛ датировка — 580 ± 150 тыс. лет.

11. Потепление (Q_1^1).

Аллювиальные и озерно-аллювиальные галечники нижней части разреза на междуречье ручьев Хаканджа и Ягодный.

СПК: ДК, ТК, СП: *Larix*, *Picea*, *Pinus* s.g. *Diploxylon*, *Betula* sect. *Albae*, *Alnus*, *Tsuga*, *Juglans*, *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia*, *Myrica*, *Ericales*, *Sphagnum*.

Палеорастительность: смешанные лиственничные, березовые, сосновые леса с тсугой, елью, широколиственными и термофильными породами.

12. Кетандинские слои. Эоплейстоцен.

Аллювиальные галечники, слагающие 105-м террасы р. Кетанда.

СПК: ДК, СП, ТК: *Betula*, *Alnus*, *Pinus* s.g. *Diploxylon*, *P.* s.g. *Harpoxylon*, *Abies*, *Picea*, *Polypodiaceae*, *Ericales*.

Палеорастительность: березовые, сосновые леса, ольшаники.

Глава 2.3. Эволюция палеорастительности и палеоклимата Западного Приохотья в плейстоцене

Палеогеографические построения проводились с актуалистических позиций и опирались на сходство доминантов растительного покрова и палинофлоры древних ископаемых спорово-пыльцевых спектров с современными для аргументированного воссоздания палеофитоценологических и палеоклиматических условий прошлого. Для каждой палинозоны на спорово-пыльцевой диаграмме подбирались сходные субфоссильные спорово-пыльцевые спектры из разных регионов Дальнего Востока, которые принимались за регионы-аналоги.

Для палеогеографических реконструкций использовались хорошо осредненные ископаемые спорово-пыльцевые спектры аллювиальных отложений, адекватные зональному типу растительности. Относительный возраст осадков, определенный по палинологическим данным, контролировался геоморфологическим положением рыхлых толщ, а также термолуминесцентными, радиоуглеродными и калий-аргоновыми датировками.

По результатам спорово-пыльцевого анализа плейстоценового аллювия для Западного Приохотья выполнены палеогеографические реконструкции: восстановлены возрастные особенности палеорастительности, палеофлоры и палеоклимата теплых и холодных эпох плейстоцена; установлены закономерности их изменения во времени и в пространстве.

Палеогеографические реконструкции являются результатом обобщения палинологических данных по следующим регионам российского Дальнего Востока в соответствии с рабочей стратиграфической схемой ЮЗ Приохотья: хр. Джугджур, верховья р. Май, Лантаро-Не-

муйская депрессия, Нижнее Приамурье: побережье Сахалинского залива, Ул-Лонгарийская депрессия, бассейн р. Амгунь (Гричук М.П. и др., 1979; Гричук М.П., Каревская, 1981; Каревская и др., 1988, 1989, 1990; Каревская, 1994, 1995, 1999, 2005).

2.3.1. Фитоклиматические особенности теплых эпох неоплейстоцена

Для исследуемой территории характерно разнообразие современных эколого-фитоценологических и флористических комплексов. В пределах таежной зоны с севера на юг выделяются (Исаченко, Шляпников, 1989): подзональные среднетаежные (редко — северо-таежные) елово-лиственничные леса южных отрогов хр. Джугджур, Лантаро-Немуйской депрессии; южнотаежные и среднетаежные пихтово-елово-лиственничные и смешанные леса с примесью широколиственных пород Нижнего Приамурья. Территория относится к двум флористическим районам: Охотскому и Удскому (Флора СССР, 1934).

По данным спорово-пыльцевого анализа для Западного Приохотья установлены шесть хорошо выраженных теплых эпох, имевших место на протяжении последних 680 тыс. лет в эпоху Брунес. Для каждого потепления реконструированы палеоландшафты (табл. 2.3.1–1).

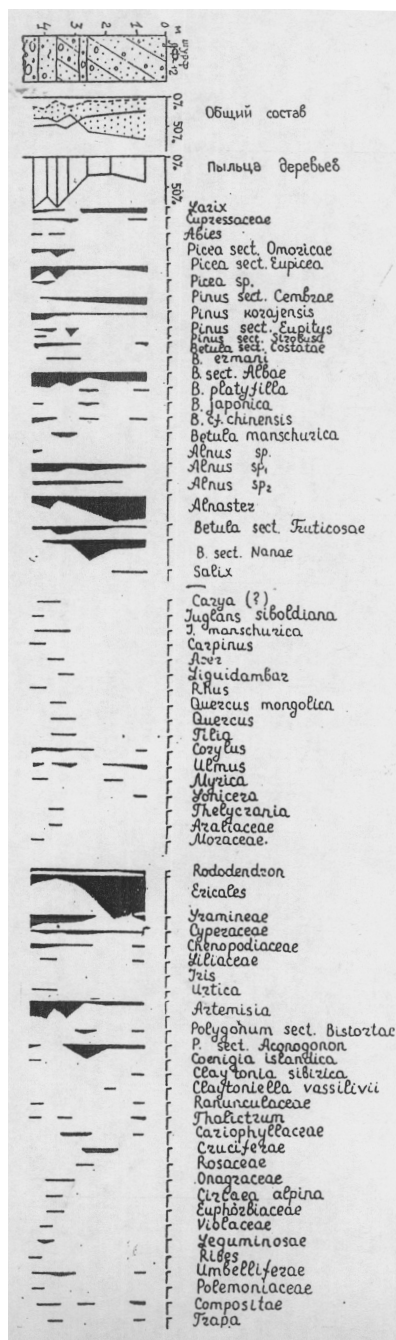
Для средне- и поздненеоплейстоценовых осадков детальное послойное палинологическое исследование позволило пофазно восстановить палеорастительность, палеофлору и палеоклимат для каждого теплого полуритма.

В начале древнего неоплейстоцена (сивукские слои) на Дальнем Востоке России произошло заметное потепление и гумидизация климата. Спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о характере растительного покрова и климата этого времени, получены из аллювия погребенной долины р. Колчанки (между поселками Белая Гора и Колчан) на глубине 17–22,5 м (Гричук М.П., Каревская, 1981), а также из рыхлых отложений, слагающих приморскую равнину в бассейне р. Сивук. Это аллювиальные, аллювиально-морские и озерные галечники и пески, лежащие на междуречье рек Тывлинка и Сивук на глубине 4,5–2,5 м. В рыхлой толще обнаружены ископаемые спорово-пыльцевые спектры, характеризующие середину (оптимум?) и вторую половину первого неоплейстоценового потепления.

Таблица 2.3.1 – 1. Палеоландшафты теплых эпох Западного и ЮЗ Приохотья

Индекс	Слои	Геоморфологическое положение	Генезис	Растительность зонального типа	Палинодендрофлора	Экзоты, в %
Q_3^3	Перовские	8-м терраса у м. Перовского	Морской, аллювиальный	Преобладание еловых лесов с редкой примесью бореальных широколиственных таксонов и пихты; участки сосновых и лиственных лесных массивов	Abies, Corylus, Tilia, Ulmus, Quercus	7
Q_3^1	Тайменские	Нижние горизонты 10–12-м террас рек Лантарь, Мутэ, Немуй. Верхний горизонт 25–30-м террас р. Немуй, Лантарь, Таймень	Аллювиальный	Темнохвойные и смешанные леса с кедром, пихтой, с примесью широколиственных пород. Березово-лиственные, смешанные, реже темнохвойные леса с редким участием широколиственных таксонов	Abies, Pinus koraiensis, Acer, Carpinus, Corylus, Tilia, Ulmus, Quercus, Juglans, Muntica, Thalictraria	20
Q_2^3	Немуйские	Нижние горизонты аллювия 30–40-м террасы р. Немуй	Аллювиальный	Березово-лиственные леса с участием ели и бореальных широколиственных таксонов	Abies, Corylus, Tilia, Ulmus, Quercus, Juglans mandshurica, Carpinus	25
Q_2^1	Уклеитские	Аллювий древних долин руч. Уклеит и Петропавловский	Аллювиальный	Пихтово-еловые, реже – лиственно-березовые леса с участием широколиственных таксонов	Abies, Acer, Corylus, Tilia, Ulmus, Quercus, Juglans mandshurica, Carpinus, Betula manschurica	28

Q_1^3	Тывлинские	Аллювий на эрозионно-аккумулятивной 90–100-м поверхности Тяпко-Тывлинского междуречья	Аллювиальный	Березовые, лиственничные и еловые леса с пихтой и участием широколиственных таксонов бореального и маньчжурского флористических комплексов	Abies, Pinus koraiensis, P. sect. Strobus, Myrica, Acer, Corylus, Tilia, Ulmus, Ilex, Quercus, Fagus, Juglans mandshurica, J. siboldiana Carpinus, Ostrya, Elaeagnus, Viburnum, Lonicera, Betula mandshurica	38
Q_1^1	Сивукские	Нижние горные зонты аллювия полигенетической 70–100-м равнины Сивукско-Тывлинского междуречья и погребенной долины р. Колчанка	Аллювиальный	Полидоминантные темнохвойные елово-пихтовые леса с тсутой и кедром корейским, реже смешанные леса с богатым набором широколиственных пород бореального и маньчжурского флористических комплексов	Abies, Tsuga, Pinus koraiensis, P. sect. Strobus, Myrica, Acer, Corylus, Tilia, Ulmus, Ilex, Quercus, Thalictrum, Fagus, Liquidambar, Carya, Rhus, Moraceae, Juglans mandshurica, J. siboldiana, Carpinus, Ostrya, Elaeagnus, Viburnum, Lonicera, Betula mandshurica	46



Пыльца древесно-кустарниковых растений представлена широким спектром темнохвойных, светлыхвойных и широколиственных пород маньчжурского комплекса бореальной флоры и присутствием единичных пыльцевых зерен субтропических таксонов (рис. 2.3.1–4).

Южная тайга в середине потепления занимала положение единой ландшафтной формации по всему исследуемому региону (Решения..., 1987). На территории распространились темнохвойные елово-пихтовые и смешанные леса, близкие к полидоминантному типу. В древостое принимали участие более 30—35 лесообразующих пород: *Tsuga*, *Abies*, *Picea* sect. *Omoricae*, *P.* sect. *Eupiceae*, *P. jezoensis*, различные виды *Pinus* s.g. *Diploxylon* et *P.* s.g. *Haploxylon*, *P.* sect. *Strobus*, *Larix sibirica* et *L. dahurica*, *Betula* sect. *Albae* et sect. *Costatae*, а также широколиственные породы бореального и даже субтропического флористических комплексов: *Juglans siboldiana*, *J. mandschurica*, *Fagus*, *Liquidambar*, *Carya*, *Rhus*, *Moraceae*, *Thelicrania*, *Carpinus*, *Quercus*, *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Lonicera*, *Elaeagnus*, *Diervilla*, *Myrica*. Провинциальные особенности растительности проявлялись лишь в небольшом увеличении с севера на юг разнообразия широколиственных таксонов и их роли в фитоценозах.

Рис. 2.3.1—4. Спорово-пыльцевая диаграмма
рыхлых отложений на междуречье рек Тыв-
линка и Сивук (— — деревья и кустарники,
- - - — споры, — травы и кустарнички)

В южных районах Приамурья, кроме перечисленных выше представителей неморальной флоры, в древостое встречались *Pinus koraiensis*, *Fraxinus*, Пех, Асер; южнотаежные формации местами сочетались с хвойно-широколиственными. Описанные палеоландшафты зафиксированы ископаемыми спорово-пыльцевыми спектрами рыхлых отложений, исследованных нами на междуречье рек Тывлинка и Сувук в разрезе на глубине 3,2–4,5 м.

Во второй половине потепления темнохвойно-широколиственные полидоминантные лесные формации уступили место сосновоеловым лесам, реже мелколистственным и лиственничным лесным сообществам с участием широколиственных пород.

Участие экзотических элементов в ископаемой палинофлоре составляет 46%, что указывает на ее глубокую архаичность. Ближайшими современными районами-аналогами реконструированных фитоценозов являются южнотаежные и хвойно-широколиственные леса южного Сихотэ-Алиня и предгорий Малого Хингана. Климат оптимума потепления — континентальный гумидный умеренного пояса; отсутствие вечной мерзлоты; среднемесячные температуры: январь = -20 ... -22 °С; июль = +20 ... +24 °С; годовое количество осадков составляет больше 800 мм / год.

Тывлинские слои: вторую теплую эпоху древнего неоплейстоцена, резко отличающуюся от предыдущей, характеризуют ископаемые спорово-пыльцевые спектры аллювия отложений погребенных глубоких эрозионных ложбин и аллювиально-морские галечники, залегающие на эрозионно-аккумулятивной приморской равнине в пределах Тяпко-Тывлинского междуречья на относительной высоте 90–100 м над у.м.

Потепление климата во второй половине раннего неоплейстоцена сопровождалось выраженной континентализацией. Палинодендрофлора второй ранненеоплейстоценовой эпохи потепления была близка к ископаемой флоре начала древнего неоплейстоцена: *Abies*, *Picea* sect. *Omoricae*, *P.* sect. *Eupiceae*, различные виды *P. s.g. Diploxylon* et *P. s.g. Haploxylon*, *P. koraiensis*, *P.* sect. *Strobus*, *Myrica*, *Acer*, *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Ilex*, *Quercus*, *Fagus*, *Juglans mandschurica*, *J. siboldiana*, *Carpinus*, *Ostria*, *Betula* sect. *Albae* et sect. *Costatae*, *Elaeagnus*, *Viburnum*, *Lonicera*. Количество лесообразующих пород в лесных массивах составляло 27–70 таксонов.

Количественное соотношение пыльцы доминантов растительного покрова среди древесно-кустарниковой растительности в иско-

паемых спорово-пыльцевых спектрах указывает на повсеместное господство на территории исследования березовых и лиственничных лесов сложного состава, в отличие от темнохвойных формаций, которые преобладали в начале раннего неоплейстоцена. Помимо березы плосколистной, эрмана, маньчжурской, даурской, овальнолистной, гмелина и др., в лесах принимали участие широколиственные породы: дуб, липа, вяз, лещина, клен и др. Еловые леса с участием пихты, кедра корейского (даже в Приамурье) играли подчиненную роль в ландшафтах. Зато заметно увеличились площади, занятые травянисто-кустарничковыми сообществами сухих экотопов: эфедры, полыней, маревых. Так же как и в начале древнего неоплейстоцена, дендрофлора второй эпохи потепления раннего неоплейстоцена имеет архаический облик — доля экзотических растений составляет в ней 37% (рис. 2.3.1–5, гл. 6–13 м).

Ареалограмма палеопалинофлоры ложится на запад уссурийского флористического района. Климат — континентальный гумидный умеренного пояса; отсутствие вечной мерзлоты; среднемесячные температуры: январь = $-20 \dots -24$ °C; июль = $+18 \dots +20$ °C; годовое количество осадков составляет больше 600–800 мм / год.

В начале среднего неоплейстоцена (уклекитские слои) экологическая ситуация была близка к первому потеплению неоплейстоцена. Осадки этого возраста обнаружены на периферии горных поднятий в южной оконечности Ул-Лонгарийской впадины на правом борту р. Уклеkit, прорезающей подножие горного массива между Ул-Лонгарийской впадиной и предгорной равниной Сивукской депрессии.

Осадки залегают в днище погребенной долины и представлены приплотиковым галечным аллювием. Одновозрастные отложения приурочены к древнему врезу руч. Петропавловский (бассейн р. Бекчи). Абсолютный возраст по данным термолюминесцентного анализа осадков погребенной долины на правом борту р. Уклеkit составляет 355 ± 88 тыс. лет (Каревская, 2010).

Спорово-пыльцевые спектры, судя по богатой палинофлоре, характеризуют оптимум теплой эпохи: *Abies*, *Picea* sect. *Omoricae*, *P. sect. Eupiceae*, различные виды *P. s.g. Diploxylon* et *P. s.g. Haploxylon*, *Acer*, *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Quercus*, *Juglans mandschurica*, *Carpinus*, *Elaeagnus*, *Viburnum*, *Lonicera*, *Betula mandschurica*.

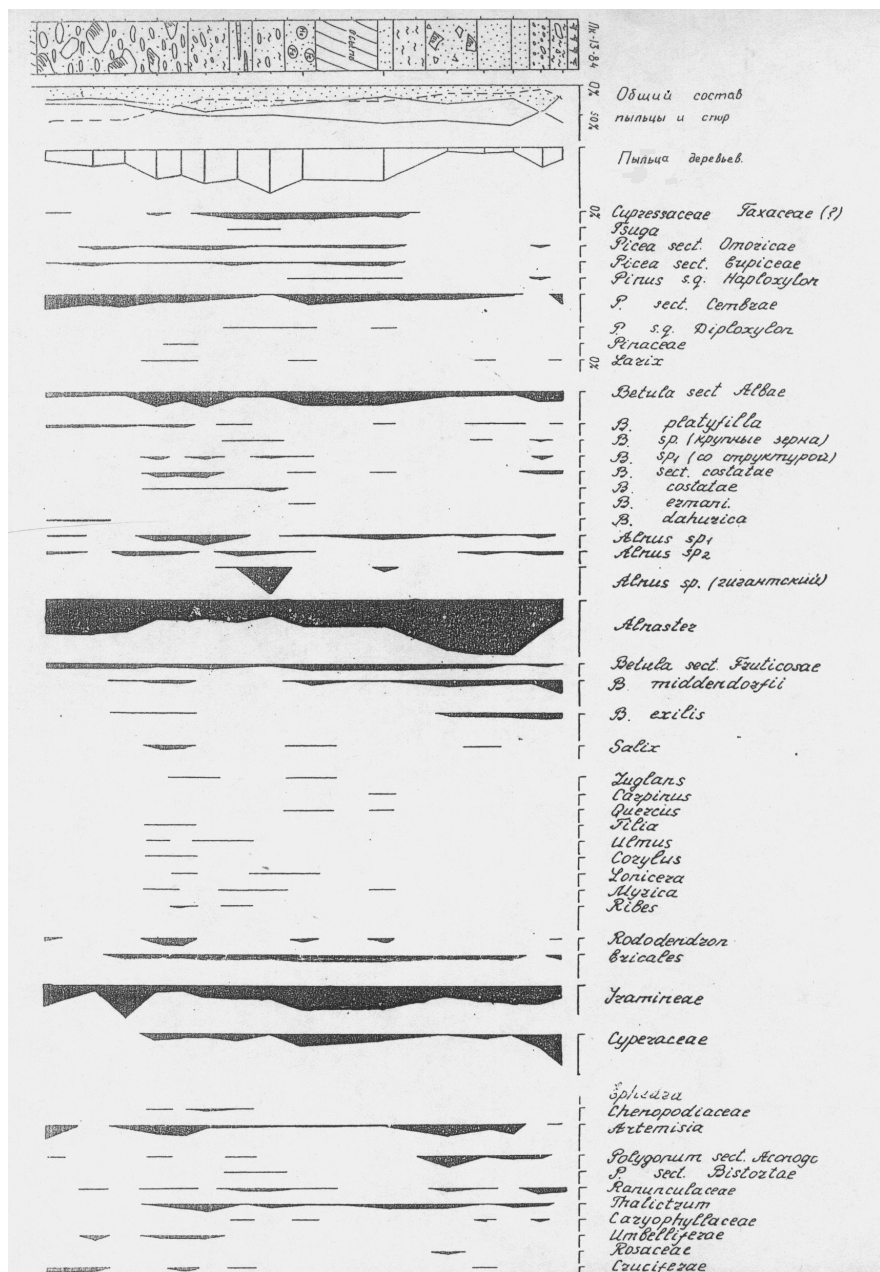


Рис. 2.3.1–5. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза рыхлых отложений в долине р. Нугай

Вся исследуемая территория входила в единую южнотаежную подзону. Повсеместно росли хвойные и смешанные пихтово-еловые и лиственнично-березовые леса с примесью широколиственных таксонов. Однако по сравнению с полидоминантными лесами раннего неоплейстоцена дендрофлора средненеоплейстоценовой тайги была беднее. Ископаемая палинодендрофлора начала среднего неоплейстоцена отличается от ранненеоплейстоценовой меньшим числом лесообразователей (не более 15–18 пород) и существенно меньшим участием в ее составе экзотических таксонов за счет выпадения наиболее термофильных элементов маньчжурского флористического комплекса. Из древостоя (за исключением самых южных районов) исчезли такие термофильные представители неморальной флоры, как *Tsuga*, *Fraxinus*, *Ilex*, *Pinus koraiensis*, *Myrica*, *Fagus*, *Juglans siboldiana*, *Ostria*. Число экзотических пород в палинофлоре составляло 28%. Ближайшие районы-аналоги реконструированной палеорастительности расположены в нижнем и среднем Приамурье, у подножий Малого Хингана. Климат — континентальный, гумидный, умеренного пояса; отсутствие вечной мерзлоты; среднемесячные температуры: январь = -20 ... -24 °С, июль = +20 ... +22 °С; годовое количество осадков составляет 600–800 мм/год.

Немуйские слои: потепление второй половины среднего неоплейстоцена зафиксировано палиноспектрами из нижних горизонтов аллювия третьих надпойменных террас в долинах рек Немуй и Мутэ, впадающих в Охотское море к северо-востоку от устья р. Уды. Относительное потепление климата сопровождалось резкой континентализацией по всему региону. Число лесообразующих пород, так же как и в начале среднего неоплейстоцена, составляло 15–17 таксонов, однако доминантами в группе древесно-кустарниковых растений ископаемых спорово-пыльцевых спектров были пыльцевые зерна разных видов берез и лиственниц (рис. 2.3.1–6, гл. 17–20 м).

Лесные ценозы повсеместно были представлены преимущественно березовыми, березово-лиственничными, реже березово-лиственнично-еловыми лесами сложного состава. В древостое принимали участие представители бореальной широколиственной флоры: *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Quercus*, *Juglans mandschurica*, *Carpinus*, *Elaeagnus*, *Viburnum*, *Lonicera*, *Corylus*. Обращает на себя внимание полынно-маревый комплекс сухих экотопов, обильно представленный на склонах южной экспозиции (Каревская, 2001). Доля экзоти-

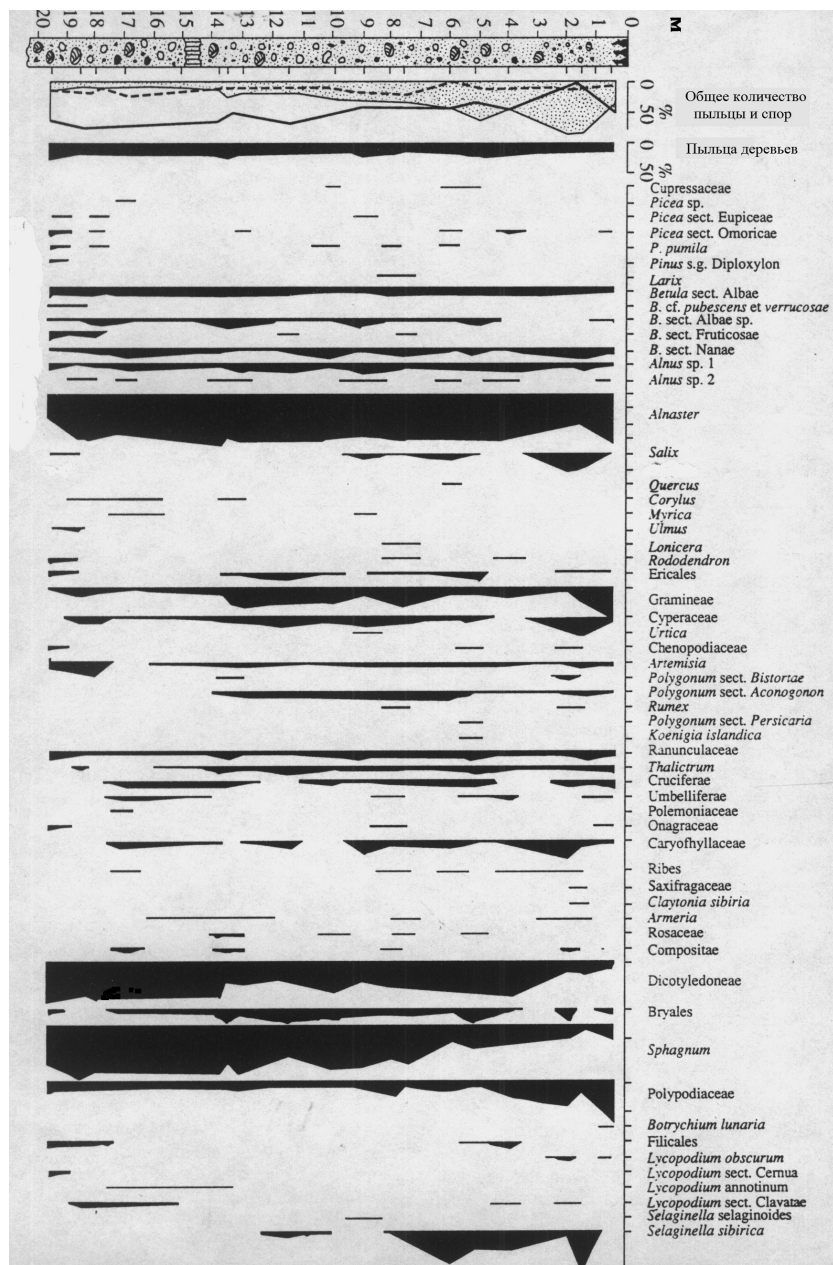


Рис. 2.3.1–6. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза рыхлых отложений в долине р. Мутэ

ческих элементов в ископаемой палинофлоре составляла 26%. Ближайшим районом-аналогом реконструированных палеоландшафтов является ЮВ Забайкалье, где в условиях резкоконтинентального климата растут мелколиственные леса сложного состава — «холодные березняки». Ископаемая палинофлора сходна с современной в бассейне верхнего течения р. Уды и с палинодендрофлорой ЮВ Забайкалья. Климат — резкоконтинентальный, умеренного пояса; островная вечная мерзлота; среднемесячные температуры: январь = $-26 \dots -30^\circ\text{C}$ (-32°C), июль = $+18 \dots +20^\circ\text{C}$; годовое количество осадков менее 400 мм/год.

Два климатических ритма позднего неоплейстоцена (тайменские и перовские слои) в Западном Приохотье, так же как и на всем Дальнем Востоке России, отличаются от ранне- и средне-неоплейстоценовых ритмов значительно большими годовыми амплитудами изменений климата преимущественно за счет резкого снижения зимних температур. Именно глубокие похолодания, сопровождавшиеся оледенением в горах, существенно повлияли на весь характер растительности, включая и теплые эпохи позднего неоплейстоцена.

К позднему неоплейстоцену относятся отложения трех разновозрастных, хорошо выраженных надпойменных террас:

1. Аллювий 12–16-м надпойменных террас по рекам Левый Укелит; 13–15-м террас на побережье заливов Николая и Рейнеке; 10–12-м террас рек Лантарь, Мутэ, Немуй. Спорово-пыльцевые спектры рыхлых отложений этой группы разрезов отражают смену растительности на протяжении почти целого ритма изменения природной среды в первой половине позднего неоплейстоцена: от оптимума первого поздне-неоплейстоценового потепления до второй половины следующего похолодания (улские и николаевские слои).

2. Рыхлые осадки морского генезиса 7-м террасы в заливе Николая и 8-м террасы у м. Перовский в Сахалинском заливе; аллювий 3–5-м надпойменных террас бассейнов рек охотского склона хр. Джугджур (Лантарь, Мутэ, Немуй) и рек Бекчи-Ульской, Ул-Лонгарийской и Сивукской депрессий. Названные рыхлые толщи охарактеризованы ископаемыми спорово-пыльцевыми спектрами, которые, так же как и спектры предыдущей группы разрезов, фиксируют изменение растительного покрова от оптимальных условий теплой эпохи до первой половины последующего похолодания, но по на-

шим представлениям более позднего — второго позднеплейстоценового климатического ритма (перовские и петропавловские слои). Абсолютный возраст осадков 8–10-м террасы у мыса Перовского на глубине 2,5 и 4,5 м, по данным термолюминесцентного анализа равен соответственно 39 ± 10 тыс. лет и $41,5 \pm 10$ тыс. лет (Бредихин и др., 1982).

3. К третьей группе разрезов поздненеоплейстоценовых рыхлых отложений относится аллювий первых надпойменных террас и поймы: 3–5-м террасы ручьев Ивановский, Кулибина, Петропавловский; 5-м террасы на Мухтельском заливе; 3–5-м террас рек Мутэ, Лантарь, Немуй. Формирование этих рыхлых толщ совпадает с концом позднего неоплейстоцена и с первой половиной, включая оптимум, голоцена (петропавловские и бекчинские слои).

В отложениях обеих поздненеоплейстоценовых теплых эпох ископаемыми палиноспектрами, послойно и детально характеризующими исследуемые осадки, зафиксированы термоксеротические стадии, оптимумы и термогигротические стадии обоих климатических ритмов (табл. 2.3.1–2). Для каждого климатического ритма реконструированы по 2–3 фазы зонального типа растительности, позволяющие выявить тенденции в эволюции растительного покрова на протяжении одного климатического ритма.

Представленная в табл. 2.3.1–2 детализация истории развития палеорастительности на протяжении каждого поздненеоплейстоценового климатического ритма позволила перейти к следующему уровню обобщений: для конца среднего неоплейстоцена и для двух позднеплейстоценовых климатических ритмов построена сводная спорово-пыльцевая диаграмма, являющаяся продуктом пофазной корреляции результатов спорово-пыльцевого анализа большого числа разрезов рыхлых отложений Западного Приохотья.

Сводная диаграмма является иллюстрацией к вышеприведенным таблицам и хорошо отражает внутрирегиональную специфику изменения палеорастительности по всем четырем стадиям климатических ритмов: термоксеротической, термогигротической, криогигротической и криоксеротической, а также для оптимумов и пессимумов (рис. 2.3.1–7).

Таблица 2.3.1—2. Фазы растительности и стадии климатических ритмов на протяжении двух теплых эпох позднего неоплейстоцена в Западном и ЮЗ Приохотье

Индекс	Фазы зонального типа палеорастительности	Климатические стадии
Q₃³	Фаза 3: средне- и северотаежные березово-лиственничные, реже еловые леса, заросли ольховника и кедрового стланика	Термогигротическая
	Фаза 2: южно- и среднетаежные темнохвойные березово-лиственничные леса с редкой примесью умеренно теплолюбивых широколиственных пород и пихты	Оптимум
Q₃¹	Фаза 3: среднетаежные березово-лиственничные и еловые леса, заросли кедрового стланика и ольховника	Термогигротическая
	Фаза 2: южнотаежные темнохвойные и смешанные леса с кедром, пихтой, с примесью широколиственных пород	Оптимум
	Фаза 1: травяно-моховые тундры, смешанные мелколиственные и хвойные леса.	Термоксеротическая

В середине первого поздненеоплейстоценового потепления в Западном и ЮЗ Приохотье (тайменские слои) господствовали южнотаежные и смешанные формации, представленные темнохвойными и хвойно-мелколиственными лесами с участием кедра, пихты и редкой примесью разнообразных широколиственных пород. В горах существовал неширокий пояс зарослей ольховника и кедрового стланика (*Alnaster et Pinus pumila*), а в редких районах с островной вечной мерзлотой — маревый комплекс с участием кустарниковых берез.

В древостое среди хвойных пород преобладали ели секций *Eurpiceae et Omoriceae*, кедры, в том числе *P. sibirica*, *Pinus koraiensis*; пихта. Лиственница сибирская и даурская встречались реже. В смешанных лесах значительную роль играли разнообразные виды берез из секций *Albae et Costatae*, в том числе *B. dahurica*, *B. mandschurica*, *B. platyphylla*. Небольшую примесь в хвойных и смешанных лесах составляли широколиственные таксоны — *Carpinus*, *Quercus*, *Q. mongolica*, *Acer*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Myrica*, *Lonicera*. В число лесообразующих пород входило 14–15 таксонов.

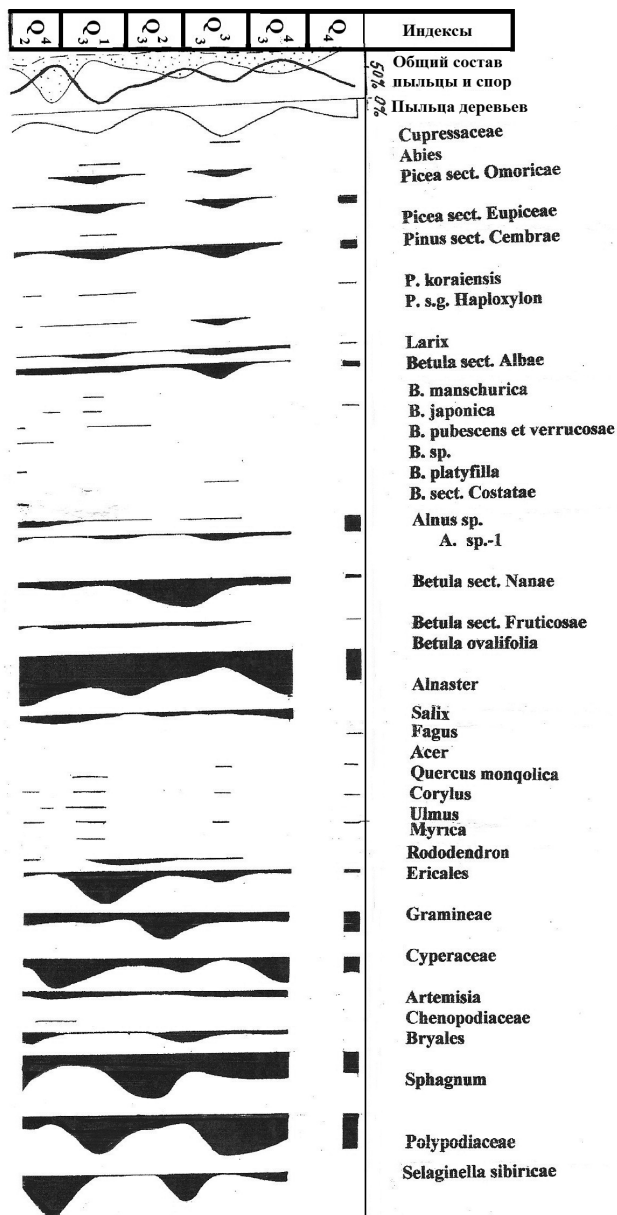


Рис. 2.3.1—7. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма серии разрезов рыхлых отложений Западного и ЮЗ Приохотья

Роль экзотических таксонов в составе палеорастительности была значительно меньше по сравнению с ранне- и средненеоплейстоценовыми палинофлорами и составляет 20%.

Ближайшим районом-аналогом для реконструированных ландшафтов середины первого позднеоплейстоценового потепления можно считать Нижнее Приамурье, Приамгунье, Зейскую депрессию, северный Сихотэ-Алинь. Климат, по-видимому, был близок к современному муссонному климату умеренного пояса перечисленных районов-аналогов. Средние температуры января достигали $-24 \dots -28^\circ\text{C}$, июля — $+16 \dots +20^\circ\text{C}$; годовое количество осадков составляло 600–800 мм/год; местами была развита островная вечная мерзлота. Только к концу потепления (в термоигротическую фазу) в ЮЗ Приохотье темнохвойные формации постепенно уступали место мелколиственным и светлохвойным (березово-лиственничным и сосновым) лесным ценозам; в горах происходило расширение пояса зарослей кедрового стланика и ольховника.

Перовские слои: последнее позднеоплейстоценовое потепление на исследуемой территории слабо выражено по теплообеспеченности, но повсеместно характеризуется меньшей континентальностью по сравнению с современными условиями. В Лантаро-Немуйской депрессии, на хр. Джугджур, на побережье Сахалинского залива в середине последней позднеоплейстоценовой эпохи потепления преобладали среднетаежные и реже южнотаежные формации. Они были представлены еловыми, лиственничными, лиственнично-березовыми лесами с богатым древостоем, в который кроме основных лесообразующих пород входили пихта и наиболее холодостойкие представители бореальной широколиственной флоры: *Corylus*, *Acer*, *Myrica*. Количество лесообразующих пород составляло 9–11 таксонов. По речным долинам росли ольшаники; на склонах гор был развит пояс зарослей кедрового стланика.

В самых южных районах ЮЗ Приохотья — в Нижнем Приамурье — преобладали южнотаежные и реже среднетаежные темнохвойные и смешанные леса с участием умеренно теплолюбивых широколиственных таксонов: *Quercus*, *Acer*, *Corylus*, *Myrica*, *Ulmus*, *Lonicera*. Ископаемая палинофлора насчитывает не более 7% экзотических растений; число лесообразующих пород достигало 14–16, что свидетельствует о более теплых климатических условиях по сравнению с северными территориями ЮЗ Приохотья (рис. 2.3.1–8).

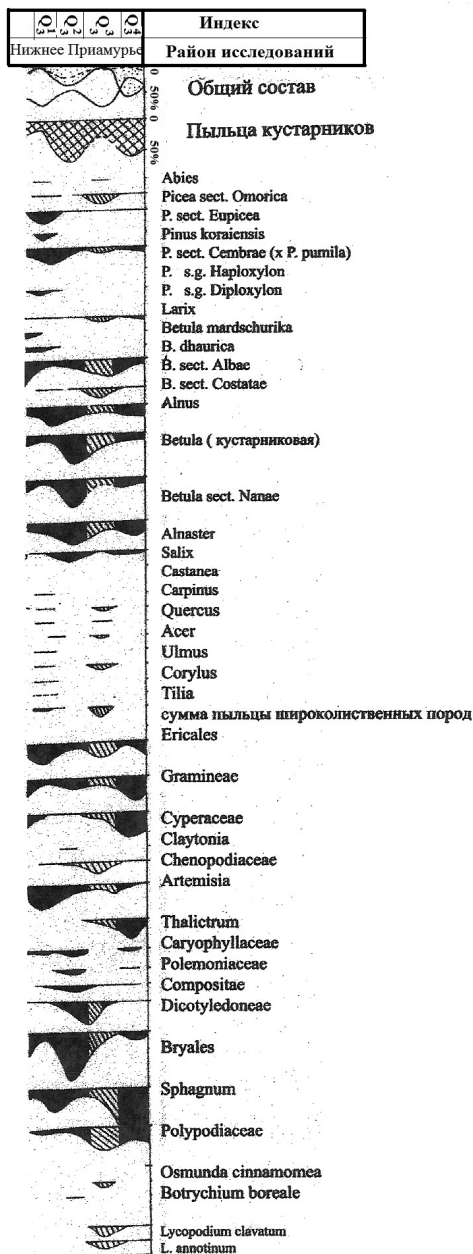


Рис. 2.3.1—8. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма позднелепесточной эпохи в Западном Приохотье

Таким образом, последняя позднелепесточная эпоха потепления в Западном и ЮЗ Приохотье характеризуется распространением растительности южно- и среднетаежного типа, близкого к современному, с молодым по степени архаичности обликом ископаемой палинофлоры. Климат был муссонным: средние температуры января достигали $-24 \dots -28^{\circ}\text{C}$, июля — $+14 \dots +18^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков составляло около 600—800 мм/год; местами была развита островная вечная мерзлота.

Впервые за историю неоплейстоценовых теплых эпох Западное Приохотье вплотную приблизилось к субарктическому поясу, граница с которым проходила по $59-60^{\circ}$ с.ш. Палеоландшафты даже Лантаро-Немуйской депрессии, расположенной в самой северной части исследуемой территории, были существенно мягче по сравнению с СЗ Приохотьем (рис. 2.3.1—9).

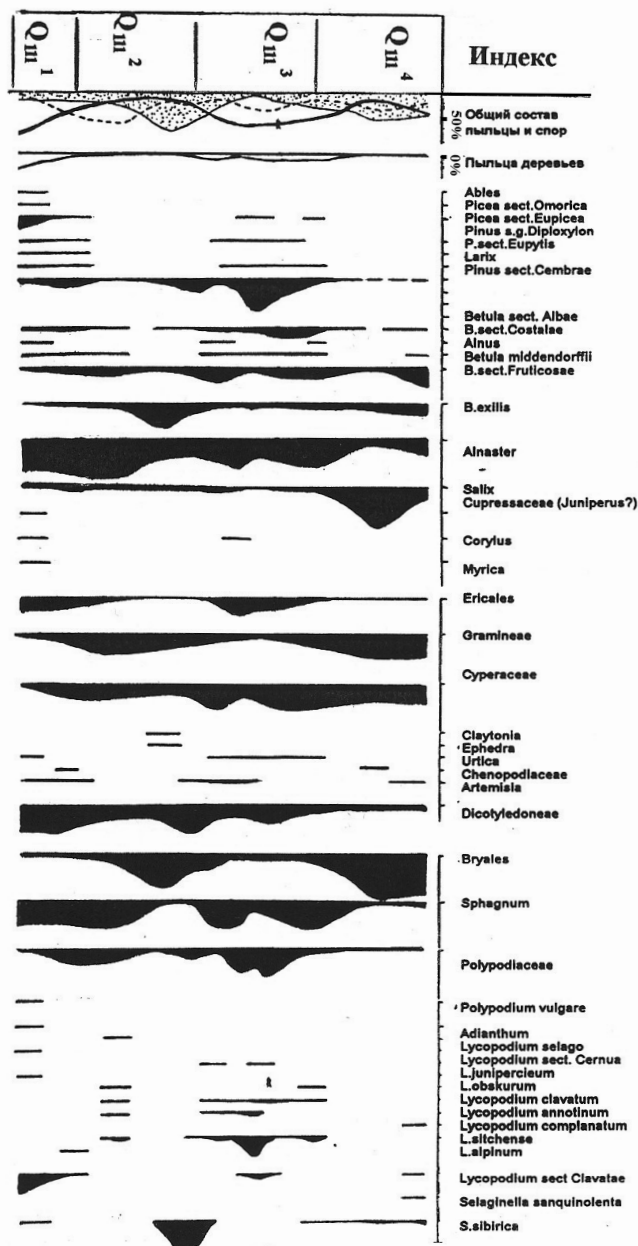


Рис. 2.3.1–9. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма позднелепистоценовых рыхлых отложений СЗ Приохотья

2.3.2. Фитоклиматические особенности холодных эпох плейстоцена

В связи с общим направленным похолоданием и континентализацией климата в Северном полушарии холодные эпохи в Западном Приохотье, так же как и теплые полуритмы, характеризовались хорошо выраженными возрастными фитоценоотическими и климатическими особенностями. Кроме того, они различались еще и по типу оледенения в горных районах, которое, в свою очередь, оказывало влияние на растительный покров.

В раннем и среднем неоплейстоцене климатические условия холодных эпох в ЮЗ Приохотье характеризовались значительно меньшей континентальностью по сравнению с поздним неоплейстоценом. Поэтому древние похолодания в Западном Приохотье (в конце среднего неоплейстоцена) приводили к развитию в северных районах даже ледников сетчатого типа. В резкоконтинентальных условиях позднего неоплейстоцена, когда климат характеризовался суровыми, но малоснежными зимами, в горных районах хр. Джуг-джур масштаб оледенения был значительно меньше по сравнению со среднееоплейстоценовым: в условиях среднегорного рельефа существовали только долинные и карово-долинные ледники, а южные низкогорные районы и вовсе не имеют следов древних оледенений. Соответственно специфические черты палеорастительности разновозрастных похолоданий формировались не только под влиянием климатических особенностей каждой холодной эпохи, но и зависели от своеобразия гляциального морфолитогенеза во времени.

В соответствии с решениями Межведомственного стратиграфического совещания по Дальнему Востоку, проходившему в г. Магадане в 1982 г., на протяжении геологической истории, отвечающей эпохе Брюнес, для всей исследуемой территории были выявлены шесть крупных ритмических изменений климата и соответственно шесть холодных эпох (холодных полуритмов) — по две эпохи в раннем, среднем и позднем звеньях неоплейстоцена. В стратиграфических схемах они соответствуют шести стратиграфическим слоям.

Кроме обозначенных холодных эпох неоплейстоцена, на Дальнем Востоке России, по нашим данным, существовало еще одно довольно продолжительное похолодание, отчетливо фиксирующееся спорово-пыльцевыми спектрами в западном и в юго-западном регионах. Возраст этой седьмой холодной эпохи, по результатам термолюминесцентного анализа, выполненного ст.н.с., к.г.н. О.А. Куликовым, определяется интервалом 700 тыс. — 1 млн лет. Выявленное похоло-

дание относится к концу эоплейстоцена и является на современном этапе исследования самым первым в Западном и ЮЗ Приохотье в стратиграфическом интервале в 1,8 млн лет.

Ниже приводится реконструкция палеоландшафтов холодных эпох неоплейстоцена по результатам геоморфологических и палинологических исследований условий осадконакопления в Западном и ЮЗ Приохотье (табл. 2.3.2–3).

Реконструкция палеоландшафтов по палинологическим данным опирается не только на количественное соотношение доминантов растительного покрова в ископаемых спорово-пыльцевых спектрах, но и на качественный состав палиноспектров — палинофлору, которая по количеству содержащихся в ней экзотических таксонов и соответственно по степени архаичности существенно помогает детализировать палеогеографические построения. Поэтому ниже приводятся обобщенные данные по палеопалинофлоре холодных эпох для ЮЗ Приохотья (табл. 2.3.2–4).

Первое похолодание климата на исследуемой территории (кантагский горизонт) выявлено по палинологическим данным значительной серии разрезов рыхлых отложений, в стратиграфическом отношении подстилающих собственно ранннеоплейстоценовые осадки. В Нижнем Приамурье, на южных отрогах Джугджура, в верховьях р. Май, в Лантаро-Немуйской депрессии таковыми являются кантагские слои рабочей стратиграфической схемы ЮЗ Приохотья (Решения..., 1987). Опорным разрезом для выделения этого стратиграфического горизонта послужила 40-м толща галечного материала на левом борту р. Кантаги в бассейне р. Ул Орельский. По результатам термолюминесцентного анализа, проведенного О.А. Куликовым для верхних горизонтов кантагской толщи, абсолютный возраст ее оценивается в 728 ± 80 тыс. лет (Каревская и др., 1994).

Спорово-пыльцевые спектры кантагского горизонта (рис. 2.3.2–10) отличаются высоким процентом пыльцы трав и кустарничков (50–70%) в общем составе спектров, значительно меньшей долей пыльцы деревьев и кустарников (25–45%) и очень незначительным количеством спор (4–7%). Среди пыльцы травянисто-кустарничковой растительности доминируют зерна злаков и полыней; постоянно присутствует пыльца из семейства маревых, гвоздичных, кипрейных, сложноцветных, лютиковых, крапивных и другого разнотравья. Пыльца древесно-кустарниковой растительности

Таблица 2.3.2–3. Палеоландшафты холодных эпох эоплейстоцена и неоплейстоцена в Западном и ЮЗ Приохотье (Бредихин и др., 2016)

Индекс	Слои	Геоморфологическое положение	Генезис	Зональный тип растительности (оптимум и пессимум)	Оледенение
Q_3^4	Петропавловские	5–7-м терраса ручьев Ивановского, Петропавловского и рек Лантарь, Мутэ, Немуй, Етара, Таймень	Морской, аллювиальный	Преобладание травяно-типномоховых ассоциаций, сфагновых болот, ерников. Участки листовечно-березовых лесов и редколесий, ольшаники	Карово-долинное
Q_3^2	Николаевские	10–16-м терраса у м. Желтого, м. Зеленого, по зал. Николая, по рекам Ул, Уклеит, Немуй, Мутэ	Морской, аллювиальный	Преобладание еловых лесов с редкой примесью boreальных широколиственных таксонов и пихты; участки сосновых и листовенных лесных массивов	Карово-долинное
Q_2^4	Мутейские	25–30-м терраса рек Немуй, Мутэ; междуречье рек Етара — Магей	Аллювиальный, морской, ледниковый	Крупнокустарниковые (ольховниковые) и травяно-моховые тундры, ерники, участки листовечно-березовых лесов	Сетчатое
Q_2^2	Курунурхские	Верхние горизонты отложений потребленной долины руч. Курун-Урах	Аллювиальный	Криоксерофитные степные сообщества, крупнокустарниковые тундры, участки листовечно-березовых и еловых лесов	?
Q_1^4	?	?		?	
Q_1^2	Колчанские	Средние горизонты аллювия полигенетической 70–100 м равнины Сивукско-Тывлинского междуречья; верхние горизонты аллювиально-пролювиальной толщи в долине р. Колчанка	Аллювиально-пролювиальный	Березово-лиственничные леса, реже темныхвойные леса с пихтой, ерники. Участки ивняково-травяно-типновых тундр	
Поздний эоплейстоцен	Кантагские	Аккумулятивная толща галечников на левом борту р. Кантати под покровом базальтов	Аллювиальный	Экспозиционные степи. Участки березово-елово-сосновых лесов с широколиственными таксонами бореальной и маньчжурской флор	

Таблица 2.3.2—4. Палинодендрофлора холодных эпох плейстоцена в Западном и ЮЗ Приохотье

Таксоны / индекс	Q ₃ ⁴	Q ₃ ²	Q ₂ ⁴	Q ₂ ²	Q ₁ ⁴	Q ₁ ²	Конец эоплейстоцена
<i>Cupressaceae</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>Tsuga</i>							+
<i>Abies</i>		+				+	+
<i>Picea sect. Omoricae</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>P. sect. Eupiceae</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>Pinus s.g. Diploxylon</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>P. sylvestris</i>	+				+	+	+
<i>P. s.g. Haploxylon</i>	+	+			+		+
<i>P. koraiensis</i>						+	+
<i>P. sibirica</i>					+	+	+
<i>P. pumila</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>P. s. Cembra</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>Larix</i>		+		+	+	+	+
<i>Betula s. Albae</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>B. platyphylla</i>	+	+	+		+		+
<i>B. japonica</i>	+		+				
<i>B. cf. pubescens et B. cf. verrucosa</i>	+	+		+	+		+
<i>B. s. Costatae</i>	+	+	+		+	+	+
<i>B. ermani</i>						+	
<i>B. dahurica</i>						+	+
<i>B. mandschurica</i>							+
<i>Alnus</i>	+	+	+	+	+		+
<i>B. sect. Fruticosae et B. middend.</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>B. exilis</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>B. s. Nanae</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>Alnaster</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>Salix</i>	+	+	+	+	+		+
<i>Ribes</i>			+	+			
<i>Juglans</i>							+
<i>Fagus</i>							+
<i>Quercus</i>							+
<i>Myrica</i>	+	+	+		+	+	+
<i>Lonicera</i>	+	+	+		+		+
<i>Elaeagnus</i>							+
<i>Corylus</i>		+	+			+	+
<i>Ulmus</i>		+			+	+	+
<i>Tilia</i>		+	+	+		+	+

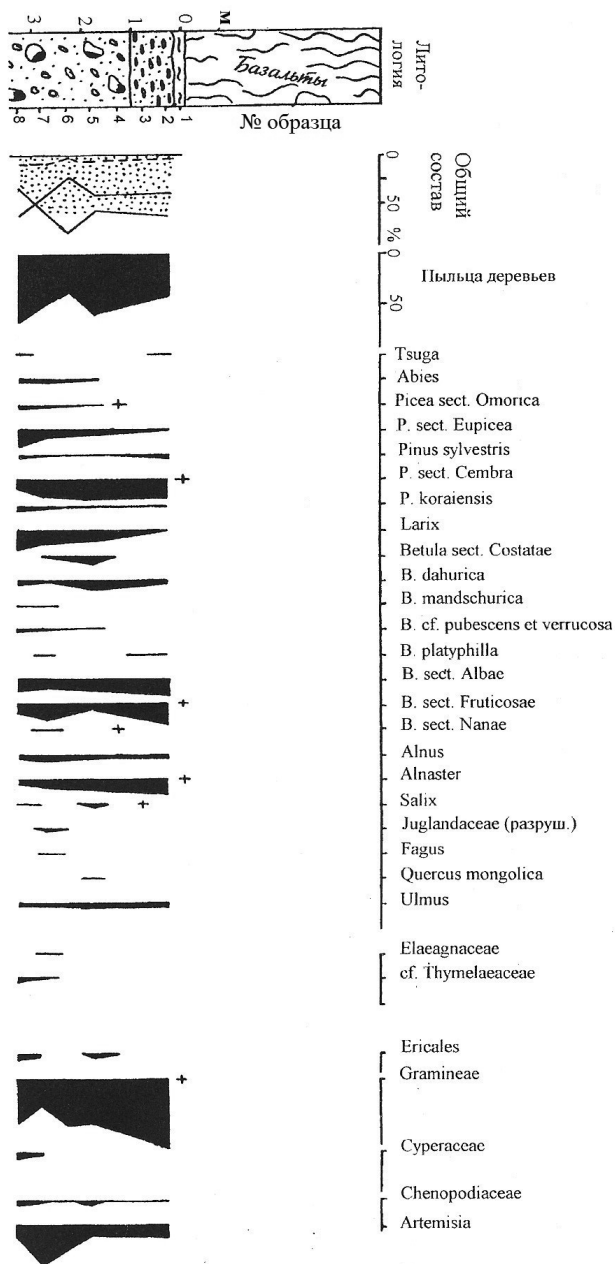


Рис. 2.3.2–10. Фрагмент спорово-пыльцевой диаграммы аллювия 40-м террасы р. Кантаги

представлена преимущественно соснами из секции *Cembrae*, среди которых преобладают зерна кедрового стланика, березами секции *Albae*, различными видами берез из секции *Fruticosae*, лиственницами, ольховником и елями из секции *Euriceae*. Значительно меньше доля участия в спектрах пыльцы пихты, ели из секции *Omoricae*, корейского кедра, сосны обыкновенной, берез из секции *Costatae*, ольхи, ильма. Кроме того, обнаружены единичные зерна пыльцы широколиственных пород (дуба монгольского, бука, лоха) и тсуги (Каревская, 1995).

Общий состав описываемых ископаемых спектров и процентные соотношения в них пыльцы доминантов растительного покрова позволяет реконструировать для времени накопления верхних горизонтов кантагской толщи широкое развитие на территории исследования степных злаково-полюнных растительных группировок, приуроченных к склонам южной экспозиции. В долинах рек и на защищенных от сильных ветров склонах росли лиственничные и березовые леса, реже темнохвойные. В наиболее благоприятных местообитаниях в составе древостоя участвовали такие теплолюбивые и экзотические широколиственные породы, как бук, дуб монгольский, ильм, а также представители семейства лоховых, ореховых, волчегодниковых. При этом обращает на себя внимание постоянное присутствие в составе растительности представителей субарктических элементов флоры: карликовых берез, ольховника.

Таким образом, в конце эоплейстоцена в ЮЗ Приохотье в результате относительного похолодания и континентализации климата происходили процессы резкого сокращения в растительном покрове доли южнотаежных и хвойно-широколиственных лесных формаций, повсеместно существовавших ранее на протяжении первой половины эоплейстоцена. Они уступали место березовым и лиственничным лесам, сменявшимся на склонах южной экспозиции так называемыми «экспозиционными степями». Участие в составе растительности гипоарктических элементов может указывать на существование в понижениях рельефа островных участков с многолетней мерзлотой. Одновозрастные кантагским слоям отложения изучены нами по разрозненным разрезам грубообломочных валунно-галечных толщ, лежащих в высотном диапазоне от 0 до 120 м над современным урезом рек восточного склона хр. Джугджур и в Лантаро-Немуйской депрессии (Бредихин и др., 1988). Они охарактеризованы сходными с описанными выше спорово-пыльцевыми

спектрами и продатированы методом термолюминесцентного анализа: 980 ± 200 тыс. лет и 1030 ± 200 тыс. лет. Аллювиальные галечники, одновозрастные описываемым осадкам, были обнаружены нами еще севернее — на хребте Джугджур. Они залегают ниже современного уреза в днищах погребенных долин ручьев Курун-Урях и Галбар. В их общем составе преобладает пыльца травянисто-кустарничковой растительности (45–65%), среди которой доминируют зерна полыней. Субдоминантами являются злаки, осоки, маревые, гвоздичные, лютиковые. В группе пыльцы деревьев и кустарников преобладают зерна сосен из секции *Cembrae et Eupytis* и мелколиственных пород — березы секций *Albae et Costatae*, разнообразные ольхи. Значительно меньше пыльцы елей. Ископаемая палинодендрофлора характеризуется высоким (до 45%) содержанием экзотических растений и одновременно участием в ней гипоарктических видов берез и ольх.

Таким образом, анализ палинологического материала позволяет сделать вывод о повсеместном похолодании климата, сопровождавшемся заметной его континентализацией в геологическом интервале в 1 млн — 700 тыс. лет. При этом дифференциация зональных типов растительного покрова и климата с юга на север была значительно меньше по сравнению с современной. Вся территория, включая Нижнее Приамурье, Лантаро-Немуйскую депрессию, бассейны верхнего течения р. Май, отроги южного Джугджура, относилась к умеренному климатическому поясу (рис. 2.3.2–11) и отличалась относительно теплыми климатическими условиями с резко выраженными чертами континентализации. Это приводило к заметной ксерофитизации растительности. Поэтому в растительном покрове преобладали степные злаково-полынные фитоценозы, приуроченные к склонам южной экспозиции (экспозиционные степи), сочетавшиеся с участками лиственнично-березово-сосновых лесов с примесью широколиственных и темнохвойных пород. В состав древостоя входили разнообразные представители бореальной и маньчжурской флор. Кроме того, в отличие от более древних этапов, в составе растительности этого времени постоянно присутствовали представители и гипоарктической флоры (см. рис. 2.3.2–10).

Ближайшими современными районами-аналогами для реконструированных палеоландшафтов можно рассматривать (по сходству ископаемых и субфоссильных спектров) Приханкайскую равнину (Алешинская, Шумова, 1978; Малаева, 1981), ЮВ Забайкалье и

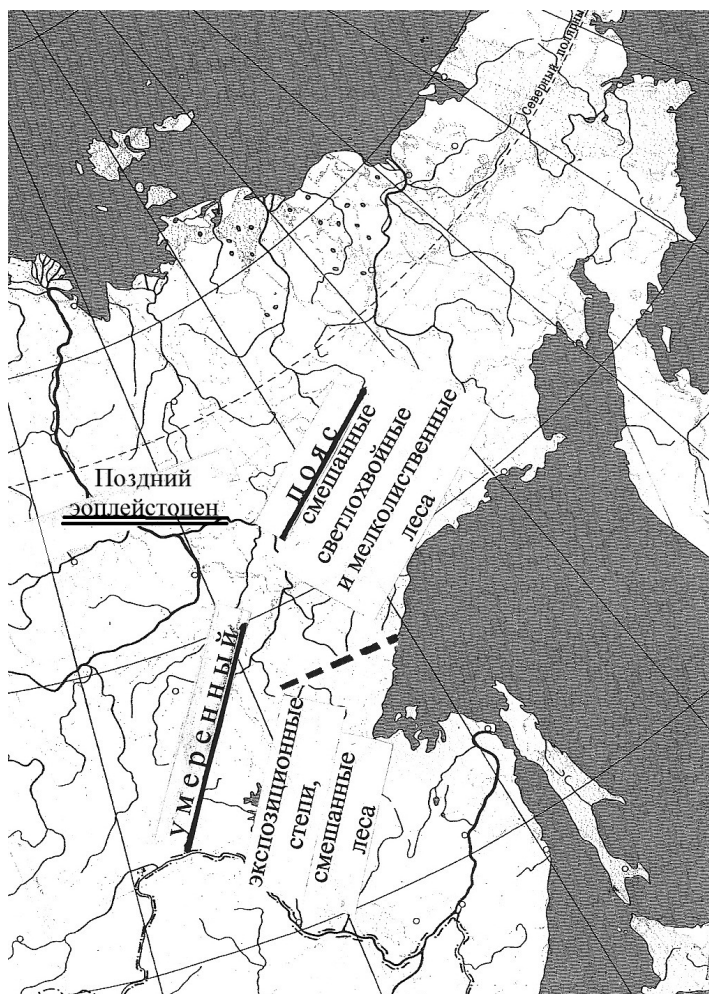


Рис. 2.3.2.— 11. Фитоклиматические условия позднего эоплейстоцена в Западном Приохотье

ЮЗ Приморье. Климат резкоконтинентальный, умеренного пояса; среднемесячные температуры: январь = $-12 \dots -16^{\circ}\text{C}$, июль = $+22 \dots +24^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков не превышает 500–600 мм/год; флора — южнобореальная и маньчжурская.

Холодные эпохи раннего неоплейстоцена. Спорово-пыльцевые спектры обоих раннеплейстоценовых похолоданий отражают расти-

тельность таежного типа. Тем не менее соотношение в ископаемых спектрах пыльцы и спор доминантов растительного покрова и специфика палинодендрофлоры позволяет провести с юга на север более дробную дифференциацию ландшафтно-зональных признаков и выделить в зоне тайги растительность нескольких подзон. Распределение последних по исследуемой территории имело существенные различия на протяжении первой и второй холодных эпох раннего плейстоцена.

Колчанский слой: первое раннелепестовое похолодание было неглубоким (Гричук, Каревская, 1981). На протяжении всего холодного полуорбитала в Западном и ЮЗ Приохотье преобладали формации среднетаежного и реже северотаежного типа. Главную роль в них играли елово-лиственничные и березово-лиственничные леса, ольшаники. Темнохвойная тайга с участием пихты имела подчиненное значение. Значительные площади были покрыты сообществами маревого комплекса, болотами, горными травяными тундрами. В Нижнем Приамурье в первой половине похолодания (криогигротическая фаза) сохранялись южнотаежные формации с участием в составе древостоя наиболее холодостойких широколиственных таксонов: ильма, липы, лещины, жимолости. Климат этого времени повсеместно был немного теплее современного или близок к нему (в южных районах). Флора — южнобореальная охотская. Ближайшим районом-аналогом для реконструкции палеоклиматических условий на основании сходства субфоссильных и ископаемых спорово-пыльцевых спектров можно рассматривать бассейн р. Уды. Вся исследуемая территория относилась к умеренному поясу с муссонным климатом. Средние температуры января достигали $-24 \dots -26^\circ\text{C}$, июля — $+12 \dots +16^\circ\text{C}$; годовое количество осадков не превышало 600 мм/год; присутствовала островная многолетняя мерзлота.

Второе похолодание раннего неоплейстоцена было более глубоким. Слои, характеризующие рыхлые отложения этой холодной эпохи, не вошли в региональную стратиграфическую схему (Решения..., 1987) и не имеют официального названия, поскольку были изучены позднее. По нашим данным, в связи с похолоданием в конце раннего неоплейстоцена в растительном покрове всего Дальневосточного региона происходило сокращение роли лесных ценозов. Однако особенно отчетливо это проявлялось в районах, расположенных в предгорьях и горах северного Джугджура, где в изменении растительного

покрова кроме климатических показателей, существенную роль, по-видимому, играли ранненеоплейстоценовые оледенения. В ЮЗ Приохотье и Нижнем Приамурье ранненеоплейстоценовые ледники из-за низких абсолютных отметок рельефа и относительно неглубокого похолодания, по-видимому, отсутствовали. Судя по ископаемым спорово-пыльцевым спектрам аллювия верхнего течения рек Мая, Зея, Лантаро-Немуйской депрессии в Западном Приохотье сохранялись северотаежные и среднетаежные формации, представленные лиственнично-березовыми лесами с участием темнохвойных пород. Значительные площади были заняты марями, ерниками, болотами. В ЮЗ Приохотье на водоразделах росли леса среднетаежного и северотаежного типа с редким участием представителей бореальной широколиственной флоры. Климат во время второго ранненеоплейстоценового похолодания в исследуемом регионе был близок к современному муссонному, поскольку ближайшим районом-аналогом для палеогеографических реконструкций является именно ЮЗ Приохотье. Средние температуры января составляли $-24 \dots -30^{\circ}\text{C}$, июля — $+12 \dots +18^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков не превышало 600 мм/год; была развита сплошная, местами островная многолетняя мерзлота.

Холодные эпохи среднего неоплейстоцена. Для среднего неоплейстоцена, так же как и для раннего, выявлено два климатических ритма в изменении природной среды. Отложения первой половины среднего неоплейстоцена на Дальнем Востоке сохранились крайне фрагментарно. Они имеют, как правило, небольшую мощность и соответственно слабую палинологическую изученность. Поэтому ландшафты первого средненеоплейстоценового похолодания исследованы в настоящее время значительно слабее по сравнению с другими холодными полуритмами неоплейстоцена.

Курун-урыхские слои: первое средненеоплейстоценовое похолодание на всей исследуемой территории отмечено значительным сокращением в растительном покрове доли лесных формаций. Во второй половине похолодания (криоксеротическая фаза), наряду с участками березово-лиственнично-еловых лесов и редколесий, большие площади были заняты тундростепными сообществами, ерниками, марями, болотами. В Нижнем Приамурье в большей степени сохранялись северотаежные и даже среднетаежные формации. Ближайшим районом-аналогом является ЮВ Забайкалье — субфоссильные спорово-пыльцевые спектры получены из современного аллю-

вия в бассейнах рек Газимур и Унда (Малаева, 1981). Климат резко-континентальный; средние температуры января достигают $-26 \dots -32$ °С, июля — $+16 \dots +18$ °С; годовое количество осадков не превышает 400–500 мм/год.

Мутейские слои: в конце среднего неоплейстоцена на всей территории исследования наступило первое относительно глубокое по сравнению с более древними холодными эпохами похолодание климата. Оно фиксируется по многочисленным палинологическим данным из осадков разного генезиса, имеющих, как правило, большую мощность на восточных склонах хребтов Джугджур и Прибрежный, в верховьях р. Май, в Лантаро-Немуйской депрессии, в Нижнем Приамурье — прибрежные районы Сахалинского залива, Ул-Лонгарийская и Сивукская депрессии (Каревская, 2005).

Со вторым средненеоплейстоценовым похолоданием связана максимальная для Западного Приохотья экспансия ледников на восточных склонах хребта Джугджур на широте Лантаро-Немуйской депрессии и в более северных регионах. Результаты палеогеоморфологического и палинологического анализов позволяют реконструировать для указанных территорий горно-долинный и сетчатый типы оледенения — самые мощные в пределах плейстоцена (Ананьев и др., 1984; Чанышева, Каревская, 1985).

Специфика гляциальной обстановки Западного Приохотья в конце среднего неоплейстоцена, в свою очередь, коренным образом отразилась на истории развития растительного покрова и флоры исследуемого региона. Изменения, происходившие в палеофлорах благодаря миграции на юг многих видов и родов с наступлением второго среднеплейстоценового похолодания оказались необратимыми. Второе средненеоплейстоценовое похолодание по многочисленным палинологическим данным является одним из главных рубежей в дифференциации растительного покрова в Западном и ЮЗ Приохотье. В результате второго средненеоплейстоценового похолодания, а главное — мощного оледенения к началу позднего неоплейстоцена произошло окончательное формирование и отчленение современной провинции редкостойных лиственничных лесов и редколесий, а также Колымской флористической области от более южных районов — ЮЗ Приохотья и Нижнего Приамурья (Чанышева, Каревская, 1985). Поэтому детальное изучение эволюции палеогеографических событий на протяжении исследуемого этапа осадконакопления в ЮЗ Приохотье представляет особый интерес.

По нашим палинологическим данным впервые были выявлены фазы палеораствительности и климатические стадии, последовательно сменявшие друг друга на протяжении этой холодной эпохи (табл. 2.3.2–5), что позволило пофазно детализировать историю развития растительности в пределах похолодания конца среднего неоплейстоцена.

В криогигротическую стадию первой половины последнего средннеоплейстоценового похолодания на исследуемой территории с севера на юг выделяются две таежные подзоны: 1) северотаежные березово-лиственничные леса с редким участием темнохвойных пород, с поясом зарослей кедрового стланика и ольховника в Западном и в северной части ЮЗ Приохотья; 2) северотаежные лиственнично-березовые и среднетаежные елово-лиственничные леса с редким участием наиболее холодостойких широколиственных таксонов (ильм, лещина) в Нижнем Приамурье.

Таблица 2.3.2–5. Фазы растительности и климатические стадии на протяжении последнего средннеоплейстоценового похолодания в Западном и ЮЗ Приохотье

Индекс	Фазы растительности	Климатические стадии
Q₂⁴	Фаза 3. В Западном Приохотье травяно-гипномоховые и (реже) криоксерофитные травяно-кустарничковые тундры, ерники, мари, березово-лиственничные леса и редколесья, пояс зарослей ольховника	Криоксеротическая
	Фаза 2. В Западном Приохотье и на севере ЮЗ Приохотья северотаежные лиственнично-березово-еловые леса, мари, широкий пояс зарослей ольховника, ольшаники. В Нижнем Приамурье северотаежные и среднетаежные лиственнично-березовые и еловые леса с участием северобореальных широколиственных таксонов	Пессимум
	Фаза 1. В Западном Приохотье северотаежные березово-лиственнично-еловые леса, пояс зарослей кедрового стланика и ольховника. В Нижнем Приамурье среднетаежные елово-лиственничные леса с редким участием широколиственных таксонов (ильм, лещина)	Криогигротическая

Даже к середине похолодания — в пессимум — климатического полу ритма Западное и ЮЗ Приохотье оставались в умеренном климатическом поясе. Верхние части склонов и междуречья были покрыты зарослями ольховника и кедрового стланика, а ниже по склонам и в речных долинах росли смешанные березово-лиственнично-еловые леса с редким участием в южных районах наиболее холодостойких широколиственных таксонов (ильм, лещина), мари. Районами-аналогами для реконструкции растительности и климата пессимума похолодания в конце среднего неоплейстоцена можно считать Центральную Камчатку и СЗ побережье Охотского моря, характеризующиеся климатом восточных побережий на границе с субарктикой. Средние температуры января равны $-16 \dots -20^{\circ}\text{C}$, июля — $+10 \dots +12^{\circ}\text{C}$, годовое количество осадков составляют $600\text{--}800$ мм/год.

Криоксеротическая стадия климатического ритма в конце среднего плейстоцена характеризуется континентализацией климата и усилением в ландшафтах роли травяно-моховых тундр. В регионах, расположенных севернее горного обрамления Лантаро-Немуйской депрессии, впервые в плейстоцене заметная роль в палеоландшафтах принадлежала тундростепям с криоксерофитными растительными сообществами (Каревская, 2007). В более южных районах, включая Западное и ЮЗ Приохотье, сохранялись лесные формации умеренного пояса; криоксерофитные фитоценозы играли незначительную роль в ландшафтах.

Холодные эпохи позднего неоплейстоцена. Два климатических ритма позднего плейстоцена отличаются от ранне- и среднелепесточных ритмов значительно большими амплитудами изменений климата между оптимумом и пессимумом именно за счет очень сильных похолоданий. Глубокие похолодания, сопровождавшиеся развитием оледенения в горных районах, существенно повлияли на характер растительности. Однако в силу резкой континентализации климата, особенностью которого были крайне суровые, но малоснежные зимы ледники имели ограниченное распространение и относились к горно-долинному и каровому типам, в отличие от среднеплейстоценовых оледенений на территории исследования. Поэтому растительный покров холодных полу ритмов позднего плейстоцена в горных районах Западного Приохотья представлял собой совокупность разнообразных фитоценозов, приуроченных к различным высотным поясам (Каревская и др., 1989).

На основании анализа и синтеза большого банка палинологических данных были выполнены палеогеографические реконструкции и проведена пофазная детализация истории развития растительности не только для среднелепистоценового похолодания, но и для двух холодных эпох позднего неоплейстоцена.

Сравнительный анализ полученных данных по обоим регионам выявил четкую закономерность в динамике и пофазной смене растительности для всего ЮЗ Приохотья, обусловленную изменением теплообеспеченности и континентальности на протяжении каждого климатического ритма. Ниже для двух регионов (ЮЗ Приохотье и Нижнее Приамурье) в табличной форме приводятся результаты детальной пофазной реконструкции палеорастительности по ископаемым палиноспектрам (табл. 2.3.2–6).

Таблица 2.3.2–6. Фазы растительности и климатические стадии на протяжении двух похолоданий позднего неоплейстоцена в ЮЗ Приохотье

Индекс	Фазы палеорастительности	Стадии климатических ритмов
Q₃⁴	Фаза 3. Травяно-гипномоховые сообщества, заросли ольховника, ерники, березово-лиственничные леса и редколесья, мари	Криоксеротическая
	Фаза 1. Северотаежные березово-лиственничные леса и редколесья, редко еловые леса, мари, заросли ольховника и кедрового стланика, ерники	Криогигротическая
Q₃²	Фаза 3. Заросли ольховника и кедрового стланика, ерники, травяно-гипномоховые сообщества. Березово-лиственничные, редко еловые леса и редколесья, мари	Криоксеротическая
	Фаза 1. Северо- и среднетаежные березово-лиственничные, реже еловые леса, крупнокустарниковые ольховниковые и кедрово-стланиковые сообщества, мари	Криогигротическая

Ландшафты двух холодных эпох позднего неоплейстоцена в Западном и ЮЗ Приохотье слабо различались между собой как по климатическим, так и по фитоценотическим характеристикам (Гричук, 1979).

Первое похолодание позднего плейстоцена (николаевские слои) в Западном и ЮЗ Приохотье было несколько мягче последующего. Даже в северных районах территории исследования оно не приводило к полному исчезновению лесных формаций. В Западном и ЮЗ Приохотье в криогигротическую стадию первого позднеплейстоценового похолодания водораздельные пространства были заняты преимущественно крупнокустарниковыми ольховниковыми и кедрово-стланиковыми тундрами; в речных долинах и на склонах междуречий сохранялись северные лиственничные, лиственнично-березовые и реже еловые леса. Наиболее близким районом-аналогом является восточное побережье полуострова Камчатка, для которого характерен умеренный климат восточных побережий и северобореальная флора. Январские температуры достигали в среднем $-16 \dots -20^\circ\text{C}$, июльские — $+12 \dots +14^\circ\text{C}$; годовое количество осадков составляло около 600–800 мм/год.

Криоксеротическая стадия первого позднеплейстоценового похолодания в Западном Приохотье знаменательна тем, что впервые за весь плейстоцен на территориях, лежащих к северу от Охото-Кухтуйской депрессии, из растительного покрова практически полностью исчезали лесные и крупнокустарниковые формации. Их место занимали разнообразные сообщества арктических и горных тундр: ивняково-осоково-зеленомошные, сфагново-ерниковые. Именно в это время доминирующими сообществами на севере стали так называемые тундростепи — криоксерофитные группировки из плаунка сибирского и полыней. В экологическом отношении тундростепные сообщества были приурочены к широко распространенным тогда щебнистым склонам и осыпям — продуктам мощного физического выветривания в условиях резкоконтинентального климата, малоснежья и суровости зим (см. рис. 2.3.2–9).

Другая картина восстанавливается для территорий, лежащих южнее Охото-Кухтуйской депрессии — в Западном и ЮЗ Приохотье, в южной части хребтов Джугджур и Прибрежный тундростепные криоксерофитные сообщества сочетались с ерниковыми и осоково-зеленомошными тундровыми ценозами. В ландшафтах преобладали травяные, ивняково-зеленомошные, ерниковые и крупнокустар-

никовые тундры; в долинах и на нижних частях склонов гор росли лиственнично-березовые леса и редколесья. Редко и только в южных районах сохранялись еловые леса, маревый комплекс растений (см. рис. 2.3.2—7; 2.3.2—8). Ближайшими районами-аналогами для фитоклиматических реконструкций по сходству субфоссильных и ископаемых спорово-пыльцевых спектров можно считать северо-восточные склоны хр. Джугджур, Охото-Кухтуйскую депрессию и магаданское побережье Охотского моря, занимающие пограничное положение между субарктикой и умеренным климатическим поясом. Среднемесячные температуры: январь = $-20 \dots -24$ °С, июль = $+12 \dots +14$ °С; годовое количество осадков 400—600 мм/год. Флора — северобореальная с элементами гипоарктической. Субарктический пояс, таким образом, распространялся практически на все ЮЗ Приохотье, за исключением самых южных территорий Нижнего Приамурья.

Петропавловские слои: последняя неоплейстоценовая эпоха похолодания заметно отличается от предыдущей. Это было максимальное повсеместное в Западном и ЮЗ Приохотье похолодание климата в неоплейстоцене. Оно сопровождалось еще и выраженной континентализацией климата, что проявлялось главным образом в снижении зимних температур и уменьшении снежного покрова.

На территориях, лежащих к северу от Лантаро-Немуйской депрессии, так же как и в первой половине позднего неоплейстоцена, похолодание приводило к полной деградации лесных и крупнокустарниковых формаций. На протяжении всего холодного полуритма абсолютное господство принадлежало тундровой растительности. Во вторую половину похолодания преобладали тундростепи с криоксерофитными группировками щебнистых склонов и сухими злаково-разнотравными лугами. Лесные массивы отсутствовали.

В отличие от более северных территорий, в Западном и ЮЗ Приохотье на протяжении всего похолодания группировки типичных и горных тундр сочетались с ерниковыми и крупнокустарниковыми (ольховниковыми и кедрово-стланиковыми) тундрами. В речных долинах сохранялись северные березово-лиственничные леса и редколесья, реже северотажные леса с участием ели, ерники, мари.

В Нижнем Приамурье в криогигротическую стадию последнего климатического ритма долины и нижние части склонов были заняты северотажными лиственничными и лиственнично-березовыми

леса, марями, ерниками. В речных долинах сохранялись еловые леса. На склонах преобладали кедровостланиковые и ольховниковые тундровые сообщества. Флора — преимущественно северобореальная, с участием гипоарктических таксонов. Районом-аналогом для реконструкции палеорастительности можно считать Центрально-камчатскую депрессию, которая относится к умеренному климату восточных побережий. Январские температуры достигали в среднем -20°C , июльские — $+12 \dots +16^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков составляло около 800 мм/год.

К концу похолодания в криоксеротическую стадию последнего в неоплейстоцене климатического ритма в растительном покрове заметную роль стали играть травяно-гипномоховые сообщества, в том числе тундростепные группировки, однако березово-лиственничные леса и редколесья сохранялись. Ближайшим районом-аналогом являются северо-западное побережье Камчатского полуострова, Камчатский перешеек и Охотоморское побережье залива Шелехова, для которых характерен умеренный климат восточных побережий, граничащий с субарктикой; распространение крупнокустарниковых тундр (заросли ольховника и кедрового стланика, ерники), осоково-сфагновых болот, горных моховых и лишайниковых тундр; сплошная вечная мерзлота, избыточное увлажнение. Флора северобореальная с южногипоарктической. Среднемесячные температуры: январь = $-20 \dots -24^{\circ}\text{C}$, июль = $+8 \dots +12^{\circ}\text{C}$; среднее годовое количество осадков составляло около 500–600 мм/год.

Таким образом, большая часть исследуемой территории ЮЗ Приохотья в криоксеротическую фазу последнего поздненеоплейстоценового похолодания лежала за пределами умеренного климатического пояса. Южная граница арктического пояса достигала $58\text{--}59^{\circ}$ с.ш. Далее вплоть до Нижнего Приамурья (кроме самых южных территорий) господствовали суровые условия субарктики.

Специфика эволюции палеоландшафтов холодных эпох эоплейстоцена и неоплейстоцена в Западном Приохотье хорошо прослеживается при сравнительном анализе зональных и подзональных типов растительности, реконструированных для середины холодных полуритмов четырех страторегионов, расположенных субмеридионально вдоль восточной границы российского Дальнего Востока: Колымо-Индибирского среднегорья, СЗ Приохотья, Западного Приохотья, Нижнего Приамурья (рис. 2.3.2–12).

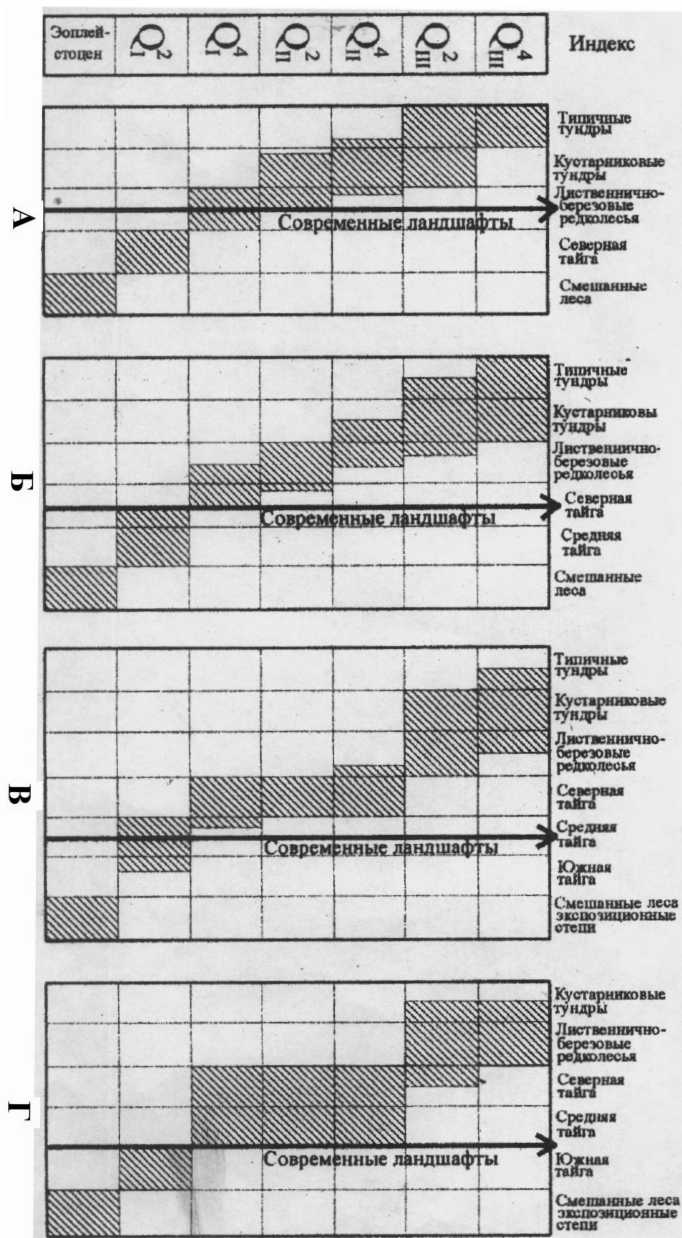


Рис. 2.3.2–12. Сравнительный анализ зональных и подзональных типов растительности середины холодных эпох плейстоцена по четырем страторегионам Дальнего Востока России

Глава 2.4. Западное Приохотье в системе становления современной зональной структуры ландшафтов Дальнего Востока России на протяжении плейстоцена

Эволюция растительного покрова и климата исследуемого нами региона тесно связана с развитием и изменением природы всего западного побережья Охотского моря. На фоне изменения во времени и в пространстве субширотной структуры палеоландшафтов всего континентального Приохотья отчетливо проявляются фитоклиматические особенности разновозрастных климатических эпох и специфика их изменения непосредственно в Западном и ЮЗ Приохотье.

2.4.1. Корреляция палеогеографических событий Западного Приохотья с другими регионами Дальнего Востока России

Для выявления закономерностей и этапов становления современной широтной и субширотной структуры ландшафтов на Дальнем Востоке России были выполнены дальние стратиграфические, палинологические и палеогеографические корреляции по четырем страторегionsам российского Дальнего Востока (Каревская и др., 1989): 1) бассейн верхнего течения рек Колымы и Индигирки, хр. Анначаг; 2) Охото-Кухтуйская депрессия; 3) хр. Джугджур, верховья р. Май, Лантаро-Немуйская депрессия; 4) Нижнее Приамурье — побережье Сахалинского залива, Ул-Лонгарийская, Сивукская депрессии, бассейн р. Амгуни.

Палеогеографические реконструкции по каждому страторегionу являются результатом обобщения палинологических, стратиграфических и геоморфологических данных. Для каждого страторегiona была разработана и принята на стратиграфическом совещании в г. Магадане (Решения..., 1987) стратиграфическая схема (табл. 2.4.1–7).

Для территории Дальнего Востока России, расположенной субмеридионально от бассейна верхнего течения р. Колымы до левобережья Нижнего Приамурья, характерна глубокая дифференциация и разнообразие современных эколого-фитоценологических и флористических комплексов. В пределах таежной зоны, к которой относится весь исследуемый регион, выделяются следующие подзоны (Пармузин, 1962; Брукс и др., 1977):

1) редкостойные лиственничные леса и редколесья Колымо-Индигирского региона;

Таблица 2.4.1–7. Корреляция стратиграфических схем исследуемых регионов Дальнего Востока России

Индекс		Индигино-Колымское среднегорье	СЗ Приохотье	ЮЗ Приохотье
		Авторы: С. Воскресенский, М.П. Гричук, И.А. Каревская, Г.А. Постоленко и др. (Решения..., 1987)	Авторы: Г.С. Ананьев, Э.Г. Ананьева, О.А. Куликов, Т.И. Смирнова (Решения..., 1987)	Авторы: А.В. Бредихин, И.А. Каревская, С.А. Лебедев, О.Н. Фишкин, Г.А. Шубин (Решения..., 1987)
		Горизонты	Слои	Слои
Верхнее	Q ₃ ⁴ Q ₃ ³	Хетакагчанский Кубалахский	Гордеевские Аллювий 8-м террасы р. Урак	Петропавловские Перовские
	Q ₃ ² Q ₂ ¹ Q ₂ ⁴	Юглерский Вечернинский Малык-сиенский	Кухтуйские Ланжинские Номанкурские	Николаевские Улские, Тайменские Мутэйские
	Q ₂ ³ Q ₂ ² Q ₂ ¹ Q ₁ ⁴ Q ₁ ³	Болотнинский Левоберелёхский Кюрбеляхский Полудненский Беличанский	Перевальненские Юровские Уракские Марвинские Авлекитские	Немуйские Курун-урахские Уклеkitские Тывлинские Колчанские
Среднее	Q ₁ ² Q ₁ ¹ N ₂ ³ —		Кетандинские	Сивукские Кантагские

2) северотаежные лиственные леса Охото-Кухтуйского региона;
3) среднетаежные елово-лиственные леса южных отрогов хр. Джугджур, Лантаро-Немуйской депрессии;

4) южнотаежные и среднетаежные пихтово-еловые и лиственные леса с примесью широколиственных пород Нижнего Приамурья.

По флористическому районированию (Флора СССР, 1934) регион делится на четыре района: Чукотский, Колымский, Охотский и Удский.

Сравнительный анализ пофазно реконструированной палеорасти-тельности по всем четырем страторегионам позволил восстановить зональную и подзональную структуру растительного покрова на исследованном субмеридиональном отрезке Дальнего Востока за последний 1 млн лет.

2.4.2. Субширотная дифференциация растительного покрова и климата на Дальнем Востоке России в плейстоцене.

Плейстоцен в интервале 1 млн — 700 тыс. лет отмечен повсеместным в пределах исследуемой территории похолоданием и континентализацией климата. Дифференциация зональных типов растительного покрова с юга на север была значительно меньше по сравнению с современной. Вся территория относилась к умеренному климатическому поясу. Южная часть ее, включая Нижнее Приамурье, Лантаро-Немуйскую депрессию, бассейны верхнего течения рек Мая, Зея, отличалась более теплыми климатическими условиями с резко выраженными чертами континентализации, что приводило к заметной ксерофитизации растительности (Каревская и др., 1989; Каревская, 1995). Поэтому в растительном покрове преобладали степные злаково-полынные фитоценозы, приуроченные к склонам южной экспозиции, так называемые экспозиционные степи (см. рис. 2.3.2—11). В долинах рек и на защищенных от сильных ветров склонах росли лиственничные и березовые леса, реже темнохвойные сообщества. В наиболее благоприятных местообитаниях в составе древостоя участвовали такие теплолюбивые и экзотические широколиственные породы, как бук, дуб монгольский, ильм, а также представители семейства лоховых, ореховых, волчегодниковых. В отличие от более древних этапов, в составе растительности этого времени постоянно присутствовали представители гипоарктической флоры.

Районы, расположенные к северу от Лантаро-Немуйской депрессии, отличались более холодным и гумидным климатом — сказывалось влияние высоких широт и гористость территории. В этой части Дальнего Востока России росли разнообразные по составу смешанные мелколиственные и светлохвойные леса с примесью темнохвойных пород и участием термофильных широколиственных элементов бореальной флоры.

В Охото-Кухтуйской депрессии к концу эоплейстоцена относятся кетандинские слои, абсолютный возраст которых по данным термолюминесцентного анализа 740 ± 180 тыс. лет (Решения..., 1987). По палинологическим данным реконструируются сосновые и лиственнично-березовые леса с участием теплолюбивых широколиственных пород, с небольшой примесью хвойных; в ландшафтах заметна роль степных фитоценозов.

В Индигиро-Колымском среднегорье в бассейнах рек Берелех, Худжах, Оротукан, Колыма и др. также господствовали смешанные светлохвойные и мелколиственные леса сложного состава с примесью темнохвойных пород, сменившие ранее доминировавшие здесь южнотаежные и хвойно-широколиственные лесные формации. Был выражен пояс зарослей кедрового стланика и ольховника, сформировался альпийский травяно-кустарничковый пояс с выраженными признаками горно-степного экологического ряда. К низким террасам и выположенным частям склонов с близким слоем вечной мерзлоты были приурочены ерниковые сообщества.

Таким образом, в пределах Западного Приохотья к северу от Лантаро-Немуйской депрессии происходило заметное изменение палеоландшафтов: остепненные, с признаками ксерофитизации фитоценозы, приуроченные к резкоконтинентальному климату, сменялись смешанными мелколиственными и светлохвойными лесами в более гумидных условиях.

Ранний неоплейстоцен. В начале древнего неоплейстоцена на Дальнем Востоке России произошло заметное потепление и гумидизация климата. Южная тайга перешла на положение единой ландшафтной формации по всему исследуемому региону. От верховьев Колымы и Индигирки — спорово-пыльцевые спектры красnobурых галечников усть-делянкирского горизонта с ТЛ датировкой 647 ± 78 тыс. лет (Воскресенский и др., 1984; Решения..., 1987) до Нижнего Приамурья, включая все Западное Приохотье (Каревская, 1972; Стратиграфия..., 1984; Решения..., 1987; Каревская и др., 1989) распространились темнохвойные и смешанные елово-лиственнично-березовые ценозы, близкие к олигодоминантному типу лесов. В древостое принимали участие *Tsuga*, *Abies*, *Picea* sect. *Omoricae*, *P. sect. Eupiceae*, *P. jezoensis*, различные виды *Pinus* s.g. *Diploxylon* et *Haploxylon*, *Larix sibirica* et *L. dahurica*, *Betula* sect. *Albae* et sect. *Costatae*, а также широколиственные породы (*Juglans*, *Carpinus*, *Quercus*, *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Lonicera*, *Elaeagnus*, *Diervilla*, *Myrica*). Провинциальные особенности растительного покрова проявлялись лишь в небольшом увеличении с севера на юг числа широколиственных таксонов и их доли в растительных сообществах. Лишь в районах Нижнего Приамурья, кроме перечисленных выше представителей неморальной флоры, в древостое встречались *Pinus koraiensis*, *Fraxinus*, Пех, Асер; южнотаежные формации местами сочетались с хвойно-широколиственными (рис.2.4.2—13).

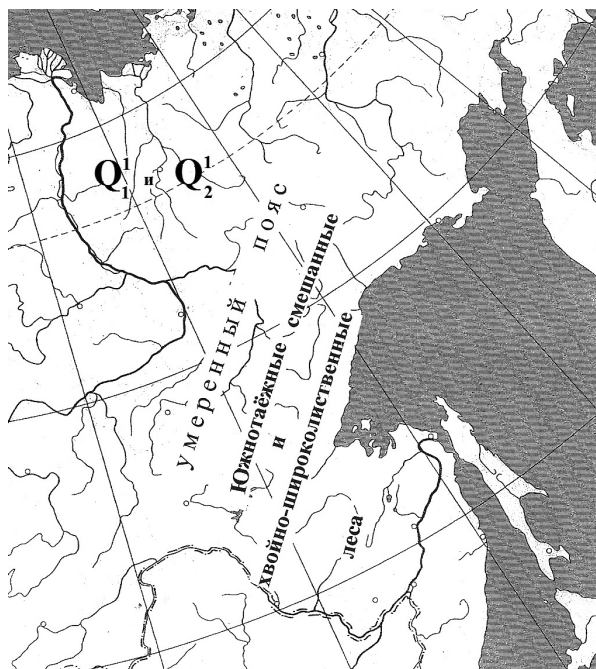


Рис. 2.4.2–13. Фитоклиматические условия Дальнего Востока России в начале раннего и среднего неоплейстоцена

Первое раннелепестовое похолодание повсеместно было неглубоким. Вся территория по субмеридиану Дальнего Востока относилась к умеренному поясу. В растительном покрове от верховьев р. Колымы до низовьев р. Амур преобладали лесные формации преимущественно среднетаежного типа (ареалограмма ископаемой палинофлоры ложится на южную часть хр. Джугджур). Главную роль в них играли лиственных и березово-лиственных, реже сосновые леса, ольшаники. Темнохвойная тайга имела подчиненное значение. Значительные площади были покрыты сообществами маревого комплекса, болотами.

На севере среднетаежные формации сочетались с северной тайгой; в горах (хребты Сунтар-Хаята, Черского) расширялся субальпийский пояс редколесий и кустарников, а также сообщества горных травяных тундр.

В Нижнем Приамурье, в отличие от более северных территорий, в первой половине похолодания местами сохранялись южнотаежные формации, с редким участием в составе древостоя наиболее холодо-

стойких широколиственных таксонов: ильма, липы, лещины, жимолости.

Все Западное Приохотье, включая Охото-Кухтуйскую и Лантаро-Немуйскую депрессии на севере и бассейн р. Уды и верховья Зеи на юге, находилось в пределах господства среднетаежных ландшафтов (рис. 2.4.2–14), которые и по характеру растительного покрова, и по ископаемой дендрофлоре были близки современным.

Вторая теплая эпоха древнего неоплейстоцена резко отличается от предыдущей на всей исследованной территории. От Индигиро-Колымского междуречья до левобережья Нижнего Амура потепление климата во второй половине раннего неоплейстоцена сопровождалось выраженной континентализацией (Каревская, 1994, 2009). Это проявилось в характере растительного покрова: повсеместно господствовали сложного состава березовые и лиственничные леса, в отличие от темнохвойных формаций в начале раннего неоплейстоцена. Помимо березы плосколистной, эрмана, маньчжурской, даурской, овальнолистной, гмелина и др., в лесах принимали участие широколиственные породы — дуб, липа, вяз, лещина, клен и др. Еловые леса с участием пихты, кедра корейского (в Нижнем Приамурье) играли незначительную роль в ландшафтах. Обнаружены микрофоссилии эфедры, полыней, маревых, указывающих, как правило, на континентализацию климатических условий. Ареалограмма ископаемой палинофлоры этой теплой эпохи ложится на западную часть уссурийского флористического района (Стратиграфия..., 1984; Решения..., 1987). Субширотная дифференциация растительности была выражена слабо (рис. 2.4.2–15).

Второе похолодание раннего неоплейстоцена было значительнее первого. В районах, лежащих севернее Лантаро-Немуйской депрессии, оно сопровождалось снижением снеговой границы и возникновением оледенения в горах северной оконечности Джугджура, хребтов Сунтар-Хаята и Черского (Ананьев и др., 1984).

В растительном покрове большей части Дальневосточного региона происходило сокращение роли лесных ценозов. Особенно отчетливо это проявлялось в районах, расположенных в предгорьях северной части Джугджура, Сунтар-Хаяты, в Верхнеколымском нагорье, где, кроме климатических показателей, существенную роль в изменении растительного покрова играли оледенения. В отличие от Западного и ЮЗ Приохотья, а также Нижнего Приамурья, расти-

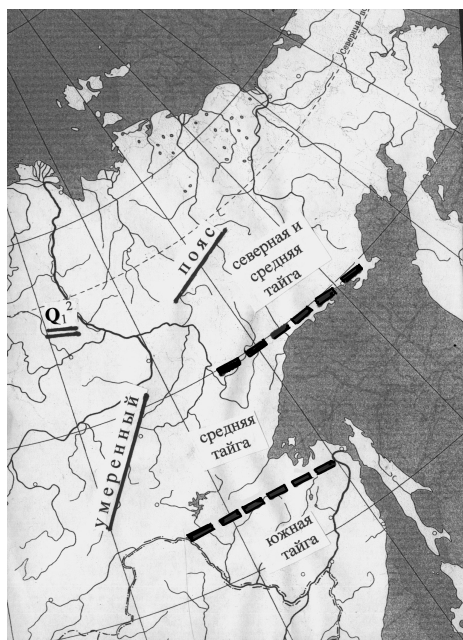


Рис. 2.4.2–14. Фитоклиматические условия Дальнего Востока России в первую эпоху похолодания раннего неоплейстоцена

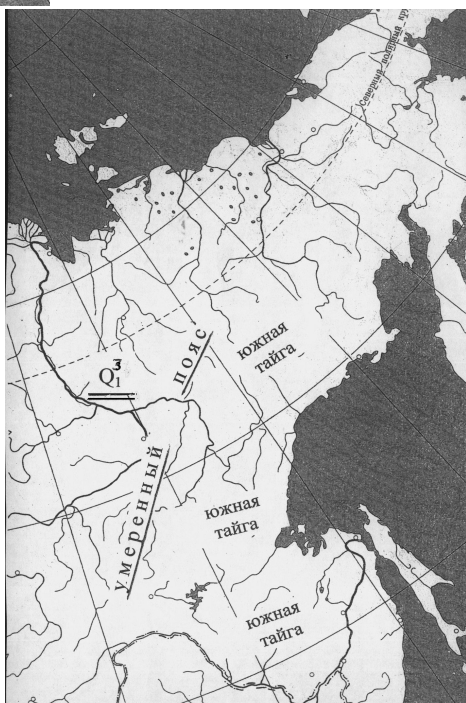


Рис. 2.4.2–15. Фитоклиматические условия Дальнего Востока России во вторую эпоху потепления раннего неоплейстоцена

тельность северных и более гористых территорий относилась к перигляциальной зоне и испытывала на себе непосредственное влияние ледников. Поэтому в СЗ Приохотье, на севере хр. Джугджур и в Колымо-Индибирском регионе были распространены главным образом лиственничные и лиственнично-березовые редколесья, сходные с современными северными редколесьями субарктики в верховьях рек Индибирки и Колымы. Они сочетались с растительностью маревого комплекса, ерниками и болотами.

В Западном Приохотье — к югу от Охото-Кухтуйской дерессии, судя по ископаемым спорово-пыльцевым спектрам аллювия верхнего течения рек Мая, Зея, Лантаро-Немуйской депрессии и др., сохранялись северотаежные формации, представленные лиственнично-березовыми лесами с примесью темнохвойных пород. То есть южная граница умеренного пояса и субарктики проходила к северу от Лантаро-Немуйской депрессии и исследуемая нами территория Западного Приохотья находилась в значительно более мягких условиях умеренного климата.

Еще далее на юг — в Нижнем Приамурье — преобладали леса среднетаежного типа с редким участием представителей бореальной широколиственной флоры. Незначительную роль в ландшафтах играли северотаежные формации (рис. 2.4.2–16).

Средний неоплейстоцен: для середины первого средненеоплейстоценового потепления, так же как и для начала раннего неоплейстоцена, по скоррелированным палинологическим данным всех четырех страторегионов Дальнего Востока России выявляется слабая дифференциация растительного покрова в субмеридиональном направлении (Каревская, 2009, 2011).

Палеогеографические выводы базируются на данных спорово-пыльцевого анализа и климатостратиграфических корреляциях разрезов рыхлых отложений, имеющих следующие абсолютные датировки по результатам термолюминесцентного анализа (Гричук М.П. и др., 1984; Решения..., 1987): кюрбеляхский горизонт в Индибирско-Колымском страторегионе — 410 ± 100 тыс. лет; 478 ± 57 тыс. лет; уракские слои в СЗ Приохотье — 350 ± 87 тыс. лет; уклеситские слои в ЮЗ Приохотье — 355 ± 88 тыс. лет).

Так же как и в начале древнего неоплейстоцена, вся исследуемая территория Дальнего Востока входила в единую южнотаежную подзону. Повсеместно росли хвойные и смешанные елово-лиственнично-березовые леса с участием пихты и широколиственных так-

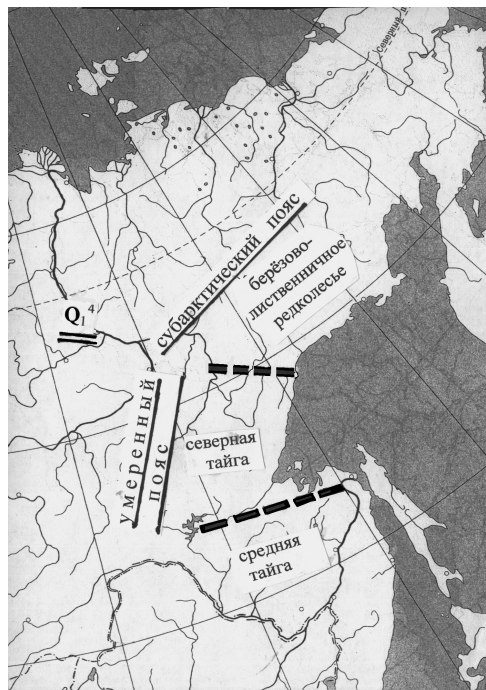


Рис. 2.4.2–16. Фитоклиматические условия Дальнего Востока России во вторую эпоху похолодания раннего неоплейстоцена

сонов. Однако по сравнению с олигодоминантными лесами раннего неоплейстоцена дендрофлора среднелепесточеновой тайги была значительно беднее. Из древостоя южнотаежных лесов Западного Приохотья и более северных территорий исчезли наиболее термофильные представители неморальной флоры — *Tsuga*, *Juglans*, *Carpinus*, *Fraxinus*, Пех. Исключение составляло лишь Нижнее Приамурье.

Первое среднелепесточеновое похолодание исследовано в настоящее время значительно слабее по сравнению с другими холодными полуритмами неоплейстоцена. На всей северной половине исследуемой территории (СЗ Приохотье, Колымо-Инди́гирский регион) оно отмечено значительным сокращением в растительном покрове доли лесных формаций. Наряду с берёзово-лиственничными лесами и редколесьями большие площади были заняты ерниками, марями, болотами. Резко увеличилось участие в растительном покрове сообществ крупнокустарниковых — ольховниковых и кедровостланико-

вых тундр, а также горно-тундровых растительных ценозов. В районах, расположенных севернее 55° с.ш., во второй половине похолодания впервые появляются тундростепные растительные группировки. В более южных широтах, включая исследуемое нами Западное и ЮЗ Приохотье, сохранялись северотаежные и даже среднетаежные формации.

Потепление второй половины среднего неоплейстоцена сопровождалось (так же как и второе ранненеоплейстоценовое потепление) резкой континентализацией климата по всему Дальневосточному региону (Каревская, 2011). Лесные ценозы повсеместно были представлены преимущественно березовыми, березово-лиственничными, реже березово-лиственнично-еловыми лесами сложного состава. В древостое принимали участие представители бореальной широколиственной флоры: дуб, лещина, липа, ильм, орешник, жимолость и др. Обильнее были представлены растения сухих экотопов на склонах южной экспозиции — полыни, маревые.

Все Западное Приохотье, включая на севере Охото-Кухтуйскую и Лантаро-Немуйскую депрессии, бассейны верхнего течения рек Май и Учур, южные отроги хр. Джугджур, находились в среднетаежных условиях умеренного континентального климата. В Индигиро-Колымском регионе преобладали северотаежные светлехвойные формации. В Нижнем Приамурье господствовала южная тайга (рис. 2.4.2—17).

В конце среднего неоплейстоцена на всей территории исследования наступило глубокое похолодание климата, которое фиксируется по многочисленным палинологическим данным из осадков разного генезиса, имеющих, как правило, большую мощность.

Со вторым средненеоплейстоценовым похолоданием связана максимальная для Дальнего Востока экспансия горных ледников от хр. Черского до восточных склонов хр. Джугджур на широте Лантаро-Немуйской депрессии. Гляциальная обстановка северных территорий, где отмечается сетчатый тип оледенения (Ананьев и др., 1984), существенно отразилась на истории развития растительного покрова и флоры северной половины исследуемого Дальневосточного региона, включая Западное Приохотье. Изменения, происходившие в палеофлорах благодаря миграции на юг многих видов и родов, с наступлением второго средненеоплейстоценового похолодания оказались необратимыми.

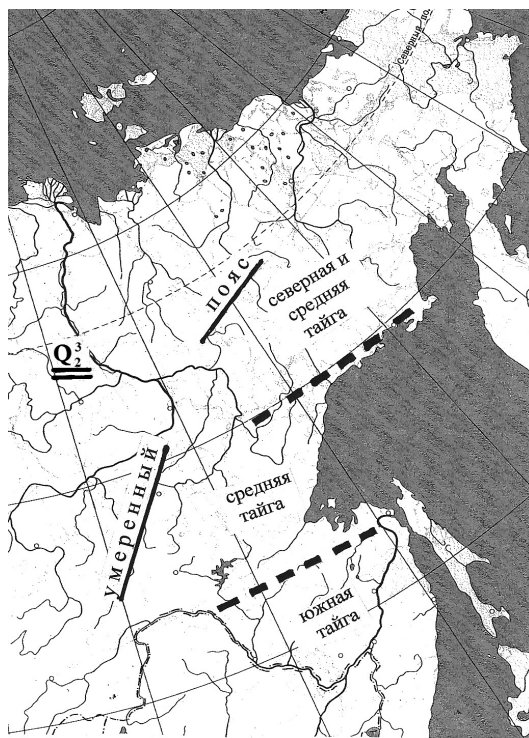


Рис. 2.4.2–17. Фитоклиматические условия Дальнего Востока России во вторую эпоху потепления в среднем неоплейстоцене

Второе среднелистоценовое похолодание по многочисленным палинологическим данным является одним из главных рубежей в дифференциации растительного покрова на Дальнем Востоке России (Болиховская и др., 1999, 2000; Каревская, 1999). Для этого времени в субмеридиональном направлении на исследуемой территории выделяется уже не менее четырех эколого-фитоценологических комплексов на уровне зон и подзон: 1) крупнокустарниковые (ольховниковые, кедровостланиковые) и горно-арктические тундры с долинными лиственнично-березовыми лесами и редколесьями в Колымо-Индиго-Ирском регионе; 2) березово-лиственничные леса и редколесья с широким поясом зарослей ольховника и кедрового стланика в СЗ Приохотье, включая Охото-Кухтуйскую депрессию; 3) северотаежные березово-лиственничные леса с участием темнохвойных пород, с поясом кедрового стланика и ольховника в Западном и ЮЗ Приохотье; 4) северотаежные лиственнично-березовые и среднетаежные елово-лиственничные леса с редким участием наи-

более холодостойких широколиственных таксонов (ильм, лещина) в Нижнем Приамурье (рис. 2.4.2—18).

Вся северная половина исследуемой территории, занятая крупнокустарниковыми тундрами и лиственничными редколесьями, относилась к субарктическому поясу, граница которого с умеренным поясом проходила значительно южнее, чем в настоящее время. В результате второго средненеоплейстоценового похолодания, а главное — мощного оледенения произошло окончательное вычленение современной провинции редкостойных лиственничных лесов и редколесий, а также Колымской флористической области.

Поздний неоплейстоцен. В отложениях двух поздненеоплейстоценовых теплых эпох палиноспектрами зафиксированы в основном оптимумы и термогигротические фазы климатических ритмов. В середине первого поздненеоплейстоценового межледниковья в Колымо-Индигирском регионе четко определяется подзона северотаежных лесов. Преобладали лиственничные леса из лиственницы даурской с примесью березы широколистной, реже ели. В долинах рек были развиты ольшаники; кустарниковые формы ольхи и березы составляли подлесок в лиственничных лесах. В период максимального потепления в лесах росли жимолость, дерен, спирея, шиповник. В термогигротическую стадию расширялся пояс зарослей кедрового стланика, что указывает на увеличение снежности зим, поскольку одним из главных условий существования кедрового стланика является высокий снежный покров, способный укрыть его в зимние периоды. Климат был мягче современного.

В пределах Охото-Кухтуйской депрессии в оптимум первого поздненеоплейстоценового потепления северотаежные лесные сообщества сочетались со средней тайгой. Это были еловые, елово-березовые и лиственничные леса. В древостое большую роль среди темнохвойных пород играли различные ели из секций *Euriseae* et *Otogiseae*, местами встречалась пихта. Светлохвойные и лиственные породы были представлены лиственницей даурской, сосной обыкновенной, разными видами берез из секций *Albae* et *Costatae*. В подлеске росли ольховник и наиболее холодостойкие представители бореальной широколиственной флоры — *Corylus*, *Myrica*. В верхних частях горных склонов был хорошо выражен пояс зарослей ольховника и кедрового стланика.

В ЮЗ Приохотье в середине первого поздненеоплейстоценового потепления господствовали южнотаежные и смешанные формации,

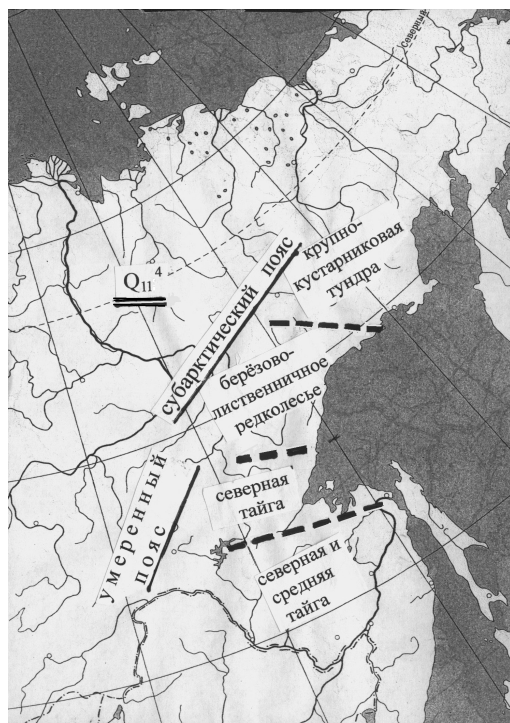


Рис. 2.4.2–18. Фитоклиматические условия Дальнего Востока России в конце среднего неоплейстоцена

представленные темнохвойными и хвойно-мелколиственными лесами с участием разнообразных широколиственных пород. В древостое среди хвойных преобладали ели секций *Eurpiceae* et *Omoricae*, кедры, в том числе *Pinus koraiensis*; пихта и лиственница встречались реже. В смешанных лесах значительную роль играли разнообразные виды берез из секций *Albae* et *Costatae*, в том числе такие экзотические, встречающиеся в современных хвойно-широколиственных лесах юга Дальнего Востока виды, как *Betula dahurica* et *Betula mandschurica*. Небольшую примесь в хвойных и смешанных лесах составляли широколиственные таксоны *Carpinus*, *Quercus*, *Q. mongolica*, *Acer*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Myrica*, *Lonicera*. В горах, по-видимому, существовал неширокий пояс зарослей ольховника и кедрового стланика, а в редких районах с островной вечной мерзлотой — маревый комплекс. Только во второй половине теплой эпохи в ЮЗ Приохотье и Нижнем Приамурье темнохвойные формации постепенно уступали место светлохвойным и мелколиственным лесным сообществам.

Судя по реконструированным палеоландшафтам, весь исследуемый Дальневосточный регион от верховьев Колымы и Индигирки до левобережья Нижнего Амура в начале позднего неоплейстоцена относился к умеренному климатическому поясу, а граница с субарктикой проходила значительно севернее ее современного положения (рис. 2.4.2—19).

Два климатических ритма позднего неоплейстоцена на Дальнем Востоке России отличаются от ранне- и средненеоплейстоценовых ритмов значительно большими амплитудами изменений климата между оптимумом и пессимумом именно за счет очень сильных похолоданий. Глубокие похолодания, сопровождавшиеся развитием оледенения в горных районах, существенно повлияли на характер растительности северных территорий — Колымо-Индигирского среднегорья и северной половины Приохотья. Растительный покров холодных поздненеоплейстоценовых эпох в горных северных районах представлял собой совокупность разнообразных фитоценозов, приуроченных к различным высотным поясам от долинных ленточных лесов перигляциальной зоны до арктических тундр гляциального пояса. Ландшафты двух холодных эпох позднего неоплейстоцена различались между собой как по климатическим, так и по фитоценотическим характеристикам.

Первое похолодание позднего неоплейстоцена было несколько мягче последующего. Даже в северных районах — в верховьях Колымы и Индигирки — оно не приводило к полному исчезновению лесных формаций в криогигротическую стадию. В начале первого поздненеоплейстоценового холодного полуритма в долинах рек еще сохранялись участки лиственничных редколесий, крупнокустарниковые тундры из ольховника и кедрового стланика, мари, ерники. В то же время на широких водораздельных пространствах господствовали арктические ивнячково-осоково-зеленомошные и горные тундры. Аналогичный тип ландшафтов, близких к условиям современной Арктики, реконструируется по палинологическим данным и для северной части Джугджура, и для горного обрамления Охотскохутуйской депрессии.

В Западном и ЮЗ Приохотье в криогигротическую стадию первого поздненеоплейстоценового похолодания климат, в отличие от более северных территорий, был существенно мягче. Водораздельные пространства занимали преимущественно крупнокустарниковые и ольховниковые тундры; в речных долинах и на склонах сохранялись

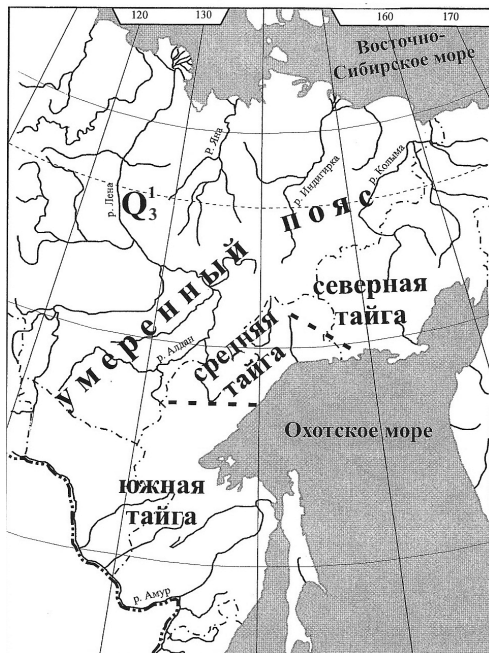


Рис. 2.4.2–19. Фитоклиматические условия Дальнего Востока России первой эпохи потепления в позднем плейстоцене

северные лиственные леса и редколесья. В отличие от Охото-Кухтуйской депрессии и СВ склонов хр. Джугджур, фитоклиматические условия Западного Приохотья были близки к современным ландшафтам субарктики.

В Нижнем Приамурье плакорная растительность представляла собой березово-лиственные леса и редколесья северного типа; в благоприятных местообитаниях росли северотаежные лиственные-но-березовые леса с редкой примесью темнохвойных пород.

Криоксеротическая стадия первого позднеплейстоценового похолодания знаменательна тем, что впервые за весь плейстоцен на территориях, лежащих к северу от Охото-Кухтуйской депрессии, из растительного покрова практически полностью исчезали лесные и крупнокустарниковые формации. Их место занимали разнообразные сообщества арктических и горных тундр: ивняково-осоково-зеленомошные, сфагново-ерниковые. Именно в это время доминирующими сообществами на севере стали так называемые тундростепи — криоксерофитные группировки из плаунка сибирского и полыней. Тундростепные сообщества были приурочены к широко распростра-

ненным тогда щебнистым склонам и осыпям — продуктам мощного физического выветривания в условиях резкоконтинентального малоснежья и суровости зим.

На хребтах Джугджур и Прибрежный в Западном Приохотье тундростепи играли значительно меньшую роль в палеоландшафтах и сочетались с ерниковыми и осоково-зеленомошными тундровыми ценозами. В Нижнем Приамурье тундростепи отсутствовали. Преобладали травяные, ивнячково-зеленомошные, ерниковые и крупнokuстарниковые тундры; в долинах и на нижних склонах гор росли лиственнично-березовые леса и редколесья. Субарктический пояс, таким образом, доходил до Нижнего Приамурья.

В последнее поздненеоплейстоценовое потепление эколого-фитоценотическая дифференциация растительного покрова на исследуемой территории Дальнего Востока России приблизилась к современной. На севере — в пределах Индигиро-Колымского среднегорья — в оптимум каргинского потепления преобладали северные лиственничные леса и редколесья с примесью берез из секций *Costatae et Albae*. В подлеске встречались жимолость, можжевельник. Существенную роль в ландшафтах играли мари; по долинам рек росла ольха; на склонах гор — широкий пояс зарослей кедрового стланика и ольховника, а на выровненных участках с близким слоем вечной мерзлоты — ерники. Климат был менее континентальным по сравнению с современным и характеризовался умеренно суровой снежной зимой и холодным избыточно влажным летом.

В СЗ Приохотье — в пределах Охото-Кухтуйской депрессии и ее обрамления — в середине последнего неоплейстоценового потепления существовала северная тайга — лиственничные и лиственнично-березовые леса, в древостое которых принимали участие несколько видов берез из секций *Costatae et Albae*, или секции *Euriceae*. В подлеске изредка встречались представители бореальной широколиственной флоры — *Corylus*, *Lonicera*. Характерны были мари, ерники, по долинам рек — ольшаники. Специфической особенностью оптимума и термогигротической фазы каргинского потепления (как и в Индигиро-Колымском регионе) было заметное расширение пояса зарослей ольховника и кедрового стланика, тяготеющего к океаническому климату с мягкими и снежными зимами.

В Западном и ЮЗ Приохотье — в Лантаро-Немуйской депрессии, на хр. Джугджур, на побережье Сахалинского залива — в середине

последней поздненеоплейстоценовой эпохи потепления преобладали среднетаежные и предположительно южнотаежные формации. Они были представлены еловыми, лиственничными, лиственнично-березовыми лесами с богатым древостоем, в который кроме лесобразующих пород входили пихта и представители бореальной широколиственной флоры: *Corylus*, *Acer*, *Myrica*. Заметную роль среди фитоценозов играли ольшаники, приуроченные к речным долинам и к увлажненным экотопам; на склонах был развит пояс зарослей ольховника и кедрового стланика, а на участках с островной вечной мерзлотой — ерники и мари.

На самом юге исследуемой территории — в Нижнем Приамурье — преобладали южнотаежные (реже среднетаежные) темнохвойные и смешанные леса с участием умереннотеплолюбивых широколиственных таксонов: *Quercus*, *Acer*, *Corylus*, *Myrica*, *Ulmus*, *Lonicera* (рис. 2.4.2–20).

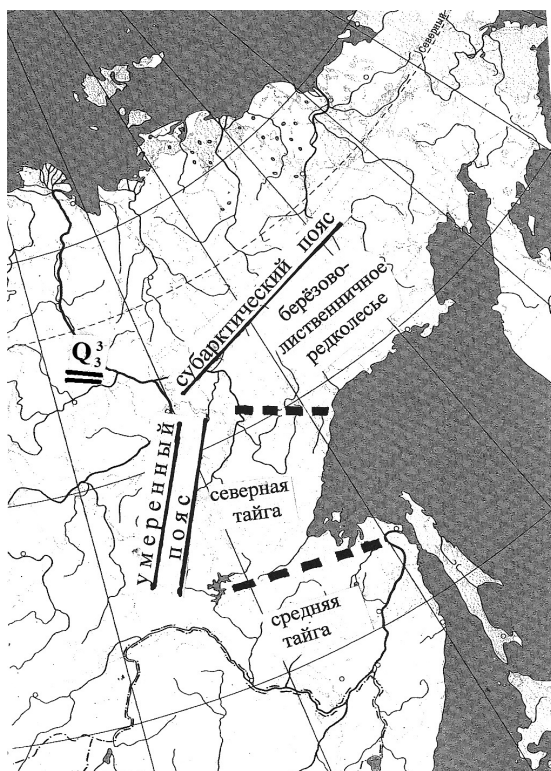


Рис. 2.4.2–20. Фитоклиматические условия Дальнего Востока России второй эпохи потепления в позднем неоплейстоцене

Второе позднелепистоценовое потепление повсеместно слабо выражено по теплообеспеченности, но характеризуется меньшей континентальностью климата по сравнению с современными условиями. На севере — в Индигиро-Колымском и Охото-Кухтуйском регионах это приводило к расширению пояса зарослей кедрового стланика в горах; в районах, расположенных южнее (Западное и ЮЗ Приохотье), — к заметному усилению в растительном покрове роли темнохвойных формаций. Вся территория российского Дальнего Востока относилась к умеренному поясу.

Последняя лпейстоценовая эпоха похолодания заметно отличается от предыдущей. Это было максимальное похолодание климата в лпейстоцене. Оно сопровождалось еще и резкой континентализацией, что проявлялось главным образом в снижении зимних температур и уменьшении снежного покрова.

В северных территориях — Охото-Кухтуйская депрессия, Колымо-Индигирский регион — похолодание приводило к полной деградации лесных и крупнокустарниковых формаций. На протяжении всего холодного полуритма абсолютное господство принадлежало тундровой растительности. В криогигротическую фазу это были типичные ивничково-зеленомошно-осоковые и ерниковые тундры. Во вторую половину похолодания преобладали тундростепи с криоксерофитными группировками щетнистых склонов и сухими злаково-разнотравными лугами. Лесные массивы отсутствовали.

Южнее — в Западном и ЮЗ Приохотье — на протяжении всего похолодания группировки типичных и горных тундр сочетались с ерниковыми и крупнокустарниковыми (ольховниковыми и кедровостланиковыми) тундрами. Роль тундростепных криоксерофитных ценозов по сравнению с более северными территориями была менее выражена. В речных долинах сохранялись березово-лиственничные леса и редколесья.

В Нижнем Приамурье долины и нижние части склонов были заняты северными лиственничными лесами и редколесьями, марями, ерниками. На склонах преобладали кедровостланиковые и ольховниковые тундровые сообщества (рис.2.4.2—21).

Таким образом, вся исследуемая территория Дальнего Востока в эпоху последнего позднелепистоценового похолодания лежала за пределами умеренного климатического пояса. Южная граница

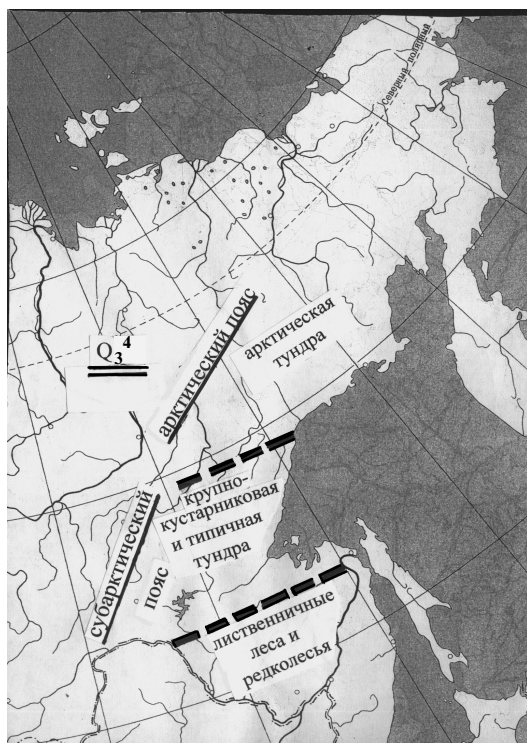


Рис. 2.4.2–21. Фитоклиматические условия Дальнего Востока России последней эпохи похолодания в неоплейстоцене

арктического пояса достигала 58° – 59° с. ш.; Западное Приохотье, вплоть до Нижнего Приамурья, находилось в суровых условиях субарктики.

Выводы.

1. Специфика эволюции плейстоценовых палеоландшафтов Западного Приохотья наиболее отчетливо прослеживается при анализе истории становления современной зональной и подзональной структуры ландшафтов всего Дальнего Востока России. На протяжении последнего 1 млн лет по дальневосточному субмеридиану постепенно усиливалась дифференциация растительного покрова, отражающая и климатические изменения в регионе.

2. Ландшафты двух теплых эпох раннего и первой эпохи среднего неоплейстоцена по субмеридиану российского Дальнего Востока отличаются слабой эколого-фитоценотической субширотной диффе-

ренциацией. На всей территории исследования, включая Западное Приохотье, росли южнотаежные темнохвойные и смешанные полидоминантные леса. Провинциальные особенности растительности проявлялись в небольшом увеличении с севера на юг числа таксонов широколиственной флоры.

3. Дифференциация растительного покрова на южнотаежные, средне- и северотаежные формации по меридиану Дальнего Востока России четко проявилась только в начале позднего неоплейстоцена.

4. В отличие от территорий, лежащих севернее Лантаро-Немуйской депрессии, в Западном Приохотье на протяжении всех теплых эпох неоплейстоцена (включая и поздний неоплейстоцен) существовали только южнотаежные и среднетаежные ландшафты умеренного пояса.

5. Для теплых эпох второй половины раннего и среднего неоплейстоцена по всему российскому Дальнему Востоку отмечена резкая континентализация климата. В Западном Приохотье южно- и среднетаежные формации повсеместно были представлены березово-лиственничными, реже березово-лиственнично-еловыми лесами сложного состава. В древостое принимали участие представители бореальной широколиственной флоры. На склонах южной экспозиции обитали растения сухих экотопов.

6. В последнее потепление неоплейстоцена специфика ландшафтов и региональные фитоценоотические особенности исследуемой территории приблизились к современным. В Западном Приохотье распространились среднетаежные хвойные и смешанные лиственнично-березовые леса. Четко прослеживается граница с северотаежными лесами СЗ Приохотья. Последнее позднеоплейстоценовое потепление повсеместно, включая Западное Приохотье, сопровождалось заметным усилением в растительном покрове роли темнохвойных формаций, смягчением климата и увеличением снежности зим.

7. Субширотная дифференциация растительного покрова на Дальнем Востоке России в эоплейстоцене, раннем и среднем неоплейстоцене проявлялась лишь в эпохи похолодания климата.

8. Для позднего эоплейстоцена отмечается повсеместное на территории российского Дальнего Востока относительное похолодание и резкая континентализация климата, сопровождавшиеся вы-

раженной ксерофитизацией растительности и распространением экспозиционных степных ландшафтов на территориях, лежащих к югу от Лантаро-Немуйской депрессии. «Экспозиционные степи» занимали большую часть Западного и ЮЗ Приохотья вплоть до Нижнего Приамурья. В СЗ Приохотье и Индигиро-Колымском среднегорье континентализация климата выражалась в усилении роли мелколиственных формаций в лесных массивах.

9. В холодные эпохи раннего неоплейстоцена и в первую половину среднего неоплейстоцена на территории Западного Приохотья сохранялись среднетаежные и северотаежные хвойные и смешанные лесные формации умеренного пояса. Подчиненную роль в ландшафтах играли группировки крупнокустарниковых и горных тундр.

10. Наибольшая субширотная дифференциация зональных и подзональных типов растительности на Дальнем Востоке России характерна для эпохи похолодания в конце среднего неоплейстоцена. Далеко к югу были смещены зоны лиственных редколесий и крупнокустарниковых тундр. Граница субарктики и умеренного пояса проходила севернее Западного Приохотья — между Лантаро-Немуйской и Охото-Кухтуйской депрессиями.

11. Западное Приохотье дважды на протяжении обеих холодных эпох позднего неоплейстоцена оказывалось в пределах влияния субарктического климата. Субарктика охватывала все Западное и ЮЗ Приохотье, вплоть до Нижнего Приамурья. Граница между арктическими и субарктическими ландшафтами проходила севернее Лантаро-Немуйской депрессии.

12. Поздненеоплейстоценовые похолодания на российском Дальнем Востоке сопровождались максимальным распространением сообществ типичных арктических и субарктических тундр. В северной части территории исследования — СЗ Приохотье и Индигиро-Колымское среднегорье — в растительном покрове арктического пояса доминировали криоксерофитные группировки — тундростепи. В Западном Приохотье южнее Охото-Кухтуйской депрессии преобладали травяные горные и крупнокустарниковые тундры. Криоксерофитные фитоценозы играли подчиненную роль в растительном покрове. В речных долинах и на нижних частях склонов сохранялись лиственные леса и редколесья.

Список литературы

Алешинская З.В., Шумова Г.М. Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры Приханкайской равнины // Палинологические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 60–67.

Ананьев Г.С., Смирнова Т.И., Куликов О.А., Ананьева Э.Г. Четвертичная история Северного Приохотья // Географические исследования четвертичного периода. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 97–120.

Ананьев Г.С., Ананьева Э.Г., Пахомов А.Ю. Четвертичные оледенения северо-западного Приохотья // Плейстоценовые оледенения Востока Азии. Магадан: СВКНИИ, 1984. С. 43–56.

Борисова З.К. Спорово-пыльцевые спектры современных отложений бассейна реки Пенжина (северное Приохотье) // Палинологические исследования на Северо-Востоке СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 74–80.

Болыховская Н.С., Гунова В.С., Каревская И.А., Симакова А.Н. Типизация палиноспектров ледниковых этапов плейстоцена как основа зональной дифференциации перигляциальной растительности различных районов Северной Евразии // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: Изд-во ИГиРГИ, 1999. С. 7–24.

Болыховская Н.С. и др. Палинологические материалы и реконструкции перигляциальной растительности холодных эпох плейстоцена на территории Северной Евразии. М.: МГУ, 2000. 250 с. Деп. ВИНТИ 11.09.2000. № 2368-ВОО.

Бредихин А.В., Воскресенский С.С., Каревская И.А., Лебедев С.А., Фишкин О.Н., Шубин Г.А. Последовательность накопления рыхлых плейстоценовых отложений Юго-Западного Приохотья // Вестник МГУ. Сер. геогр. 1982. № 6. С. 71–79.

Бредихин А.В., Каревская И.А., Лебедева Е.В. Плиоценовые отложения в горах Западного Приохотья. М.: МГУ, 1988. Деп. в ВИНТИ 07.07.88. № 5458.

Бредихин А.В., Воскресенский И.С., Каревская И.А., Лебедева Е.В., Шубин Г.А. Палеогеоморфологические исследования для прогноза аллювиальных россыпей золота на Дальнем Востоке России // Геоморфология. 2013. № 4. С. 34–43.

Бредихин А.В., Каревская И.А., Лебедева Е.В. Ландшафты Западного Приохотья в плейстоцене // Совещание по четвертичному периоду. М.: ИГ РАН, 2016. С. 136–140.

Букс И.И., Байборodin В.Н., Тимирбаева Л.С. Корреляционная эколого-фитоценотическая карта м-ба 1:750000. Иркутск: Сиб. отд. АН СССР, 1977.

Васильев Н.Г. Ясеновые и ильмовые леса Советского Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 317 с.

Верховская Н.Б. Плейстоцен Чукотки. Владивосток: АН СССР, 1986. С. 51–52.

Воскресенский С.С., Логинова И.Э., Махова Ю.В. и др. Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорий Малого Хингана. М.: МГУ. 1973. Ч. 1. 138 с.

Воскресенский С.С. и др. Стратиграфия четвертичных отложений Индигиро-Колымского среднегорья. М.: МГУ, 1984. 63 с.

Воскресенский С.С. и др. Плейстоценовые оледенения бассейна Колымы // Плейстоценовые оледенения востока Азии. Магадан: АН СССР, 1984. С. 57–65.

Воскресенский С.С. и др. Плейстоценовые оледенения на Северо-Востоке СССР // Труды Всесоюз. совещания по проблемам оледенения. М.: АН СССР, 1986. С. 95–103.

Воскресенский С.С. и др. Объяснительная записка к схеме стратиграфии рыхлых плейстоценовых отложений юго-западного Приохотья // Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе востока СССР (Магадан, 1982 г.). Магадан: СВКНИИ, 1987. С. 169–184.

Воскресенский С.С. и др. Плейстоценовые оледенения в бассейне верхнего и среднего течения Колымы // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: АН СССР, 1989. С. 232–238.

Григорьев А.А., Будыко М.А. Климатические карты. М.: ФГАМ, 1964.

Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 25–71.

Гричук М.П., Каревская И.А., Полосухина З.М. Палеоботаническое обоснование возрастной корреляции позднелайнозойских отложений в Индигиро-Колымском горном районе. М.: МГУ, 1975. Деп. ВИНТИ. 25.IX. 1975. № 2732–75. 76 с.

Гричук М.П., Каревская И.А. Разрез древнеплейстоценовых отложений в долине р. Колчанки (Нижнее Приамурье) // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологическом исследовании. М.: МГУ, 1981. С. 66–76.

Гричук М.П., Каревская И.А., Картасова Г.Г., Махова Ю.В., Малаева Е.М. Состав пыльцы и спор в различных современных осадках Восточной Сибири и Дальнего Востока // Методические вопросы палинологии. М.: Наука, 1973. С. 77–82.

Гричук М.П., Каревская И.А., Костомаха В.А., Лебедев С.А., Логинова И.Э., Махова Ю.В. Палеогеографические условия времени формирования террас в позднем плейстоцене в верхнем и нижнем Приамурье // Региональная геоморфология районов нового освоения. М.: Моск. фил. Геогр. о-ва, 1979. С. 27–34.

Давидович Т.Д., Иванов В.Ф. Климат прибрежных районов Восточной Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене // Геокриологические условия формирования верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВ КНИИ, 1976. С. 22–23.

Давидович Т.Д. Современные спорово-пыльцевые спектры восточного и южного побережья Чукотского полуострова // Палинологические исследования на Северо-Востоке СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 74–81.

Исаченко А.Г., Шляпников А.А. Ландшафты. М.: Мысль, 1989. С. 52–72.

Каревская И.А. История развития растительности плейстоцена верховий р. Колымы в связи с проблемами палеогеоморфологии: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1972. 34 с.

Каревская И.А. Характеристика современных спорово-пыльцевых спектров отложений различного генезиса в низовьях рек Кухтуй, Урак и Охота // Палинологические исследования на Северо-Востоке СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 87–90.

Каревская И.А. Особенности субфоссильных спектров аллювиального и морского генезиса в низовьях рек Кухтуй, Охота, Урак // Палинологические исследования на Дальнем Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ, 1979. С. 87–90.

Каревская И.А. Особенности позднеплейстоценовых ландшафтов в низовьях рек Кухтуй, Охота, Урак по палинологическим данным // Палинологические исследования на Дальнем Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ, 1979. С. 43–46.

Каревская И.А., Лебедева Е.В., Бредихин А.В. Корреляция рыхлых отложений и развитие речных долин Западного Приохотья в среднем плейстоцене // Проблемы геоморфологической корреляции. М.: АН СССР, 1989. С. 135–144.

Каревская И.А., Махова Ю.В., Смирнова Т.И. Палинологические исследования как основа для дальних стратиграфических корреляций на примере Дальнего Востока // Палинологические таксоны в биостратиграфии: Межвуз. науч. сб. Саратов: Саратов. ун-т, 1989. Ч. 2. С. 155–163.

Каревская И.А., Лебедева Е.В., Полякова Е.И. Киранская толща среднего плейстоцена Западного Приохотья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 150–152.

Каревская И.А. Ландшафты плейстоцена по меридиану советского Дальнего Востока // Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. С. 144–148.

Каревская И.А., Лебедева Е.В., Куликов О.А. Тенденции кайнозойского морфологического развития в Западном Приохотье // Геоморфология. 1994. № 2. С. 115–124.

Каревская И.А. Палеоландшафты рубежа плиоцена и плейстоцена на Дальнем Востоке России по палинологическим данным // Палинология в России. М.: МГУ, 1995. Ч. 1–2. С. 164–171.

Каревская И.А. Плейстоценовые эпохи похолодания и зональность растительного покрова на Дальнем Востоке России по палинологическим данным // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия: Сб. науч. ст. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 134–142.

Каревская И.А. Спорново-пыльцевой анализ при палеогеографических и геоморфологических исследованиях: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1999. 113 с.

Karevskaya I.A. Paleogeography of the Pliocene-Pleistocene Accumulation in River Valleys on the Western Coast of the Sea of Okhotsk // Paleontological Journal. 2000. V. 34. Suppl. 1. С. 560–566.

Каревская И.А. Эколого-климатические факторы плейстоценовой аккумуляции в речных долинах Западного Приохотья по палинологическим данным // Пыльца как индикатор состояния окружающей среды и палеоэкологические реконструкции: Матер. I Междунар. семинара. СПб.: ВНИГРИ, 2001. С. 96–101.

Каревская И.А. Палеогеографические условия плейстоценовых этапов аккумуляции в речных долинах Западного Приохотья // Новые и традиционные идеи в геоморфологии: Докл. Всерос. конф. «5-е Шукинские чтения». М.: МГУ, 2005. С. 115–119.

Каревская И.А. Конец среднего плейстоцена на Дальнем Востоке России по палинологическим данным (результаты межрегиональной корреляции) // XI Всерос. палинол. конф. «Палинология: теория и практика». М.: ПИН РАН, 2005. С. 103–104.

Каревская И.А. Степи и тундростепи как зональный тип растительности на Дальнем Востоке России в плейстоцене по палинологическим данным // Матер. Пятого Всерос. совещания по изучению четвертичного периода. М.: ГИН РАН, 2007. С. 205–208.

Каревская И.А. Зональная типизация субфоссильных спорново-пыльцевых спектров как основа для реконструкции палеоландшафтов неоплейстоцена на Дальнем Востоке России // Матер. XII Междунар. палинологической конф. «Палинология: стратиграфия и геоэкология». СПб.: ВНИГРИ РАН, 2008. С. 152–157.

Каревская И.А. Климаты Дальнего Востока России в неоплейстоцене (по палинологическим данным) // Матер. VI Всерос. совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск. Сиб. отд. РАН: Комиссия ОНЗ РАН четвертичного периода, 2009. С. 134–137.

Каревская И.А. Рецентные спорово-пыльцевые спектры Дальнего Востока России как отражение эволюции ландшафтов неоплейстоцена // Матер. конф. «VI Шукинские чтения. Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты». М.: МГУ, 2010.

Каревская И.А. Субширотная дифференциация растительности на Дальнем Востоке России в неоплейстоцене (по палинологическим данным): Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена // Матер. Всерос. науч. конф. «Марковские чтения 2010 года». М.: МГУ: РФФИ, 2011. С. 163–172.

Каревская И.А. Возрастные фитоклиматические особенности теплых эпох неоплейстоцена на Дальнем Востоке России (по палинологическим данным). Проблемы современной палинологии // Матер. XIII Рос. палинологической конф. Сыктывкар: ИГ и ИБ Коми НЦ Уро РАН, 2011. С. 112–116.

Малаева Е.М. Сравнительный анализ пыльцевых спектров современного аллювия рек Восточного Забайкалья // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: МГУ, 1981. С. 4–16.

Марков К.К., Лазуков Г.И., Гричук М.П. Основные закономерности развития природы территории СССР в течение четвертичного периода (ледникового периода — антропогена) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1961. № 4. С. 10–13.

Пармузин Ю.П. Природные границы советского Дальнего Востока // Вопросы природного районирования советского Дальнего Востока в связи с районной планировкой. М.: МГУ, 1962. С. 12–19.

Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР // Труды Межвед. стратиграфического комитета СССР. Магадан: Наука, 1987. С. 150–184.

Стратиграфия четвертичных отложений Индигино-Колымского среднего-рья. М.: МГУ, 1984. 63 с.

Флора СССР. М.; Л.: Наука. 1934. Т. 1. 860 с.

Чанышева М.Н., Каревская И.А. Ледниковый рельеф Северо-Востока СССР и проблемы его эволюции (на примере горной системы Черского) // Рельеф и климат. М.: АН СССР, 1985. С. 148–157.

ЧАСТЬ 3. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА И НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ

Глава 3.1. Ярусность рельефа и происхождение выровненных вершинных поверхностей

Обилие выровненных поверхностей междуречий — одна из характерных черт рельефа центральной части хр. Джугджур. Высотное распределение поверхностей, в том числе и выровненных, создает впечатление ярусности, ступенчатости рельефа. На Джугджуре и субпараллельном ему хр. Прибрежном визуально фиксируется по два таких яруса, третий ярус формируют сниженные междуречья разделяющей их Лантаро-Немуйской депрессии. Для исследуемой территории вопрос происхождения ярусности рельефа и формирования выровненных поверхностей междуречий является одним из ключевых для восстановления истории развития ее рельефа.

Происхождение и формирование ярусности широко обсуждалось в геоморфологической литературе, однако до настоящего времени нет четкого единства даже в терминологии. Большинство исследователей стремятся вложить в термины «ярус» и «ярусность» узкий генетический смысл, тем самым сразу же отвергая другие возможные пути формирования этого своеобразного рельефа. Так, например, И.П. Герасимов (1948) под ярусностью понимал ступенчатость рельефа, возникающую вследствие различных по интенсивности «циклов размыва» в бассейне реки. З.М. Хворостова (1970), И.А. Резанов, А.А. Наймарк (1971), Н.Б. Глуховская (1975) и др. отождествляют ярусы рельефа с разновозрастными поверхностями выравнивания. По определению, данному в Геологическом словаре (1973), — это «последовательная смена типов рельефа с высотой в горах, обусловленная климатической зональностью» (т. 2, с. 447) или опять-таки связанная с наличием разновозрастных поверхностей выравнивания. Однако очевидно, что формирование ярусности рельефа (или, точнее, поверхностей междуречий) может быть обусловлено самыми различными причинами. Выделяются, по крайней мере, пять самостоятельных типов ярусности: тектоническая, денудационная, литологическая (литолого-структурная), эрозионная и сформированная в результате развития процессов гольцовой планации. В природе

встречается обычно сложное сочетание разных типов, и подчас бывает трудно определить генезис ярусности и выявить решающий фактор формирования.

Под ярусом рельефа, на наш взгляд, наиболее целесообразно понимать приуроченность выровненных поверхностей междуречий, гребней и вершин гор к определенным интервалам высот, создающую впечатление отдельных ступеней рельефа (Лебедева, 1987). Формирование каждого такого яруса (а в некоторых случаях и нескольких одновременно) связано с определенным этапом развития рельефа региона — будь то этап тектонической активизации, приведшей к горообразованию, или этап тектонического покоя, обусловивший выравнивание рельефа, либо повсеместное проявление в пределах региона литолого-структурных особенностей слагающих его пород (препарировка особо прочных пластов, интрузий и т.д.). Ярус характеризуется значительной площадью распространения, большим или меньшим постоянством высот. В пределах ярусов, в свою очередь, могут выделяться высотные ступени (подъярусы), формирование которых связано с локальными причинами — местными особенностями строения рельефа, густотой эрозионной расчлененности и др. Их высоты не выдержаны, площади распространения невелики, незначительны и непостоянны по региону их превышения друг над другом.

В настоящее время нет и единой достаточно объективной методики выделения ярусов и высотных ступеней рельефа. Как правило, строятся одиночные или совмещенные профили водоразделов и проводится их анализ. О том, что это довольно субъективный подход, свидетельствуют несмолкающие споры о количестве ярусов в тех районах, где этот метод применялся различными исследователями (например, на Северо-Востоке России). Для более объективной оценки ярусности предлагается использовать параллельно несколько методических приемов, основанных на анализе топографических, геологических и геоморфологических карт. Это построение: 1) профилей вкрест простирания основных орографических единиц; 2) карты обобщенных горизонталей — морфоизогипс (Шубина, Аристархова, 1956; Симонов, Лукашов, 1963), которая позволяет выявить площади распространения одновысотных поверхностей междуречий; 3) графиков высотного распределения разных типов поверхностей, а также суммарные графики, позволяющие выявлять закономерности распределения различных типов междуречий по площади и по высоте и, соответственно, выделять районы с их определенным

соотношением. Детально применяемая методика была описана нами ранее (Лебедева, 1987).

Данная методика позволяет всесторонне оценить особенности распределения вершинных поверхностей, определить высотные и пространственные соотношения различных их типов, что весьма важно для выяснения генезиса ярусности. На ее основе был проведен анализ распределения вершинных поверхностей междуречий Западного Приохотья — центральной части хребтов Джугджур и Прибрежный, где выделено соответственно шесть и пять высотных ступеней (рис. 3.1–1). По особенностям высотного распределения поверхностей междуречий и по соотношению их морфологических типов данные орографические единицы подразделены на два района — северный и южный. Характеристика высотных ступеней каждого из районов дана в табл. 3.1–1.

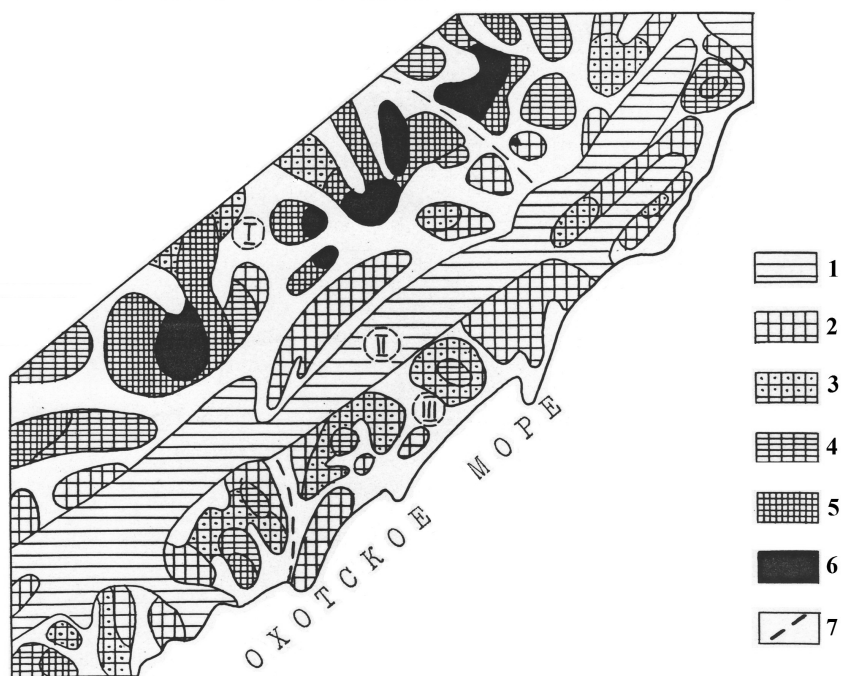


Рис. 3.1–1. Схема распространения высотных ступеней поверхностей междуречий Западного Приохотья (бассейны рек Лантарь, Мутэ и Немуй) (Лебедева, 1987): 1–6 — высотные ступени и их номера (интервалы высот указаны в табл. 3.1-1); 7 — граница северной и южной частей хребтов. I — хр. Джугджур; II — Лантаро-Немуйская депрессия; III — хр. Прибрежный

При объединении ступеней в ярусы нами учитывались морфология преобладающих вершинных поверхностей, соотношение различных их типов, высотные интервалы ступеней, их пространственное размещение. Проведенный анализ позволяет объединить 2, 3, 4-ю высотные ступени хр. Джугджур и 2-ю, 3-ю на Прибрежном во II ярус, а соответственно 5, 6-ю и 4-ю, 5-ю — в III. Нижнему (I) ярусу соответствует 1-я высотная ступень (отметки 350–450 м), представленная преимущественно междуречьями Лантаро-Немуйской депрессии. III ярус распространен в осевой части хребтов: почти непрерывной полосой на Джугджуре (1280–1640 м) и фрагментарно, в виде отдельных обособленных массивов (960–1420 м), на Прибрежном. II ярус занимает склоны Джугджура (700–1180 м), лишь иногда «проныкая» в осевую часть хребта. Для Прибрежного картина иная — II ярус (520–850 м) распространен здесь практически повсеместно.

Таблица 3.1–1. Высотные ступени рельефа Западного Приохотья

Географическое положение		Высотная ступень	Интервал высот (Н абс. м)	Соотношение плоско-, округло- и островершинных поверхностей междуречий
Хр. Джугджур	Северная часть	1	400–500	0:1:0
		2	700–750	1:2:0
		3	880–980	1:2:0
		4	1100–1180	1:2:0
		5	1320–1350	0:0:1
		6	1380–1640	0:1:1
	Южная часть	1	300–450	2:1:0
		2	700–780	2:1:0
		3	950–1000	2:1:0
		4	1100–1180	2:1:0
		5	1280–1350	2:1:0
		6	1500–1600	2:1:0
Хр. Прибрежный	Северная часть	1	280–380	1:2:1
		2	520–580	0:1:2
		3	780–850	0:1:2
		4	960–1050	0:1:2
		5	1350–1420	0:0:1
	Южная часть	1	300–420	2:1:0
		2	520–580	1:1:1
		3	700–750	1:1:0
		4	960–1000	1:1:0
		5	1100–1350	2:1:0

Анализируя генезис ярусности, необходимо отметить, что исследуемая территория претерпела значительные деформации в неотектонический этап. Рост структур продолжается и в настоящее время, поэтому широкое развитие эрозионной ярусности для района нехарактерно, так как последняя формируется в условиях с достаточно стабильным тектоническим режимом, при преобладании денудационных процессов над тектоническими (Герасимов, 1948; Дедков и др., 1970; Ананьев, 1976). Эрозия оказала определенное влияние на формирование 2-й высотной ступени: блоки, находящиеся на границе между относительно стабильной Лантаро-Немуйской депрессией и обрамляющими ее интенсивно воздымающимися хребтами, подверглись значительному эрозионному расчленению, которое привело к частичному уничтожению плосковершинных поверхностей и общему снижению междуречий.

Анализ литолого-структурных особенностей пород территории позволил заключить, что литологическая ярусность для региона также нехарактерна. Близкие по прочности породы находятся в пределах самых различных высотных ступеней, литологические границы без четкой выраженности могут пересекать выровненные поверхности междуречий (рис. 3.1–2). Структурность выровненных участков исключается, так как эффузивы и вулканогенно-осадочные породы сильно дислоцированы (рис. 3.1–3), а кровля обширного Джугджурского анортозитового массива построена весьма сложно (Прохоров, 1974). Приуроченность наиболее высоких отметок хр. Прибрежного преимущественно к интрузиям меловых гранитоидов связана не столько с устойчивостью этих пород к денудации, сколько с «всплыванием» самих массивов.

Анализ структурно-тектонических и морфоструктурных особенностей территории позволяет предположить, что для нее наиболее вероятна тектоническая ярусность. Однако сравнение схемы распространения высотных ступеней рельефа со схемой разломов показало, что совпадение границ ступеней с разрывными нарушениями наблюдается отнюдь не повсеместно, часто они секут друг друга.

Для определения генезиса ярусности необходимо выяснить происхождение обширных выровненных поверхностей междуречий исследуемой территории. По этому вопросу существуют две точки зрения: первая — что это фрагменты деформированной поверхности выравнивания палеогенового возраста (Чемяков, 1975), и вторая — что данные поверхности сформировались в результате широкого развития процессов гольцовой планации в четвертичное время (Никонина, Худяков, 1976).

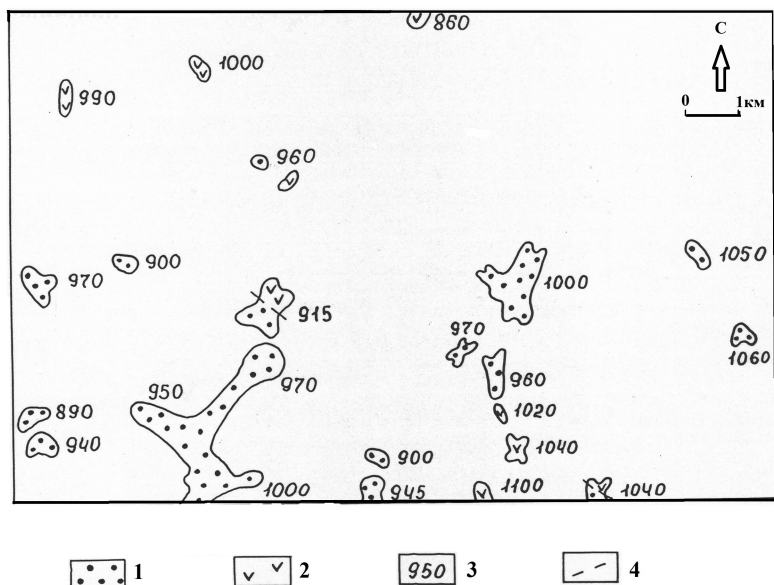


Рис. 3.1–2. Геологическое строение выровненных поверхностей междуречий хр. Джугджур в бассейне р. Маймакан: 1 — анортозиты, габбро-нориты; 2 — эффузивы; 3 — высота поверхности над уровнем моря (м); 4 — литологические границы

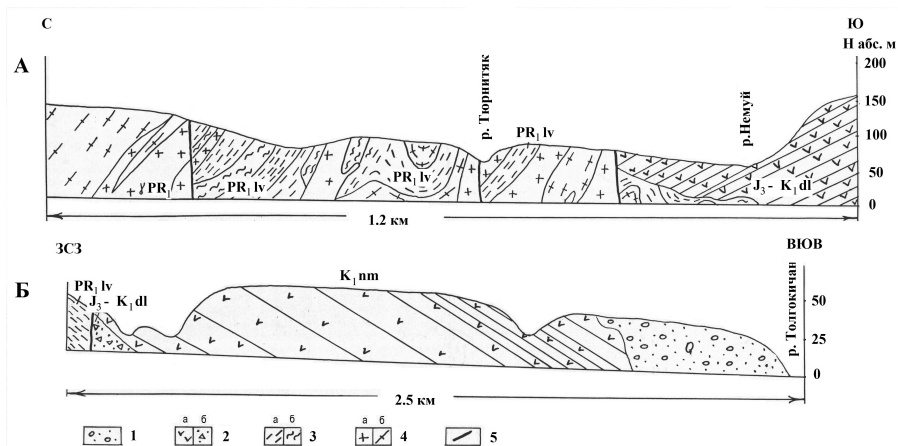


Рис. 3.1–3. Характер залегания коренных пород в бассейне р. Немуй (по материалам геологических отчетов): 1 — четвертичные отложения; 2 — андезиты и туфы; 3 — гнейсы, амфиболиты и сланцы; 4 — граниты и гранитогнейсы; 5 — разрывные нарушения

Возможность локального выравнивания рельефа в вершинном поясе гор с образованием отдельных уплощенных участков не вызывает сомнений, хотя в целом механизм и скорость гольцовой планации изучены недостаточно. В данном конкретном случае смущает масштаб явления: наличие поверхностей протяженностью и площадью в первые километры. Кроме того, приуроченность каров к строго определенному интервалу на исследуемой территории не наблюдается; разброс высот днищ составляет 800—900 м, поэтому о формировании обширных эквипленов говорить трудно. Нагорные террасы встречаются повсеместно на разновысотных выровненных водоразделах хр. Джугджур, однако морфология самих вершинных поверхностей — сохранность на них отдельных хаотично расположенных денудационных останцов различных размеров (от небольших скал-торов до сопок конической формы), фрагментов древней эрозионной сети — седловин, широких корытообразных ложбин, говорит о том, что нагорные террасы преимущественно наследуют древний уплощенный рельеф, а не сформировали его. Многолетние исследования форм ледникового и перигляциального рельефа, механизма и темпов их образования позволили Л.Н. Ивановскому (1970) заключить, что нагорные террасы в принципе развиваются лишь в условиях уплощенного рельефа, наследуя древние выровненные поверхности и еще более сглаживая их.

Результаты анализа высотного и пространственного распределения плосковершинных поверхностей также свидетельствуют не в пользу их гольцового генезиса. Во-первых, поверхности приурочены не только к гольцовому поясу, а встречаются на самых различных высотах, при этом морфология их очень близка. Во-вторых, наблюдается довольно четкая зависимость их распространения не от амплитуды гольцовости, на что указывают Р.И. Никонova и Г.И. Худяков (1976), а от густоты эрозионного расчленения (рис. 3.1—4). При минимальных ее значениях (менее $0,5 \text{ км/км}^2$) сохранность поверхностей наилучшая и их площадь достигает первых километров. Такое соотношение свидетельствует также о древности выровненных участков по сравнению с современной долинной сетью. Аналогично поверхности соотносятся с карами: последние «подъедают» по краям платообразные вершины, однако на склонах останцовых сопок, сохранившихся в пределах уплощенных участков, ни каров, ни их следов нет.

В пользу того, что выровненные междуречья являются фрагментами поверхности выравнивания, свидетельствуют и находки кор

выветривания и аллювиально-пролювиальных отложений на исследуемой и сопредельной территории. На высотах от 500—700 до 2000 м (II и III ярусы) подобные отложения описаны Ю.Ф. Чемяковым, В.В. Скотаренко и многими другими исследователями (рис. 3.1—5). По результатам спорово-пыльцевого анализа (наличие спор *Azolla*, *Osmunda* и пыльцы *Taxodium*, *Sequoia*, *Myrtaceae*, *Pterocarya* и др.). В.В. Скотаренко и Г.Н. Шилова датировали континентальные отложения палеогеном — преимущественно олигоценом (Чемяков, 1975). Для кор выветривания, иногда смещенных и переотложенных, характерен каолиновый состав. Сохранность кор и отложений плохая, на большей части территории они давно уничтожены денудацией, особенно усиливавшейся в периоды похолодания благодаря интенсивному развитию процессов солифлюкции, а их «остатки» погребены под крупнообломочным материалом в результате вымораживания его на поверхность при мерзлотной сортировке грунтов. Нами, например, в приводораздельной части хр. Джугджур (Н абс. ~900 м) коры каолинового состава (мощность более 1,5 м) были вскрыты в центре пятна-медальона, обрамленного глыбами липаритов размером по длинной оси до 0,4—0,5 м.

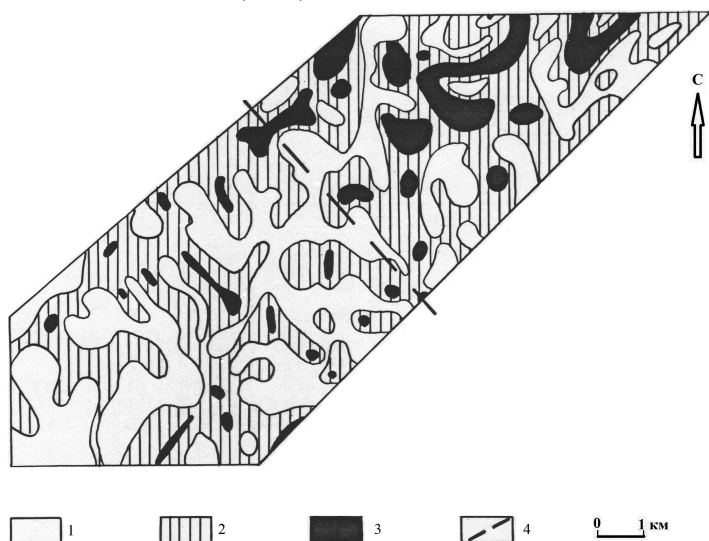


Рис. 3.1–4. Схема густоты эрозионной расчлененности хр. Джугджур в бассейне р. Лантарь. Густота эрозионной расчлененности (км/км²): 1 — менее 0,5; 2 — 0,5–1,0; 3 — более 1,0; 4 — граница между северной (с преобладанием островершинных поверхностей) и южной (с доминированием плосковершинных поверхностей) частями хр. Джугджур

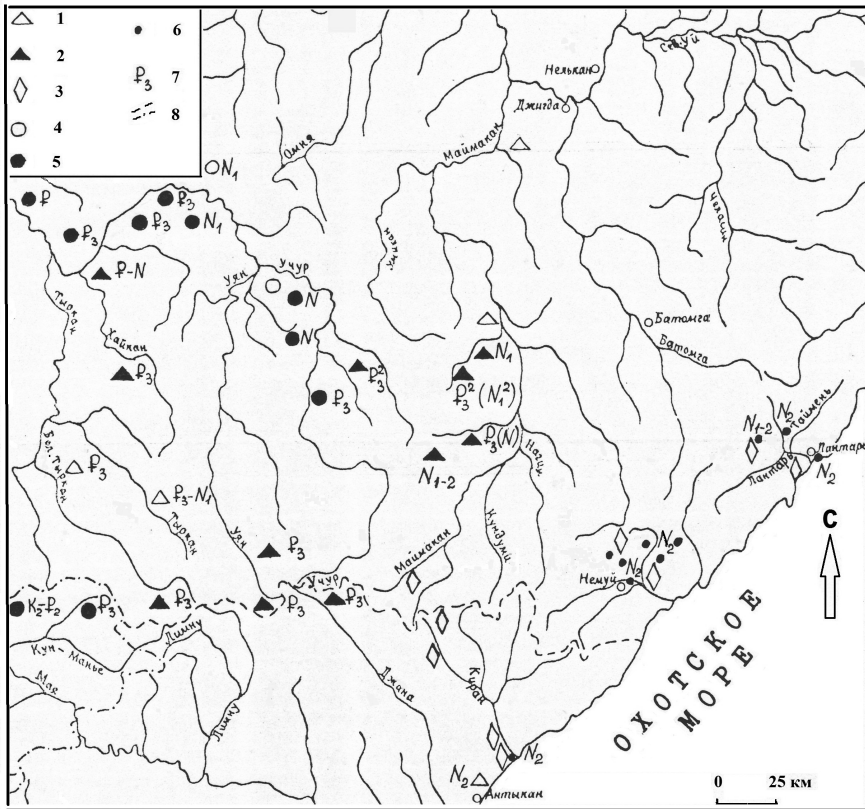


Рис. 3. 1—5. Схема расположения мест находок кор выветривания и разновозрастных им отложений. Места находок: кор выветривания: 1 — по литературным и фондовым материалам, 2 — то же с датировками по палинологическим данным, 3 — по материалам автора; континентальных отложений: 4 — по литературным и фондовым материалам, 5 — то же с датировками по палинологическим данным, 6 — по материалам автора; 7 — возраст отложений; 8 — административные границы

Накопление грубообломочного материала на поверхности кор выветривания А.М. Короткий (1983, 1987) связывает, кроме того, с более быстрым удалением из верхних горизонтов кор тонкодисперсного материала за счет пластово-струйчатого смыва, солифлюкции, дефляции и других процессов. Наблюдения П.В. Елпатьевского и В.С. Аржановой (1990) на среднем Сихотэ-Алине также свидетельствуют о довольно интенсивном вымывании мелкозема из верхних

горизонтов элювия и накоплении его на глубине 1,7–2 м, в результате чего нередко формируется временный водоупорный горизонт (пористость которого 10–16% при 45–60% в верхних горизонтах). Признаки наличия водоупора под грубообломочными толщами неоднократно отмечались и нами в приводораздельной части хр. Джугджур. Источником щебнисто-глыбового материала на уплощенных водоразделах являются также останцы и останцовые массивы, при разрушении которых обломочный материал разносится довольно широко солифлюкционными процессами. Формирование подобного «плаща» грубообломочного материала способствовало сохранности фрагментов кор и других континентальных отложений на водораздельных поверхностях. На абс. высотах до 350–450 м (I ярус) возраст аллювиально-озерных, аллювиальных и других отложений определен И.А. Каревской по палинологическим данным как конец эоплейстоцена — начало раннего неоплейстоцена. Имеются находки осадков плиоценового возраста (Чемяков, 1975). Состав кор этого высотного интервала преимущественно монтмориллонитовый.

Таким образом, можно заключить, что формирование выровненных поверхностей междуречий III и, по-видимому, II ярусов происходило в палеогене с последующей деформацией в неотектонический этап, а I яруса — в плиоцене. Основными причинами, приведшими к формированию ярусов рельефа центральной части хр. Джугджур, были денудационное выравнивание и активная блоковая тектоника. Эрозионная деятельность рек, литолого-структурные особенности пород, гольцовая плантация усложнили характер ярусности, модифицировали отдельные высотные ступени, однако решающим фактором не явились.

Глава 3.2. Генетические типы кайнозойских отложений: особенности строения и вещественного состава

Реликты древнего рельефа, в том числе выровненные поверхности междуречий, несут достаточно ограниченную информацию о том или ином этапе геоморфологического развития. Поэтому при восстановлении истории формирования рельефа приходится опираться на комплексное исследование рыхлых отложений: изучение литолого-фациальных особенностей разрезов и геоморфологического положения толщ, анализ основных компонентов осадка: морфометрию

и петрографию щебнисто-галечного материала, гранулометрию заполнителя, минералогию тяжелой фракции размерности 0,1–0,25 мм, состав глинистой фракции и водной вытяжки. Важным этапом является и получение эталонных разрезов и образцов из осадков различного генезиса, а также отбор современных (рецентных) проб для анализов, позволяющих проводить абсолютное и относительное датирование осадков (спорово-пыльцевой, диатомовый, радиотермолюминесцентный и др.). Необходимо отметить, что контрастность рельефа исследуемой территории и глубина современных врезов, интенсивность тектонических движений в кайнозое, преобладание физического выветривания над химическим обусловили грубый обломочный состав отложений плейстоцена, слабую дифференциацию осадков различных фаций и их плохую сортировку. Сохранность более древних отложений на исследуемой территории из-за значительной эрозионной расчлененности довольно плохая.

Рыхлые отложения региона по генезису можно подразделить на элювиальные, склоновые, ледниковые, водно-ледниковые, аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, аллювиально-озерные и аллювиально-морские, а по местоположению — на отложения междуречных пространств (водоразделов и склонов) и долинный комплекс. Основное внимание было уделено нами отложениям, связанным с древней и современной долинной сетью, — наиболее информативным с позиции реконструкции палеогеоморфологических и палеогеографических обстановок.

3.2.1. Отложения элювиального ряда и склонов

Формирование суглинисто-щебнисто-глыбового чехла элювиальных отложений на исследуемой территории в настоящее время и на протяжении плейстоцена происходило преимущественно под воздействием процессов физического выветривания (высокоградиентного температурного и морозного). Значительную роль в формировании элювия, особенностей его строения играют процессы мерзлотной сортировки материала, в результате которых на поверхности формируются каменные многоугольники различных размеров и конфигурации, изометричные «пятна» материала разной крупности диаметром 3–5 м. Мощность элювиальных отложений на исследуемой территории обычно не превышает 1,5–2,5 м, однако она увеличивается над зонами повышенной трещиноватости и гидротермальной проработки пород до 4–5 и более метров.

Характер элювия зависит также от особенностей подстилающих пород. Так, по материалам отчетов В.И. Чернявского и соавт., в элювии туфов доминирует мелкообломочный материал (до 60% объема составляет дресва и мелкозем), эффузивов — крупнообломочный, но размер обломков редко превышает 0,3–0,4 м. На интрузивах, напротив, в элювии нередко встречаются крупные отдельности — до 2,5 м по длинной оси.

Состав рыхлых отложений на склонах изменяется от преимущественно щебнисто-глыбового (обвальнo-осыпные, курумовые склоны) до щебнисто-суглинистого (дефлюкционные, дефлюкционно-солифлюкционные склоны). В процессе перемещения обломки часто оглаживаются — это в первую очередь касается малоустойчивых пород — песчаников, выветрелых гранитоидов, отдельных видов сланцев. Мощность склоновых отложений колеблется от 0,5–1 до 2,5–3 м и более.

Наряду с суглинисто-щебнисто-глыбовым чехлом элювиальных образований, сформировавшихся под воздействием процессов физического выветривания на протяжении плейстоцена, в пределах поверхностей междуречий вскрываются глины, формирование которых происходило в условиях теплого и влажного климата, в результате сложных геохимических процессов (см. рис. 3.1–5). Подобные образования были вскрыты нами в приводораздельной части хр. Джугджур (междуречье Киран-Авляякан). Это тяжелый суглинок до глины, красновато-коричневый, с включением дресвы и крупнозернистого песка, ниже переходящий в суглинисто-дресвяный горизонт. Окраска неравномерная, пятнистая. Вниз по разрезу увеличивается количество дресвы и щебня. Глинистые минералы представлены преимущественно каолинитом. Как показали результаты проведенных анализов, окраска толщ обусловлена обилием гидроокислов железа (гетит). По данным отчетов И.А. Шувальского и А.Е. Шаболовского, проводивших здесь работы в 1952 г., мощность коры достигает 5–7 м.

Фрагменты коры выветривания описаны многими исследователями и на сопредельной территории. О том, что они являются реликтами площадной коры, имевшей ранее широкое распространение, свидетельствует наличие в них вертикальной зональности, а также развитие на породах различного состава и генезиса. Состав кор преимущественно суглинисто-глинистый с включением в различном соотношении песка, дресвы и щебня коренных пород. Цвет изменяется

от коричневатого-фиолетового, бурого, красного до желтовато-серого, грязно-белого, серо-зеленого. Нередко окраска неравномерная, пятнами. Глины преимущественно каолинового состава, их мощность измеряется первыми метрами. Благодаря тонкому составу коры выветривания легко подвергаются размыву. Как правило, сохраняются либо перекрытые (бронированные) участки, либо фрагменты, не затронутые эрозией (например, в центральных частях поверхностей междуречий), либо корни площадной коры — «языки», характеризующиеся повышенной мощностью рыхлых образований и приуроченные к зонам дробления материнских пород, контактам разнородных комплексов и др. (Петров, 1967). В настоящее время полный профиль исходной коры не обнаружен, да и вряд ли это возможно. Сохранились преимущественно ее нижние горизонты: зоны физического и начального химического выветривания, выщелачивания, реже гидролиза (по терминологии И.В. Витовской и А.П. Никитиной, 1969). Слабо измененные и дезинтегрированные, наименее «зрелые» нижние дресвяно-щебнистые горизонты древних кор визуально слабо отличимы от четвертичного элювия.

В силу специфики формирования и большой интенсивности химических процессов пыльца и споры в самих корах отсутствуют. Поэтому время их формирования определяется по возрасту пород субстрата (наиболее молодые из них датируются по К-Аг концом позднего мела) и перекрывающих осадков (наиболее древние по данным спорово-пыльцевого анализа отнесены к концу палеогена и неогену). Кроме того, достаточно широко представлены коры, смещенные склоновыми процессами и переотложенные временными или постоянными водотоками в эпоху, когда формирование профиля кор еще продолжалось. Эти синхронные корам осадки весьма близки им по облику и составу, однако, как показывают материалы геолого-съемочных работ 1950–1970-х гг., они часто содержат достаточно богатые комплексы пыльцы и спор времени корообразования, что на исследуемой территории позволяет датировать их палеогеном и неогеном (см. рис. 3.1–5).

Проведенный термический и рентгеноструктурный анализы глинистых минералов кор свидетельствуют о существовании нескольких типов элювиальных образований — с преобладанием минералов группы каолинита, монтмориллонита (в том числе нонтронита) и гидрослюд, что хорошо согласуется с данными, полученными Ю.Ф. Чемяковым (1961, 1964, 1975) для Западного Приохотья и С.С. Четверт-

ковым (1969) для Южной Якутии, свидетельствующими о том, что для палеогеновых и миоценовых кор характерен каолиновый состав, для плиоценовых — преимущественно монтмориллонитовый (в том числе монтмориллонит-бейделлитовый и монтмориллонит-гидрослюдистый), а для четвертичных — гидрослюдистый.

Коры выветривания нередко обогащены агрегатами железа и в меньшей степени марганца, которые составляют до 70–80% от общего числа минеральных зерен тяжелой фракции размерности 0,1–0,25 мм. Обогащение не зависит от типа преобладающих глинистых минералов (состава коры) и характерно преимущественно для элювия эффузивов. Тонкодисперсный (менее 1 мм) гетит, например, присутствует в элювиальных образованиях каолинового и монтмориллонитового составах как эффузивов и вулканогенно-осадочных пород, так и анортозитов. Судя по облику частиц (рыхлые землистые агрегаты, корочки, скорлупки, почковидные натечные формы, формы выполнения пустот и др.) новообразования железа и марганца имеют преимущественно гипергенную природу (Крамаренко, 1979), хотя встречаются и гипогенные формы. Железо, перейдя в форму гидроокислов, является довольно инертным компонентом кор и может относительно накапливаться в них за счет выноса более подвижных элементов, вплоть до образования почти мономинеральной зоны охр. Марганец нередко ведет себя сходным образом.

Минералогический спектр тяжелой фракции размерности 0,1–0,25 мм элювиальных образований в значительной степени варьирует в зависимости от состава материнских пород и времени формирования элювия. В дочетвертичных корах наряду с соединениями Fe и Mn, нередко встречается повышенное содержание лейкоксена (15–18%), присутствует хромит. Большое значение оказывает гидротермальная проработка: в таких породах отмечается появление кальцита, гематита, кварц-кальцитовых и кварц-карбонатных агрегатов; иногда минералогический спектр элювия становится фактически мономинеральным (например, в результате скарнирования исходных вулканогенно-осадочных пород до 80% тяжелой фракции может быть представлено пироксенами) либо в нем начинают доминировать минералы, не характерные для материнской породы (при пропилитизации элювия анортозитов до 44% тяжелой фракции составляют минералы группы эпидот-цоизита).

3.2.2. Ледниковые и водно-ледниковые отложения

Результаты анализа ледниковых образований однозначно подтверждают существование в районе, по крайней мере, трех оледенений, выделявшихся и предыдущими исследователями (Жданов, 1968; Чемеков, 1961, 1975 и др.): одно в конце среднего неоплейстоцена и два в позднем. Однако ряд признаков (наличие переотложенного ледникового материала в осадках времени первого средненеоплейстоценового потепления — так называемой киранской толще — и др.) свидетельствуют о существовании ледников и в более древние эпохи похолодания — в раннем неоплейстоцене и начале среднего. Помимо анализа ледниковых отложений нами впервые получены детальные характеристики вещественного состава своеобразного комплекса перигляциальных отложений конца среднего и позднего неоплейстоцена региона — осадков флювиогляциальных конусов выноса, подпрудных ледниковых озер, а также песчаных толщ 20–30-м уровня в приустьевых частях рек, накапливавшихся в условиях ингрессионных заливов (Каревская и др., 1983; Лебедева, 1986; Лебедев и др., 1988). Намечены критерии выделения специфического аллювия перигляциального типа — речных осадков, формировавшихся в горных долинах приледниковых зон эпох плейстоценовых оледенений (Лебедева, 1985).

Анализ литературных и фондовых материалов наряду с собственными полевыми наблюдениями позволяет довольно полно охарактеризовать особенности ледниковых и водно-ледниковых отложений и форм рельефа территории, а также границы их распространения. Судя по сохранности ледниковых и перигляциальных осадков, максимальным было оледенение конца среднего неоплейстоцена — алданское. Находки на выровненных поверхностях междуречий фрагментов размытых морен свидетельствуют о его полупокровном характере. Завершающей стадией деградации этого древнего ледникового рельефа является вынос и галечно-мелковалунного материала с сохранностью лишь средних и крупных (0,2–3 м по длинной оси) валунов утлогообразной или близкой к пирамидальной формы. Окатанность материала, как правило, хорошая, на поверхности отмечаются следы ледниковой штриховки. Анализ петрографического состава валунов (данные геолого-съёмочных работ) свидетельствует о движении ледников от осевой части хр. Джугджур. Находки подобного эрратического материала отмечаются исследователями преимущественно на выровненных приводораздельных поверхностях западного склона хребта, несколько реже — на восточном.

Моренный материал алданского оледенения сохранился в долинах рек западного склона, где по соотношению с осадками речных террас, содержащими костные остатки, его возраст в 1969 г. был определен Ю.Н. Гамалея и соавт. как Q_2^4 . По материалам наших исследований для ряда ледниковых отложений И.А. Каревской получены спорово-пыльцевые спектры, отражающие обстановки второго среднеплейстоценового похолодания, а О.А. Куликовым радиотермолюминесцентные даты 120–140 тыс. лет назад. Например, 15-м толща галечного и щебнисто-галечного моренного материала с включением валунов до 0,3 м по длинной оси и плохо сортированным, распределенным гнездами гравийно-суглинистым до гравийно-супесчаного заполнителем была вскрыта в брошенной долине притока р. Магей (алданский бассейн), прорезанной верховьями р. Етара (охотоморский бассейн). К алданскому времени относится и образование предгорных шлейфов у подножия восточного склона хр. Джугджур (междуречье Мутэ — Алунье), формировавшихся в результате выноса из долин ледниками больших объемов рыхлого материала. Вскрытая мощность галечно-валунных осадков с плохо сортированным заполнителем гравийно-дресвяным до тяжелосуглинистого и глинистого превышает несколько метров.

В среднем неоплейстоцене были сформированы и наиболее крупные экзарационные формы рельефа исследуемой территории — трогги, кары, цирки, ледниковые седловины, хорошо сохранившиеся в настоящее время в осевых частях хребтов (рис. 3.2.2–6). По мере удаления от моря высоты днищ каров постепенно повышаются: на хр. Прибрежном они приурочены к отметкам 300–1500 м, на хр. Джугджур — 700–1500 м, на хр. Геран — 1200–1700 м. Причем на восточных, обращенных к морю склонах абсолютные высоты днищ опускаются несколько ниже, чем на западных. Аналогичным образом вела себя и снеговая граница в периоды неоплейстоценовых оледенений (Бредихин и др., 1987). Хорошая сохранность экзарационных форм в интервале высот 800–1500 м связана с их подновлением в позднеплейстоценовые эпохи оледенения. Нижележащие кары в значительной степени преобразованы позднейшими эрозионными процессами.

Аккумулятивные формы позднеплейстоценового возраста — мунканской (Q_3^2) и селитканской (Q_3^4) эпох оледенения — морфологически сохранились на исследуемой территории значительно лучше; как правило, они тяготеют к приосевым частям хребтов. Их возраст в большинстве случаев определен палинологически либо по

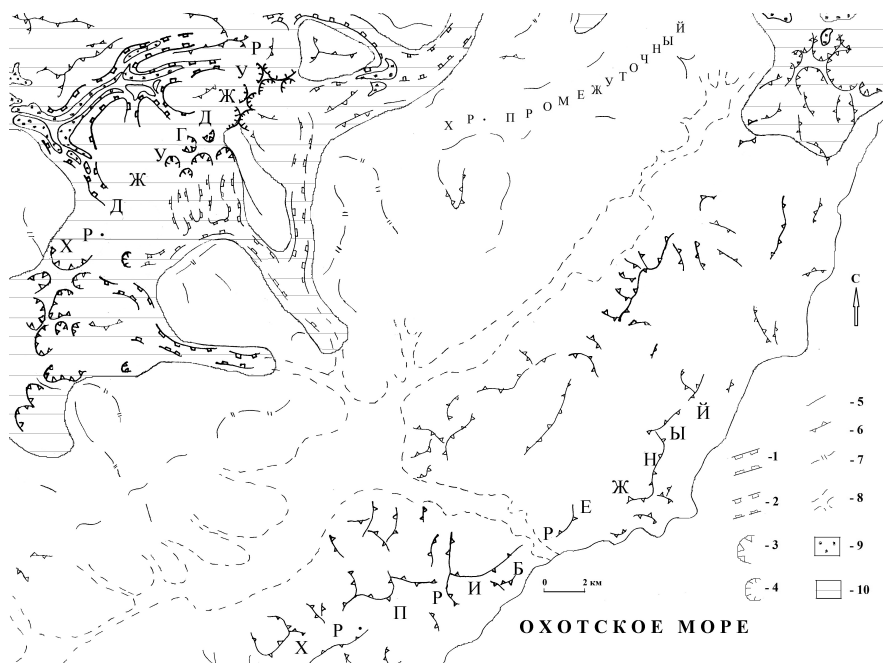


Рис.3.2.2—6. Фрагмент схемы форм ледникового рельефа центральной части хр. Джугдзур (составлена С.В. Шваревым по фоновым материалам и результатам дешифрирования аэрофотоснимков). Троги: 1 — хорошо выраженные, 2 — разрушенные; кары: 3 — хорошо выраженные, 4 — разрушенные; гребни: 5 — округловершинные, 6 — островершинные; 7 — основные водоразделы; 8 — основные долинные комплексы; 9 — поверхности ледниковой аккумуляции; 10 — предположительные ареалы древних ледников

положению в разрезах относительно датированных толщ. Характер распространения и особенности ледниковых форм свидетельствуют о горно-долинном типе оледенения.

В процессе геолого-съемочных работ многими авторами (отчеты Сысоева и др., 1957; Гольденберга и др., 1957; Чернявского и др., 1961, 1965; Гурьянова и др., 1982 и др.) описаны фрагменты основных, боковых и конечных морен, выделен холмисто-западинный моренный рельеф с многочисленными озерами до 100 м в диаметре. Нами моренные отложения муниканского (Q_3^2) оледенения вскрыты на стрелке рек Лантарь, Мамай и Таймень, где они перекрывают флювиогляциальные галечники конца среднего — начала позднего неоплейстоцена (датировки по палинологическим и термолюминесцентным данным). Осадки представлены двухметровой пачкой хао-

точно ориентированных валунов с большим количеством гальки и гравия и гравийно-супесчано-илистым заполнителем. Обломочный материал средней и хорошей окатанности покрыт тонкой пленкой серого вязкого ила (ледниковой мути). Аналогичные осадки вскрыты и на правобережье р. Таймень (междуречье ручьев Анях и Светлый).

Морена последнего, селитканского оледенения (Q_3^4) изучена на стрелке рек Маймакан и Эльдаму, где она вскрывается в уступе 8–9-м террасы. Мощность валунно-галечной до галечно-валунной толщи с плохо сортированным супесчано-суглинисто-дресвяным заполнителем превышает 5,5 м. Упаковка материала очень плотная, цвет — от желтовато-коричневого до вишнево-бурого в верхней части. На поверхности обломков суглинистые пленки толщиной от 1 до 3 мм.

В целом в ледниковых осадках как средне-, так и позднеплейстоценового возраста грубообломочный материал представлен преимущественно анортозитами, слагающими осевые части хребтов Джугджур и Геран, и гранитоидами, выходящими как в осевой части Джугджура, так и в центральных частях наиболее возвышенных массивов хр. Прибрежного. Среди окатанного материала содержится большое количество щебня и глыб. Сортировка заполнителя плохая, гистограммы полимодальные. Для отложений характерны узкие, локальные, слабоосредненные минералогические спектры, незначительный выход тяжелой фракции. На зернах отмечены глинистые пленки. На большей части территории моренные отложения средне- и позднеплейстоценового возраста оказались в различной степени перемыты потоками талых ледниковых вод, а после деградации оледенения — реками. Определенную роль в этом процессе, по-видимому, сыграли и селевые потоки (по крайней мере, для наиболее густо и глубоко расчлененного восточного склона хр. Джугджур).

Наиболее широкий комплекс перигляциальных отложений региона связан со среднеплейстоценовым (алданским) оледенением. Несмотря на свою относительную древность, они довольно хорошо сохранились на водоразделах в осевой части хр. Джугджур и на его западном склоне, в долинах восточного склона — значительно хуже. Наиболее часто в охотоморском бассейне встречаются такие специфические образования, как флювиогляциальные конусы выноса (рис. 3.2.2–7) (Лебедева, 1986б). Эти аккумулятивные формы фиксируются в устьях трогов либо долин, в верховьях которых отмечены кары. По высотному положению они приурочены к уровню III, реже

II надпойменной террасы (высота над современным урезом рек составляет 12–30 м). Их поверхность имеет уклон до 4–6 и более градусов, нередко на ней отмечаются веерообразно расходящиеся к периферийной части конуса ложбины, хорошо заметные на аэрофото- и космических снимках.

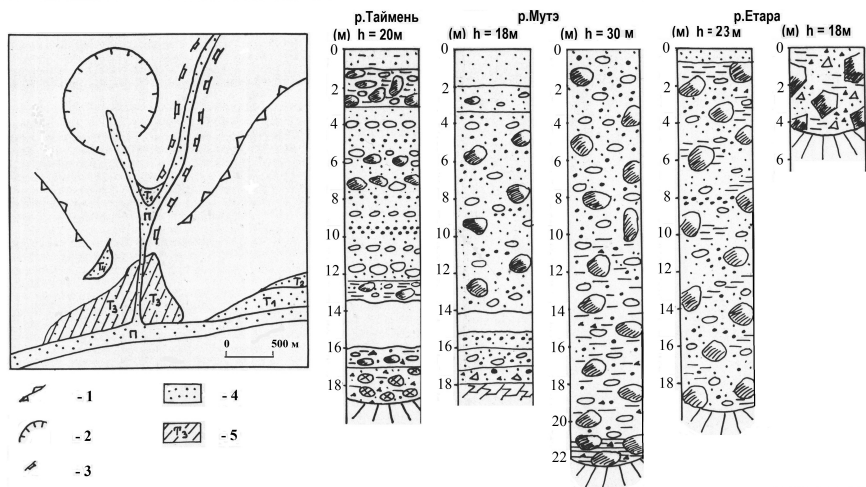


Рис. 3.2.2–7. Принципиальная схема геоморфологического положения флювиогляциальных конусов выноса и литологическое строение их разрезов: 1 — островершинные гребни; 2 — бровки ледниковых каров; 3 — плечи трога; 4 — пойма (П) и надпойменные террасы различных уровней (T_1 – T_4); 5 — флювиогляциальные конусы выноса на уровне III надпойменной террасы. Условные обозначения для колонок литологических разрезов здесь и далее — см. рис. 3.2.2–8

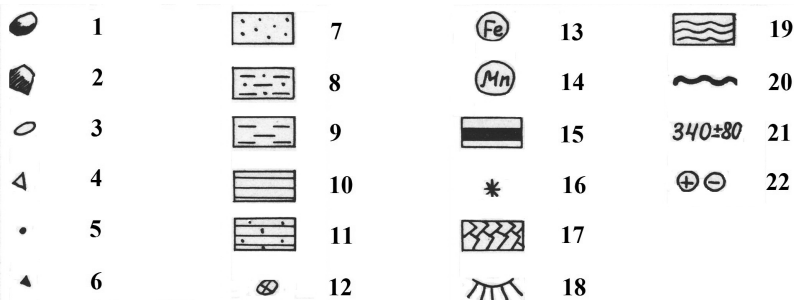


Рис. 3.2.2–8. Условные обозначения к литологическим разрезам: 1 — валуны; 2 — глыбы; 3 — галька; 4 — щебень; 5 — гравий; 6 — дресва; 7 — песок; 8 — супесь; 9 — суглинок; 10 — глина; 11 — глина опесчаненная; 12 — выветрелые обломки; 13 — ожелезнение; 14 — омарганцевание; 15 — гумусированные горизонты; 16 — мерзлые породы; 17 — разборная скала; 18 — осыпь; 19 — слоистость; 20 — перерыв в осадконакоплении; 21 — термолюминесцентные датировки (тыс. лет); 22 — характер намагниченности

Интенсивная эрозия рек обусловила сохранность лишь проксимальных частей конусов, сложенных наиболее грубым галечно-валунным материалом. Мощность отложений достигает 20–30 м. Валуны составляют до 60–70% объема толщи, средний размер их по длинной оси 0,5–0,7 м, но отмечаются и до 1–1,5 м. На поверхности нередко заметна характерная для ледникового материала штриховка. Окатанность гальки различная — от 0 до 3 класса (Кок = 0,5–2), валуны окатаны, как правило, несколько лучше. Петрографический состав обломочного материала соответствует породам области питания ледника. На обломках отмечаются суглинистые и глинистые примазки. Заполнитель составляет от 10 до 30% объема толщи, очень неравномерен по составу — от дресвяно-гравийного до суглинистого, распределен «гнездами». Сортировка заполнителя преимущественно средняя ($S_o = 1,6–5$), гистограммы гранулометрического состава бимодальные и полимодальные. В целом строение толщи монотонное, какой-либо слоистости или изменения материала по крупности и сортировке по разрезу не наблюдается. В отдельных случаях фиксируются маломощные (1–2 м) песчаные пачки, перекрывающие грубые осадки. Минералогический спектр отложений узкий, локальный. Его качественное однообразие по разрезу свидетельствует о постоянстве питающей провинции во времени. На зернах минералов повсеместно (70–80% зерен и более) отмечаются глинистые пленки, характерные для отложений, сформировавшихся в перигляциальных условиях (при частых переходах температуры через 0 °C).

Результаты термолюминесцентного (ТЛ) датирования, проведенного О.А. Куликовым, определяют возраст этих осадков как конец среднего неоплейстоцена (Q_2^4) — 140 ± 45 тыс. лет. Данные спорово-пыльцевого анализа также свидетельствуют о накоплении осадков на протяжении холодной эпохи конца среднего неоплейстоцена в условиях развития крупнокустарниковых и травяно-моховых тундр; верхи разрезов нередко формировались уже в условиях наступающего поздннеоплейстоценового потепления.

Литолого-минералогический состав осадков свидетельствует о быстром накоплении толщ. Формирование аккумулятивных тел происходило при выходе обильно насыщенных обломочным материалом потоков талых ледниковых вод на поверхность из-под тела ледника. Смена гидродинамического режима, уменьшение транспортирующей способности потока приводило к быстрой его разгрузке. Л.Н. Ивановский (1981), описывая аналогичные аккумулятивные

формы на Алтае, отмечает, например, что наиболее крупные конусы формировались в случае длительного стационарного положения долинного ледника. Однако анализ конкретных геоморфологических ситуаций в нашем регионе позволяет заключить, что в отдельных случаях сходные аккумулятивные тела могли формироваться и селом (например, в результате катастрофического спуска подпрудного озера).

Упомянутые выше покровные песчаные пачки имеют как флювиогляциальный, так и аллювиальный генезис. В первом случае они формировались при затухании деятельности талых ледниковых вод и отступании ледника, во втором — в результате процессов речной аккумуляции (пойменная и старичная фации). В настоящее время на многих участках песчаные осадки значительно переработаны процессами дефляции, нередко здесь фиксируются котловины выдувания, гряды и бугры золовой аккумуляции. Процесс перевевания песков начался, по-видимому, в одну из плейстоценовых эпох похолодания (возможно, непосредственно после формирования песчаной толщи).

Дистальные части конусов выноса на восточном склоне хр. Джугдур сохранились плохо, но единичные случаи находок и опробование позволяют заключить, что они сложены более тонким, преимущественно галечным материалом с песчаным заполнителем, нередко в галечниках наблюдается ритмичная горизонтальная слоистость.

Нами были также описаны и изучены разрезы осадков подпрудных ледниковых озер, образованию которых способствовал полупокровный, сетчатый характер оледенения территории. Условия, благоприятные для формирования подпрудных водоемов, существовали, в частности, и в долинах охотоморских рек, спускавшихся с Джугджура и пересекавших Лантаро-Немуйскую депрессию и хр. Прибрежный, являвшийся одним из центров оледенения. В пределах последнего долины многих водотоков имеют вид типичных трогов. Двигавшиеся по ним ледники выходили в магистральную реку и «отжимали» русло последней к противоположному борту, на что указывают морфологические особенности таких участков долин (Каревская и др., 1983). При увеличении мощности ледника в местах подпора долина перегораживалась «ледниковой плотиной» и сток по ней практически полностью прекращался. Выше плотины — в депрессионной части — происходило образование озерного бассейна со слабопроточным режимом и шло накопление слоистых песчаных отложений, которые сохранились в настоящее время в ви-

де маломощных покровов на высоте от 30–40 до 180–200 м в среднем течении р. Немуй и в приустьевых частях его притоков — рек Кильй и Етара (рис. 3.2.2–9).

Отложения представляют собой разнорзернистые тонкослоистые оглиненные пески с включением дресвы и мелкого щебня. Оглиненность отложений в ряде случаев вниз по разрезу несколько увеличивается. По минералогическому составу отложения всех уровней идентичны и резко отличаются от подстилающих пород. Они характеризуются богатым набором минералов, причем минералогические спектры аналогичны спектрам древнего и современного аллювия магистральной реки, а включенные в отложения дресва и щебень (иногда слабоокатанные) — местных подстилающих пород.

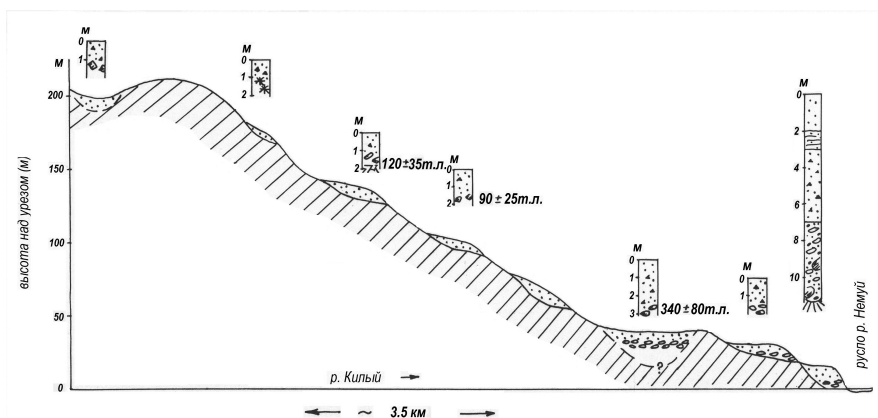


Рис. 3.2.2–9. Отложения подпрудных ледниковых озер на стрелке рек Немуй и Кильй

Результаты палинологического анализа и данные ТЛ датировок (90 ± 25 и 120 тыс. лет) позволили определить возраст песчаных пачек как конец среднего (Q_2^4) — начало позднего (Q_3^1) неоплейстоцена. Накопление аналогичных песчаных отложений, но в меньших масштабах, происходило и в среднем течении р. Мутэ, о чем свидетельствуют единичные находки песчаного материала, перекрывающего террасовидные поверхности по долине ее левого притока — р. Авлякан.

Распространение аккумулятивных ледниковых образований позднего плейстоцена и наиболее свежих (хорошо сохранившихся) экзарационных форм, созданных или подновлявшихся ледниками муни-

канского и селитканского времени, свидетельствует о локализации позднеплейстоценовых ледниковых массивов (центров оледенения) в осевых частях хребтов Джугджур, Геран, Прибрежный, Становой. Перигляциальные образования этого времени развиты локально. По материалам геологической съемки (отчеты Гамалея и др., 1961; Буланова и др., 1971; Штейнберга и др., 1972; Штейнберга, Семенова, 1975) наиболее типичны поверхности флювиогляциальной аккумуляции, сохранившиеся в виде террас рек Уяна, Учура, Май, Джаны, Маймакана и др.

Типичным образованием эпох похолодания позднего плейстоцена на исследуемой территории является так называемый аллювий перигляциального типа, характеризующийся аномальным строением разреза, невыраженностью фаций, повышенной валунистостью, незначительным процентом заполнителя и его слабой сортировкой, что позволяет выделить его в особый тип рыхлых образований (Лебедева, 1985). Подробнее он будет описан в следующем разделе главы.

3.2.3. Аллювиальные отложения

Особенности аллювиальных образований исследуемой территории: их грубый состав, практически повсеместная редуцированность пойменной и старичной фаций, отсутствие четко выраженной слоистости толщ, плохая сортировка осадка и др. — обусловлены горным и полугорным характером рек с крутым, нередко ступенчатым продольным профилем и скоростями течения 1,2–2 м/с. Во время частых летних паводков скорости течения и объем переносимого материала увеличиваются в несколько раз. Глубина плесов рек IV–VI порядков достигает 1,5–2,5 м и более, на перекатах — 0,3–0,7 м. «Нормальная» мощность аллювия 4–7 м.

По данным бурения при проведении поисково-разведочных работ переуглубленных участков в пределах современного контура пойм основных рек восточного склона хр. Джугджур не обнаружено. Исключение представляет лишь долина р. Етары, где фиксируется несколько замкнутых углублений — «карманов» — до 20 м и более глубиной, имеющих сложную структурно-тектоническую и отчасти экзарационную природу. Однако геофизическими и буровыми работами погребенные врезы, выполненные рыхлыми отложениями значительной мощности, установлены в приустьевых частях ряда охотоморских рек: Уда — около 98 м, Киран — 60 м.

Русловой аллювий представлен валунно-галечным материалом различной окатанности (в зависимости от протяженности водотока и характера размываемых пород) с грубым песчано-гравийным заполнителем. Пойменные осадки преимущественно песчаные, реже супесчаные с гравием и галькой. Иногда фиксируется деформация слоев, обусловленная мерзлотными процессами. Мощность осадков пойменной фации, как правило, не превышает 1–2 м. Для старичных отложений характерен еще более тонкий супесчаный состав с прослоями растительного детрита, оторфованного суглинка и обломков древесины, с отдельными включениями мелких валунов и гальки.

Проведенный Т.А. Хрестиной анализ состава тяжелой фракции отложений русловой, пойменной и старичной фаций аллювия в приустьевой части р. Таймень показал существование определенных различий в минералогическом составе разнофациальных отложений, сформированных в единой питающей провинции. Так, старичные отложения, вскрытые в разрезе высокой поймы, характеризуются значительными колебаниями в содержании как отдельных минералов, так и в выходе тяжелой фракции по разрезу. При этом абсолютно преобладают наиболее легкие по удельному весу (менее $3,4 \text{ г/см}^3$) минералы тяжелой фракции, а тяжелые (более $3,6 \text{ г/см}^3$) единичны. Значения коэффициента гравитации (K_g) невелики — 0,02–0,06. Содержание сростков минералов и обломков пород высокое — 25–35%. Для верхнего горизонта (0,1–1 м) характерно наличие глинистых пленок по поверхности зерен.

Выход тяжелой фракции в разрезе, вскрывающем двухметровую пачку пойменного аллювия, достаточно высок по всей толще и составляет 20–30%. Здесь увеличивается доля средних и наиболее тяжелых по удельному весу минералов, но в целом по-прежнему преобладают легкие. K_g колеблется в широких пределах — от 0,05 до 0,27, что свидетельствует о достаточно высокой динамике среды осадконакопления и резких ее колебаниях. Содержание сростков минералов и обломков пород высокое и стабильно по разрезу — около 40%. Минералы слабо окатаны, на глубине 0,0–1,0 м покрыты плотными глинистыми пленками, часто включающими мелкие терригенные частицы.

В осадках русловой фации выход тяжелой фракции постоянен по разрезу и относительно невысок — 19–20%. При этом увеличивается доля наиболее тяжелых минералов (до 5%), средние и легкие по удельному весу минералы присутствуют примерно в равном количе-

стве, $K_g = 0,11-0,13$. Содержание сростков минералов и обломков пород снижается до 5–20%, отмечаются минеральные зерна, окатанные до 1–2-го классов.

Несколько больший выход тяжелой фракции в осадках пойменной фации аллювия по сравнению с русловой отмечается и в некоторых других разрезах, что отражается и в величинах средних значений этого показателя для руслового и пойменного аллювия исследуемой территории в целом — соответственно 16–17 и 18%. Однако при этом, как правило, выход тяжелой фракции увеличивается преимущественно за счет минералов, наиболее легких по удельному весу.

И пойменная, и старичная фации аллювия достаточно четко выделяются лишь в пределах депрессии и в приустьевых частях рек. В последнем случае пойменные осадки имеют весьма специфический состав и строение. Здесь наращивание поймы происходит не только в паводки, но и в условиях подпруживания реки морем при нагонах и высоких приливах. Поверхность поймы заболочена и покрыта травянистой растительностью. Пойменный аллювий представлен тонкозернистыми оглеенными песками с прослоями и линзами ила, торфа и слаборазложившегося растительного детрита с резким запахом сероводорода. В минералогических спектрах тяжелой фракции встречаются аутигенные сульфиды железа.

Петрографический состав обломочного материала в русле изменяется в зависимости от состава размываемых пород. В реках, берущих начало на хр. Джугджур, значительный процент составляет анортозитовый и (или) гранито-гнейсовый материал. Аллювий рек, текущих с хр. Прибрежного, представлен в основном эффузивами и вулканогенно-осадочными породами.

Как правило, в русловом аллювии рек IV–VI порядков валунно-галечный материал имеет 2–3-й класс окатанности ($K_{ок} = 2,09-2,36$), на участках врезания или подмыва коренных берегов увеличивается объем материала 0–1-го классов окатанности. В водотоках I–III порядков преобладает материал 1–2-го классов окатанности ($K_{ок} = 1,51-2,04$), много неокатанных обломков. Исключение представляют реки, размывающие уже обработанный ледниковый материал. В русле таких незначительных по водности и протяженности водотоков наблюдается обилие хорошо окатанного материала, в том числе валунов размером до 1–2 м по длинной оси. Такой аллювий имеют притоки рек Етары, Мутэ и др. В отдельных случаях хорошая окатанность валунно-галечного материала до 3–4 классов в русле

мелких ручьев I–II порядков связана с размывом ими конгломератов юрско-мелового возраста (левые притоки р. Немуй в среднем течении).

Необходимо отметить, что неоднократное оледенение территории оказало существенное влияние не только на характер окатанности руслового аллювия: во многом изменились и его гранулометрический, петрографический и литологический составы и другие параметры, что связано не только с переработкой потоками ледникового материала. В эпохи похолодания происходило также усиление физического выветривания, приводившее к активизации склоновых процессов и обильному поступлению обломочного материала в долины.

Обычно в фациальном ряду «морена — аллювий» выделяется целая серия переходных водно-ледниковых отложений. Это осадки перигляциальной зоны, примыкающей к леднику. Многие исследователи рек равнинных территорий выделяют также особую фацию (или тип) перигляциального аллювия, переходную от собственно флювиогляциальных отложений к типичному аллювию (Лаврушин, 1963; Васильев, 1980). В горных районах, подвергавшихся в плейстоцене оледенению горно-долинного или полупокровного типа, при выделении фации перигляциального аллювия отмечаются дополнительные сложности. Во-первых, потоки талых ледниковых вод изначально сконцентрированы в речных долинах (за исключением случаев выхода на предгорные равнины). Во-вторых, горный аллювий характеризуется грубым составом, плохой сортировкой, редуцированностью пойменной и старичной фаций и т.д.

Литолого-фациальное изучение разрезов ледниковых, водно-ледниковых и аллювиальных осадков и результаты проведенных нами литолого-минералогического, гранулометрического, петрографического и ряда других анализов позволили наметить критерии выделения аллювия перигляциального типа — речных осадков, формировавшихся в горных долинах приледниковых зон эпох плейстоценовых оледенений. Перигляциальный аллювий обладает чертами как флювиогляциальных отложений, так и типичного аллювия и в то же время может быть выделен в самостоятельный тип аллювиальных осадков. С флювиогляциальными отложениями его объединяет грубый характер обломочного материала, обилие крупных и средних валунов, незначительный процент заполнителя и его слабая сортировка. По петрографическому составу преобладает обломочный материал области питания ледника, минералогический спектр осреднен слабо. В то же время небольшие мощности отложений, луч-

шая окатанность обломочного материала и сортировка заполнителя, определенная осредненность петрографического и минералогического спектров, повсеместное наличие глинистых пленок на зернах минералов (характерного признака осадков, формировавшихся при частых переходах температуры через 0 °С), свидетельствующие о более длительной обработке и переносе материала, о более устоявшемся режиме потока и относительно медленном накоплении отложений по сравнению с флювиогляциальными, а также то, что осадки слагают типичные флювиальные формы — надпойменные террасы, — позволяет отнести их к аллювию (Лебедева, 1985).

Совершенно иной состав и строение имеют палеогеновые и неогеновые аллювиальные отложения. Это преимущественно песчано-суглинистые, реже мелкогалечные осадки с суглинистым заполнителем. Наряду с чисто аллювиальными среди них широко представлены аллювиально-озерные и аллювиально-пролювиальные отложения. Особенности их литолого-минералогического состава свидетельствуют о существенно отличных от современных и позднелейстоценовых условиях формирования. В эпоху осадконакопления преобладал слабодифференцированный, выровненный рельеф с мощным чехлом суглинисто-глинистых элювиально-склоновых образований, в значительных количествах поступавших в русла. Водотоки имели равнинный характер, спокойный гидродинамический режим, были перегружены рыхлым материалом.

3.2.4. Прибрежно-морские отложения

Для территории характерны преимущественно абразионные берега, аккумулятивные участки встречаются фрагментарно, в основном в небольших бухтах в приустьевых частях рек. Отложения пляжей представлены в основном средне- и плохоекатанным мелко- и крупногалечным материалом с отдельными слабообработанными глыбами в местах недавних обрушений берега. На участках развития бенчей мощность пляжевых отложений иногда близка к нулю. Там же, где абрадируемые уступы сложены рыхлым материалом (устье р. Киран), в составе современных пляжевых отложений отмечается большое количество хорошо окатанных валунов и гальки. Для отложений осушки типичен галечный состав с илистым и песчано-илистым заполнителем темно-серого до черного цвета; лагунные отложения (устье р. Икаги) представлены черными и темно-серыми илами с отдельными линзами мелкогалечного материала. Так как в лагуну впадает ряд

мелких водотоков, формирование ее осадков в настоящее время идет преимущественно за их счет.

В приустьевых частях рек отмечаются штормовые валы высотой 2–4 м, сложенные галечно-мелковалунным материалом средней и хорошей окатанности, и низкая морская терраса высотой от 4–5 до 7–9 м, также сформированная серией штормовых валов. По данным палинологического анализа возраст 5–6-м террасы в устье р. Малый Джелон определен как послеледниковый тихоокеанский климатический оптимум, сопровождавшийся трансгрессией Охотского моря с повышением его уровня до 4–6 м над современным (Кулаков, 1973; Чемяков, 1975).

В строении террас (устье р. Немуй) отмечается чередование прослоев отмытого разнозернистого песка с валунно-галечными горизонтами мощностью 0,4–0,6 м. Преобладает галька эффузивов и вулканогенно-осадочных пород (70%), многие обломки имеют уплощенную форму. Окатанность материала 1–3 класс. В теле косы в устье р. Лантарь также отмечается чередование косослоистых (падение 5–7° на юг, к морю) и субгоризонтально-волнистых грубо- и крупнозернистых песков с линзами и прослоями мелковалунно-галечно-го материала. Слоистость песков по цвету и механическому составу, мощность пачек колеблется от 0,1 до 1,5 м.

Результаты минералогического и петрографического анализов свидетельствуют о том, что аккумуляция форм прибрежно-морского рельефа идет преимущественно за счет переработанного морем аллювия. Особенности распределения обломочного материала различного петрографического состава в аккумулятивных формах (в частности, в косе в приустьевой части р. Лантарь) подтверждают ориентировку вдольберегового потока наносов с СВ на ЮЗ.

Высокие морские уровни нами не обнаружены, однако в приустьевых частях рек Лантарь, Мутэ, Немуй и др. прослеживаются фрагменты 25–30-м террас, которые разными авторами относятся или к аллювиальным формам, или к фрагментам долинных зандров и флювиогляциальных конусов выноса. Накопление отложений, слагающих эти аккумулятивные и цокольные террасы, по палинологическим определениям И.А. Каревской, происходило в конце второго среднелепестового похолодания — начале первого поздне-лепестового потепления (Q_2^4 – Q_3^1). Данные минералогического анализа свидетельствуют о тесной связи вещественного состава песчаных осадков, слагающих террасы, с вскрывающимися выше по до-

линам толщами ледниковых отложений. Это позволяет нам говорить о том, что материал выносился потоками талых ледниковых вод при деградации оледенения.

Детальное изучение террас проведено в устье р. Лантарь (рис. 3.2.4–10), где они прослеживаются вверх по долине на расстоянии 3–4 км от устья, при этом их относительные высоты над урезом реки до 10–12 м. Для изученных разрезов характерен тонкий песчаный состав, схожесть минералогического спектра со спектрами аллювиальных и гляциальных осадков бассейна р. Лантарь (расчистка 1) и ее притока р. Нигай (расчистка 2) при включении в толщу обломков размерности мелкого щебня исключительно местных подстилающих пород, а также положение осадков как бы в «тени» относительно направления течения реки и непосредственная близость морского бассейна. Это позволяет ставить вопрос об определенном влиянии моря на условия их формирования. Режим подпруживания реки (или зандрового потока) морем во время трансгрессии лучше всего отвечает характеру описанных осадков, тонкий состав которых свидетельствует о спокойных гидродинамических условиях (Лебедев и др., 1988). К сожалению, песчаные толщи в приустьевой части р. Лантарь оказались немymi и не содержат створок ни пресноводных, ни морских диатомей. Лишь в низах одного из разрезов (в подстилающих пески галечниках) Е.И. Поляковой встречены единичные сильно разрушенные ожелезненные обломки морских диатомей (возможно, перетолженные).

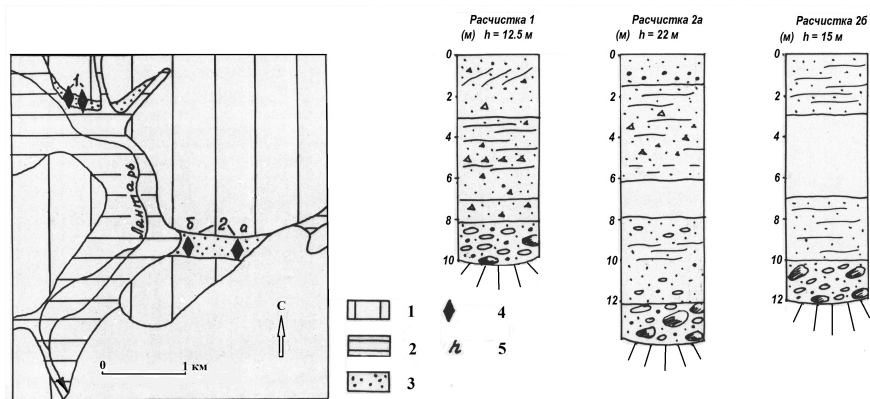


Рис. 3.2.4–10. Положение песчаных пачек в приустьевой части р. Лантарь: 1 — низкорельеф междуречий; 2 — днища современных долин; 3 — песчаные пачки; 4 — изученные разрезы; 5 — высота над современным урезом реки

Таким образом, имеющиеся материалы не позволяют однозначно решить вопрос о величине трансгрессии в начале позднего плейстоцена (Q_3^1). Однако к этому времени приурочено и усиление абразионной деятельности моря, приведшее к отчленению приустьевой части долины р. Нигай, в которой сохранились осадки конца среднего неоплейстоцена. Подобное усиление абразии, в свою очередь, также косвенно свидетельствует о более высоком стоянии моря в первое поздненеоплейстоценовое потепление.

3.2.5. Отложения сложного генезиса

Наряду с описанными генетическими типами рыхлых отложений на исследуемой территории имеется целая группа специфических полигенетических образований. Например, осадки, подвергшиеся эоловой переработке. Среди них могут быть выделены аллювиальные (верхняя пачка II надпойменной террасы р. Киран в приустьевой части), водно-ледниковые (поверхность флювиогляциального конуса на стрелке рек Мамай, Лантарь и Таймень), прибрежно-морские (коса в устье р. Лантарь). Все эти аккумулятивные формы приурочены к местам выхода в депрессию или к морю долин СЗ-ЮВ ориентировки, по которым спускаются стоковые ветры с хр. Джугджур.

На поверхностях, подвергшихся интенсивной ветровой переработке, сформировались типичные эоловые формы: котловины выдувания, гряды, дюны. Претерпели изменение и литолого-минералогический и гранулометрический составы осадков. Так, на косе в устье р. Лантарь в разрезе дюны, имеющей высоту 3 м, а длину 10–12 м, вскрываются грубо- и крупнозернистые хорошо сортированные пески с субгоризонтальными слабоволнистыми гумусированными прослоями темно-бурого до черного цвета мощностью 2–4 см. Сортировка материала очень хорошая ($So = 1,33–1,41$), средневзвешенный диаметр частиц — 0,5–0,66 мм. Выход тяжелой фракции размерности 0,1–0,25 мм достигает 70%, причем многие зерна как неустойчивых, так и устойчивых минералов хорошо окатаны.

Кроме эоловых, отмечается также серия специфических водных осадков, формировавшихся в геоморфологических и палеогеографических условиях, резко отличных от современных, при совершенно ином режиме водотоков, чем современный аллювий. Это серия континентальных образований палеоген-неогенового возраста, неогеновые осадки иннинской толщи и средненеоплейстоценовые осадки

киранской толщи. Поскольку эти специфические комплексы имеют довольно четкую возрастную привязку и не характерны для других эпох, то подробнее они будут рассмотрены при описании условий осадконакопления соответствующих временных интервалов в разделе 3.3.

3.2.6. Особенности вещественного состава отложений различных генетических групп

В результате проведенных исследований были получены характеристики минералогического и гранулометрического составов заполнителя, а также морфометрии и петрографии грубообломочного материала основных типов рыхлых отложений региона.

Детальный минералогический анализ проводился для зерен размерности 0,1–0,25 мм, которая наиболее информативна при решении палеогеографических и палеогеоморфологических задач (Ананьева, 1974). Изучался состав и доля тяжелой, легкой и магнитной фракций, степень выветрелости и корродированности зерен минералов, наличие глинистых и иных пленок и примазок, просматривались и частицы размерности 0,25–1 (или 2) мм. В тяжелой фракции рассчитывалось соотношение устойчивых и неустойчивых минералов (коэффициент устойчивости — K_u), а также минералов с удельным весом более 3,5 г/см³ и 2,8–3,5 г/см³ (коэффициент гравитации — K_g); общее содержание измененных зерен, их доля среди устойчивых и неустойчивых минералов. Данные показатели характеризуют как гидродинамический режим потока, условия осадконакопления, так могут свидетельствовать и о возрасте толщи и интенсивности процессов выветривания. Всего автором было проанализировано более 350 образцов.

Выход тяжелой фракции, характеризующий динамику среды осадконакопления, является одним из основных показателей фациальной принадлежности осадка (Судакова и др., 1986). Минимальные значения выхода тяжелой фракции (табл. 3.2.6–2) имеют отложения элювиального генезиса (4%), морена (11%), осадки подпрудных ледниковых озер (9%). Во флювиогляциальных конусах выноса, характеризующихся бурной динамикой потока, среднее значение выхода тяжелой фракции достигает 30%, что превышает показатели для современного и позднплейстоценового аллювия — 14–18%. Лишь в базальных (приплотиковых) горизонтах аллювиальных отложений выход тяжелой фракции достигает 45–50%, однако это отчасти обусловлено просадкой в них зерен наиболее тяжелых минералов.

Отложения современных пляжей характеризуются в среднем не очень большими значениями выхода тяжелой фракции — 19%, возрастающими до 25% в голоценовых прибрежно-морских осадках, слагающих низкие морские террасы. Максимальных значений — 60–80% — содержание тяжелой фракции достигает в отложениях, подвергшихся эоловой переработке.

Для дифференциации минералов в водных потоках большое значение, наряду с размером и удельным весом зерен, имеет и их форма. Влиянием этого параметра обусловлено превышение в некоторых случаях величины выхода тяжелой фракции в пойменных осадках по сравнению с русловыми. В отложениях поймы тяжелая фракция представлена в основном наиболее легкими по удельному весу минералами (2,8–3,4 г/см³), имеющими, как правило, уплощенную форму, — пироксенами, амфиболами, слюдами.

Коэффициент устойчивости (K_u), как правило, отражает интенсивность и длительность процессов выветривания (Серебрянный, 1980; Судакова и др., 1986), однако для исследуемой территории это не всегда работает: например, в аллювиальных и аллювиально-озерных отложениях неогенового возраста (определения по результатам спорово-пыльцевого и термолюминесцентного анализов) его величина колеблется в очень широких пределах — от 0,01 до 4,73. Малая информативность, наглядность K_u , по-видимому, во многом обусловлена интенсивным развитием криогенных процессов на исследуемой территории в плейстоцене и голоцене, а криогенная устойчивость минералов в значительной мере отличается от стойкости зерен к механическому истиранию и химическому выветриванию (Конищев, Рогов, 1978; Конищев, 1981; Судакова и др., 1986). С криогенными процессами связано и образование глинистых пленок на поверхности минералов. Но в целом, полученные нами значения K_u для различных фаций новейших отложений региона по величинам близки таковым Чукотки (Новейшие отложения..., 1980). Еще одним показателем, отражающим степень дезинтеграции породы, является содержание сростков минералов. В элювии их количество варьирует в весьма широких пределах — от 1 до 98% — в зависимости от возраста и характера образования. В целом же количество сростков минимально в горизонтах приплотикового аллювия (3–6%), во флювио- и лимногляциальных осадках (7–8%). В русловом и пойменном аллювии их содержание колеблется от 11 до 25%, в прибрежно-морских осадках составляет 26–28% (см. табл. 3.2.6–2).

Для 310 образцов из отложений различного генезиса и возраста нами был проведен гранулометрический анализ фракций менее 1 см: изучено соотношение содержания обломков различных фракций по гистограммам и кумулятивным кривым, проведен расчет средневзвешенного диаметра (D_i), коэффициентов сортировки (S_o) и асимметрии (S_{ac}). Благодаря различным гидродинамическим условиям накопления отложения разного генезиса отличаются по рисунку гистограмм и кумулятивных кривых. Так, из-за весьма слабой сортировки ледниковые отложения характеризуются, как правило, полимодальными гистограммами, что обусловлено близким содержанием в осадке частиц различного размера, а хорошо дифференцированные по крупности заполнителя аллювиальные и прибрежно-морские образования — кривыми с одним четким пиком. Гистограммы водно-ледниковых отложений — промежуточного типа — бимодальные (рис. 3.2.6—11).

Наиболее хорошо разбраковка осадков по генезису проводится по соотношению S_o и D_i , коэффициент асимметрии играет подчиненное значение. Для морен исследуемой территории характерна преимущественно плохая сортировка заполнителя ($S_o = 3-9,5$). В осадках флювиогляциальных конусов выноса величина этого показателя меньше (1,6—5), но увеличивается средневзвешенный диаметр частиц, что свидетельствует о бурном, динамичном потоке. Для аллювия обе эти величины меньше, что обусловлено как более спокойным режимом потока, так и его относительной стабильностью, приведшей к лучшей сортировке осадка (табл. 3.2.6—3). Результаты этих исследований также показали, например, что песчаные осадки подпрудных ледниковых озер мало отличаются от зандровых песков, накапливавшихся при деградации среднеледниковой оледенения в условиях ингрессионных заливов и в настоящее время лежащих на 20—30-м уровнях в приустьевых частях рек Лантарь и Немуй.

Распределение S_o и D_i для осадков киранской толщи весьма своеобразно и не укладывается в рамки выделенных генетических групп: для нее характерен достаточно небольшой разброс значений средневзвешенного диаметра ($D_i = 0,3-1,5$) при плохой сортировке осадка (S_o от 2,5 до 10).

Анализ морфометрии и петрографии щебнисто-галечного материала включал измерение от 50 до 100 обломков по трем осям, определение их петрографического состава, степени окатанности и выветрелости. При проведении статистической обработки все породы

Таблица 3.2.6—2. Характеристика тяжелой фракций размерности 0,1–0,25 мм отложений различного генезиса Западного Приохотья

Генезис отложений	Кол-во образцов	Выход тяжелой фракции, %	Коэффициент	
			Гравитации (Кг)	Устойчивости (Ку)
Морена	19	11	0,16	0,11
Отложения флювиогляциальных конусов выноса	21	30	0,06	0,03
Отложения подпрудных ледниковых озер	24	9	0,31	0,17
Современный русловый аллювий	27	17	0,24	0,18
Современный и позднеплейстоценовый аллювий пойменной фации	20	18	0,09	0,06
Русловая фация аллювия I надпойменной террасы	20	16	0,16	0,14
То же II надпойменной террасы	15	14	0,26	0,18
Приплотиковый аллювий	4	45–50	0,44–0,72	0,44–0,5
Перигляциальный аллювий	4	10–19	0,03–0,13	0,03–0,08
Современные пляжевые отложения	9	19	0,21	0,16
Голоценовые прибрежно-морские отложения	12	28	0,33	0,21
Пески 20–30-м уровня в приустьевых частях рек (полигенетические)	32	17	0,19	0,09
Отложения, подвергшиеся эоловой переработке	6	60–80	0,5–1,1	0,4–0,7

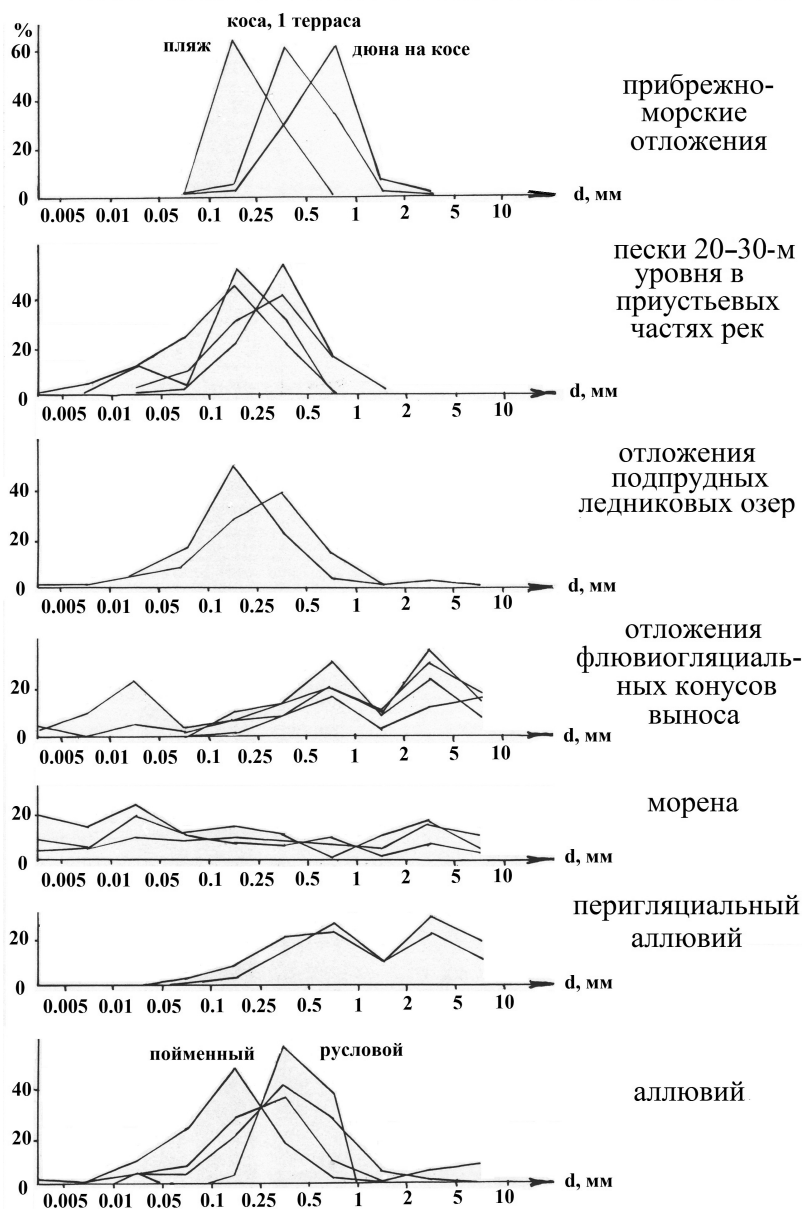


Рис. 3.2.6–11. Гистограммы гранулометрического состава рыхлых отложений Западного Приохотья

подразделялись на три группы, различающиеся по устойчивости к выветриванию, особенностям первичных отдельностей и характеру окатывания: гранитоиды, анортозиты и эффузивы и вулканогенно-осадочные.

Таблица 3.2.6—3. Характеристика гранулометрического состава отложений Западного Приохотья

Генезис отложений	Кол-во образцов	Средневзвешенный диаметр (D_i), мм	Коэффициент сортировки (S_o)
Прибрежно-морские осадки	20	0,2—1,3	1,0—1,5
Пески 20—30-м уровня в приустьевых частях рек (полигенетические)	33	0,1—0,5 (1,5)	1,2—2,8
Отложения подпрудных ледниковых озер	15	0,2—0,6	1,3—2,3
Отложения флювиогляциальных конусов выноса	28	1,0—3,2	1,6—5,0
Морена	25	0,5—2,5	3,0—9,5
Перигляциальный аллювий	6	0,2—3,5	2,3—7,2
Русловой аллювий	34	0,1—2,0	1,2—3,5
Киранская толща (аллювиально-пролювиальная)	25	0,3—1,5	2,1—10,0

Наиболее крупная галька отмечается в ледниковых осадках (средний размер по оси $B = 4,2$ см), а наиболее мелкая — в прибрежно-морских (3,08 см). В аллювиальных отложениях наблюдается довольно четкая тенденция возрастания окатанности материала с увеличением порядка водотока: для водотоков I—III порядков Кок, как правило, колеблется в интервале от 1 до 2, IV—V порядков — от 1,5 до 3. Лучшей окатанностью отличается галька гранитоидов (1,54—2,83), наихудшей — эффузивов и вулканогенно-осадочных пород (1,46—2,15). Анортозиты занимают промежуточное положение. Рассчитывалась энтропийная мера сортировки галечного материала S_o (Романовский, 1977), которая изменяется от 0 (материал абсолютно не сортирован) до 1 (идеально сортирован). В изученных отло-

жениях галечный материал преимущественно умеренно сортирован ($So = 0,5-0,75$), в отдельных случаях галька анортозитового состава сортирована плохо ($So = 0,25-0,5$).

Подводя итог, еще раз подчеркнем наиболее важные результаты проведенных исследований состава различных генетических типов отложений региона. Обогащение кор выветривания новообразованиями железа и марганца различной морфологии размерности $0,1-0,25$ мм не зависит от типа преобладающих глинистых минералов (состава коры) и характерно преимущественно для элювия эффузивов. Тонкодисперсный гетит (менее $0,1$ мм) присутствует в элювиальных образованиях каолинового и монтмориллонитового состава как эффузивов и вулканогенно-осадочных пород, так и анортозитов. В то же время для позднеплейстоценовых аллювиальных, ледниковых, водно-ледниковых и прибрежно-морских отложений нехарактерно присутствие новообразованных минералов: наличие окислов и гидроокислов железа и марганца, сульфидов и др., как правило, измеряется единичными зернами или первыми процентами.

Впервые были получены детальные литолого-минералогические характеристики своеобразного комплекса перигляциальных отложений территории, включающих осадки флювиогляциальных конусов выноса, подпрудных ледниковых озер, песчаных толщ $20-30$ -м уровня в приустьевых частях рек, накапливавшихся в условиях ингрессионных заливов; намечены критерии для выделения перигляциально-го аллювия.

Проведенное комплексное изучение отложений исследуемой территории позволило наиболее полно (на настоящий момент) охарактеризовать особенности строения и вещественного состава осадков различного генезиса. Совокупность полученных характеристик минералогического и гранулометрического состава (табл. 3.2.6–2; 3.2.6–3), морфометрии и петрографии галечников имеет большое значение для дальнейшего изучения рыхлых отложений как исследуемой территории, так и горных массивов сопредельных регионов, а также дает возможность наметить критерии для определения генезиса осадков проблематичных толщ (что будет подробнее рассмотрено в разделе 3.3.5).

Глава 3.3. Последовательность накопления и изменение вещественного состава отложений долинного комплекса в кайнозое

Определение генезиса, условий и последовательности накопления осадков территории базируется на детальном комплексном изучении всех фракций осадка — от грубообломочной составляющей до глинистых минералов* — и геоморфологическом соотношении толщ. Возрастное и стратиграфическое положение дает увязка данных по-слойного палинологического анализа (определения И.А. Каревской) с результатами абсолютного датирования термолюминесцентным (ТЛ) методом (определения О.А. Куликова) и палеомагнитными исследованиями Е.И. Вириной (1990). Проведенный анализ позволил восстановить последовательность осадконакопления и наметить тенденции и изменения вещественного состава осадков на протяжении кайнозоя. Составлен (Каревская и др., 1994) сводный разрез рыхлых отложений Западного Приохотья (рис. 3.3–12), дана характеристика условий формирования осадков различных возрастных групп. Наличие осадков лишь определенных временных интервалов и практически полное отсутствие рыхлых образований других позволяет выделить этапы осадконакопления. Они различаются масштабами и механизмами аккумуляции, набором генетических типов отложений, своеобразием литолого-минералогического состава осадков.

Как было отмечено выше, находки отложений палеогенового и неогенового возраста на исследуемой и сопредельной территориях достаточно редки. Они описаны В.В. Скотаренко (1968), Ю.Ф. Чемяковым (1975), а также авторами многочисленных отчетов о геолого-съёмочных работах на территории Аяно-Майского района Хабаровского края (З.М. Самозванцевой, А.Н. Мильто, А.С. Суриковой, В.И. Гольденберг, В.А. Благонравовым и др.; см. рис. 3.1–5). Отсутствие комплексного и систематического подхода к изучению этих отложений разными авторами не позволяет детально восстановить условия осадконакопления раннего кайнозоя. Отложения палеогена (преимущественно олигоцена) сохранились в пределах современных водоразделов Учуро-Батомгского нагорья, Омнинско-Майского плоскогорья, кряжа Лурикан и др. Они характеризуются тонким песчано-глинистым составом и выделены нами как джугджурские слои. По генезису среди них преобладают аллювиальные, аллюви-

* Где не указано специально, анализ вещественного состава отложений и расчеты показателей выполнены Е.В. Лебедевой.

ально-озерные и аллювиально-пролювиальные осадки небольших равнинных рек, логов, включающие значительную долю материала кор выветривания и склоновых отложений. Мощность их достигает 5 м и более. Смещенные и переотложенные коры выветривания представлены суглинками и глинами различной окраски с включением дресвы и щебня материнских пород, вскрытая мощность до 2–3 м. Сортировка материала разнообразна — от очень хорошей до плохой, велико содержание гипергенных окислов и гидроокислов железа и марганца (до 70—80%), среди глинистых минералов преобладает каолинит (табл. 3.3–4). Возраст смещенных кор и водных осадков оценивается В.В. Скотаренко, Г.Н. Шиловой и другими палинологами как олигоценовый на основании сопоставления полученных спорово-пыльцевых спектров со спектрами олигоценовых отложений Вилюйской впадины и Приверхоянского прогиба (Скотаренко, 1968).

Отложения неогенового возраста встречаются на исследуемой территории даже реже палеогеновых. Среди них описаны аллювиальные, пролювиальные и в меньшей степени озерные фации. Разрезы неогеновых осадков вскрыты в карстовых котловинах на плато Мар-Кюель, на Становом нагорье, водораздельных поверхностях в бассейнах рек Маймакан и Учур, где они представлены преимущественно галечным материалом (Скотаренко, 1968; Васютина, 1976 и др.). Осадки, формирующие мар-кюельские слои, накапливались в условиях водотоков как равнинного, так и полугорного типа, в подпрудных аллювиально-озерных бассейнах; у подножий воздымающихся структур формировались аллювиально-пролювиальные шлейфы. Ископаемая палинофлора имеет много общего с палеофлорой намской свиты миоцена, выделенной на восточной окраине Нижнеалданской впадины.

Непосредственно на исследуемой территории неогеновые отложения (инняхские слои) были изучены нами в бассейне р. Лантарь в цоколе I надпойменной террасы ее притока р. Иннях (Вирина и др., 1990). Водоток ориентирован с СЗ на ЮВ — перпендикулярно продольной оси депрессии — и соответственно прорезает ее СЗ борт. Исследованы три разреза, характеризующие осадконакопление как в центральной части депрессии, так и в прибортовой (рис. 3.3–13). Отложения цоколя террасы представляют собой опесчаненные глины, суглинки, мелкогалечные осадки с суглинистым заполнителем мощностью до 5–7 м, характеризующиеся преобладанием выветрелого грубообломочного материала (70—80%).

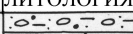
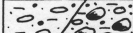
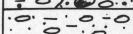
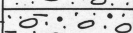
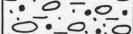
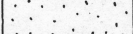
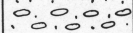
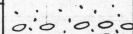
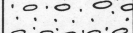
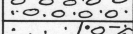
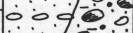
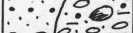
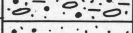
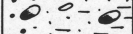
М	ЛИТОЛОГИЯ	ВОЗРАСТ	ТЛ-ДАТИРОВКИ	ГЕНЕЗИС	НАЗВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ
0		Q ₄	—	al, al-m	ПРИОХОТСКИЕ
		Q ₃ ⁴	20 ± 10 т.л.	al, gl	ТОЛГОКИЧАНСКИЕ
			—	al	ЕТАРСКИЕ
10		Q ₃ ³	30 ± 10 т.л. 35 ± 10 т.л.	al, al-prol	ЛАНТАРСКИЕ
20		Q ₃ ²	—	al, gl, al-prol	МАМАЙСКИЕ
30		Q ₃ ¹	90 ± 25 т.л. 90 ± 25 т.л.	al, fgl, limgl	ТАЙМЕНЬСКИЕ
40		Q ₂ ⁴	120 ± 30 т.л. 140 ± 45 т.л.	gl, fgl, limgl	МУТЭЙСКИЕ
50		Q ₂ ³	200 ± 50 т.л.	al, fgl	НЕМУЙСКИЕ
60		Q ₂ ¹⁻²	245 ± 50 т.л. 240 ± 60 т.л. 310 ± 75 т.л. 310 ± 60 т.л. 340 ± 80 т.л.	al-prol, al	КИРАНСКИЕ
70					
80					
90					
					
		Q ₁ ²	—	al	КИЛЫЙСКИЕ
		N ₂ ³ —Q ₁ ¹	980 ± 200 т.л. 1030 ± 200 т.л.	al, al-lim	ИКАГИНСКИЕ
100		N ₁ ³ —N ₂ ²	⊕ ⊖	al, al-lim, al-prol	ИННЯХСКИЕ
		N ₁ ¹ —N ₁ ²	—	el, el-prol, al, al-prol, al-lim	МАР-КЮЕЛЬСКИЕ
110		Pg ₃	—	el, el-del, el-prol, al-lim	ДЖУГДЖУРСКИЕ

Рис. 3.3—12. Сводный разрез рыхлых кайнозойских отложений Западного Приохотья (Каревская и др., 1994), т.л. — тыс. лет

Таблица 3.3–4. Характеристика вещественного состава отложений долинного комплекса Западного Приохотья в кайнозое

Возраст	Преобладающий литологический состав отложений	Вскрытая мощность, м	Грубообломочная составляющая			Мелкообломочная составляющая (менее 1 см)		
			Преобладающая размерность	Окатанность (Кок)	Содержание выветрелых обломков, %	Средневзвешенный диаметр, мм	Сортировка (So)	Гистограммы
Pg ₃	Песчано-глинистые, слоистые, с единичными включениями обломков коренных пород	2 – 3, редко до 5	Мелкие обломки	Различная	?	?	От очень хорошей до плохой	Уни- и бимо- дальные
N ₁	Галечники с линзами песков и гравелигов, глинистые пески с включением мелких валунов, иногда щебня	До 5–7	Галька всех размеров	Нет данных				
N ₁ ³ –N ₂ ¹	Опесчаненные глины, суглинки, мелкогалечные осадки с суглинистым заполнителем	До 5–7	Мелкая галька	2,1	70–80	0,01–2 (25–40% – алевроит)	1,2–9	Уни-, реже бимо- дальные
N ₂ ¹ –Q ₁ ¹	Галечники с валунами и гравийно-песчаным заполнителем	До 3–8	Галька всех размеров, валуны	1,8–2,5	От 5 до 80	0,2–3,5	1,3–10	
Q ₂ ¹⁻²	Галечно-валунные с плохо сортированным песчано-гравийным заполнителем	Более 40	Галька, валуны всех размеров	2,8	До 70	0,3–1,5	2–10	От уни- до полимо- дальных
Q ₂ ⁴ –Q ₃ ¹	Валуно-галечные и галечно-валунные с плохо сортированным суглинисто-песчано-гравийным заполнителем, распределенным гнездами	До 20	Галька, валуны всех размеров	1,4–2,3	4–10	0,2–3,2	1,3–9,5	Поли- и бимо- дальные
Q ₃ ² –Q ₄	Валуно-галечные и галечные с песчано-гравийным и суглинистым заполнителем	8–10	Галька, мелкие валуны	1,5–2,4	4–20	0,1–3,5	1,2–7,2	Уни-, реже бимодаль-ные

Окончание табл.

Возраст	Преобладающий литологический состав отложений	Вскрыта, м	Тяжелая фракция размерности 0,1–0,25 мм					Преобладающие глинистые минералы	
			Выход тяжелой фракции, %	Коэффициенты		Содержание, %			Наличие глинистых пленок
				устойчивости, Ку	гравитации, Кг	выветривших зерен	окислов и гидроксидов Fe и Mn		
Pg ₃	Песчано-глинистые, слоистые, с единичными включениями обломков коренных пород	2–3, редко до 5	?	?	?	?	До 70–80	–	Каолинит
N ₁	Галечники с линзами, песков и гравелистов, глинистые пески с включением мелких валунов, иногда щебня	До 5–7	Нет данных						
N ₁ ³ –N ₂ ¹	Опесчаненные глины, суглинки, мелкогалечные осадки с суглинистым заполнителем	До 5–7	2–42	0,01–4,73	0,02–47	20–55	5–30	–	?
N ₂ ¹ –Q ₁ ¹	Галечники с валунами и гравийно-песчаным заполнителем	До 3–8	2–42	0,03–1,5	0,01–1,4	1–50	1–55	–	Монтмориллонит
Q ₂ ¹⁻²	Галечно-валунные с плохо сортированным песчано-гравийным заполнителем	Более 40	4–14	0,2–0,7	0,15–2	20–48	4–37		
Q ₂ ⁴ –Q ₃ ¹	Валуно-галечные и галечно-валунные с плохо сортированным суглинисто-песчано-гравийным заполнителем, распределенным гнездами	До 20	9–30	0,03–0,17	0,06–0,31	1–35	Менее 2	На поверхности 70–80% зерен	Гидро-слои
Q ₃ ² –Q ₄	Валуно-галечные и галечные с песчано-гравийным и суглинистым заполнителем	8–10	14–18	0,06–0,18	0,09–0,26	1–24	Менее 5	На поверхности и в углублениях зерен	

О различном генезисе слоев толщи свидетельствуют значительные колебания по разрезу таких параметров, как коэффициент сортировки (1,2–9), выход тяжелой фракции (2–42%), коэффициентов устойчивости (0,01–4,73) и гравитации (0,02–47). Содержание выветрелых зерен минералов составляет 20–53%, окислов и гидроокислов железа и марганца — от 5 до 30% (рис. 3.3–14). Осадки отнесены к водным образованиям конца миоцена — начала плиоцена, среди которых выделены аллювиальные, аллювиально-озерные и аллювиально-пролювиальные фации. В прибортовой части депрессии флювиальные отложения перекрыты частично перемытой и смещенной корой выветривания. Возраст их определен по палинологическим данным и наличию горизонтов с прямой (верхи разрезов) и обратной (низы разрезов) полярностью. По существу, вскрытая в разрезах толща представляет собой сложное образование, состоящее из разновозрастных пачек — фрагментов более мощных геологических тел достаточно продолжительного временного интервала. На это указывают различия палинологических и палеомагнитных характеристик, а также литолого-минералогического состава разных слоев.

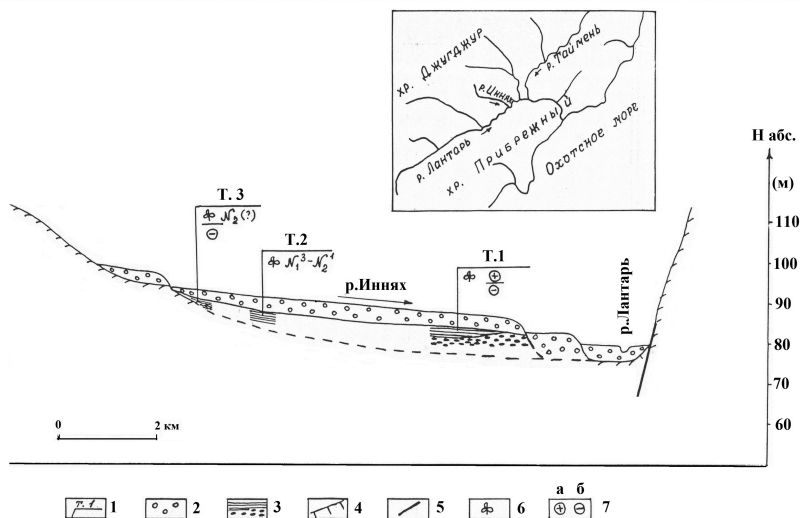


Рис. 3.3–13. Схематический поперечный профиль через Лантаро-Немуйскую депрессию близ устья р. Иннях: 1 — номера разрезов; 2 — плейстоценового возраста, 3 — неогенового возраста; 4 — коренные породы; 5 — линии разломов; 6 — места отбора проб на спорово-пыльцевой анализ и результаты датирования; 7 — характер намагниченности осадков: а — прямая, б — обратная (Вирина и др., 1990)

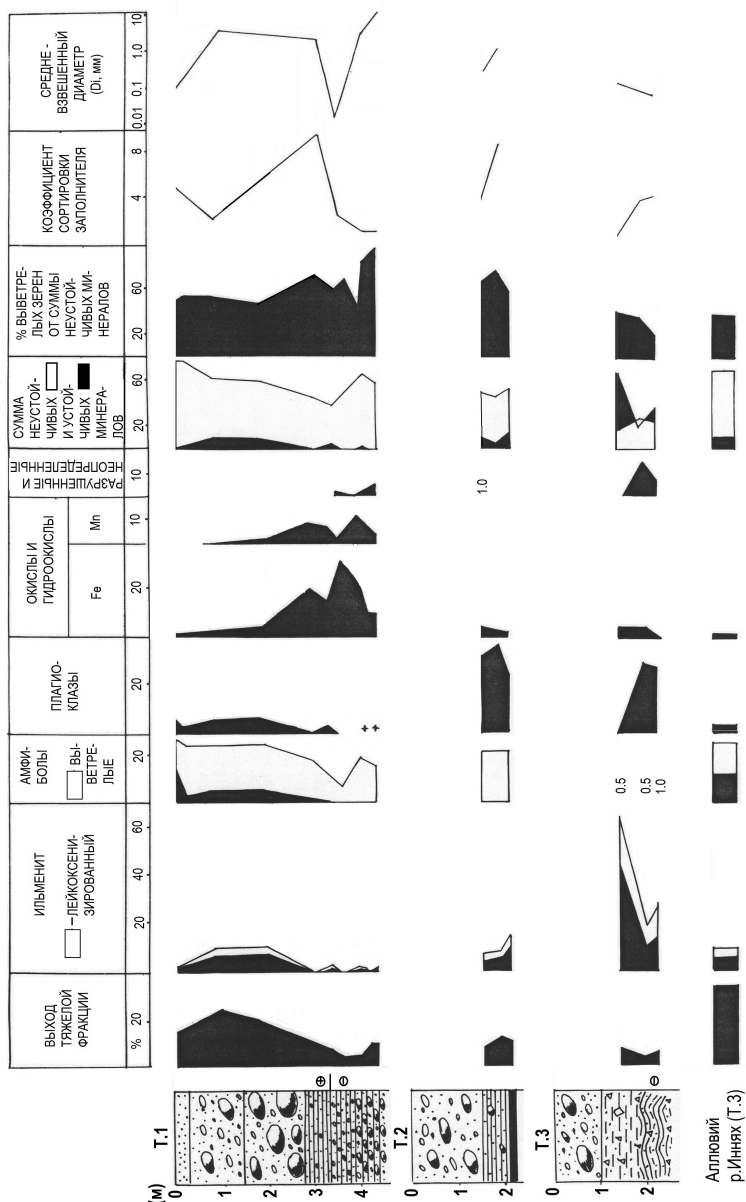


Рис. 3.3–14. Диаграммы минералогического состава тяжелой фракции ($d = 0,1-0,25$ мм) и сортировки заполнителя ($d = 0,01-10$ мм) отложений, вскрытых в долине р. Инных

В спорово-пыльцевых спектрах абсолютно преобладает (82–74%) пыльца древесно-кустарниковой группы, представленной в основном древовидными жизненными формами: пыльца деревьев составляет 90–94%, а пыльца кустарников — всего 6–10%. Среди пыльцы деревьев и кустарников много голосеменных (36–44%): различные виды елей, сосен, три вида тсуги, кедр. Кроме того, обнаружены единичные зерна таксодиевых (*Sciadopitrus*, *Glyptostrobus*, *Podocarpus*). В группе покрытосеменных основная масса пыльцы приходится на долю семейств *Betulaceae*, *Ulmaceae*, *Caprifoliaceae*. Пыльца разнообразных широколиственных пород составляет в сумме 16–23%, зерна субтропических растений — единичны. В целом ископаемые спектры отражают растительность лесного типа, а ископаемая палинофлора характеризуется высокой степенью архаичности: пыльца экзотических растений составляет 74–80%; разнообразие древесных и кустарниковых пород достигает 44 родов и видов. Инняхский этап осадконакопления характеризовался относительно мягким теплым климатом, лесной растительностью обедненного тургайского комплекса и спокойным гидродинамическим режимом рек при поступлении со склонов материала кор выветривания и быстром захоронении осадков в условиях слаборасчлененного низкогогорного рельефа.

Осадки второй половины плиоцена и большей части плейстоцена принципиально отличаются от рыхлых образований палеогена и неогена — они имеют гораздо более грубый характер. Это свидетельствует о том, что начиная с середины плиоцена и до начала неоплейстоцена происходила коренная перестройка рельефа исследуемой территории — формирование близкого к современному низко- и среднегорья.

Отложения конца плиоцена — начала неоплейстоцена выделены нами в отдельный этап осадконакопления (икагинские слои). Сведения об осадках этого возраста собраны и сопоставлены по разрозненным маломощным разрезам грубообломочных валунно-галечных, реже песчаных толщ, обнаруженных в высотном диапазоне от 0 до 100–120 м над современным урезом рек восточного склона хр. Джугджур (рис. 3.3–15). Наряду со спорово-пыльцевыми данными получены ТЛ датировки — 980 ± 200 тыс. лет и 1030 ± 200 тыс. лет. Комплекс геоморфологических и аналитических данных, в том числе резкое огрубление состава осадков по сравнению с более древними, свидетельствует об их накоплении в обстановке динамически активных потоков в условиях дифференцированного низко-среднегорного рельефа и относительно теплого, с чертами резкой континентализа-

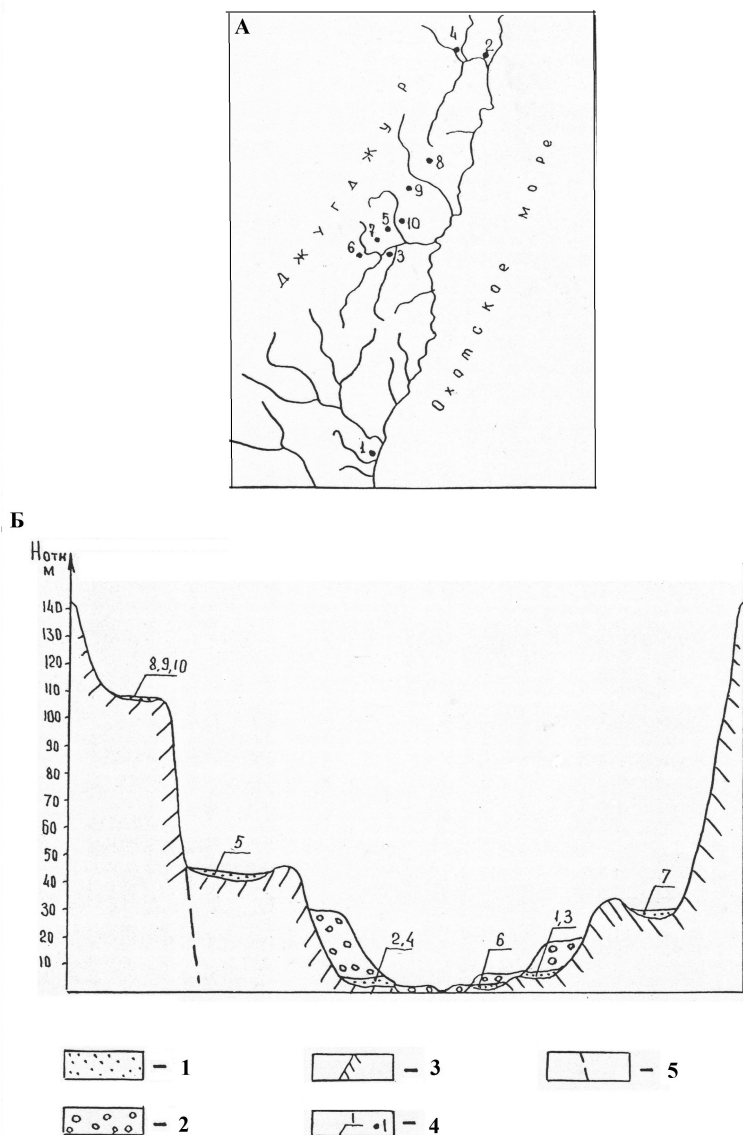


Рис.3.3—15. Плиоценовые и эоплейстоценовые отложения Западного Приохотья: А — места находок, Б — геоморфологическая позиция разрезов (Бредихин и др., 1988). Рыхлые отложения: 1 — плиоценового и эоплейстоценового возраста, 2 — неоплейстоценового возраста; 3 — коренные породы; 4 — номера разрезов плиоценовых и эоплейстоценовых отложений; 5 — линии предполагаемых разрывных нарушений. Названия разрезов см. табл. 3.3—5

Таблица 3.3–5. Положение разрезов плиоценовых и эоплейстоценовых отложений

Номера разрезов	Долины рек (1–8) и междуречья (9–10)	Формы рельефа и высота над современным урезом рек
1	Икаги	10–12-м цокольная терраса
2	Нигаи	Седловина (фрагмент древней долины), 20 м
3	Немуй	12-м аккумулятивная терраса
4	Таймень	20-м аккумулятивная терраса
5	Алунье	Седловина (фрагмент древней долины), 40–60 м
6	Етара	4–6-м аккумулятивная терраса
7	Толгокичан	Седловина (фрагмент древней долины), 20–30 м
8	Орого	110-м эрозионная терраса
9	Тугэдяк — Авлаякан	Седловина (фрагмент древней долины), 100–120 м
10	Алунье — Улайкан	Седловина (фрагмент древней долины), 100–120 м

ции климата при неоднократном чередовании эпох выполнения и углубления речных долин.

Практически полное отсутствие собственно нижнеэоплейстоценовых осадков на исследуемой территории свидетельствует о преобладании на протяжении этой эпохи процессов углубления и расширения речных долин и размыва более древних осадочных толщ.

Отложения среднего неоплейстоцена (киранские слои), напротив, широко распространены в исследуемом регионе. Так называемая киранская толща (Лебедева и др., 1990), долгое время считавшаяся мореной позднеэоплейстоценового или раннеэоплейстоценового оледенения, и коррелятные ей отложения, по нашим данным, накапливались во второй половине первого среднеэоплейстоценового потепления.

Впервые отложения киранской толщи были описаны Ю.Ф. Чемяковым и Л.И. Красным в приустьевой части р. Киран в 1951 г. при проведении площадной геологической съемки. Грубый валунно-галечный состав осадков позволил Ю.Ф. Чемякову (1959, 1975) считать

отложения ледниковыми и выделить эоплейстоценовый (или ранне-неоплейстоценовый) этап оледенения Западного Приохотья. С тех пор в литературе толща известна как киранская морена. Более поздние исследователи в процессе геолого-геоморфологических изысканий неоднократно подвергали сомнению генезис осадков, считая их аллювием с перемытым ледниковым материалом (В.В. Вихлянцев), пролювием (С.В. Денисов, Д.И. Гусев, Н.Я. Шабельников) (Чемехов, 1975), аллювиально-пролювиальными образованиями (Кулаков, 1973), либо подтверждали гляциальный (флювиогляциальный) генезис (Жданов, 1971). Возраст осадков по единичным спорово-пыльцевым спектрам (1–2 образца) и значительной выветрелости материала определялся как плиоценовый или раннеплейстоценовый.

Киранская толща расположена в непосредственной близости от морского бассейна на контакте разнородных морфоструктур — низко-среднегорного хребта Прибрежного со следами неоднократных оледенений и слабо приподнятого северного борта Удской депрессии (рис.3.3–16), что позволяет предполагать сложное взаимодей-

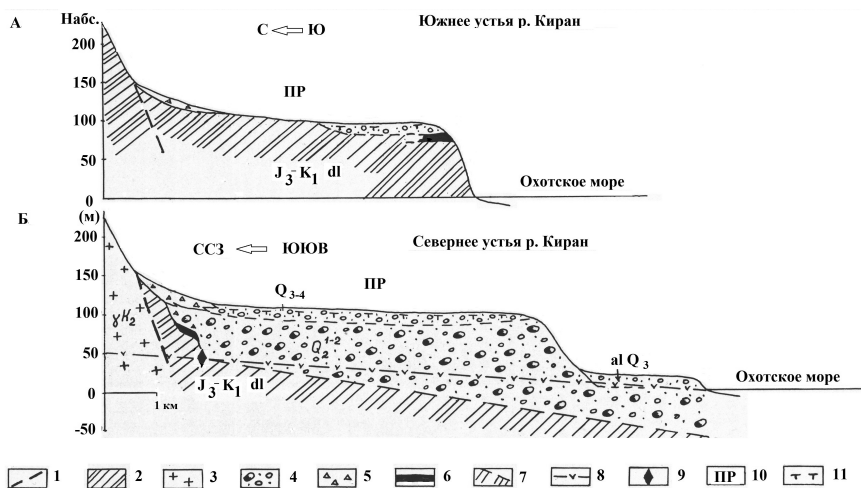


Рис.3.3–16. Схематические разрезы денудационного (А) и аккумулятивного (Б) участков приморской полигенетической равнины северного побережья Удской губы (по данным геологических отчетов): 1 — разломы; 2 — характер залегания эффузивов джелонской свиты; 3 — гранитоиды; 4 — галечно-валунные отложения плейстоцена; 5 — щебнисто-глыбовые склоновые отложения; 6 — коры выветривания; 7 — положение коренного цоколя по данным ВЭЗ; 8 — положение русла р. Киран; 9 — выходы коренных пород в русле р. Киран; 10 — приморская полигенетическая равнина; 11 — торф

вие различных факторов, влияющих на процесс осадконакопления. Геоморфологическая позиция толщи также достаточно своеобразна: осадки выходят на правом борту реки в уступе выровненной поверхности междуречий (Н абс. = 90–120 м) рек Киран и Икаги и прослеживаются от уреза до относительной высоты 40–45 м и более (рис. 3.3–17). На левом борту р. Киран отмечаются цокольные террасы с относительными высотами около 70 м, перекрытые осадками этого же временного интервала. Аналогичные террасы прослеживаются и вверх по долине р. Киран, но мощность рыхлых отложений там не установлена.

В изученном нами 40-м разрезе, расположенном на правом борту р. Киран в 6 км от устья (Каревская и др., 1989; Лебедева и др., 1990), вскрывается грубая валунно-галечная до галечно-валунной толщи с песчано-гравийным, песчаным, легкосуглинистым плохо сортированным заполнителем. Прослойки песчаного и галечного материала редки; прослеживаются незначительные изменения заполнителя по составу. Цвет осадков от желтовато-бурого до палево-желтого. На обломках отмечаются примазки глинистого вещества. Преобладают хорошо окатанные (2–4-й классы) валуны 0,4–0,5 м по длинной оси, встречаются отдельные экземпляры до 1–1,5 м.

Галька всех размеров, 2–4-го класса окатанности (Кок = 2,58–2,84), нередко эллипсовидной формы. Петрографический состав обломочного материала пестрый и близок по составу современному аллювию р. Киран. До 70% гальки и валунов выветрелые, некоторые легко режутся лопатой; с глубиной содержание таких обломков увеличивается. До 55% гальки покрыто бурыми и черными блестящими железомарганцевыми корочками типа «пустынного загара». Изучение гальки в шлифах (определение В.И. Коноплевой) показало значительную гидротермальную проработку породы с замещением темноцветных минералов эпидотом и образованием свободного железа, что не позволяет оценить степень ее гипергенного изменения. Анализ гранулометрического состава заполнителя свидетельствует о его довольно плохой сортировке: гистограммы преимущественно полимодальные; унимодальные составляют лишь около одной трети. Коэффициент сортировки колеблется от 2,5 до 10. Распределение значений средневзвешенного диаметра и коэффициента сортировки весьма своеобразно и не укладывается в рамки установленных значений для различных генетических групп рыхлых отложений Западного Приохотья.

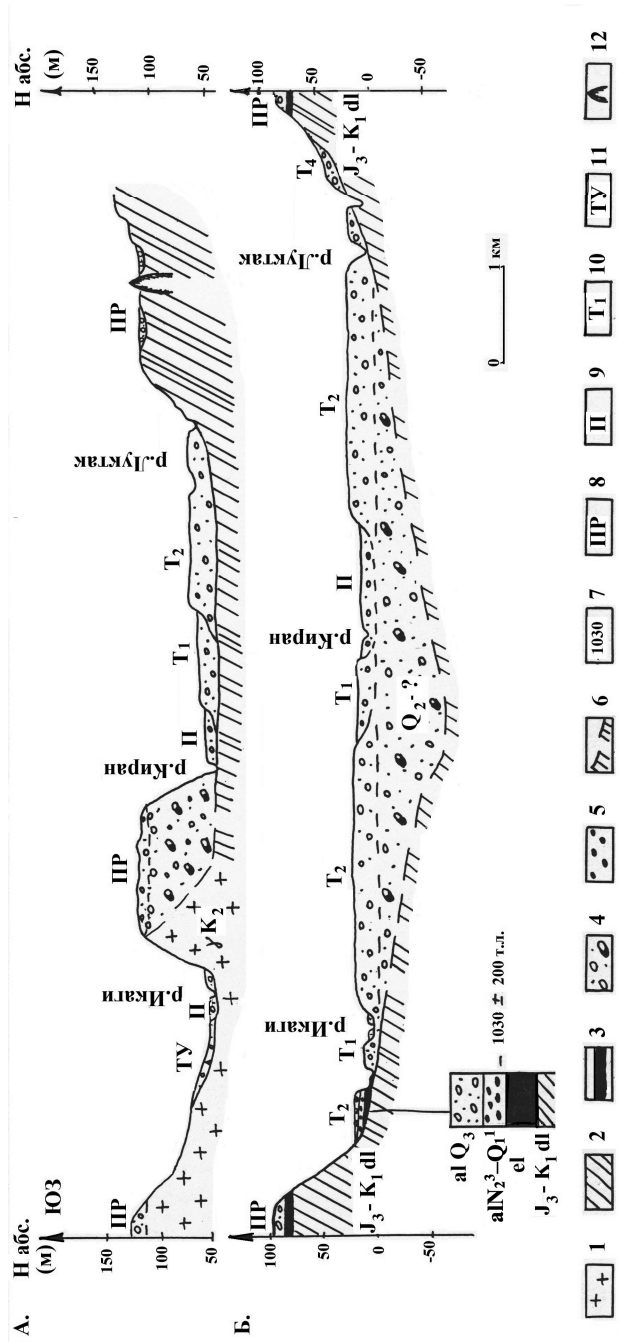


Рис. 3.3–17. Схематический профиль приустьевой части р. Киран (вид с моря): а — в 6,5 км от устья; б — в 1 км от устья (по данным геологических отчетов): 1 — границы; 2 — эффузивы джегонской свиты; 3 — коры выветривания; 4 — галечно-валунные отложения плейстоцена; 5 — галечники эоплейстоцена; 6 — положение коренного цоколя по данным ВЭЗ; 7 — термолитическая датировка (тыс. лет); 8 — приморская полигенетическая равнина; 9 — пойма; 10 — надпойменные террасы; 11 — террасовал; 12 — дайки

Минералогический спектр отложений постоянен по разрезу и близок спектру современного аллювия р. Киран. В тяжелой фракции размерности 0,1–0,25 мм преобладают неустойчивые минералы (группа эпидот-цоизита, амфиболы), много сростков и обломков пород — до 40–50%. Величина коэффициента устойчивости по разрезу колеблется в широких пределах (0,11–0,73), так же как и содержание выветрелых и измененных зерен (20–46%). Новообразованные минералы представлены окислами и гидроокислами железа и марганца (до 6–17%). Много выветрелых и корродированных зерен, отмечаются скелетные формы таких устойчивых минералов, как гранат, кварц. Сохранность зерен с игольчатыми зазубринами свидетельствует о выветривании минералов *in situ* без последующего переотложения.

Таким образом, петрографический и минералогический спектры свидетельствуют о том, что питающая провинция соответствовала в общих чертах современному бассейну р. Киран и во время накопления толщи не менялась. В то же время для современного аллювия реки не характерно присутствие таких крупных валунов, окатанность валунов и гальки в нем значительно ниже, а сортировка мелкообломочного материала гораздо лучше. Совместное присутствие в толще валунов, по-видимому, ледникового происхождения и гальки эллипсоидной формы, характерной для аллювия рек бассейна Уды, говорит о вероятном перемыве р. Киран этих разнородных осадков. Относительная выветрелость древнего аллювия к моменту переотложения и дальнейшее его выветривание *in situ* и привело к значительной разрушенности обломочного материала толщи к настоящему времени. Особенности фракции 1–2 мм (наличие хорошо окатанных зерен с железо-марганцевыми корочками наряду с неокатанными сильно-выветрелыми и свежими плохоокатанными обломками) свидетельствуют о размыве и относительно недалеко переотложении каких-то выветрелых хорошо окатанных осадков.

Глинистые минералы представлены преимущественно монтмориллонитом и нонтронитом. Аналогичный состав имеют коры выветривания, залегающие в непосредственной близости от изученного разреза; они также обогащены новообразованиями железо-марганцевого состава различной морфологии (до 70% от общего числа минеральных зерен). Эти факты указывают на размыв в период накопления толщи подобных кор выветривания, имевших, по-видимому, ранее более широкое распространение.

Для отложений киранской толщи впервые получена серия спорово-пыльцевых спектров (просмотрено 46 образцов, из них лишь 8 репрезентативны), равномерно характеризующих разрез в интервале 4–40 м и позволяющих проследить динамику растительности и климата за время накопления осадков. Ископаемые спектры сходны между собой и резко отличаются от субфоссильных аллювиальных спектров исследуемого региона. В них на фоне преобладания пыльцевых зерен древесно-кустарниковой растительности значительно выше процент пыльцы деревьев (45–65). Они представлены преимущественно темнохвойными (*Picea* sect. *Eurpiceae* et sect. *Omoricae*, *Abies*) и мелколиственными породами (охотские и маньчжурские виды *Betula* sect. *Costatae* et sect. *Albae*, *Alnus*), в меньшей степени — *Larix*, *Pinus* s.q. *Haploxydon*, *P.* s.q. *Diploxydon*. Разнообразен состав пыльцы термофильных широколиственных таксонов: *Juglans*, *Carpinus*, *Quercus*, *Tilia*, *Myrica*, *Ulmus*, *Corylus*, *Alnus* sp., *Fagus*. Следовательно, во время накопления осадков киранской толщи на территории были развиты южнотаежные формации олигодоминантного состава, представленные смешанными елово-березово-лиственничными лесами с участием термофильных хвойных и широколиственных пород, с подлеском из ольховника и кустарниковых берез. Климатические условия были значительно теплее современных.

Ископаемая палинофлора отличается от современной видовым и родовым разнообразием древостоя. Экзотические растения в палео-дендрофлоре составляют 39%, что указывает на ее архаичность и возраст не моложе среднего неоплейстоцена. Однако эту ископаемую палинофлору нельзя считать древнее второй половины раннего неоплейстоцена, так как в нее входят лишь представители современной бореальной флоры, включая маньчжурскую провинцию, и отсутствуют субтропические элементы тургайского комплекса, характерные для ранне-неоплейстоценовых и эоплейстоценовых ископаемых флор ЮЗ Приохотья (Бредихин и др., 1982). Незначительные изменения спорово-пыльцевых спектров по разрезу свидетельствуют о кратковременности этапа осадконакопления.

Термолюминесцентный анализ четырех образцов дал следующие результаты: 245 ± 50 (гл. 15 м), 240 ± 60 (21 м), 310 ± 75 (28 м) и 310 ± 60 тыс. лет (40,2 м). ТЛ датировки, а также фитоценотические и флористические особенности реконструированных по палинологическим данным палеоландшафтов позволяют коррелировать киранскую толщу с улекитскими слоями стратиграфической схемы

ЮЗ Приохотья (Рабочая схема..., 1987), которые относятся к первой теплой эпохе среднего неоплейстоцена.

Толща бедна диатомеями. Единичные обломки морских форм (данные определения Е.И. Поляковой), видовое определение которых из-за плохой сохранности невозможно, обнаружены лишь в слое на глубине 12,2 м. Анализ водной вытяжки показал очень незначительные содержания в осадках воднорастворимых солей — 8–18,3 мг/л. Следовательно, оснований говорить о непосредственном участии моря в формировании осадка нет, но нельзя не учитывать возможность его косвенного влияния.

Существование теплолюбивых ландшафтов в период накопления отложений исключает возможность ледникового генезиса осадков в условиях низко-среднегорного рельефа. В то же время для позднеплейстоценового и современного аллювия р. Киран в нижнем течении не характерно присутствие таких крупных валунов, а галька эллипсовидной формы практически не встречается. Окатанность аллювия значительно ниже ($K_{ок} = 1,82-2,38$), а сортировка гораздо лучше ($S_o = 1,2-3,5$). Совместное присутствие в толще валунов явно ледникового происхождения и гальки эллипсовидной формы, характерной для плиоценового аллювия рек бассейна Уды (материалы геолого-съёмочных работ), говорит о перемыве р. Киран наряду с корами выветривания этих разнородных отложений.

Относительная выветрелость древних осадков к моменту перетолжения и последующее их изменение привело к значительной выветрелости обломочного материала толщи. Интенсивному выветриванию, возможно, способствовало и положение толщи в непосредственной близости от моря. При колебании его уровня в неоплейстоцене осадки могли оказываться в зоне геохимического барьера с более интенсивным ходом процессов выветривания.

Большая насыщенность толщи обломочным материалом, плохая сортировка осадков, отсутствие четко выраженной слоистости, наличие глинистых пленок на поверхности валунов и гальки свидетельствуют о формировании отложений в условиях быстрой разгрузки мощного потока со значительной мутностью, перегруженного обломочным материалом. Динамический режим был нестабильным, с резкими колебаниями водности, носившей сезонный характер. Подобная разгрузка могла происходить в зоне подпора реки морем. Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют

считать режим накопления осадков киранской толщи близким к аллювиально-пролювиальному, а время их накопления определить как начало среднего плейстоцена.

С киранской толщей коррелируются осадки, сохранившиеся в пределах фрагмента древней долины р. Нигай, отчлененного от основной долины в результате абразионного отступления берега (рис. 3.3–18). Отложения представлены галечно-валунным материалом средней и плохой окатанности видимой мощностью от 5 до 20–25 м. Заполнитель гравийно-разнопесчаный, буро-коричневого цвета. Залегают осадки на цоколе эффузивов, перекрытом трехметровой пачкой слабо уплотненных и несортированных галечно-гравийно-дресвяных отложений плиоценового возраста. Положение осадков над современным урезом от 5–10 до 25 м. Обломки покрыты темно-бурыми пленками железа и марганца. Сверху галечники перекрыты разнозернистыми оглиненными песками конца среднего — начала позднего неоплейстоцена.

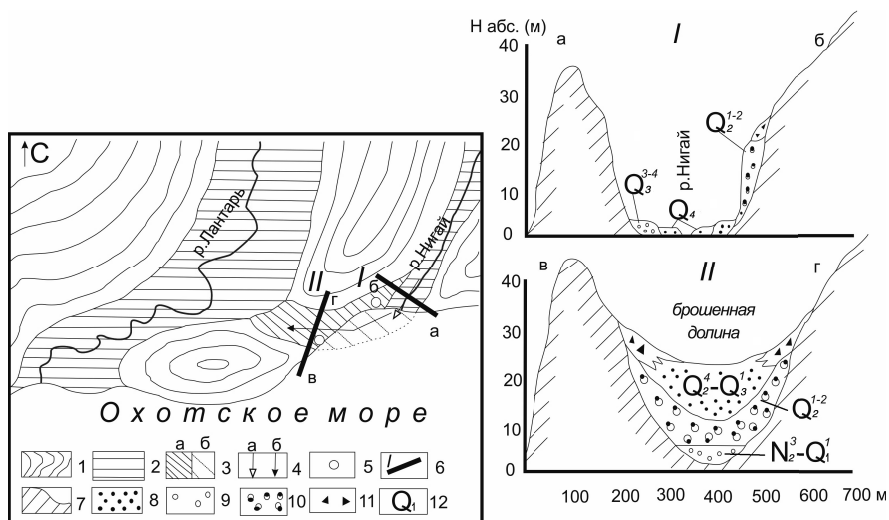


Рис. 3.3–18. Геоморфологическое положение и строение фрагмента древней долины р. Нигай (по (Лебедев, Лебедева, 1998) с исправлениями): 1 — низкорельеф междуречий; 2 — современные долины; 3 — фрагменты древних долин: а — сохранившиеся, б — уничтоженные абразией; 4 — направление стока: а — современного, б — древнего; 5 — положение изученных разрезов; 6 — положение профилей; 7 — коренные породы; 8 — пески; 9 — галечники; 10 — валунно-галечные отложения; 11 — склоновые отложения; 12 — возраст рыхлых отложений

Минералогический спектр галечно-валунной пачки, так же как и петрография обломочного материала, соответствует спектру аллювия долины р. Нигай, но 60% и более составляют окатанные и оглаженные зерна минералов, до 40% зерен — выветрелые; содержание окислов и гидроокислов железа и марганца колеблется от 4 до 37%. Все это позволяет предположить, что при формировании толщи происходил размыв древних аллювиальных или аллювиально-озерных отложений, в которых доминировали окатанные зерна минералов, гравий и мелкая галька, не характерные для более молодого аллювия района, а также кор выветривания, послуживших источником аутигенных минералов железо-марганцевого ряда и, возможно, плохо окатанной гальки и щебня, сильно выветрелых и омарганцованных, с железо-марганцевыми корочками на поверхности. В то же время образование железистых и железо-марганцевых пленок и примазок, частичная цементация окислами и гидроокислами железа и марганца глинистого вещества происходила и после формирования толщи, *in situ* в результате вторичных процессов — гипергенного метасоматоза (Добровольский, 1966).

Плохая сортировка обломочного материала, большой процент (до 20) сростков минералов и обломков пород, невысокий выход тяжелой фракции свидетельствуют о быстром накоплении и захоронении отложений.

Ископаемые спорово-пыльцевые спектры, характеризующие аккумулятивную толщу на глубине 6–13 м, отражают высокую степень облесенности территории, покрытой елово-березовыми лесами и лиственничниками. Дендрофлора отличалась большим видовым разнообразием, заметным участием в ней экзотических растений: процент пыльцы экзотических родов и видов в спорово-пыльцевых спектрах достигает 37. В древостое принимали участие такие термофильные таксоны, как *Tsuga*, *Juglans*, *Carpinus*, *Alnus* sp. В то же время в растительном покрове, судя по ископаемым спектрам, совершенно отсутствовали сообщества гипоарктической тундры. Наиболее близкие современные аналоги выявленных палеоландшафтов, по заключению И.А. Каревской, расположены значительно южнее исследуемого региона в зоне южнотаежных темнохвойных лесных формаций.

Накопление этого рыхлого материала происходило, по-видимому, очень быстро, о чем свидетельствует однообразие ископаемых спорово-пыльцевых спектров. Они, так же как и спектры киранской толщи, фиксируют очень короткий фрагмент истории развития растительности, что затрудняет определение относительного возраста

выявленных палеоландшафтов. Можно предполагать, что они существовали в одну из теплых эпох второй половины раннего или в начале среднего неоплейстоцена. В более древние геологические этапы леса в ЮЗ Приохотье имели полидоминантный характер, а в составе ископаемой дендрофлоры было больше маньчжурских элементов. В позднем неоплейстоцене в ландшафтах стала заметнее роль гипоарктических фитоценозов, а дендрофлора отличалась меньшим видовым разнообразием и архаичностью.

Описанным выше осадкам синхронны и плохо окатанные галечники с песчаным заполнителем, вскрытые при ручном бурении 30-м террасы на стрелке рек Немуй и Килый. Они выполняют погребенный врез и перекрыты 2-м пачкой поздненеоплейстоценовых песков. По результатам термолюминесцентного анализа возраст осадков от 340 ± 80 до 450 ± 120 тыс. лет.

Таким образом, в начале среднего неоплейстоцена в долинах рек исследуемой территории происходило накопление мощных (до 30–40 м и более) толщ рыхлых отложений. Все они охарактеризованы сходными спорово-пыльцевыми спектрами, указывающими на существование в этот период несколько более теплых, чем современные, ландшафтов, что исключает возможность ледникового генезиса отложений в условиях низко-среднегорного рельефа.

Литолого-минералогические особенности отложений свидетельствуют о размыве и переотложении более древних аллювиальных, аллювиально-озерных и ледниковых осадков, а также кор выветривания. Быстрое накопление грубого материала указывает на существование в это время уже достаточно высоко приподнятых хребтов (но с еще хорошей сохранностью элементов и форм древнего выровненного рельефа), активно расчленяемых эрозией, что обусловило большую энергию потоков и значительные объемы переносимого ими материала.

Врезание и размыв происходили преимущественно в верховьях долин. В нижних и средних частях шла быстрая разгрузка и аккумуляция переотложенного разнородного материала, которая постепенно распространялась вверх по долинам. В процессе последующих этапов углубления долин в среднем и позднем неоплейстоцене аккумулятивные толщи на большей части территории были уничтожены и сохранились лишь на участках планового несовпадения разновозрастных врезов.

Наличие аккумулятивных толщ, сходных по составу, мощности, положению относительно современного уреза рек и расположенных

на большом расстоянии друг от друга в различных морфоструктурных условиях, позволяет нам говорить о том, что аккумуляция была обусловлена не местными, локальными причинами, а носила региональный характер. Морфоструктурные особенности определили лишь несколько большую мощность осадков в пределах депрессионных структур (устье р. Киран).

Более молодые отложения относятся главным образом к концу среднего неоплейстоцена и имеют широкое распространение. На их формирование помимо изменения режима и динамики потоков, связанных с изменениями климата, очень большое влияние оказало неоднократное оледенение территории. Возникновение и развитие ледников приводило к изменению водности рек, усилению физического выветривания в конце периодов похолодания и, следовательно, к поступлению большего количества грубообломочного материала со склонов, к «выпахиванию» и перемещению ледниками аллювия, а также к перемыву реками ледниковых отложений и т.д.

Долинный комплекс отложений конца среднего неоплейстоцена изучен нами в бассейнах рек Немуй, Мутэ, Таймень (немуйские и мутэйские слои). Он представлен преимущественно отложениями ледникового и водно-ледникового ряда, слагающими 20—30-м аккумулятивные террасы и одновысотные с ними флювиогляциальные конусы выноса. Это грубые валунно-галечные и галечно-валунные осадки, для которых характерна плохая сортировка (гистограммы преимущественно полимодальные), коэффициенты устойчивости (0,03—0,17) и гравитации (0,06—0,31) невелики. Окислы и гидроокислы железа и марганца единичны (менее 2%), но на поверхности 70—80% минеральных зерен отмечаются глинистые пленки, формирование которых происходит при частых переходах температуры через 0 °С. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюды. Более тонкий, преимущественно песчаный состав имеют отложения, формировавшиеся в условиях подпрудных ледниковых озер и ингрессионных заливов; они распространены локально. Палинологические данные свидетельствуют о том, что накопление ледникового материала происходило преимущественно в условиях глубокого похолодания с развитием ландшафтов маревого комплекса в условиях повсеместного распространения вечной мерзлоты.

Спорово-пыльцевые спектры фиксируют три фазы в изменении растительности. В начале похолодания на фоне широкого распространения крупнокустарниковых ольховниковых ценозов значительную

роль в ландшафтах еще играли смешанные лиственнично-березовые леса с примесью елей и редким участием в составе древостоя широколиственных таксонов. По мере нарастания похолодания расширялись площади травяно-гипно-сфагновых, а позднее криоксерофитных сообществ. Однако на протяжении всей эпохи похолодания на территории сохранились участки лесных массивов с относительно термофильными породами-лесообразователями, что является характерной особенностью последнего среднелепистоценового похолодания по сравнению с более суровыми позднелепистоценовыми. Возраст осадков подтверждается двумя ТЛ датировками: 140 ± 45 и 120 ± 30 тыс. лет.

Накопление отложений описанных выше флювиогляциальных конусов выноса и подпрудных ледниковых озер, а также осадконакопление в приустьевых участках рек в условиях ингрессионных заливов продолжалось вплоть до начала первого среднелепистоценового потепления (Q_3^1) — для них получены две ТЛ датировки 90 ± 25 тыс. лет. Верхние горизонты аллювиальных галечников и песков, слагающих III (20–30-м) надпойменные террасы рек Западного Приохотья, завершают среднелепистоценовый этап аккумуляции и относятся к самому началу позднего плеистоцена. Спорово-пыльцевые спектры фиксируют распространение на территории смешанных хвойных и мелколиственных лесов с широким поясом зарослей ольховника и кедрового стланика выше границы леса. В древостое кроме темнохвойных пород изредка принимали участие широколиственные таксоны — представители бореальной флоры: ильм, орешник, липа.

Отложения позднего неоплеистоцена и голоцена (Q_3^2 – Q_4) формировались в условиях неоднократных похолоданий климата, сопровождавшихся развитием горно-долинных ледников. Однако собственно ледниковые фации обеих холодных эпох позднего плеистоцена представлены на территории незначительно. Преобладают аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, перемытые ледниковые осадки и перигляциальный аллювий, слагающие I, II надпойменные террасы и пойму. Мощность отложений не превышает 3–10 м, они имеют валуно-галечный и галечный состав с песчано-гравийным и суглинистым заполнителем. Для них получены ТЛ датировки 30 ± 10 и 35 ± 10 тыс. лет (верхние горизонты 8–12-м надпойменных террас) и 20 ± 10 тыс. лет (верхние горизонты аллювия 3–6-м террас, ледниковые отложения конца позднего неоплеистоцена в пределах хребтов).

По данным спорово-пыльцевого анализа накопление основного объема позднелепистоценовых отложений происходило главным

образом в эпохи похолодания климата. Спорово-пыльцевые спектры 8–12-м террас рек Лантарь, Мутэ, Немуй, Киран и др. отражают смену трех фаз растительности, имевших место на протяжении первого поздненеоплейстоценового похолодания (Q_3^2). Лиственничные леса и редколесья с редким участием темнохвойных пород, ольховниковые тундры и ерники в начале похолодания постепенно уступали место сообществам арктических и гольцовых травяно-моховых тундр. Однако, несмотря на глубокое похолодание климата и широкое распространение тундровых ценозов, на территории на протяжении всей холодной эпохи сохранялись северотаежные формации. Ближайшими в климатоландшафтном отношении современными аналогами по сходству современных и ископаемых спорово-пыльцевых спектров являются районы СЗ Приохотья, Охото-Кухтуйская депрессия.

Спорово-пыльцевые спектры аллювия первых (3–6-м) надпойменных террас (за исключением русловой фации) также указывают на глубокое похолодание климата во время их формирования — в конце позднего неоплейстоцена. В это время территория Западного Приохотья была покрыта крупнокустарниковыми (заросли ольховника и кедрового стланика), ерниковыми и травяно-моховыми тундровыми сообществами. Лиственничные леса и редколесья сохранились лишь вдоль русел рек и по распадкам.

Начальные стадии формирования пойменного аллювия в конце плейстоцена и начале голоцена сопровождались распространением на территории исследования группировок травяно-моховых тундр и ерников в сочетании с лиственнично-березовыми лесами и редколесьями, широким поясом кедрового стланика и ольховника. Затем облесенность территории увеличилась, в лесных ценозах большую роль стали играть темнохвойные породы, в древостое появились широколиственные таксоны: орешник, ильм. Климат менялся в сторону потепления и смягчения контрастности. Формирование аллювия высокой поймы, судя по участию в ископаемой палинофлоре термофильных растений, продолжалось и во время голоценового оптимума.

Таким образом, полученные данные о геоморфологическом положении и вещественном составе разновозрастных осадков долинного комплекса Западного Приохотья, результаты послойного палинологического анализа, ТЛ датировки и материалы палеомагнитных исследований позволили получить наиболее полный (на настоящий момент) сводный разрез рыхлых отложений территории, определить палеогеоморфологические и палеогеографические условия их

накопления, особенности и тенденции кайнозойского морфолитогенеза в Западном Приохотье.

Установлено, в частности, что на протяжении кайнозоя происходило постепенное огрубление осадков — от преимущественно песчано-глинистых до валунно-галечных. Наиболее резкий качественный «скачок» приходится на середину-конец плиоцена (после накопления инныхской толщи). Наиболее существенное влияние на литолого-минералогический состав рыхлых отложений долинного комплекса в олигоцене и раннем-среднем плиоцене оказали широко распространенные в то время коры выветривания. Начиная со второй половины неоплейстоцена неоднократные оледенения территории во многом определяли распределение мощности осадков, их состав и генетический тип.

Проведенные исследования позволяют определить основную тенденцию кайнозойского морфолитогенеза в Западном Приохотье в целом как переход от выровненного рельефа с обширными корами выветривания и тонкими, преимущественно песчано-глинистыми осадками долинного комплекса к резко расчлененному низко-среднегорному рельефу с коррелятными ему грубыми галечно-валунными отложениями.

Глава 3.4. Основные этапы формирования рельефа территории в кайнозое

Результаты исследования геоморфологического строения территории, ее основных морфоструктур, происхождения выровненных поверхностей междуречий и строения и распространения разновозрастных рыхлых отложений позволяют наметить основные этапы развития рельефа и формирования долинной сети региона в кайнозое.

К концу мела — началу палеогена на исследуемой территории существовал горный рельеф. Со второй половины палеогена (конец эоцена — олигоцен) на фоне относительного тектонического покоя, в условиях климата, близкого к тропическому при интенсивном химическом выветривании, процессы денудации приводят к формированию региональной поверхности выравнивания (РПВ) с корами выветривания каолинового состава. На фоне слабодифференцированного близкого к равнинному рельефа, когда преобладали широкие корытообразные долины, а водотоки были перегружены тонким обломочным материалом, существовали, однако, отдельные тектонически более активные участки, на которых сохранялся мелкосо-

почный низкогорный рельеф. Отложения формировались в спокойных гидродинамических условиях.

Неоген — период высокой тектонической активности территории. Однако тектонические движения имели прерывистый характер. В раннем—среднем миоцене при сохранении обширных фрагментов равнинного рельефа увеличивается его дифференциация, а площадь низкогорных массивов возрастает. Осадки формируются в условиях потоков равнинного и полугорного типов, подпрудных аллювиально-озерных бассейнов. У подножий воздымающихся структур идет образование аллювиально-пролювиальных шлейфов. В раннем плиоцене преобладает низкогорный слаборасчлененный рельеф с фрагментами равнинного. По периферии хребтов на границе с придепрессийными зонами (прибортовые части Лантаро-Немуйской и Удской депрессий) шло формирование локальных поверхностей выравнивания с мало-мощными корами преимущественно монтмориллонитового состава. В центральной части оформившейся Лантаро-Немуйской межгорной депрессии происходит накопление аллювиальных, аллювиально-пролювиальных осадков тонкого состава (инныхская толща).

Коренная перестройка рельефа территории — формирование близкого к современному низко-среднегорного рельефа — произошла в среднем-позднем плиоцене — эоплейстоцене, ибо начиная со второй половины эоплейстоцена и в неоплейстоцене осадки исследуемой территории приобретают принципиальные отличия от рыхлых образований палеогена и неогена. Это уже преимущественно грубые галечно-валунные отложения с песчано-гравийным заполнителем, формировавшиеся потоками полугорного и горного типа, ледниковые образования. К концу эпохи активизации тектонических движений глубина врезания долинной сети на отдельных участках составила сотни метров. Третий этап охватывает конец эоплейстоцена и неоплейстоцен. В этот период на фоне некоторого снижения темпов поднятия и уменьшения дифференцированности тектонических движений происходила неоднократная смена процессов врезания речной сети процессами аккумуляции рыхлых отложений в долинах. Причем глубина врезания в разные эпохи данного этапа, как правило, мало отличалась друг от друга (метры, иногда первые десятки метров). Величина аккумуляции колебалась в значительных пределах и достигала 100—120 м. Подобная смена в направленности развития речных долин вела к сокращению площади междуречий и расширению эрозионных вырезов (рис. 3.4—19).

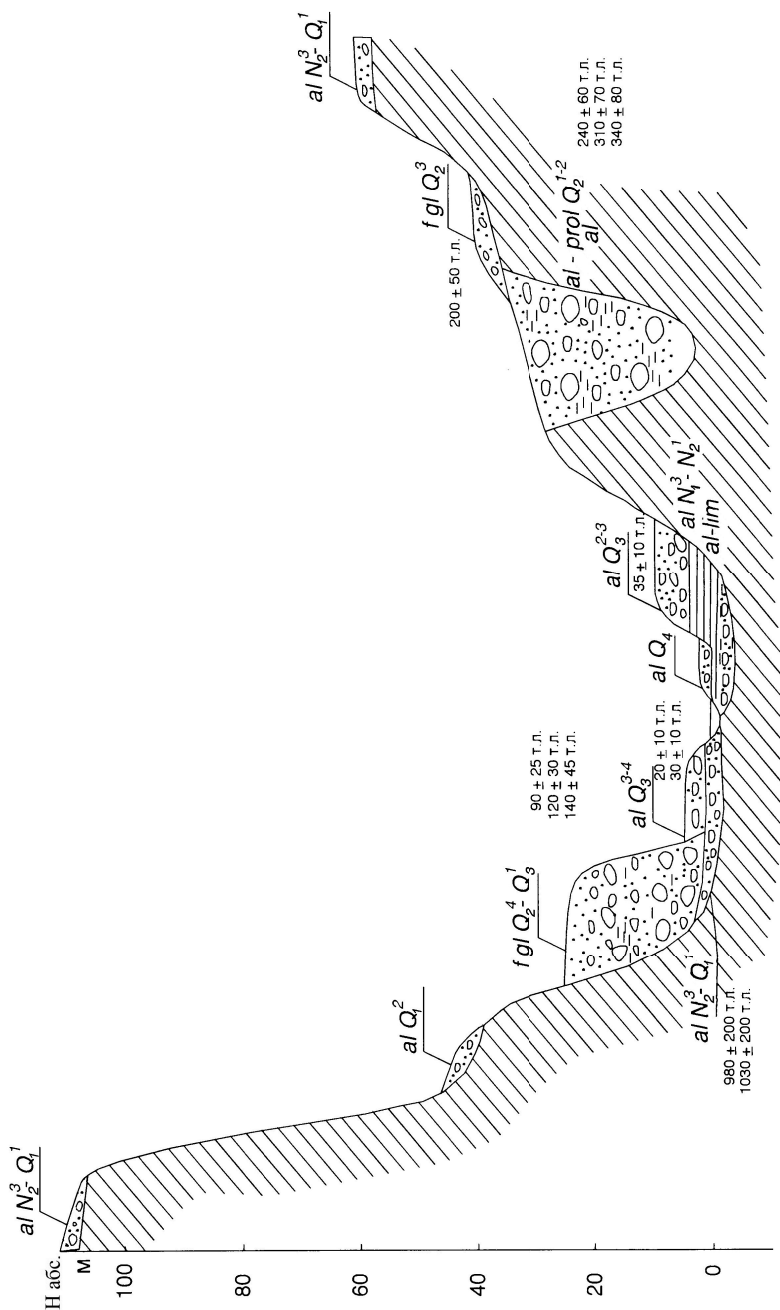


Рис. 3.4–19. Схема геоморфологического строения разновозрастных толщ рыхлых отложений Западного Приохотья (Лебедева, 1991)

Сводовое поднятие хребтов, в которое были втянуты прибортовые части депрессии, сочеталось с дифференцированными движениями отдельных блоков в центральной части Лантаро-Немуйской депрессии. Это приводило к постепенному сокращению ее площади и обособлению в ее пределах отдельных участков. А это, в свою очередь, вызвало перестройки долинной сети, изменение конфигурации и площади основных речных бассейнов. Прогрессирующее похолодание климата способствовало оледенению горных хребтов, усилилась роль физического выветривания. В развитии долин выделяются три основных подэтапа: 1) эоплейстоценовый — ранненеоплейстоценовый; 2) средненеоплейстоценовый; 3) средне-поздненеоплейстоценовый.

В эоплейстоцене глубина вреза долин как в депрессии, так и в пределах хр. Прибрежного была близка к современной (+1–7 м). На протяжении этого этапа происходило неоднократное чередование эпох углубления и выполнения долин, обусловленное как климатическими причинами — чередованием сухих и влажных периодов, так и тектоникой. Мощность толщ выполнения превышала 40–60 м и, по-видимому, достигала 100–120 м. Преобладало аллювиальное осадконакопление в условиях динамически активных потоков полугорного и горного типов, которое продолжалось и в начале раннего неоплейстоцена (Q_1^1). Практически полное отсутствие нижненеоплейстоценовых осадков на исследуемой территории свидетельствует о преобладании на протяжении этой эпохи углубления и расширения речных долин (глубина врезания до современного уровня) и размыва более древних осадочных толщ.

В начале среднего неоплейстоцена (Q_2^1) в более теплых климатических условиях, чем современные, на обширных площадях в верхних звеньях речной сети продолжался размыв кор выветривания, ледниковых отложений, аллювия и других рыхлых образований. В нижних и средних звеньях речной сети шла быстрая разгрузка и аккумуляция перемещенного разнородного материала, которая распространялась вверх по долинам. Полученные характеристики вещественного состава и строения толщ свидетельствуют о том, что, несмотря на большую водность, обусловленную влажностью климата (о чем позволяют говорить особенности палиноспектров — заключение И.А. Каревской), потоки были перегружены обломочным материалом и отличались значительной мутностью. Гидродинамический режим был бурным, но нестабильным, в целом условия осадконакопления были близки к аллювиально-пролювиальным (Лебедева и др., 1990). Мощность толщ выполнения достигала 30–70 м, а в Удской депрессии и более. Не исключена возможность (единичные находки в толще об-

ломков морских диатомей — определения Е.И. Поляковой) более высокого стояния моря в этот период, приведшего к подпору рек в приустьевых частях. Впоследствии эти аккумулятивные толщи на большей части территории были уничтожены и сохранились лишь на участках планового несовпадения разновозрастных врезов (приустьевая часть р. Киран, среднее течение р. Немуй, брошенная долина р. Нигай). С середины Q_2^2 и до середины Q_2^4 на исследуемой территории в целом преобладает врезание водотоков и размыв рыхлых толщ (находки маломощных осадков этого временного интервала единичны).

Похолодание в конце среднего неоплейстоцена (Q_2^4) привело к понижению местной снеговой границы и вызвало образование ледников на высоких междуречьях хр. Джугджур. Центры оледенения имелись и на хр. Прибрежном — массивы гор Нядалы, Мотон, Прибрежная, Огне и др. В конце среднего и в позднем неоплейстоцене достоверно установлено существование трех этапов оледенения территории, названных Ю.Ф. Чемяковым соответственно алданским (Q_2^4), муниканским (Q_3^2) и селитканским (Q_3^2). Ледники полупокровного алданского оледенения покрывали большую часть водоразделов хр. Джугджур, выходили в Лантаро-Немуйскую депрессию и на шельф. Накопление ледникового материала шло на сниженных водоразделах, у подножия хребтов, в речных долинах. Верхние уровни выполнения долин были весьма не выдержаны по площади и во многом связаны с конкретными геоморфологическими условиями и близостью к центрам оледенения. Например, глубина подпрудного ледникового водоема в центральной части депрессии (бассейн р. Немуй) в начале позднего неоплейстоцена достигала 200 м (Каревская и др., 1983). Более быстрая деградация ледников восточного склона хр. Джугджур (что было обусловлено как соотношением осадков в жидкой и твердой фазах, величиной инсоляции, так и особенностями рельефа) привела к смещению к западу линии ледового водораздела, что способствовало осуществлению перехватов водотоками, впадающими в Охотское море, верховьев рек алданского бассейна. В результате сформировались многочисленные сквозные долины, выполненные отложениями конца среднего неоплейстоцена (верховья рек Етара, Алунье, Мутэ и др.).

В приустьевых частях рек аккумуляция продолжалась и в первое поздненеоплейстоценовое потепление (Q_3^1), что было связано с их подпруживанием в результате трансгрессии моря. Здесь, в условиях спокойного гидродинамического режима ингрессионных заливов, происходило накопление тонкого песчаного материала, величина аккумуляции составила 12–15 м (Лебедев и др., 1988). Повышение уров-

ня моря привело и к усилению абразионных процессов на выдающихся в море участках, что обусловило перехваты рек морем (отчленение р. Нигай, ранее впадавшей в р. Лантарь). В начале Q_3^1 при деградации оледенения завершилось формирование флювиогляциальных конусов выноса в устьях троговых долин. Горно-долинные оледенения позднего неоплейстоцена имели более скромные масштабы, что было обусловлено возросшей континентальностью климата. Каровые и троговые ледники муниканского оледенения располагались преимущественно в пределах хребтов, с выходом лишь отдельных языков к их подножию — в депрессию. Следы селитканского оледенения сохранились лишь в осевых частях горных массивов. Однако эти оледенения оказали весьма существенное влияние на состав и характер позднелоплейстоценового аллювия: 10–12 и 3–6-м надпойменные террасы (сформированные соответственно в Q_3^{2-3} и Q_3^4) сложены в различной степени перемытым ледниковым материалом. Довольно непродолжительные периоды размыва и врезания на протяжении позднего неоплейстоцена фиксируются четырежды: в конце первого и в середине второго потепления, а также в середине первого и в конце второго похолодания. Глубина врезов была близка к современной или чуть меньше. В голоцене формируются поймы рек, береговые валы и верхние горизонты 4–6-м морской террасы в приустьевых частях рек. Уровень морского бассейна в оптимум голоцена превышал современный на 4–6 м (Кулаков, 1973; Чемяков, 1975).

Таким образом, основной тенденцией развития рельефа и формирования рыхлых отложений в неоген-четвертичное время был переход от выровненного рельефа с мощными и широко распространенными корами выветривания и тонкими, преимущественно песчано-глинистыми осадками долинного комплекса к резкорасчлененному низко-среднегорному, местами альпинотипному рельефу с грубыми валунно-галечными отложениями.

Глава 3.5. Эволюция рельефообразующих процессов

Облик рельефа любой территории формируется в результате длительного взаимодействия экзо- и эндогенных факторов. Причем эволюция рельефа сопровождается (и в то же время обусловлена) эволюцией ведущих геоморфологических процессов, в том числе имеющих катастрофический характер. Современные рельефообразующие процессы, с одной стороны, определяются уже сложившимся типом рельефа (его абсолют-

ными высотами, густотой и глубиной эрозионного расчленения, мощностью и составом чехла выветрелых пород и др.), но, с другой стороны, в силу тех или иных причин могут во многом не соответствовать характеру процессов, сформировавших этот рельеф. Так, в случае потепления климата и деградации ледников сформированный альпинотипный рельеф, например, будет развиваться в дальнейшем уже под воздействием процессов гравитации и эрозии, а не экзарации, нивации и т.п.

Ведущими геоморфологическими процессами Западного Приохотья в настоящее время являются нивально-криогенные, гравитационные, крип, эрозия, на побережье — абразия (Лебедева, 1998). Имеют катастрофический характер и играют наибольшую роль в современном рельефообразовании землетрясения силой до 7 баллов, которые провоцируют сейсмогравитационные процессы, сейсмогенные сбросообвалы, отседание крупных блоков пород, активизацию гравитационных процессов в целом, а также летние муссонные паводки на реках и осенние шторма, совпадающие с нагонами, которые вызывают катастрофическое развитие процессов абразии и эрозии и приводят к частичному уничтожению и активному переформированию аккумулятивного рельефа в долинах и приустьевых частях рек (Лебедева, 1995).

Морфология рельефа и особенности вещественного состава разновозрастных рыхлых отложений свидетельствуют о том, что на протяжении кайнозоя тип рельефообразующих процессов и их соотношение значительно изменялись. Так, например, места выходов известняков на исследуемой и сопредельной территории интенсивно закарстованы. Однако темпы современной карстовой денудации весьма незначительны (от 6 до $26,1 \text{ м}^3/\text{год с км}^2$), а из задокументированных подземных карстовых полостей лишь менее 9% продолжают развиваться — наращивать свой объем (Берсенева, 1989). О древности карстовых форм свидетельствует и их положение в современном рельефе: нередко серии провальных воронок расположены на узких гребневидных водоразделах (окрестности пос. Аян, плато Мар-Куель). По оценке Ю.И. Берсенева (1989) наиболее благоприятные условия для карстообразования существовали на исследуемой территории в олигоцене: влажный теплый климат, высокая концентрация углекислого газа в атмосфере, значительно менее расчлененный рельеф.

Имеющиеся материалы по истории развития рельефа и особенностям осадконакопления (Чемяков, 1975; Лебедева, 1991; Каревская и др., 1994 и др.) позволяют (по крайней мере, в общих чертах) восстановить эволюцию ведущих геоморфологических процессов восточного склона хр. Джугджур в палеоген-четвертичное время (табл. 3.5—6).

Таблица 3.5–6. Эволюция рельефообразующих процессов

Время (индекс)	Совре- менное	Q ⁴ (оптимум)	Q ₃ ⁴	Q ₃ ³	Q ₃ ²	
Характер рельефа	Низко-среднегорный расчлененный рельеф с глубокими V- и U-образными (в до 2000 м, глубина расчленения — до 1000 м					
Тектоника	Затухающие дифференцированные тектонические движения небольшой хребтов за счет депрессии					
Положение уровня моря	0 м	+4–6 м	Регрессия	Не выше сов- ременного	Регрессия	
Оледенение	Нет		Горно-долин- ное (в осевых частях хребтов), подземное	Нет	Горно- долинное, подземное (?)	
Климат (отно- сительно совре- менного) ¹	Умеренный, с чертами муссонного	Теплее совре- менного	Значительно холоднее, резкоконтин- ентальный	Несколько теплее	Значитель- но холоднее	
Тип выветривания	Преобладает физическое выветривание					
Преобладающие геоморфологические процессы	на водо- разделах	Нивально- криогенные, дефляция	Солифлюк- ция, элювио- образование	Гляциальные, нивально- криогенные, дефляция	Элювио- образование	Гляциальные, нивально- криогенные, дефляция
	на склонах	Гравита- ционные, крип, лавинообра- зование	Гравита- ционные, крип, солифлюк- ция	Гравитаци- онные, крип, лавинооб- разование, солифлюкция	Гравитаци- онные, крип, солифлюк- ция	Гравитаци- онные, крип, лавинооб- разование, солифлюкция
	в долинах	Боковая и глубинная эрозия, на отдельных участках — аккумуляция	Глубинная эрозия сме- няется во вто- рой половине аккумуляцией до уровня +2–4 м	Экзарация, сход селей, аккумуляция до +5–6 м	Глубинная и боковая эрозия сменяется аккумуля- цией	Экзараци- онные, мерзлотные, сход селей, аккумуляция до +10–12 м
	на побережье	На мысах — абразия, в бухтах в приустьевых частях рек — аккумуляция	Усиление абразии на мысах, в бухтах — аккумуляция до +4–6 м	Аккумуляция на шельфе водно-лед- никовых и аллювиальных отложений	Переработ- ка морем аккумулятив- ных форм на шельфе	Аккумуляция на шельфе ледникового и водно- ледникового материала
Особо активные и катастрофиче- ские процессы	Отседание, сбросообвалы, эрозия, абра- зия, лавины, дефляция, пу- чение, термо- карст, наледо- образование	В первую половину — эрозия; со- лифлюкция, абразия, гравитационные процессы	Дефляция, ла- вино- и селе- образование, криогенные, гравитацион- ные процессы	В период врезания — эрозионные процессы	Дефляция, сход лавин и селей, криогенные процессы	

¹ Для плиоцен-четвертичного времени реконструкции климата по палеора-материалам В.В. Скотаренко (1968) и Ю.Ф. Чемякова (1975).

Западного Приохотья в кайнозое

Q_3^1	Q_2^4	Q_2^3	Q_2^2	Q_2^1	Q_1^4
пределах депрессий — ящикообразными) долинами рек горного и полугорного типа. Абс. высоты —					
амплитуды и интенсивности. Воздымание осевых частей хребтов, прогрессирующее расширение					
Вероятно до +10–12 м	Регрессия	Не выше современного	Регрессия	Трансгрессия (?)	Регрессия (?)
Постепенная деградация ледников	Полупокровное оледенение с выходом ледников на шельф	Нет	Вероятно существование ледников	Нет	Вероятно существование ледников
Теплее современного	Значительно холоднее	Резкоконтинентальный, теплее современного	Относительное похолодание	Значительно теплее	?
			Преимущественно физическое при участии химического		
Аккумуляция ледниковых и водно-ледниковых отложений, их размыв	Гляциальные, нивально-криогенные, дефляция, аккумуляция ледникового материала	Элювиообразование	Гляциальные (?), нивально-криогенные	Площадная и линейная эрозия — размыв рыхлых отложений	Гляциальные (?), нивально-криогенные
Гравитационные, солифлюкция, эрозия	Гравитационные, конжелифлюкционные, лавинообразование	Гравитационные, крип	Гравитационные, крип, лавинообразование	Гравитационные, крип	Гравитационные, крип
В верховьях рек регрессивная эрозия, в среднем и нижнем течении — аккумуляция до +20–30 м; сход селей	Экзарация, аккумуляция до уровня +10–30 м (локально до +140–200 м), мерзлотные процессы	Преобладают врезание и размыв, в первую половину — незначительная аккумуляция	В первую половину — завершение этапа аккумуляции, во вторую — эрозия	В верховьях — врезание, в нижнем и среднем течении — аккумуляция до +30–70 м; сход селей	Эрозия
Преобладает активная абразия, в приустьевых частях рек — аккумуляция	Аккумуляция на шельфе ледникового и водно-ледникового материала	?			
Абразия, селеобразование, прорывы подпрудных приледниковых озер, эрозия — регрессивная, глубинная, боковая, площадная	Дефляция, лавинообразование, мерзлотные процессы	Гравитационные, эрозионные процессы	В первую половину — паводки, сели, во вторую — гравитационные, эрозионные процессы	Эрозионные процессы, селеобразование, паводки	Эрозионные, гравитационные процессы

сительности выполнены И.А. Каревской, для олигоцена и миоцена — даны по

Время (индекс)		Q_1^3	Q_1^2	Q_1^1	N_2^3 N_2^2
Характер рельефа		Низко-среднегорный расчлененный рельеф с глубокими V- и U-образными (в пределах депрессий — ящикообразными) долинами рек горного и полугорного типа. Абс. высоты — до 2000 м, глубина расчленения — до 1000 м			Формирование низко-среднегорного рельефа
Тектоника		Затухающие дифференцированные тектонические движения небольшой амплитуды и интенсивности. Воздымание осевых частей хребтов, прогрессирующее расширение хребтов за счет депрессии			Интенсивное воздымание
Положение уровня моря		?		Трансгрессия (?)	Регрессия (?) ?
Оледенение		Нет	?	Нет	?
Климат (относительно современного)		Значительно теплее (экзоты до 33%)	?	Значительно теплее, чередование сухих и влажных периодов	?
Тип выветривания		Преимущественно физическое при участии химического		Как химическое, так и физическое	
Преобладающие геоморфологические процессы	на водоразделах	Элювиообразование, карст	?	Элювиообразование, карст, дефляция	Эрозия, денудация, карст
	на склонах	Гравитационные, крип		Гравитационные, крип, десерпция, солифлюкция	Гравитационные, крип, оползни
	в долинах	Карстовые, локальная аккумуляция	Эрозия	Чередование этапов углубления и выполнения долин, аккумуляция до +40—60 м и более	Врезание водотоков на глубину до 100 м и более
	на побережье	?		Абразия на современном шельфе	
Особо активные и катастрофические процессы		Гравитационные	Эрозия, гравитационные	Эрозия и аккумуляция, гравитационные процессы, прорывы подпрудных озер, сейсмодислокации	Резкое возрастание роли эрозионных, гравитационных и сейсмогравитационных процессов; оползни, углубление и усложнение кастовых полостей

N_2^1	N_1^3	N_1^2	N_1^1	Pg
Низкогорный слаборасчлененный рельеф с фрагментами равнинного; по периферии хребтов формируется локальная поверхность выравнивания; в депрессии — широкие долины рек равнинного характера	При сохранении обширных фрагментов равнинного рельефа увеличивается его дифференцированность, возрастает площадь низкогорных массивов			Слабодифференцированный, близкий к равнинному рельеф региональной поверхности выравнивания с отдельными мелкосопочными низкогорными массивами; долины рек широкие, корытообразные
Относительное замедление тектонических движений	Воздымание отдельных крупных блоковых структур — хребтов, обособление депрессии			Обстановка относительного тектонического покоя и регионального выравнивания
Близ внешней границы современного шельфа (?)				
Нет				
Значительно теплее (с участием субтропических элементов флоры)	?	Значительно теплее и влажнее	?	Влажный и теплый климат, в отдельные фазы близкий к тропическому
Преобладает химическое выветривание	Химическое выветривание с формированием мощных кор каолинового состава			
Элювиообразование (коры монтмориллонитового состава), карст	Углубление и усложнение карстовых полостей, суффозия, резкое усиление денудации за счет линейной и площадной эрозии и активизации склоновых процессов			Карст, корообразование (коры каолинового состава), общая денудация, местами дефляция и эоловая аккумуляция
Крип, оползни, солифлюкция	Усиление роли гравитационных процессов, крипа, оползнеобразования			Делювиальный смыв, оплывание, солифлюкция, крип
Аккумуляция в пределах депрессионных структур, карст, болотообразование	Врезание водотоков, размыв, сход селей, формирование пролювиальных шлейфов у подножий воздымающихся структур, карст			Аккумуляция, болотообразование, карст
Денудационные процессы на современном шельфе				
Карст, оползни	Сейсмодислокации, карст, линейная и площадная эрозия, селе- и оврагообразование			Солифлюкция, сплывы, болотообразование, карст, на участках низкогорий — оползни

Наиболее древним этапом кайнозоя, для которого возможна реконструкция, является олигоцен. Характер сохранившихся фрагментов древнего рельефа, а также коррелятных ему отложений, описанных в работах В.В. Скотаренко (1968), Ю.Ф. Чемякова (1975) и ряде геологических отчетов, свидетельствует о выравнивании мел-палеоценового горного рельефа и формировании в эоцен-олигоценное время в условиях относительного тектонического покоя региональной поверхности выравнивания. Для слабодифференцированного, близкого к равнинному рельефа олигоцена с небольшими фрагментами низкогорных участков в условиях близкого к тропическому климату было характерно преобладание процессов глубокого химического выветривания (корообразование с преобладанием кор каолинового состава) и комплексной денудации. В карбонатных породах шло интенсивное развитие карста. По данным Р.А. Цыкина (1980) преобладал покрытый, а по данным Ю.И. Берсенева (1989) задернованный карст. К этому времени, вероятно, относится и формирование самой крупной карстовой котловины сопредельных регионов — Северный Мар-Куель. Среди склоновых процессов ведущую роль играли солифлюкция, делювиальный смыв, оплывание, о чем свидетельствует тонкий механический состав склоновых отложений и характерные текстуры (Воскресенский, 1971).

Обилие в спорово-пыльцевых спектрах спор водных папоротников и наличие прослоев органогенных отложений позволяет заключить, что по долинам рек наряду с аллювиальной, аллювиально-озерной, аллювиально-пролювиальной аккумуляцией шло болотообразование. Однако вполне вероятно, что затухание тектонической активности (в плане вертикальных движений) сопровождалось (на более северной территории) трещинным излиянием базальтов, покровы которых бронировали участки выровненного рельефа. На незалесенных хорошо дренируемых выровненных участках шли также процессы дефляции и эоловой аккумуляции, о чем свидетельствует характерная морфология зерен кварца в осадках этого времени на юго-западе территории (Скотаренко, 1968).

Неоген — период прерывистых тектонических воздыманий. Постепенно увеличивается общая дифференциация рельефа, происходит углубление речных долин, возрастает роль эрозии, гравитационных процессов, крипа. Разрушение мощного чехла кор выветривания происходит за счет линейной и площадной эрозии, оплывания, солифлюкции, селей. Формированию селей способст-

вуют также возникновение и прорывы подпрудных озерно-аллювиальных бассейнов; обширные шлейфы грубообломочного материала накапливаются у подножий воздымающихся структур (Васютинна, 1976).

Возросшая дифференциация рельефа обусловила дальнейшее интенсивное развитие карста — углубление и усложнение подземных полостей, формирование крупных озерных котловин (плато Мар-Куель), образование провалов и воронок в пределах речных долин (р. Курун-Урях и др.), выполненных впоследствии аллювиальными и озерно-аллювиальными осадками плиоцена и раннего неоплейстоцена (палинологические определения В.В. Скотаренко, И.А. Каревской). Возрастает роль сейсмогравитационных смещений пород. Однако в периоды затухания тектонической активности на обширных еще участках выровненного рельефа по-прежнему преобладают солифлюкция и крип, а в широких корытообразных долинах — аккумуляция флювиального и склонового материала, в значительных количествах поступавшего в долины.

В раннем плиоцене на территории уже доминирует низкогорный слаборасчлененный рельеф с фрагментами равнинного, по периферии хребтов на границе с депрессионными зонами формируются локальные поверхности выравнивания (педименты). В центральной части оформившейся Лантаро-Немуйской депрессии, как мы можем судить по характеру отложений ряда изученных нами разрезов, преобладают процессы аккумуляции аллювиального и аллювиально-озерного материала, делювиальный смыв, солифлюкция, болотообразование (Вирина и др., 1990).

Водотоки были перегружены тонким материалом с пологих склонов и водоразделов. Велика интенсивность химических процессов (химического выветривания): сумма воднорастворимых соединений в осадках в 2–3 раза превышает таковую в современной аллювии рек депрессии (до 1,8 мг-экв).

Коренная перестройка рельефа, смена ведущих рельефообразующих процессов и формирование близкого к современному низко-среднегорного рельефа произошла в среднем плиоцене — начале эоплейстоцена, о чем свидетельствует резкое изменение характера рыхлых отложений (Лебедева, 1991; Каревская и др., 1994). К концу эпохи активизации тектонических движений глубина врезания долинной сети на отдельных участках составила сотни метров. Среди рельефообразующих процессов на первое место выходят эрозия и

гравитационные склоновые процессы — обваливание и осыпание. Изменение характера рельефа сопровождалось постепенным похолоданием климата, который, однако, в раннем неоплейстоцене был еще в целом значительно теплее современного. Общее похолодание вызвало ослабление процессов химического выветривания и постепенное усиление физического выветривания, которое в неоплейстоцене становится доминирующим.

В эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовое время по характеру палинофлоры (Бредихин и др., 1988) реконструируется чередование сухих и влажных периодов, сопровождавшееся углублением и выполнением долин. Судя по составу аллювиальных отложений, потоки были динамически активные, горного и полугорного типа. Среди склоновых процессов доминировали гравитационные и крип. Шло постепенное уменьшение интенсивности карстовых процессов. В целом, видимо, преобладали периоды ксерофитизации климата (с развитием степных растительных сообществ), когда возрастала роль десерпции, дефляции, флювиальной аккумуляции. Мы не можем однозначно определить величину аккумуляции в пределах долин, так как на колебания климата накладывалась и тектоника. Продолжавшиеся все еще достаточно активные движения отдельных блоков в пределах депрессии приводили к перекосам ее днища, формированию подпрудных аллювиально-озерных водоемов с преимущественно песчаными осадками. В результате дифференцированных движений происходили многочисленные межбассейновые перестройки речной сети, следы которых сохранились в виде корытообразных седловин с относительными высотами до 100–120 м над современным урезом на междуречьях рек Немуй, Мутэ и Лантарь. Во влажные периоды преобладали солифлюкция, крип, развитие оползней, врезание водотоков. Чередование эпох углубления и выполнения долин, возможно, было в какой-то мере обусловлено и изменением уровня морского бассейна. О резких колебаниях уровня моря в этот период свидетельствуют находки слоев морских осадков среди пачек аллювия, вскрытых скважиной в устье р. Уды, описанные в 1961 г. в отчетах В.И. Чернявского с соавт. Современное положение их ниже уреза (-18... -28 м) обусловлено устойчивым прогибанием Удской депрессии, которое прослеживается с юры и до настоящего времени. Скорость современного опускания территории здесь достигает 2,1 мм/год (Золотарская и др., 1987).

В раннем неоплейстоцене преобладали эрозионно-денудационные процессы — аккумулятивные образования этого времени практически полностью отсутствуют. Происходило преимущественно углубление (до современного уровня) и расширение речных долин, что, в свою очередь, приводило к активизации гравитационных процессов. Теплые климатические условия, о чем можно судить по обилию экзотов в палеодендрофлоре, сменились, однако, похолоданием в первой половине раннего неоплейстоцена. В середине и (или) в конце раннего неоплейстоцена (Q_1^2 и Q_1^4) вполне вероятно существование ледников, о чем свидетельствуют находки переотложенного ледникового материала — валунов утюгообразной формы размером до 2 м по длинной оси со следами ледниковой штриховки — в осадках киранской толщи, которая формировалась в более теплых, чем современные, климатических условиях (Лебедева и др., 1990). В этот период в верхних звеньях речной сети по-прежнему преобладали эрозионные процессы. Увеличение водности (возможно, в результате деградации ледников) обусловило углубление водотоков и вызвало активный рост многочисленных оврагов и промоин в пределах областей развития слабоустойчивых к эрозии толщ кор выветривания, которые оказались особенно уязвимыми в силу своего высокого гипсометрического положения. Интенсивная линейная и площадная эрозия привела к быстрому размыву и уничтожению на обширных площадях не только чехла кор выветривания, но и аллювиальных и ледниковых образований. В нижних и средних звеньях речной сети происходила быстрая разгрузка водотоков и аккумуляция перемещенного разнородного материала, которая постепенно смешалась вверх по долинам. Потоки были перегружены как взвешенными, так и влекомыми наносами, их гидродинамический режим был бурным, но нестабильным. Не исключена возможность и более высокого стояния моря в этот период, приведшего к подпору рек в приустьевых частях (Лебедева и др., 1990).

Во второй половине среднего неоплейстоцена (с середины Q_2^2 до середины Q_2^4) на исследуемой территории преобладали эрозионные процессы — врезание водотоков привело к размыву и уничтожению аккумулятивных толщ на большей части региона. Находки маломощных осадков этого времени единичны. На протяжении неоплейстоцена происходили неоднократные колебания климата. Эпохи похолодания сопровождались оледенением территории различного масштаба. Постепенная континентализация климата на протяжении

неоплейстоцена и сокращение годового количества осадков привело к сокращению площади наземного оледенения — от полупокровного в среднем неоплейстоцене до горно-долинного с доминированием каровых ледников в позднем неоплейстоцене, что сопровождалось увеличением площади подземного. Во второе поздненеоплейстоценовое похолодание, когда по данным спорово-пыльцевого анализа климатические условия были значительно суровее современных и преобладали тундры, а лиственничники сохранились лишь небольшими фрагментами по долинам рек, многолетнемерзлые породы были развиты, по-видимому, повсеместно. Для этих периодов типичны нивально-криогенные процессы на участках, не покрытых ледником: мерзлотная сортировка грунтов, формирование нивальных ниш, курумов, нагорных и натечных террас, реликты которых сохранились в настоящее время и в лесном поясе. На участках с повышенной мощностью рыхлых отложений шло формирование полигонально-жильных льдов, были развиты термокарсты, пучение грунтов, следы которых обнаружены в виде деформированных горизонтов погребенных почв в разрезах пойменного аллювия. Подобные процессы в настоящее время развиты на территории ограниченно, так как многолетнемерзлые породы сейчас занимают лишь около 40% площади.

Периоды оледенения сопровождались значительными регрессиями морского бассейна (до -100 м и более) и аккумуляцией ледникового и флювиогляциального материала на шельфе (Марков, Суетова, 1964; Кулаков, 1973; Вейнбергс, 1978), а также в пределах речных долин. Как было отмечено выше, в эпохи похолоданий усиливалась роль физического выветривания, а значит, и доля грубообломочного материала, поступавшего в долины и смещенного склоновыми процессами. Интенсивно шло курумообразование, на крутых склонах преобладали гравитационные процессы, активизировался сход лавин. Велика была роль экзарации: в пределах хребтов формировались трюги с хорошо выраженными плечами, кары и цирки площадью до 1,5–2 км² (Бредихин и др., 1987).

Благодаря наличию сезонной и многолетней мерзлоты широкое развитие приобрели конжelifлюкция и солифлюкция. В результате развития последней террасовые комплексы на многих участках постепенно были преобразованы в обширные террасоувалы. Особо активизировались процессы солифлюкции во время деградации многолетнемерзлого слоя в периоды потеплений. Формирование селей также усиливалось в периоды таяния ледников. Тогда это явление

приобретало повсеместный характер, чему способствовали обилие рыхлого материала в долинах и на склонах, резкое увеличение водности рек и количества атмосферных осадков в жидкой фазе.

При общем затухании темпов тектонических движений роль землетрясений по-прежнему была велика. Этот фактор наряду с периодическим перераспределением давления масс льда (в связи с формированием и деградацией ледниковых покровов) и нестабильным положением уровня моря способствовал отседанию крупных блоков пород вблизи крутосклонных уступов рельефа. В наиболее широких масштабах это явление наблюдалось на побережье. Увеличению темпов отступления побережья способствовали активные абразионные процессы, особо усиливавшиеся в периоды межледниковых трансгрессий. Хотя многие исследователи (Кулаков, 1973; Чемяков, 1975 и др.) и отрицают возможность превышения современного уровня моря в периоды позднелепистоценовых трансгрессий, говоря о максимуме (+4 ... +6 м) в оптимум голоцена, однако собранные нами данные о литолого-морфологических особенностях осадков приустьевых частей рек в первое позднелепистоценовое потепление (Лебедев и др., 1988; Лебедева, 1991) позволяют говорить о более высоком стоянии уровня моря (до +10 ... +12 м) в этот период и о существовании условий типа ингрессионных заливов в приустьевых частях рек. Интенсификация абразионных процессов на мысах в это время обусловила изменение конфигурации некоторых приморских речных бассейнов. В целом значительная активизация абразии в периоды трансгрессий приводила к уничтожению более древних прибрежных аккумулятивных форм и к созданию новых, так как при общем дефиците наносов аккумуляция была постоянно локализована лишь в бухтах в приустьевых частях рек. Резкая интенсификация абразионных процессов, обусловленная высоким стоянием моря (+8 ... +10 м), реконструируется А.М. Коротким и Г.П. Скрыльником (1989) для этого временного интервала и в Приморье.

Особенности деградации алданского (Q_2^4) полупокровного оледенения (в частности, его более быстрое таяние на ЮВ, обращенном к морю склоне), привели к смещению в это время линии ледникового водораздела (по сравнению с орографическим) к СЗ, что обусловило активизацию процессов вершинной эрозии водотоков охотоморского бассейна.

В периоды похолоданий при резком сокращении растительного покрова и увеличении силы стоковых ветров значительно возраста-

ла роль процессов дефляции с формированием дюн и котловин выдувания.

В оптимум голоцена, в более теплых, чем современные, климатических условиях роль нивально-криогенных процессов свелась к минимуму, мерзлота деградировала. По данным А.М. Короткого с соавт. (Короткий и др., 1976), опирающихся на независимые результаты комплекса анализов, в это время на Сихотэ-Алине среднегодовая температура была выше современной на 3–5 °С, в результате чего произошло смещение ландшафтно-климатических поясов на 600–700 м вверх. Допуская близкий порядок изменения температуры и смещения зон высотной поясности, можно предположить, что в оптимум голоцена гольцовый пояс располагался выше 1500–1800 м над у.м. и, следовательно, имел весьма незначительное распространение в пределах Джугджура. В ходе деградации многолетней мерзлоты значительно усилились процессы солифлюкции. Уровень голоценовой трансгрессии составил +4 ... +6 м, в результате чего образовались различные аккумулятивные прибрежно-морские формы в приустьевых частях рек: косы, береговые бары, морские террасы.

Таким образом, в течение позднего кайнозоя в процессе эволюции рельефа от преимущественно равнинного с участками мелкосопочника до низко- и среднегорного глубокорасчлененного и изменения климата от близкого к влажному тропическому (олигоцен) до субарктического с развитием тундр (похолодание конца позднего плейстоцена) происходила и смена ведущих геоморфологических процессов (см. табл. 3.5–6), что в совокупности и обусловило современный облик рельефа территории (его морфологию). Скорости многих процессов в настоящее время ничтожны, однако они неоднократно менялись в течение позднего кайнозоя, изменялся и набор ведущих рельефообразующих процессов. Анализ эволюции геоморфологических процессов Западного Приохотья позволяет нам, в свою очередь, определить время формирования основных типов и комплексов рельефа. Многие из них, имея солидный (донеоплейстоценовый) возраст, как бы законсервировались и в настоящее время меняются достаточно слабо (карст, фрагменты региональной поверхности выравнивания). Другие формы и элементы форм, напротив, весьма молоды (термокарстовые озера, тела осыпей и др.). Третьи, будучи весьма молодыми (имея голоценовый возраст), в то же время повторяют контур, очертание более древних, лишь несколько смещаясь в пространстве со временем (например, абразионные уступы в коренных породах).

Глава 3.6. Время и причины перестроек речной сети приморской части Западного Приохотья в позднем кайнозое

Речные системы как наиболее динамичный элемент геоморфологического ландшафта весьма чутко реагируют на колебание любых параметров внешней среды — будь то темпы и направленность тектонических движений, количество осадков, температурный режим и многое другое. Изменения в развитии речных систем выражаются не только в чередовании эпох углубления или выполнения долин, но и в переформировании плановой конфигурации речной сети — ее перестройках. В приморской части Западного Приохотья — достаточно активном в геоморфологическом плане регионе, включающем серию относительно небольших речных бассейнов (реки Мутэ, Немуй, Лантарь имеют VI порядок), перестройки речной сети в позднем кайнозое были весьма многочисленны. Что же послужило причинами этих перестроек, каковы были особенности их временной и пространственной приуроченности, связь с этапами развития рельефа в целом?

Хр. Джугджур является водоразделом Северного Ледовитого и Тихого океанов. Поперечный профиль хребта асимметричный: СЗ склон полого снижается к плоскогорьям Сибирской платформы, а ЮВ крутыми уступами спускается к Охотскому морю. Реки СЗ склона (бассейн р. Алдан) протяженные, имеют слабые уклоны, их широкие корытообразные долины с обширными террасами, как правило, преобразованы склоновыми процессами в пологие террасовалы. Реки ЮВ склона (а именно их бассейны нас интересуют) имеют горный и полугорный характер, они короткие и порожистые. В верховьях их долины имеют вид ущелий (глубина расчленения в пределах хребтов достигает 1000 м), у подножий и в депрессии они становятся U-образными и трапециевидными.

Линия водораздела охотоморского и алданского бассейнов часто не совпадает с максимальными высотными отметками хр. Джугджур. Здесь прослеживаются следы многочисленных перехватов реками охотоморского бассейна верховьев рек алданского бассейна, в результате которых произошло смещение линии водораздела к СЗ (рис. 3.6—20). Многочисленные следы перестроек наблюдаются и в пределах межгорной Лантаро-Немуйской депрессии, отделенной от моря хр. Прибрежным. Фрагменты древних долин сохранились здесь в виде корытообразных седловин на сниженных междуречьях (нередко

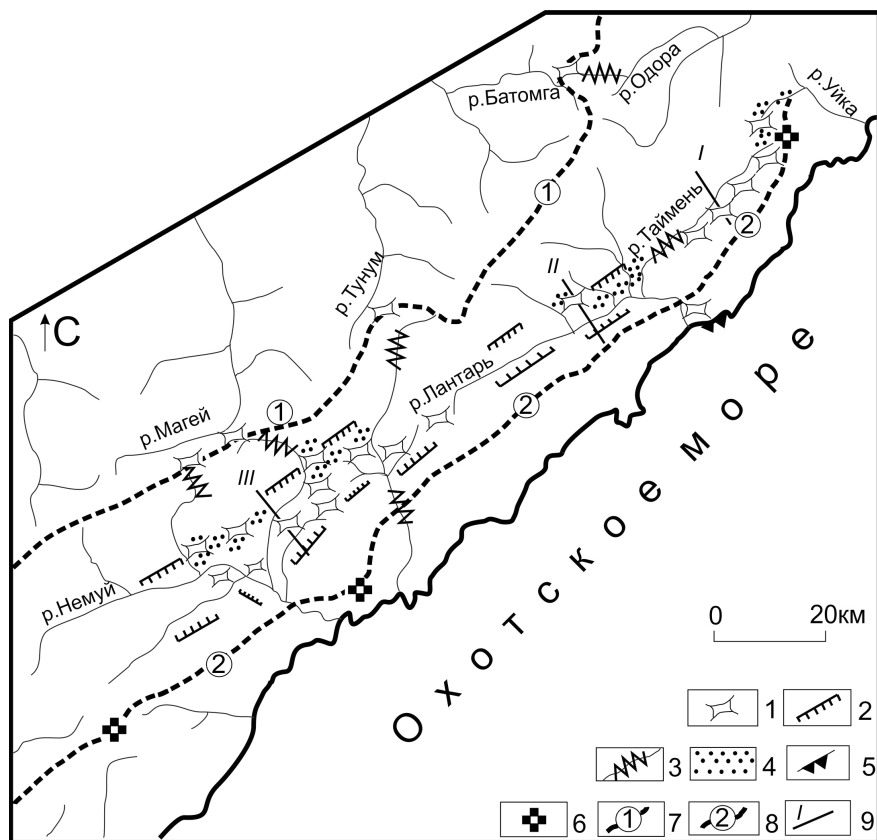


Рис. 3.6–20. Современная речная сеть и фрагменты древних долин Лантаро-Немуйской депрессии (Лебедева, 2000): 1 — седловины с аллювиальными отложениями (фрагменты древних речных долин); 2 — комплексы речных террас; 3 — участки перехватов речных долин в результате регрессивной эрозии; 4 — области аккумуляции ледниковых и водно-ледниковых отложений; 5 — перехват реки морем в результате абразии; 6 — воздымающиеся купольные структуры (гранитные массивы); 7 — осевая часть хр. Джугдзур; 8 — осевая часть хр. Прибрежного; 9 — линии профилей и их номера

с остатками древних аллювиальных толщ), их положение также реконструируется по аномальному рисунку речной сети. В прибрежной части территории установлены участки перехватов рек морем. Причинами указанных перестроек являются дифференцированные неотектонические движения, формирование и деградация оледенений,

аккумуляция в долинах аллювиальных, ледниковых и водно-ледниковых отложений, регрессивная эрозия, абразия, а также совокупность нескольких факторов.

Восстановление истории развития рельефа региона и анализ особенностей формирования рыхлых отложений (их состава, возраста и условий залегания) позволили установить пространственные и временные закономерности распределения различных типов перестроек речной сети исследуемой территории. Наиболее древние фрагменты речной сети региона относятся к олигоцену. Рельеф исследуемой территории в этот период был близок к равнинному с фрагментами низкогогорного в осевых частях хр. Джугджур, водотоки были перегружены тонким материалом, поступавшим с пологих склонов. Единичные фрагменты олигоценовой речной сети с продатированными аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями сохранились на современных водоразделах южной оконечности хр. Джугджур, а также в пределах Учуро-Батомгского и Юдомо-Майского нагорий (в бассейнах рек Кун-Манье, Учур, Кандык и др.), однако это не позволяет провести детальную реконструкцию палеосети исследуемой территории для этого временного интервала.

Приуроченность низкогогорного рельефа в этот период к осевой части современного хр. Джугджур дает возможность предполагать относительно близкое современному положение линии водораздела между Тихим и Северным Ледовитым океанами. В то же время протяженность и конфигурация долин восточного склона хр. Джугджур в значительной степени отличалась от нынешней. По сути дела, сейчас сохранились лишь верхние звенья речной сети бассейна Тихого океана — бывшей единой системы пра-Уды. В настоящее время ее средние и нижние звенья оказались затоплены из-за общего прогибания впадины Охотского моря и располагаются в пределах современного шельфа (Линдберг, 1955; Скотаренко, 1968; Вейнбергс, 1978, 1986). Восстановление этой речной сети в той или иной мере происходило во времена неоплейстоценовых регрессий морского бассейна в периоды оледенений, когда уровень моря опускался до 100 м и более ниже современного (Марков, Суетова, 1964; Кулаков, 1973; Селиванов, 1996). Изучение рельефа охотоморского шельфа и опробование донных отложений позволили И.Г. Вейнбергсу (1978, 1986) провести частичную реконструкцию затопленной речной палеосети. При повышении уровня моря в межледниковья среднего и позднего неоплейстоцена на шельфе шли активные абразионные

процессы, размыв и переотложение накопившихся ледниковых и флювиогляциальных осадков, переформирование речных долин, а при длительном стоянии уровня моря — образование характерных береговых форм (валов, кос и др.).

В случае превышения морем современного уровня активная абразия шла и на побережье. Материалы наших полевых работ (Лебедев и др., 1988; Каревская и др., 1994), а также данные А.М. Короткого и Г.П. Скрыльника (1989) по Приморью и результаты глобальных обобщений изменения уровня Мирового океана в плейстоцене и голоцене, проведенных А.О. Селивановым (1996), свидетельствуют о превышении современного уровня моря для Приохотья не только в голоцене (до +4 ... +6 м), но и в межледниковье начала позднего неоплейстоцена (Q_3^1) — до +10 ... +12 м, а также, вероятно, и в первой половине среднего неоплейстоцена. Таким образом, на протяжении позднего кайнозоя происходили значительные колебания уровня морского бассейна.

Полагают, что к миоцену западная граница моря располагалась еще близ внешней границы шельфа, а сам «шельф» представлял собой, как и исследуемая территория в целом, единую поверхность выравнивания (Чемеков, 1975). Тектоническая активизация территории с воздыманием отдельных крупных блоковых структур (в том числе хребтов Джугджур и Прибрежный) и оформлением Лантаро-Немуйской межгорной депрессии сопровождалась постепенным дальнейшим прогибанием впадины Охотского моря и втягиванием в это прогибание окружающей ее с З и СЗ суши с образованием шельфового мелководья, о чем свидетельствует наличие переслаивающихся морских и континентальных осадков миоценового возраста в Охотской и Мареканской впадинах (Чемеков, 1975; Вейнбергс, 1986). При этом происходило оживление Джугджурского разлома и образование серии новых нарушений СВ простираения, разделяющих погружающиеся структуры охотоморского шельфа и поднимающиеся структуры Джугджура.

В плиоцене граница морского бассейна также располагалась гораздо восточнее современной: море занимало центральную часть современной акватории, морские осадки этого времени обнаружены на возвышенности Академии наук (- 943 м). Однако положение границы на протяжении плиоцена, по-видимому, очень менялось: на это указывают находки в приустьевой части р. Уды на глубине около -20 м относительно современного уреза отложений, содержащих морские

плиоценовые диатомеи. А так как Удская депрессия, согласно геологическим материалам, в мезо-кайнозой имела устойчивую тенденцию к прогибанию, что подтверждается и современными данными повторного нивелирования (Золотарская и др., 1987), то положение моря могло быть и выше отметки -20 м, например, близ современного уреза.

К раннему плиоцену в пределах оформившейся Лантаро-Немуйской депрессии существовали водотоки равнинного типа, а в центральной ее части — полупроточные водоемы. Здесь в условиях спокойного гидродинамического режима шло накопление тонкого аллювиального, аллювиально-озерного и склонового материала. В эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовое время развитие речных долин характеризовалось неоднократным чередованием эпох их углубления (до современного уровня) и выполнения (до 40–60 и даже до 100–120 м), обусловленным как климатическими причинами (чередование сухих и влажных периодов), так и тектоникой: дифференцированными блоковыми движениями в пределах депрессии и соседних хребтов (включая «всплытие» гранитных массивов).

К этому времени относятся многочисленные как внутри-, так и межбассейновые перестройки рек, принадлежащих бассейнам Мутэ и Немуй (см. рис. 3.6–20). Неравномерное воздымание отдельных фрагментов хребтов, обрамляющих депрессию, друг относительно друга или относительно блоков центральной части депрессии вызвало постепенное смещение долин к одному из ее бортов, а также обусловило асимметричное строение долин параллельных им рек (Улайкан, Авлаякан и др.) с формированием лестницы террас на прилегающем к хребту склоне (рис. 3.6–21) (Бредихин и др., 1986). С ростом купольных структур (например, г. Мотон) связано центробежное строение речной сети на этих участках, а также постепенное смещение обрамляющих их дугообразных фрагментов водотоков к периферии поднятия с формированием асимметричных долин с аналогичной лестницей террас. Поднятие отдельных блоков в центральной части депрессии, возникновение порогов стока при опережающем росте хр. Прибрежного (по сравнению со скоростью врезания пересекающих его рек), также приводило к межбассейновым перестройкам. Сохранились следы неоднократного перераспределения стока между реками Мутэ и Немуй, Мутэ и Лантарь с формированием подпрудных озерно-аллювиальных водоемов.

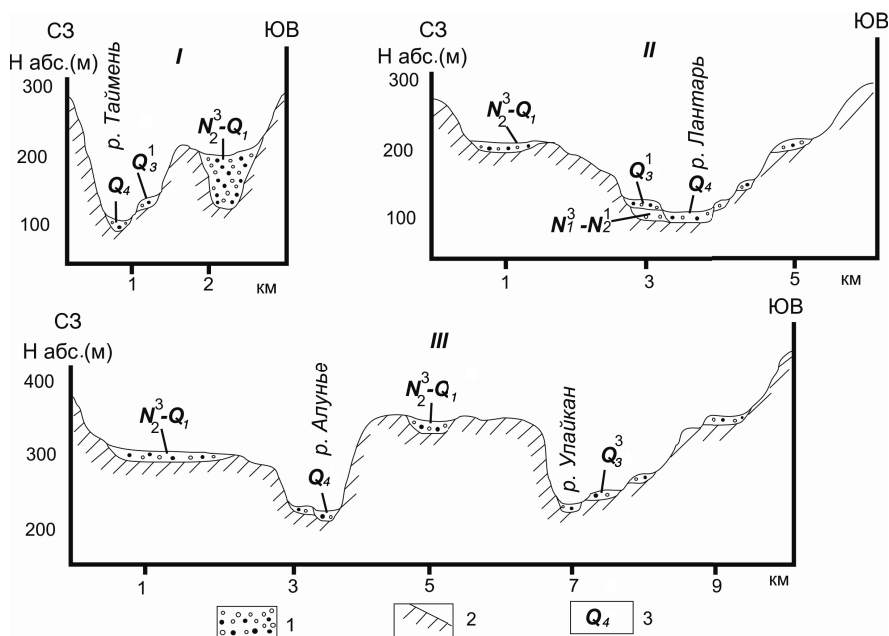


Рис. 3.6–21. Строение долин СВ-ЮЗ простирания в пределах Лантаро-Немуйской депрессии (Бредихин, Лебедева, Фишкин, 1986): 1 — рыхлые аллювиальные отложения; 2 — коренные породы; 3 — номер линии профиля (см. рис. 3.6–19)

Пока однозначно не установлено происхождение резкого сужения долины р. Мутэ ниже впадения р. Орого: является ли этот участок antecedentным или же это место перехвата бывшего притока р. Немуй одним из водотоков западного склона хр. Прибрежного в результате регрессивной эрозии по тектонически ослабленной зоне на периферии купольного массива Мотон. Судя по характеру планового рисунка притоков р. Мутэ, последнее предположение кажется нам более вероятным, однако время разделения бассейна пра-Немуй на два самостоятельных — Мутэ и Немуй — однозначно определить пока не представляется возможным. Данные петрографического анализа галечников из базального горизонта террасового аллювия р. Мутэ у входа в это сужение свидетельствуют о том, что, по крайней мере, ко второй половине среднего неоплейстоцена долина уже имела свою нынешнюю конфигурацию и по ней осуществлялся вынос материала с Джугджурского анортозитового массива. Не исключен и более древний возраст этой пачки галечников, под-

стилающей осадки конца среднего неоплейстоцена, — об этом свидетельствует хорошая окатанность материала ($K_{ок} = 2,1$) и наличие плотных омарганцованных и ожелезненных глинистых корок на поверхности гальки, что характерно для отложений раннего — начала среднего неоплейстоцена. Однако вследствие маломощности пачки и бедности ископаемой палинофлоры более точная возрастная привязка горизонта невозможна.

В начале среднего неоплейстоцена в верхних звеньях речной сети шло интенсивное врезание и размыв, приводившие к повсеместному уничтожению к переотложению рыхлых образований, еще сохранявшихся в приводораздельных частях хребтов: древних кор выветривания, аллювиальных и ледниковых толщ. Накопление полигенетических осадков, образовавшихся в результате перемыва и переотложения этих разнородных и разновозрастных отложений, происходило в нижних и средних звеньях речной сети, что обусловило дальнейшие перестройки речной сети на этих участках. Последовавшее за мощной аккумуляцией углубление водотоков нередко пространственно не совпадало с положением древних врезов, благодаря чему в прибортовых частях современных долин сохранились отдельные фрагменты более древних, выполненных 40–70-м толщами осадков начала среднего неоплейстоцена (среднее течение р. Немуй, низовья р. Киран).

Следующий этап активного переформирования речной сети относится к концу среднего — началу позднего неоплейстоцена. Он был связан с развитием и последующей деградацией полупокровного алданского оледенения. Основными причинами перестроек были, во-первых, выполнение долин мощными толщами ледниковых и водно-ледниковых отложений и массовые накопления этих осадков у подножий хребтов, а во-вторых, перегораживание речных долин ледниками. В зависимости от соотношения параметров водотока и ледника происходило: а) отжимание водотока к противоположному борту и формирование характерного изгиба коренного борта долины (нижнее течение р. Немуй); б) перегораживание долины с формированием подпрудных озер иногда весьма солидных размеров, что нередко приводило к значительным перестройкам гидросети. Так, глубина подобного озера в среднем течении р. Немуй достигала 200 м, а его площадь составляла не менее 400 км².

Третьей причиной послужили особенности деградации оледенения на приморских и внутриконтинентальных склонах хр. Джугджур, обусловленные экспозицией склонов, характером атмосферной

циркуляции и различием параметров рельефа (его расчлененности и уклонов) на западном и восточном склонах хребта. В силу особенностей экспозиции и рельефа деградация ледников ЮВ склона началась раньше и шла более интенсивно благодаря большому притоку солнечной радиации, большим уклонам поверхности и, следовательно, большей эрозионной активности водотоков, а также большому количеству осадков в жидкой фазе, концентрировавшихся тоже преимущественно на ЮВ склоне. Все это привело к постепенному смещению линии ледового водораздела по сравнению с линией орографического к СЗ, что, в свою очередь, обусловило массовые перехваты верховьями рек охотоморского бассейна верховьев рек алданского бассейна. Следы этих перехватов прослеживаются на всем протяжении хр. Джугджур (междуречья рек Етара-Магей, Мутэ-Тунум, Одора-Батомга и др.).

Многие исследователи Приохотья и сопредельных регионов Сибири и Дальнего Востока — Г.И. Худяков и соавт. (1972), С.С. Коржув и Г.Ф. Уфимцев (Морфоструктурный анализ..., 1979) — связывают формирование этих и других перехватов в приводораздельной части вершинного пояса гор, и в частности хр. Джугджур, с активной регрессивной эрозией рек охотоморского бассейна и существованием там тектонических нарушений, что, с одной стороны, ослабляет прочность коренных пород, а с другой — способствует дополнительному питанию верховьев водотока подземными водами, что в совокупности и позволяет осуществить перехват. В целом с этими исследователями нельзя не согласиться, однако имеющиеся в нашем распоряжении материалы полевых наблюдений, результаты анализа вещественного состава отложений, выполняющих перехваченные долины, и данные палинологического анализа, проведенного И.А. Каревской, свидетельствуют о непосредственной связи перехватов с этапом деградации алданского оледенения (Q_2^4 - Q_3^1), что и позволяет нам предложить иную модель осуществления перехватов в приводораздельной части хр. Джугджур.

Трансгрессия морского бассейна в наступившее затем межледниковье, достигавшая +10 ... +12 м выше современного уреза, вызвала усиление абразии и перехваты рек морем в прибрежной части территории. Наиболее ярким примером подобного перехвата является долина р. Нигай (бывший приток Лантаря). В приустьевой части современной долины р. Нигай вдоль берега моря прослеживается террасовидная поверхность, которая постепенно переходит в сед-

ловину, сложенную песчаными и галечно-валунными осадками. На аллювиальный генезис террасы указывал Г.Ф. Уфимцев (1984), наши детальные исследования седловины и террасы привели к заключению об идентичности слагающих их толщ, литолого-минералогический состав которых позволяет однозначно определить их как древний аллювий р. Нигай (Лебедева, 1991; Каревская и др., 1994).

Одна из наиболее крупномасштабных и впечатляющих перестроек долинной сети исследуемой территории, приведшая к смещению водораздела между бассейнами рек Лантарь и Уйка почти на 30 км к СВ, произошла благодаря сочетанию ряда факторов. Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что 980 ± 200 тыс. лет назад (Каревская и др., 1994) самый крупный приток Лантаря — р. Таймень — принадлежал бассейну р. Уйки. Опробование разновозрастных аллювиальных и водно-ледниковых отложений в нижнем течении современной долины р. Таймень (рис. 3.6–22) подтверждает значительные изменения области питания реки на протяжении позднего кайнозоя. Так, в эоплейстоценовом аллювии доминировал (58%) материал, поступавший в результате размыва анортозитового массива, слагающего центральную часть хр. Джугджур. Аналогичные по петрографическому составу осадки были вскрыты и на седловине на междуречье правых притоков Тайменя в его нижнем течении — ручьев Анях и Светлый (см. табл. 3.6–7).

Таблица 3. 6–7. Петрографический состав галечного материала из разновозрастного аллювия р. Таймень (нижнее течение)

Опробованные отложения, их возраст (ТЛ датировки)	Петрографический состав галечного материала, %	
	Анортозиты	Гранитоиды
1. Современный аллювий	2–8	60–87
2а. Аллювий III террасы (140 ± 45 тыс. лет)*	32	40
2б. Аллювий в цоколе III террасы (980 ± 200 тыс. лет)*	58	14
3. Древний аллювий на междуречье ручьев Анях и Светлый	50–56	16

* Возраст определен по данным ТЛ анализа, проведенного О.А. Куликовым.

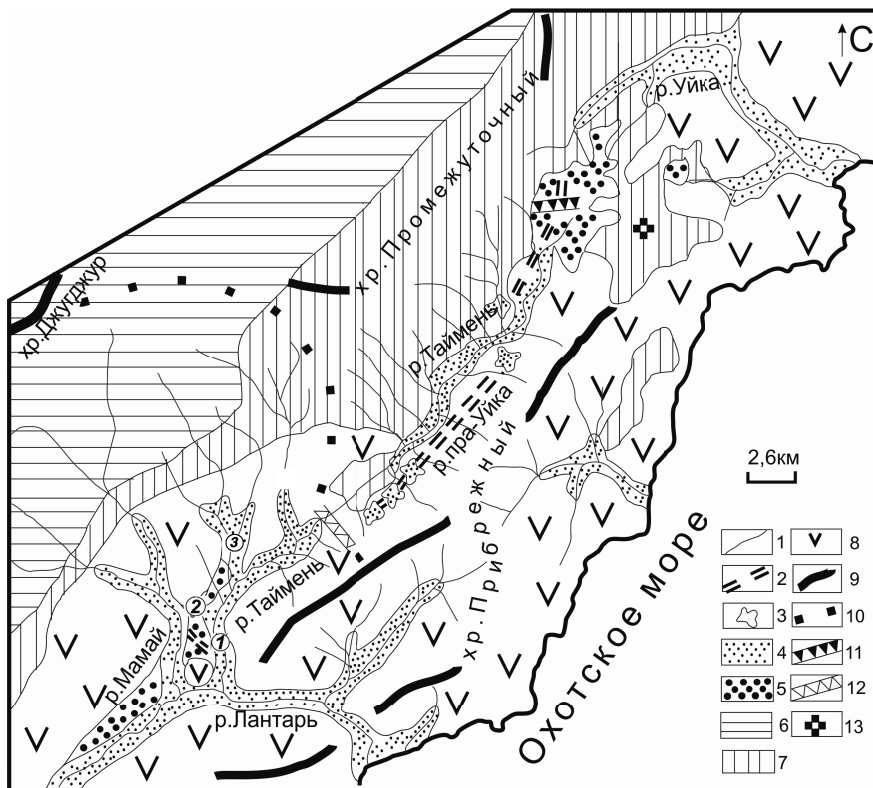


Рис. 3.6–22. Схема геоморфологического строения бассейнов рек Таймень и Уйка (по (Лебедева, 2000) с дополнениями). Положение русел рек и направление их течения: 1 — современные, 2 — древние; 3 — фрагменты древней долинной сети, сохранившиеся в виде террас и корытообразных седловин; 4 — аллювиальные отложения; 5 — ледниковые и водно-ледниковые отложения (Q_2^4 – Q_3^2 возраста); 6 — анортозиты; 7 — гранитоиды; 8 — прочие породы; 9 — осевые части хребтов; 10 — фрагмент границы палеобассейна р. Лантарь; положение водораздельной седловины между бассейнами Лантаря и Уйки; 11 — современное, 12 — древнее; 13 — воздымающаяся купольная структура (массив г. Нядалы). Цифрами 1–3 обозначены точки опробования рыхлых отложений (указанные номера соответствуют таковым в табл. 3.6–7)

В современном аллювии р. Таймень существенно преобладают (60–87%) выходящие на СВ породы гранитного ряда (граниты, гранодиориты и др.), слагающие верховья нынешней долины р. Таймень и отроги хребтов Прибрежного и Промежуточного. Осадки конца среднего неоплейстоцена (140 ± 45 тыс. лет) по своему петрографическому составу занимают промежуточное положение.

Древний водораздел Лантаря и Уйки проходил к СВ от устья современного правого притока р. Таймень — р. Джагдажинды, который вместе с Анняхом и формировал пра-Таймень, размывавший преимущественно поля развития анортозитов. В настоящее время месту древнего водораздела соответствует резкое сужение долины р. Таймень, обрамленное отрогами хребтов Прибрежного (925 м) и Промежуточного (588 м), глубина самой долины превышает здесь 400 м. Далее к СВ (выше по течению) долина р. Таймень вновь расширяется до 2–5 км, вдоль ее ЮВ борта прослеживается серия пологих корытообразных седловин, на которых вскрываются сильно выветрелые отложения с преобладанием гальки и мелких валунов, преимущественно гранитов и гранодиоритов. Седловины нередко отделены от русла небольшими эрозионными останцами в виде округловершинных сопок. Современный водораздел бассейнов Лантаря (Тайменя) и Уйки представляет собой широкую седловину у подножия горы Унычья (или Нядалы) — одного из высоких (1416 м) гранитных массивов в пределах хр. Прибрежного с прекрасно сохранившимися формами экзарационного рельефа и мощными полями ледниковой аккумуляции по периферии. Эти аккумулятивные образования спускаются в долины как р. Таймень, так и р. Уйки, в значительной степени перекрывая их.

Механизм этой межбассейновой перестройки представляется нам следующим. В результате «всплывания» гранитного массива г. Унычья (Нядалы) в эоплейстоцен-ранннеоплейстоценовое время происходила постепенная деформация продольного профиля долины древней Уйки. В конце среднего неоплейстоцена во время максимального алданского оледенения ледники, спускавшиеся с этого массива, полностью перекрыли долину, а после их отступления здесь сохранились толщи ледникового материала мощностью до 20–30 м. Это и явилось той самой «последней каплей», которая привела к изменению направления стока в верхней части долины пра-Уйки на противоположное, что и обусловило смещение водораздела между бассейнами Уйки и Лантаря почти на 30 км к СВ. Оледенение в данном случае, однако,

лишь ускорило процесс перехвата, основной же причиной перестройки явилось «всплывание» гранитного массива, что привело к постепенному расчленению долины на два самостоятельных участка (рис. 3.6–22). Не исключен, однако, и такой вариант, что перестройка произошла несколько ранее — еще до оледенения.

Величина деформации высотного положения фрагментов палеодолины р. Уйки, сохранившихся в виде корытообразных седловин с аллювием, с определенной долей условности позволила рассчитать приблизительную скорость воздымания купольного массива. Высотные отметки седловин в верховьях древней Уйки (близ древнего водораздела) составляют около 230 м над у.м., а высота современной водораздельной седловины Таймень — Уйка близ купольного массива — 530 м. Очевидно, что высота этого участка в долине пра-Уйки не могла превышать 230 м, а при «нормальном» продольном профиле реки она должна была составлять около 80 м. Следовательно, к моменту расчленения долины на два самостоятельных фрагмента приблизительно 140 ± 45 тыс. лет назад (или несколько ранее) этот участок долины (современная водораздельная седловина), располагавшийся на периферии гранитного массива, должен был быть поднят, по крайней мере, до высоты 230 м, т.е. на 150 м, на что потребовалось около 840 тыс. лет или более. Таким образом, скорость воздымания за этот период может быть приблизительно оценена как 0,18 мм/год. За последующие 140 тыс. лет эта седловина поднялась еще на 300 м (до своего нынешнего положения), то есть скорость ее поднятия составила около 2,14 мм/год. Эти величины мы можем рассматривать как приблизительные оценки скорости всплывания гранитного массива в позднем кайнозое (рис. 3.6–23).

По данным повторного нивелирования и уровнемерных наблюдений, результаты которых описаны С.Б. Золотарской и соавт. (1987), воздымание хр. Прибрежного в районе массива г. Нядалы составляет в настоящее время около 5,3 мм/год, а хр. Джугджур — 4,3 мм/год. Но нельзя забывать, что все эти движения носят сложный колебательный характер и суммарная их величина за более длительный этап имеет гораздо меньшее абсолютное значение, чем данные единичных кратковременных замеров.

Процесс переформирования долинной сети исследуемого региона продолжается и в настоящее время. В прибрежной части территории, например, намечаются перехваты морем правых притоков р. Немуй в его нижнем течении, что со временем (при наличии определенных

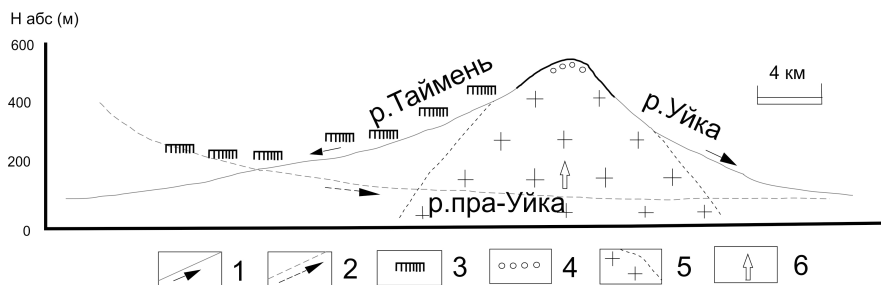


Рис. 3.6—23. Деформация продольного профиля пра-Уйки в результате роста массива г. Нядалы (Лебедева, 2000). Продольный профиль и направления течения рек: 1 — современные, 2 — древние; 3 — корытообразные седловины — фрагменты древней долинной сети; 4 — ледниковые отложения; 5 — гранитный массив г. Нядалы; 6 — воздымание гранитного массива

благоприятных условий) может спровоцировать и более крупную перестройку, например, отсечь современные низовья р. Немуй. Небольшой ручей, бывший приток р. Авляякан (бассейн Северного Ледовитого океана) в приводораздельной части хр. Джугджур в настоящее время бифуркирует, и один из его рукавов впадает по-прежнему в Авляякан, а другой — уже в Киранкан (бассейн Охотского моря). Однако неизбежно, что со временем рукав, впадающий в Киранкан, за счет регрессивной эрозии углубится сильнее, сконцентрирует в себе весь сток и, следовательно, водораздел между Тихим и Северным Ледовитым океанами сместится еще к СЗ.

Таким образом, на протяжении миоцена и раннего плиоцена речная сеть региона претерпела сложные преобразования, обусловленные, с одной стороны, горообразованием в СЗ части территории, а с другой — затоплением ее ЮВ части в связи с прогибанием впадины Охотского моря. В настоящее время сохранились лишь верхние звенья этой речной сети, которая частично восстанавливалась в периоды ледниковых регрессий морского бассейна. В плейстоценовый этап развития рельефа исследуемой территории мы можем выделить, по крайней мере, три эпохи с активным переформированием речной сети. Эоплейстоцен-ранннеоплейстоценовая была обусловлена главным образом тектоникой (активные блоковые движения в пределах депрессии и по ее периферии) и колебаниями влажности климата; в этот период преобладали широкомасштабные внутри- и межбассейновые перестройки. В начале среднего неоплейстоцена в верхних

звеньях речной сети доминировала активная эрозия, обусловленная воздыманием и, по-видимому, возросшей влажностью климата. Происходило наращивание протяженности долин за счет регрессивной эрозии, а в нижних звеньях речной сети перестройки были обусловлены аккумуляцией. В конце среднего — начале позднего неоплейстоцена переформирование речной сети было связано с развитием мощного полупокровного оледенения, а также обусловлено спецификой его деградации и трансгрессией морского бассейна в последующее за ним межледниковье. Пространственно перестройки были приурочены преимущественно к Лантаро-Немуйской депрессии, где преобладали блоковые движения разного знака, а меньшая глубина расчленения рельефа (редко превышавшая 100–120 м) позволяла водотокам, долины которых оказывались заполнены рыхлыми отложениями, легко покидать их пределы и «блуждать» по депрессии. В пределах хребтов, испытывавших устойчивое воздымание, положение долин было более стабильным.

Особый вклад в переформирование долинной сети внесло полупокровное алданское оледенение конца среднего неоплейстоцена. Наличие мощных ледниковых покровов, а затем полей и толщ ледниковых и водно-ледниковых отложений существенно изменило топографию исходной поверхности, что обусловило и разномасштабные изменения речного стока. Перестройки в прибрежной части территории, обусловленные затоплением обширных территорий и (или) активной абразией, были приурочены к периодам трансгрессий морского бассейна, превышавших уровень моря, характерный для более ранних этапов формирования речной сети. Подобные явления наиболее широко были распространены в миоцен-плиоценовое время, сохранились следы активизации абразии в начале позднего неоплейстоцена (Q_3^1), вполне вероятно, что она была характерна и для начала среднего неоплейстоцена (Q_2^1).

Список литературы

Ананьев Г.С. Динамическая геоморфология. Формирование вершинных поверхностей. М.: Изд-во МГУ, 1976. 173 с.

Ананьева Э.Г. Опыт использования минералогического анализа рыхлых отложений при геоморфологических исследованиях в горных странах (на примере Верхнеколымского нагорья): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1974. 32 с.

Берсенов Ю.И. Карст Дальнего Востока. М.: Наука, 1989. 172 с.

Бредихин А.В., Воскресенский С.С., Каревская И.А., Лебедев С.А., Фишкин О.Н., Шубин Г.А. Последовательность накопления рыхлых плейстоценовых отложе-

ний Юго-Западного Приохотья // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1982. № 6. С. 71—79.

Бредихин А.В., Каревская И.А., Лебедева Е.В. Плиоценовые отложения в горах Западного Приохотья. М.: МГУ, 1988. Деп. в ВИНТИ 07.07.88, № 5458.

Бредихин А.В., Лебедева Е.В., Фишкин О.И. К вопросу об асимметрии долин областей неотектонической активизации (на примере Западного Приохотья) // Геоморфология — наука и практика. М.: МГУ, 1986. С. 6—12. Деп. в ВИНТИ 06.02.86 № 871-В.

Бредихин А.В., Лебедева Е.В., Шварев С.В. Влияние климата на морфологию и морфометрию каров в горах Западного Приохотья. Ледники и климат Сибири. Томск: ТГУ, 1987. С. 44—46.

Васильев Ю.М. Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы. М.: Наука, 1980. 184 с.

Васютина Л.Г. Структурно-геоморфологический анализ и золотоносность Станового нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1976. 30 с.

Вейнбергс И.Г. Затопленные речные долины на шельфе и связь их образования с колебаниями уровня Мирового океана (на примере шельфа Восточно-Сибирского моря и юго-западной части Охотского моря) // Геоморфология и палеогеография шельфа: Матер. XII пленума Геоморф. комиссии. М.: Наука, 1978. С. 37—42.

Вейнбергс И.Г. Древние берега Советской Балтики и других морей СССР: Особенности распространения, генезиса и сохранности. Рига: Зинатне, 1986. 168 с.

Вирина Е.И., Каревская И.А., Лебедева Е.В., Свиточ А.А. Неогеновые отложения восточного склона хребта Джугджур (Западное Приохотье). М.: МГУ, 1990. 13 с. Деп. в ВИНТИ 28.11.90, № 5966.

Витовская И.В., Никитина А.П. Минералого-геохимические особенности образования кор выветривания на разных породах // Матер. семинара по геохимии гипергенеза и корам выветривания. Минск, 1969. С. 59—69.

Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология: Формирование склонов. М.: МГУ, 1971. 229 с.

Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 2. 456 с.

Герасимов И.П. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала // Тр. Ин-та географии АН СССР. М., 1948. Т. 42. С. 5—38.

Глуховская Н.Б. Ярусное строение рельефа Северо-Западного Прибалхашья (Центральный Казахстан) // Геоморфология. 1975. № 1. С. 68—73.

Дедков А.П., Бутаков Г.Н., Баранов Ю.В., Малышева О.Н. Формирование ярусности рельефа внешних зон горных областей и возвышенностей // Поверхности выравнивания. Иркутск, 1970. Вып. 1. С. 32—34.

Добровольский В.В. Гипергенез четвертичного периода. М.: Недра, 1966. 238 с.

Жданов В.С. Четвертичное оледенение хр. Джугджур // Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968. С. 203—204.

Жданов В.С. Геолого-геоморфологические условия формирования кайнозойских россыпей золота северной части Западного Приохотья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. 25 с.

Золотарская С.Б., Никитенко Ю.П., Уфимцев Г.Ф. Современные вертикальные движения земной коры: Восточная Сибирь и Дальний Восток // Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. С. 116—121.

Ивановский Л.Н. Разрушение рельефа древних поверхностей выравнивания морозно-солифлюкционными процессами на Алтае // Поверхности выравнивания. Иркутск, 1970. Вып. 1 С. 38–40.

Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.

Каревская И.А., Лебедев С.А., Бредихин А.В., Лебедева Е.В. Условия образования озерных отложений в районах горно-долинного оледенения (на примере Дальнего Востока) // Тез. докл. VI Всесоюз. совещания «История озер в СССР». Таллин, 1983. С. 70–71.

Каревская И.А., Лебедева Е.В., Бредихин А.В. Корреляция рыхлых отложений и развитие речных долин Западного Приохотья в среднем плейстоцене // Проблемы геоморфологической корреляции. М.: Наука, 1989. С. 135–144.

Каревская И.А., Лебедева Е.В., Куликов О.А. Тенденции кайнозойского морфолитогенеза в Западном Приохотье // Геоморфология. 1994. № 2. С. 115–124.

Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.

Конищев В.Н., Рогов В.В. Экспериментальная модель криогенной устойчивости основных породообразующих минералов. Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. Вып. VII. С. 189–198.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Пушкарь В.С. Климат и колебания вертикальных ландшафтных зон Сихотэ-Алиня в голоцене // Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ, 1976. С. 112–129.

Короткий А.М., Скрыльник Г.П. Природные катастрофы и корреляция геоморфологических событий // Проблемы геоморфологической корреляции. М.: Наука, 1989. С. 152–161.

Крамаренко Г.С. Две основные проблемы ранних этапов кайнозойской истории развития рельефа юго-восточного Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1979. 25 с.

Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск: Наука, 1973. 187 с.

Куликов О.А., Лебедев С.А., Лебедева Е.В. Опыт применения радиотермолюминесцентного метода при реконструкции истории развития рельефа Дальнего Востока // Палеогеографические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 37–49.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений // Труды ГИН АН СССР. 1963. Вып. 67. 266 с.

Лебедев С.А., Фишкин О.Н., Лебедева Е.В., Косолапова М.В. Следы морских ингрессий в пределах депрессионных морфоструктур Юго-Западного Приохотья. Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВНЦ, 1988. С. 36–52.

Лебедева Е.В. О выделении аллювия перигляциального типа в областях развития плейстоценового горно-долинного оледенения. Эрозионно-аккумулятивные процессы и народное хозяйство. М.: МГУ, 1985. С. 133–138. Деп. в ВИНТИ 22.11.85 № 8061-В.

Лебедева Е.В. Корреляция плиоцен-нижнеплейстоценовых осадков, кор выветривания и рельефа Западного Приохотья по данным минералогического ана-

лиза // Всесоюз. совещание по проблеме геоморф. корреляции: XVIII пленум Геоморф. комиссии АН СССР. Тбилиси: Мецниереба, 1986а. С. 99.

Лебедева Е.В. Морфология и литолого-минералогические особенности флювиогляциальных конусов выноса в горах Западного Приохотья // Геоморфология — наука и практика. М.: МГУ, 1986б. С. 2—5. Деп. в ВИНТИ 06. 02.87. № 871-В.

Лебедева Е.В. Яркость рельефа горных хребтов Западного Приохотья // Геоморфология. 1987. № 1. С. 79—85.

Лебедева Е.В. История развития рельефа и неоген-четвертичные отложения Западного Приохотья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1991. 28 с.

Лебедева Е.В. Катастрофические геоморфологические процессы в приморских районах Западного Приохотья // Геоморфология. 1995. № 4. С. 35—42.

Лебедева Е.В. Эволюция рельефообразующих процессов Западного Приохотья в кайнозой // Геоморфология. 1998. № 2. С. 81—90.

Лебедева Е.В. Время и причины перестроек речной сети приморской части Западного Приохотья в позднем кайнозой // Геоморфология. 2000. № 3. С. 69—78.

Лебедева Е.В., Каревская И.А., Куликов О.А., Полякова Е.И. Киранская толща среднего плейстоцена Западного Приохотья // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1990. № 7. С. 150—152.

Линдберг Г.У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 335 с.

Марков К.К., Суетова И.А. Эвстатические колебания уровня океана // Современные проблемы географии. М.: Наука, 1964. С. 149—156.

Морфоструктурный анализ речной сети СССР. М.: Наука, 1979. 304 с.

Никонова Р. И., Худяков Г.И. О возможностях и условиях сохранения выровненных реликтов поверхностей в современном рельефе гор // Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ, 1976. С. 5—28.

Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М.: Наука, 1980. 295 с.

Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.

Прохоров В.П. Морфология и дислокации Джугджурского анортозитового массива // Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. С. 45—47.

Рабочая региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Приамурья // Решения Межвед. стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. С. 169—184.

Резанов И.А., Наймарк А.А. О некоторых дискуссионных вопросах геоморфологии Северо-Востока СССР // Геоморфология. 1971. № 3. С. 87—93.

Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.

Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М.: Ин-т водных проблем РАН, 1996. 268 с.

Серебрянный Л.Р. Лабораторный анализ в геоморфологии и четвертичной палеогеографии // Итоги науки и техники. Сер. геоморф. М: ВИНТИ, 1980. Т. 6. 152 с.

Симонов Ю.Г., Лукашов А.А. Некоторые приемы и результаты анализа неотектонических структур Юго-Восточного Забайкалья // Зап. Забайкальского отдела ГО СССР. 1963. Вып. XXI. С. 170—178.

Скотаренко В.В. Новейшая тектоника Учуро-Майского района и некоторые вопросы анализа формы склонов: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М: Ин-т географии АН СССР, 1968. 25 с.

Судакова Н.Г., Введенская А.И., Воскресенская Т.Н., Крамаренко Г.С., Немцова Г.М. Применение литологического анализа в палеогеографических целях // Итоги науки и техники. Сер. палеогеография. М: ВИНТИ, 1986. Т. 4. 185 с.

Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа на примере Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1984. 184 с.

Хворостова З.М. Геоморфология бассейна верховьев р. Колымы. Новосибирск: Наука, 1970. 200 с.

Худяков Г.И., Кулаков А.П., Короткий А.М. Позднекайнозойские перестройки гидрографической сети в Южной части Советского Дальнего Востока // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 419–430.

Цховребашвили Ш.А. К вопросу определения количества основных выровненных поверхностей в горных странах // Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964. С. 196–201.

Цыкин Р.А. Современный и древний карст Сибири // Карст Дальнего Востока и Сибири. Владивосток: ДВНЦ, 1980. С. 55–91.

Чемеков Ю.Ф. Следы древнейшего оледенения на Дальнем Востоке // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1959а. № 12. С. 67–75.

Чемеков Ю.Ф. Основные этапы развития рельефа Приамурья и Западного Приохотья. М.: Геогр. о-во, 1959б. 26 с. (Ротапринт).

Чемеков Ю.Ф. Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока СССР. Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока. Л.: ОНТИ ВСЕГЕИ, 1961. С. 120–135.

Чемеков Ю.Ф. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей и северной части Тихого океана // Морские берега. Таллин: Изд-во АН Эст. ССР, 1961. С. 155–174.

Чемеков Ю.Ф. Происхождение и развитие поверхностей денудационного выравнивания в складчатых областях. Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964. С. 151–164.

Чемеков Ю.Ф. Западное Приохотье. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1975. 123 с.

Четвертков С.С. К проблеме корообразования и россыпной золотоносности Южной Якутии // Матер. семинара по геохимии гипергенеза и корам выветривания. Минск, 1969. С. 177–179.

Шубина Н. Г., Аристархова Л.Б. Методика восстановления «первичного» тектонического рельефа по топографической карте // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1956. № 2. С. 34–41.

ЧАСТЬ 4. РЕЛЬЕФ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ: ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ

Глава 4.1. Особенности формирования россыпей золота

Формирование россыпей тесно связано с особенностями становления рельефа территории исследования, так как в зависимости от палеогеографических условий коренные источники одних и тех же формаций и типов могут выступать и как россыпеобразующие, и как не дающие россыпей. Рудопроявления исследуемой территории приурочены преимущественно к зонам пересечения разломов СВ и СЗ ориентировки и обусловлены наличием кварц-сульфидных жил. Ввиду отсутствия дорог и источников электроэнергии добыча золота в течение многих лет велась в Западном Приохотье преимущественно старательским способом. Характер эволюции рельефа определяет пространственные изменения величин денудационного среза, закономерности образования и размещения флювиальных форм, с которыми связана большая часть россыпей, продуктивность аллювия разных этапов развития долинной сети, а также условия сохранения и преобразования россыпей.

В основе разработанных С.С. Воскресенским подходов к прогнозу россыпей золота лежит реконструкция региональных палеогеографических и палеогеоморфологических условий позднего кайнозоя (Бредихин и др., 2014). На основании палеогеографического и фациально-генетического анализа коррелятных отложений (Воскресенский и др., 1984, 1985) была доказана неоднократная смена эпох врезания и аккумуляции в речных долинах Дальневосточного региона и установлено, что глубина врезания в эоплейстоцене — раннем неоплейстоцене была близка к современной. Изучение условий и факторов, определявших эволюцию рельефа, позволило сформулировать главные принципы геоморфологического анализа территорий с целью прогноза аллювиальных россыпей (Воскресенский и др., 1985, 1987). Это: 1) изучение денудационного рельефа — поверхностей выравнивания с целью определения нижнего возрастного рубежа активизации неотектонических движений как времени начала формирования современной долинной сети; 2) определение пространственных соотношений форм флювиального рельефа и, прежде всего, цоколей врезов (фрагментов днищ древних погребенных и приподнятых долин);

3) анализ ледникового рельефа — определение зональности ледниковых и флювиогляциальных форм, наличие которых часто определяет сохранность золотоносного аллювия; 4) исследование прибрежно-морских и флювиальных форм современных и древних морских побережий на предмет возможного расширения объектов поисков россыпей; 5) разноплановое детальное изучение рыхлых коррелятных отложений (в том числе фиксирующих древний экспонированный и погребенный рельеф) с точки зрения их возможной золотоносности.

Результаты изучения различных элементов рельефа региона, литолого-минералогические характеристики коррелятных толщ, их относительные и абсолютные датировки рассмотрены выше. Подчеркнем основные моменты в истории развития рельефа, определившие его современный облик и во многом условия формирования россыпей. В развитии рельефа всего ЮЗ Приохотья можно выделить три крупных этапа. Каждый из них сыграл существенную роль для россыпеобразования. В первый этап — вторая половина палеогена — начало неогена — преобладали процессы глубокого химического выветривания, корообразования и активного высвобождения частиц полезного компонента. Во второй половине палеогена (конец эоцена — олигоцен) в условиях относительного тектонического покоя и климата, близкого к тропическому, преобладал выровненный рельеф с корами выветривания каолинового состава (Скотаренко, 1968; Чемяков, 1975; Лебедев, 1980; Воскресенский, Лебедев, 1984; Лебедева, 1991 и др.). Высокие значения содержаний полезного компонента в коре выветривания подтверждаются опробованием ее сохранившихся фрагментов. О роли кор в питании аллювиальных россыпей косвенно говорят и следы гипергенных изменений на поверхности частиц золота из молодых россыпей. Образование субаэральной эрозионно-денудационной поверхности выравнивания в палеогене и в первой половине миоцена явилось как бы исходным этапом морфогенеза в кайнозой. Наряду с остаточными корами выветривания, в пределах поверхности выравнивания встречаются продукты их переотложения, представленные преимущественно флювиальными образованиями (аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, озерно-аллювиальными), которые датируются палеогеном и ранним неогеном. Аналогичная картина наблюдается и в более южной части региона. Так, в бассейне р. Большая Исса С.А. Лебедевым установлен четкий временной интервал формирования поверхности выравнивания, которая здесь местами распространена на эоценовых вулканитах кузне-

цовской свиты (абс. возраст 56 млн лет), а на отдельных участках ее фрагменты, фиксированные корой выветривания, перекрываются породами более молодых базальтов с абс. возрастом 27 млн лет. По флюористическим остаткам возраст древних флювиальных отложений на абс. высотах около 400 м определен как олигоценовый (Лебедев, 1980).

Для второго этапа — большая часть неогена — характерны интенсивное эрозионное расчленение, перемыв продуктов гипергенеза, увеличение глубины вскрытия рудных тел на сотни метров, формирование россыпей, включивших в себя основной объем полезного компонента. В неогене под воздействием дифференцированных тектонических движений оформились основные морфоструктуры района. В пределах положительных морфоструктур поверхность выравнивания испытала глубокое и интенсивное расчленение, а в границах депрессий и части акватории Охотского моря она была опущена и перекрыта континентальными и морскими осадками. Расчленение поверхности выравнивания в разных частях территории, однако, протекало крайне неравномерно. На многих участках, особенно вблизи зон опускания, она еще длительное время занимала положение, близкое к исходному. По периферии хребтов на границе с придепрессионными зонами (прибортовые части Лантаро-Немуйской, Удской, Ул-Лонгарийской, Нижнеамурской и других депрессий) происходило формирование локальных поверхностей выравнивания с маломощными корами выветривания преимущественно монтмориллонитового состава (Чемяков, 1975; Кадетов и др., 1979; Вириня и др., 1990; Лебедева, 1991).

В неогене речные долины испытали наибольшее углубление, эрозией были переработаны основные объемы горных пород и сформировались богатые аллювиальные россыпи, которые послужили главным источником поступления полезного компонента в плиоценовую долинную сеть. По заключению С.А. Лебедева, остатки неогеновых долин представляются перспективными объектами на обнаружение россыпей. Наиболее благоприятные условия для их сохранения сложились в границах тех депрессий, где они перекрыты плейстоценовыми осадками: Удская, Ул-Лонгарийская, Амуро-Амгунская, Сивукская и др.

Коренная перестройка рельефа территории — формирование близкого к современному низко-среднегорного рельефа — произошла в среднем — позднем плиоцене, о чем свидетельствует тот факт, что начиная со второй половины позднего плиоцена и в плейстоцене осадки исследуемой территории приобретают принципиальные отли-

чия от более древних рыхлых образований. Это уже преимущественно грубые галечно-валунные отложения с песчано-гравийным заполнителем, формировавшиеся потоками полуторного и горного типа, и ледниковые образования. К концу эпохи активизации тектонических движений глубина врезания долинной сети на отдельных участках составила сотни метров. Тенденцию огрубления состава осадков, наметившуюся после олигоцена, нельзя связывать только лишь с изменениями климата. Об этом говорят наблюдения в современных сезонно-влажных тропических областях Юго-Восточной Азии (Лебедев, 1987). Здесь на участках активного врезания рек (средне- и низкоречные районы) происходит резкое сокращение мощности выветрелых пород на склонах и аллювий обогащен грубым материалом (гравий, галька, иногда валуны). Данные о залегании эоплейстоцен-нижне-неоплейстоценовых осадков близ современного уреза рек получены по многим бассейнам рек Приохотья (Немуй, Лантарь, Киран, Ул Орельский и др.). В долине р. Таймень эоплейстоценовые отложения установлены в нескольких метрах выше уреза реки: их абс. датировки (результаты радиотермолюминесцентного анализа, проведенного О.А. Куликовым) составили 980 ± 200 тыс. лет (Куликов и др., 1987). Особый интерес представляет факт залегания аллювиального горизонта, отнесенного по палинологическим данным к эоплейстоцену, в пределах древнего фрагмента сравнительно узкой горной долины р. Нигай, которая располагается субпараллельно береговой линии моря. В результате морской абразии нижний отрезок долины реки, впадавшей ранее в р. Лантарь, был отчленен от основной ее части. Эоплейстоценовый аллювий залегает в брошенной долине под осадками среднего и позднего неоплейстоцена (Q_2^1 и Q_2^4 - Q_3^1), имея превышение над современным урезом Нигая от 2 до 5 м (Каревская и др., 1989). Особенности геоморфологического положения древнего аллювия свидетельствуют о том, что глубина эрозионного вреза к концу плиоцена практически не уступала глубине современной долины.

Довольно протяженная сеть погребенных эрозионных врезов установлена буровыми работами Аяно-Майской экспедиции и в бассейне р. Джаны (левый приток р. Уды). Мощность осадков во врезх достигает 20–30 м, они опробованы Т.С. Хорошиловой по скважине глубиной 8,4 м (Хорошилова, Воскресенский, 1983). Нижняя часть толщи мощностью до 1 м по палинологическим данным отнесена к фрагменту теплой эпохи не моложе раннего неоплейстоцена. В системе

р. Алдан древние аллювиальные толщи достаточно полно изучены в результате работ Дальневосточной партии МГУ в бассейне руч. Курун-Урях, притока р. Иоткан. Мощность рыхлых отложений в системе погребенных врезов составляет от 7 до 16–18 м. Они опробованы Г.А. Шубиным на глубину 15,6 м по одной из скважин, превышение устья которой над поймой 1–1,5 м. Осадки датируются переходным периодом от эоплейстоцена к началу неоплейстоцена (Бредихин и др., 2014). Полученные спорово-пыльцевые спектры хорошо сопоставляются с таковыми, характеризующими толщу кантагских галечников в бассейне р. Ул Орельский (левобережье низовьев Амура). Возраст последних составил 728 ± 180 тыс. лет (Куликов и др., 1987).

Для третьего этапа — неоплейстоцен-голоцен — типично чередование эпох выполнения долин рыхлым материалом с эпохами размыва аккумулятивных толщ, расширение эрозионных врезов без существенного увеличения глубины вскрытия рудных тел (первые десятки метров), преобладание процессов преобразования ранее сформировавшихся россыпей. В плейстоцене наметилась определенная консолидация положительных и отрицательных морфоструктур, вызвавшая врезание речной сети также на площади ряда депрессий — Лантаро-Немуйской, Ул-Лонгарийской, Сивукской (Тывлинской) и др. Однако общие поднятия на фоне снижения дифференцированности тектонических движений не были значительными, а временами даже сменялись опусканиями. Происходило выполнение долин мощными толщами рыхлых отложений (десятки метров) с последующим врезанием и размывом аккумулятивных образований, что вело к расширению эрозионных врезов и сужению междуречий. Этот процесс проявился не только в нижних и средних, но местами и в верхних звеньях долинной сети. В зависимости от морфоструктурной обстановки могли изменяться масштабы аккумуляции и врезания. В глубоких горных долинах подобное развитие отличалось значительной плановой унаследованностью, вследствие чего следы прошедших стадий эволюции долин сохранились крайне фрагментарно. На участках же распространения сниженных междуречий, и особенно вблизи депрессий, реки получили большие возможности для изменения своего положения в плане, которое происходило, как правило, на последних стадиях процесса аккумуляции, поэтому новые эрозионные врезы могли в разной степени не совпадать с предшествующими.

В неоплейстоцене глубина вскрытия коренных источников практически не увеличилась — их разрушение происходило в том же вы-

сотном интервале, что и в неогене. Основным источником питания россыпей были доплейстоценовые аллювиальные толщи. На участках пространственной рассредоточенности неоплейстоценовых врезов наличие непромышленных россыпных проявлений в контурах пойм может служить признаком, указывающим на возможность обнаружения более богатых россыпей в стороне от современных днищ долин, в местах локализации древних врезов.

Оледенения внесли осложнения в общий ход развития рельефа и придали ему на отдельных участках альпинотипный облик. Во время сопровождающих их морских регрессий осушались обширные участки шельфа, разобщенные речные системы охотского побережья объединялись, низкогорья Шантарских островов соединялись с материком. В некоторых, ныне затопленных эрозионных врезках (вблизи восточного побережья залива Николая и др.), шло формирование россыпей.

Таким образом, в указанные этапы происходила реализация различных сторон процесса россыпеобразования (высвобождение полезного компонента, формирование россыпей разного генезиса, их трансформация и пр.), однако в определенные этапы те или иные составляющие этого процесса преобладали.

На отдельных участках, отличавшихся малоамплитудными тектоническими движениями, разновозрастные пачки аллювия, соответствующие различным этапам врезания, залегают примерно на одном и том же уровне (разница — первые метры) и вложены друг в друга. В тектонически более активных районах территории с конца плиоцена и в плейстоцене глубины врезания рек в разные этапы в большинстве случаев также сравнительно мало отличались друг от друга — на первые десятки метров. Отсюда следует, что увеличение объемов эрозионных врезов происходило в плейстоцене главным образом за счет сужения междуречий (Лебедев, Лебедева, 1998). Наибольшее расширение долин наблюдалось на участках планового несовпадения (полного или частичного) разновозрастных врезов. При соответствующих металлогенических предпосылках от характера внутриводораздельных перестроек зависели условия локализации россыпей и их продуктивность. Аллювиальные россыпи отличаются наибольшей компактностью и богатством при совмещении разновозрастных врезов, т.е. при унаследованном развитии долин. Надо учитывать, что пространственная разобщенность россыпей может наблюдаться и при плановом совпадении контуров разновозрастных врезов, когда более древние

врезы занимают наиболее низкое гипсометрическое положение. В этом случае россыпи разных этапов врезания разобщены по вертикали (например, в бассейне р. Джаны и на ряде других участков).

Полученные результаты палеогеоморфологических реконструкций позволили С.А. Лебедеву (Лебедев, Лебедева, 1998) выделить следующие три временных интервала, когда формировались наиболее продуктивные толщи рыхлых отложений, а также промежуточные коллекторы с малым содержанием металла. В олигоценовый этап регионального выравнивания процессы корообразования и интенсивное химическое выветривание способствовали высвобождению полезного компонента из вмещающих пород и подготовке его к процессу россыпеобразования. В неогеновый этап расчленения происходили концентрация и перенос полезного компонента из кор выветривания в аллювиальные отложения. В плиоцене в зонах, переходных от впадин к горным сооружениям, при соответствующих металлогенических предпосылках складывались благоприятные геоморфологические условия для россыпеобразования — формирование локальных поверхностей выравнивания с корами выветривания, выполаживание продольных профилей рек, находившихся в стадии динамического равновесия, формирование перстративных пойм и аллювия нормальной мощности и пр. Анализ пространственного размещения россыпей позволил выявить тяготение большей их части именно к таким зонам. При расчленении локальных уровней и втягивании краевых частей впадин в поднятия происходило расширение зон россыпеобразования в направлении аккумулятивных равнин.

Неоднократное чередование эпох врезания рек и выполнения долин в позднеплиоцен — плейстоценовое время создало благоприятную ситуацию для дальнейшего формирования и обогащения россыпей. Однако накопление мощных толщ выполнения разных этапов аккумуляции (N_2^3 - Q_1^1 , Q_2^{1-2}) не способствовало высокой концентрации полезного компонента в осадках, они явились лишь промежуточным коллектором металла. Оледенение конца среднего неоплейстоцена также привело к разубоживанию продуктивных толщ. В границах среднегорных массивов, являвшихся центрами оледенения, активно проявились процессы экзарации и как результат — уничтожение россыпей.

Морфология и характер проанализированных нами золотин свидетельствуют о том, что значительное содержание металла в верхне-неоплейстоценовых и голоценовых отложениях, наряду с посту-

плением из коренных источников, во многих случаях обусловлено размывом и переотложением его из более древних золотоносных толщ — миоцен-плиоценового, позднеплиоценового и средннеоплейстоценового возраста. Физические свойства золота — мягкость, ковкость, пластичность, а также способность к образованию поверхностных пленок — делают его одним из самых информативных компонентов россыпей. Морфология и морфометрия частиц этого металла, характер поверхности зерен позволяют лучше, нежели по особенностям строения других элементов минералогического спектра, восстановить историю формирования россыпей.

Для примера приведем результаты анализа металла из современной пляжевой россыпи, которая располагается вблизи уступа размываемой морем II надпойменной террасы р. Киран в приустьевой части р. Луктак (рис. 4.1–1). Здесь преобладает мелкий металл (по классификации Ю.А. Билибина (1955). Окатаны зерна хорошо (преимущественно 3-й класс), коэффициент окатанности — 2,76. Золотины в основном лепешковидной формы, реже пластинчатые и комковато-лепешковидные; некоторые имеют сложную комковато-дендритовидную форму. Края многих зерен загнуты, закатаны и завальцованы, некоторые золотины несколько раз сложены, смяты и вновь окатаны. Около половины зерен имеют ямчатую и мелкоямчатую поверхность, иногда на них отмечается свежая штриховка и царапины. На многих зернах в углублениях сохранились следы красноватой и бурой пленки гидроокислов железа с примесью марганца, а на поверхности — глинистые пленки и примазки палевого, иногда белесовато-палевого цвета.

Анализ золотин из приплотикового галечно-гравийного горизонта II надпойменной террасы, размываемой морем (Q_3^{2-3} — палинологические определения Э.А. Румянцевой), показал (рис. 4.1–2), что металл здесь аналогичен описанному выше (см. рис. 4.1–1), однако до 60% поверхности зерен покрыто железо-марганцевыми (преимущественно в углублениях) и глинистыми пенками. Свежих царапин и штриховки нет.

В пределах исследуемой территории новообразованные окислы и гидроокислы железа и марганца отмечаются в разрезах кор выветривания палеоген-неогенового возраста и в меньшей степени — в мощных (более 40 м) толщах полигенетических осадков средннеоплейстоценового возраста (так называемая киранская толща — $245-340 \pm 80$ тыс. лет), сформировавшихся в результате переотложения более древних



Рис. 4.1—1. Морфология золота из современных пляжевых отложений (рис. Е.В. Лебедевой)

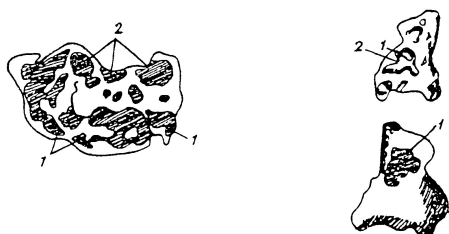


Рис 4.1—2. Золото из приплотикового горизонта II надпойменной террасы р. Киран: 1 — глинистые примазки светлорусого цвета; 2 — следы железо-марганцевой рубашки (рис. Е.В. Лебедевой)

аллювиальных и элювиальных образований и в настоящее время размываемых р. Киран в 4–5 км выше по течению от устья. Слабая золотоносность этих отложений известна. Все это позволяет считать, что данные толщи были промежуточным коллектором металла современной пляжевой россыпи.

Характер поверхности золотин (закатанные и завальцованные края, окатанные, сложенные в несколько раз и вновь окатанные пластины) и особенности сохранности пленок гидроокислов железа и марганца (у пляжевых отложений — лишь в углублениях, а у зерен из приплотикового горизонта террасы — на значительной части поверхности) позволяет четко восстановить, по крайней мере, следующие этапы перемещения металла и формирования пляжевой россыпи: а) разрушение коренного источника и транспортировка золотин со значительной обработкой (окатыванием); б) захоронение и гиперге-

нез с образованием железо-марганцевых пленок: в) размыв и переотложение в осадки толщи промежуточного коллектора срененеоплейстоценового возраста; г) переотложение металла с частичным уничтожением Fe-Mn пленок в приплотиковую часть II надпойменной террасы, формирование белесых глинистых пленок при разрушении зерен минералов в холодных условиях позднего неоплейстоцена при частых переходах температуры через 0 °С; д) вынос материала на пляж при разрушении террасы морем и частичное уничтожение белесых глинистых и бурых железо-марганцевых пленок.

Результаты анализа золотин из рассмотренной выше россыпи, так же как и данные по некоторым другим россыпям, позволяют, хотя и на качественном уровне, говорить, что значительная часть металла прошла сложный и длительный путь миграции после разрушения коренных источников. Зачастую продолжительность этого процесса охватывает отрезок времени от эпохи корообразования и начала расчленения поверхности выравнивания до накопления частиц металла в современных осадках. Неоднократность эрозионно-аккумулятивных циклов вела к более полному освобождению золота из вмещающих пород. При переотложении пластинчатые золотины приобрели комковидную форму и, следовательно, увеличилась их гидравлическая крупность. В результате этого появилась возможность накопления в пластовых россыпях частиц металла размером менее 0,25 и даже 0,1 мм.

Возникает вопрос: какова хотя бы относительная доля различных этапов развития рельефа в поступлении полезного компонента в россыпи? Исследования С.А. Лебедева вблизи Сивукской депрессии в верховьях руч. Большой Тисс (Лебедев, Лебедева, 1998) показали, что в глинах остаточных кор выветривания встречаются только единичные неокатанные золотины. В то же время в русле водотока (в «щетке» выветрелых сланцев), размывающего кору выветривания, содержания золота достигли нескольких десятков граммов на 1 м³. Здесь встречены золотины (до 6–8 мм) как рудного облика, так и хорошо окатанные. Если источником первых послужила кора выветривания, то вторые, очевидно, результат перемыва древних галечников, которые слоем в 0,5–1 м местами перекрывают кору выветривания в верховьях водотока.

Для оценки содержания полезного компонента в аллювии эрозионных врезов разного возраста на участках как их пространственного совмещения, так и рассредоточения С.А. Лебедевым (1993) прово-

дился подсчет запасов на одном из россыпных месторождений золота в бассейне Ула Орельского (рис. 4.1–3).

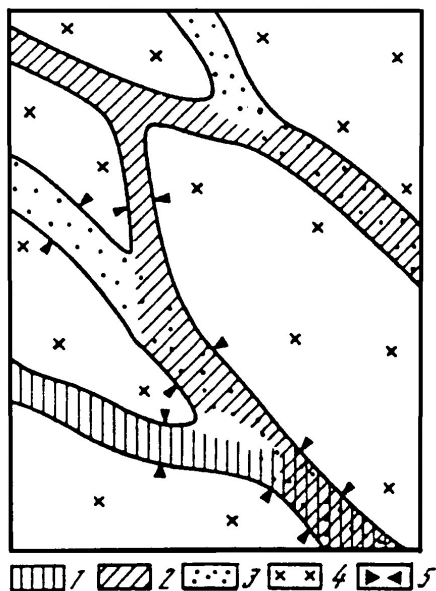


Рис. 4.1–3. Схема соотношения разновозрастных врезов и связанных с ними россыпей на левобережье р. Ул Орельский (юго-западное Приохотье (по Лебедеву, 1993). Эрозионные врезы и россыпи: 1 — ранненеоплейстоценовые; 2 — средненеоплейстоценовые; 3 — позднеоплейстоценовые; 4 — междуречья; 5 — участки подсчета запасов в россыпях

Результаты выполненных исследователем подсчетов показали, что ранненеоплейстоценовый врез отличается большей продуктивностью аллювия по сравнению с пространственно обособленными врезами более поздних этапов, максимальные же концентрации металла отмечаются на участках унаследованного развития долин (при нарастании глубины врезания во времени), на которых эрозионные врезы и россыпи всех этапов оказались пространственно совмещенными. Все это находится в соответствии с приведенными выше фактами, свидетельствующими о том, что уже в начале плейстоцена глубина долин была близка современной и, следовательно, в них были переработаны основные объемы металлоносных пород. По заключению С.А. Лебедева (Лебедев, Лебедева, 1998) формирование более молодых россыпей в неоплейстоцене шло в основном за счет преобразования эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовых россыпей. За счет коренных источников промышленные россыпи в неоплейстоцене могли сформироваться только при условии размыва исключительно богатых горизонтов рудных тел.

Глава 4.2. Катастрофические геоморфологические процессы в приморских районах Западного Приохотья и напряженность геоморфологических обстановок региона

По определению А.Е. Шайдеггера, катастрофа — это «следствие нарушения стабильного состояния системы в определенном месте и в определенное время» (1981, с. 8). С точки зрения геоморфологии катастрофическим может считаться любой процесс, нарушающий сложившееся динамическое равновесие данного геоморфологического ландшафта и ставящий под угрозу жизнь населяющих его людей и нежелательным образом влияющий на их деятельность (Старкель, 1978; Шайдеггер, 1981). Как правило, катастрофические процессы по характеру протекания (т.е. типу зависимости качественных и количественных характеристик процесса и его результатов от исходных параметров — исходной обстановки) являются нелинейными. Это землетрясения, вулканические извержения, обвалы, оползни, лавины, сели, крупные паводки, цунами, ураганы и др. Однако определенное сочетание природных и антропогенных факторов может привести к качественному скачку в скорости и особенностях течения и таких фоновых процессов, как эрозия, абразия, дефляция, термокарст и др., придавая им катастрофический характер и делая последствия их разрушительными как для природного, так и для антропогенного ландшафта.

Повторяемость катастрофических процессов — один раз в несколько десятков или даже сотен лет. Скорости их нередко на несколько порядков превышают значения скоростей фоновых процессов, однако это условие не строго обязательно. Например, скорость повышения уровня Мирового океана может измеряться миллиметрами — первыми сантиметрами в год, однако за десятилетия суммарное изменение уровня приводит к затоплению низменных участков, катастрофическому усилению абразии и т.д. Так что главным критерием является то, что количественное изменение каких-либо параметров приводит к качественному скачку и нарушению равновесия в системе (ландшафте).

Западное Приохотье — зона высокой концентрации разнообразных катастрофических процессов, что обусловлено несколькими причинами. Во-первых, эта территория имеет низко- и среднегорный глубокорасчлененный рельеф, а известно, что экстремальные процессы концентрируются и обостряются в условиях

крутосклонного рельефа. Во-вторых, регион находится в переходной зоне от континента к океану, а любая переходная зона, характеризующаяся сочетанием разнородных структур и, следовательно, наложением разнородных процессов, является также областью их обострения и зоной повышенной концентрации катастрофических процессов.

В пределах исследуемого региона на протяжении каких-нибудь 50—100 км изменяются и мощность земной коры (от 37,5 км под платформой до 32,5—27 км на шельфе Охотского моря) (Терентьев, 1964), и абсолютные высоты рельефа (от 1800—2000 до -50 м), и ландшафт — от глубокорасчлененного денудационного среднегорья с участками горной тундры и горно-таежных лесов, сменяющихся слаборасчлененным денудационно-аккумулятивным низкогорьем и полигенетической приморской равниной, покрытой чехлом четвертичных отложений, до шельфа Охотского моря — со свойственным этим ландшафтам специфическим набором геоморфологических процессов.

Для анализа пространственного распространения катастрофических процессов в приморских районах Западного Приохотья на два ключевых участка, отражающих основные типы геоморфологического ландшафта региона — денудационное низко- и среднегорье (А) и приморскую полигенетическую равнину (Б), составлены схемы развития катастрофических процессов в м-бе 1 : 200000 (рис. 4.2—4); на них вынесены все опасные природные процессы и явления, развитие которых может приобретать катастрофический характер.

В геотектоническом плане территория входит в состав Тихоокеанского подвижного пояса. Для нее характерны преимущественно СВ простирающиеся долгоживущих разрывных нарушений и сейсмичность до 7 баллов с вероятностью землетрясений один раз в 10 000 лет (Карта сейсмического районирования..., 1984). По классификации В. П. Солоненко (1973) это регион, где сейсмогенные процессы играют существенную или даже ведущую роль в формировании рельефа. Землетрясения могут носить тут катастрофический характер (вплоть до разрушения каменных построек, смещения по зонам разломов, возникновения рвов и трещин) (Готванский, 1977), и, что не менее важно, даже и при незначительной силе они могут провоцировать другие катастрофические процессы: отседание крупных блоков пород, активизацию обвально-осыпных процессов, летом — сход селей, зимой — лавин (табл. 4.2—1).

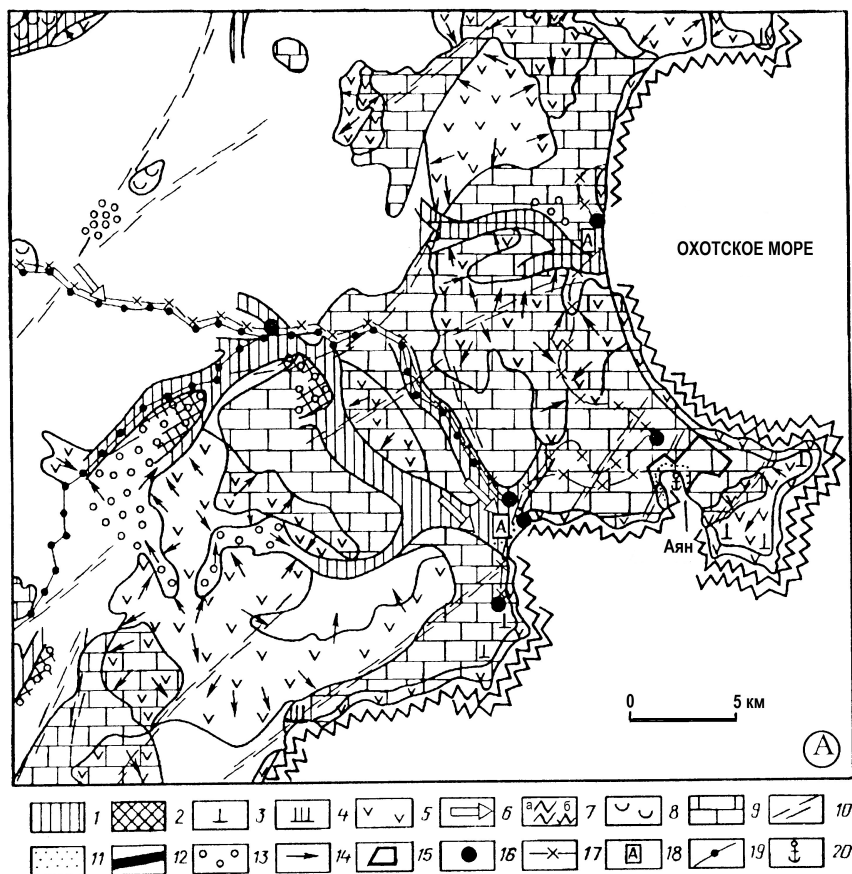
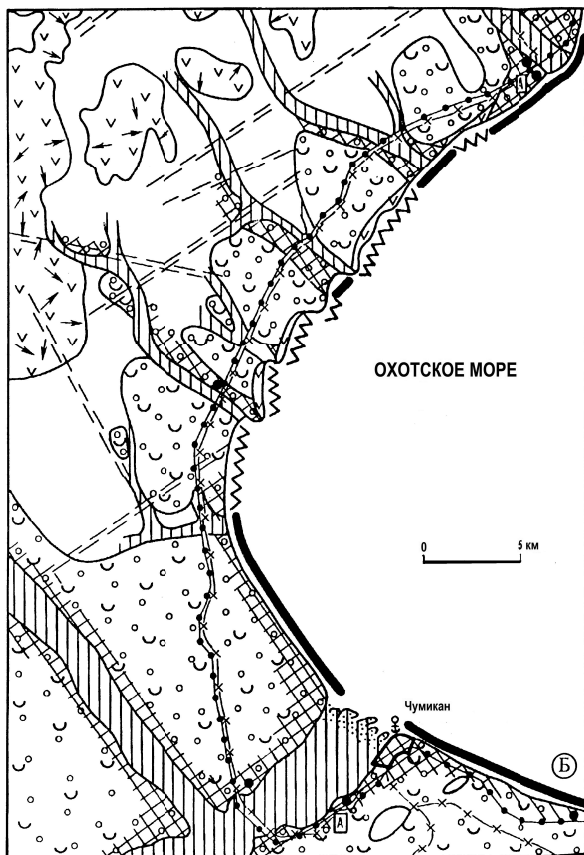


Рис. 4.2—4. Схемы развития опасных и катастрофических природных процессов и явлений на ключевых участках Западного Приохотья: А — окрестности пос. Аян; Б — окрестности пос. Чумикан (Лебедева, 1995а). Территории, подверженные катастрофическому (разрушительному) воздействию природных процессов и явлений: 1 — затопление при летних наводках; 2 — потенциальное катастрофическое развитие эрозионных и абразионных процессов; 3 — участки, predisposed к отседанию крупных блоков пород; 4 — сейсмогенные сбросообвалы. Территории, подверженные сильному воздействию опасных природных процессов и явлений: 5 — гравитационные процессы (обвално-осыпные, сход лавин зимой); 6 — направление стоковых ветров разрушительной силы; 7 — абразионная переработка берегов:



а — интенсивная, б — умеренная. Территории опасного (ущербного) развития природных процессов и явлений: 8 — криогенные процессы; 9 — карст; 10 — зоны повышенной трещиноватости и дробления пород. Развитие опасных процессов в случае повышения уровня моря: 11 — подтопление и затопление; 12 — значительная активизация процессов абразии на участках побережья, сложенных рыхлым материалом. Прочие обозначения: 13 — участки, сложенные рыхлым обломочным материалом (мощность более 2 м); 14 — направление смещения обломочного материала; 15 — районные центры; 16 — прочие населенные пункты; 17 — грунтовые дороги, зимники; 18 — аэродромы; 19 — линии связи; 20 — порты

Таблица 4. 2—1. Катастрофические и опасные природные процессы и явления приморских районов Западного Приохотья

Процесс или явление	Тип опасности, последствия	Причины, порождающие катастрофическую активизацию процессов	Примечания
Землетрясения силой до 7 баллов	Разрушение отдельных строений, смещения по зонам разломов, формирование сейсмических сбросообвалов, отседание блоков пород, активизация обвально-осыпных процессов, возникновение рвов и трещин, зимой — сход лавин	Тектонические	Подвержена вся территория, вероятность 7-балльных землетрясений — 1 раз в 10 000 лет
Паводки	Быстрый подъем уровня воды на 2—4 м, затопление низкой и высокой поймы, смещение русел, усиление боковой эрозии, переформирование рельефа дна долины, уничтожение хозяйственных объектов и сельхозугодий, нарушение движения транспорта, гибель людей и скота	Гидрометеорологические (выпадение большого количества осадков — до 20% годовой нормы — до 120 мм — за короткий промежуток времени — 2—3 дня)	Долины рек III—VI и большого порядка. Ежегодно в июле — августе, особо значительные (до 4 м) раз в несколько десятков лет
Катастрофические эрозионные и абразионные процессы	Размыв и частичное или полное уничтожение фрагментов аккумулятивных речных и морских террас при паводках и изменении уровня моря	Гидрометеорологические, тектонические, общее планетарное потепление и др.	Подвержены речные и морские террасы, побережье Удской губы
Абразия	На побережье наиболее интенсивная переработка береговых уступов, сложенных коренными породами, идет на мысах; умеренная — в бухтах	Повышение уровня моря на участках побережья, сложенных рыхлым материалом, за счет штормов и приливо-отливной деятельности	Как правило, сочетается с гравитационными процессами, иногда с карстом. Высота прилива: Аян — 3,5 м, Киран — 5 м, Чумикан — 6 м

Отседание блоков пород	Возникновение трещин и рвов отседания, отделение крупных блоков пород и их опускание	Тектонические, литологические	Наблюдается на побережье, преимущественно на мысах
Сейсмогенные сбросообвалы	Гравитационно-сейсмические дислокации с формированием аккумулятивных тел, сложенных гигантскими глыбами, площадью до нескольких км	Тектонические	Приурочены к местам впадения, пересечений и сочленений молодых разломов
Гравитационные процессы	Обваливание и осыпание обломочного материала на склонах, в зимнее время — сход лавин. Смещение значительных масс горных пород, возможно перегораживание долин рек, разрушение хозяйственных объектов	Землетрясения, подрезка склонов при строительстве	Преобладают на незаселенных склонах

Необходимо отметить, что положение прямолинейных участков береговой линии контролируется здесь серией долгоживущих и молодых разломов, имеющих преимущественно крутое ($70-80^\circ$) падение в сторону моря (Уфимцев, 1984). К ним в основном и приурочены очаги землетрясений, зафиксированные инструментально, анализ положения которых был проведен А.В. Бредихиным (1987).

Крупные гравитационно-сейсмотектонические дислокации — сбросообвалы с протяженностью стенок отрыва в несколько сотен метров и площадью аккумулятивных тел, сложенных гигантскими глыбами, в несколько квадратных километров — описаны М.Д. Алексеевым и соавт. (Алексеев и др., 1975) к югу от Аянской бухты. Они приурочены к участкам виргаций, пересечений и сочленений молодых разломов. Причем авторами выделено два типа сбросообвалов. Первый — сбросообвалы непосредственно прибрежной зоны, активно влияющие на отступление и изменение побережья. Само их формирование и переработка образовавшихся аккумулятивных тел тесно связаны с процессами абразии (Алексеев, 1974). Второй — сбросообвалы, удаленные от линии побережья на расстояние до 1 км и приуроченные к верховьям долин небольших водотоков, впадающих в Охотское море. В этих долинах, по заключению авторов, массы породы после обвала продолжали смещаться вниз по крутым тальвегам на сотни метров подобно земляным (обломочным) лавинам (Алексеев и др., 1975).

По наблюдениям В.П. Солоненко (1973) горные массы в таких сейсмоактивных регионах находятся в перенапряженном состоянии практически постоянно, поэтому смещения крупных масс пород, обусловленные тектоническими, а не чисто гравитационными причинами, могут происходить здесь не только во время землетрясений, но даже и без видимых причин (просто как «разрядка» этого перенапряжения).

К катастрофическим процессам приморских районов Западного Приохотья относится также отседание крупных блоков пород, наблюдаемое преимущественно на мысах. Опускание блоков происходит как на метры, так и на десятки метров — нередко ниже уровня моря (Уфимцев, 1984). Такие явления обусловлены не только геолого-литологическими причинами (расседание монолитных пород, трещины отпора и др. (Воскресенский, 1971), но и, как было указано выше, контролем линии побережья зонами долгоживущих разломов и высокой сейсмической активностью территории.

Специфические метеорологические условия — влияние Сибирского антициклона зимой и муссонной циркуляции умеренных широт летом — обуславливают выпадение в летне-осенний период (преимущественно июль — август) до 70% годовой нормы осадков — 400–550 мм (Справочник по климату СССР, 1966). Быстрая концентрация обильных осадков (60–100 мм/сут) в узких долинах горных рек приводит к значительному подъему их уровня (до 4 м/сут), затоплению низкой и высокой поймы, смещению русла, развитию катастрофических эрозионных процессов и в результате — к переформированию рельефа днища долин. Уничтожение фрагментов аккумулятивных террас в результате боковой эрозии (скорость до нескольких метров в сутки) сопровождается разрушением хозяйственных объектов и гибелью сельскохозяйственных угодий, нарушением линий связи. Паводки с подъемом уровня до 2–3 м повторяются практически ежегодно, до 4 м — раз в несколько десятков лет.

Морское побережье на большем протяжении относится к тектоническому абразионно-бухтовому типу с развитием аккумулятивных процессов преимущественно в приустьевых частях рек при общем дефиците наносов (Каплин и др., 1991). И лишь побережье Удской губы представляет собой аккумулятивный выровненный тип. Активность абразионных процессов в целом велика. Наиболее интенсивно они идут на выдающихся в море мысах, однако ввиду значительной прочности коренных пород, слагающих мысы (как правило, это жерловые фации вулканитов), скорость отступления побережья в результате лишь абразии здесь измеряется десятками сантиметров в год. Однако наложение сейсмогравитационных процессов, отседание блоков пород и развитие карста (см. ниже) приводят к увеличению темпов отступления побережья. При повышении уровня моря за счет штормовых нагонов, совпадающих с приливами (высота последних в Аяне достигает 3,5 м, а в Чумикане — 6 м), возможно катастрофическое развитие процессов абразии на участках, сложенных рыхлым материалом (в приустьевых частях рек). Скорость отступления побережья здесь в эти периоды измеряется метрами в сутки. Наносится значительный ущерб хозяйственным объектам прибрежной зоны (портовые сооружения, склады и т.д.).

Нельзя также не учитывать прогнозируемый подъем уровня Мирового океана, величина которого по различным оценкам составит к 2100 г. от 1 до 4 м (Каплин и др., 1992). В зависимости от темпов трансгрессии будет меняться и характер развития побережья (в дан-

ном случае это касается, главным образом, аккумулятивных участков): будет происходить либо смещение аккумулятивных форм в сторону побережья, либо их уничтожение. Изменятся и величина нагонной волны, и характер гидрометеорологической обстановки в целом. Однако уже сейчас можно с достаточной определенностью выделить участки: а) предполагаемого затопления, б) интенсивного размыва и переформирования берега.

Глубокое и густое расчленение территории, значительные перепады абсолютных высот обусловили большую крутизну придолинных склонов. Землетрясения и антропогенная деятельность (подрезка склонов, лесные пожары) провоцируют развитие гравитационных процессов — обваливание и осыпание обломочного материала на склонах, а в зимнее время — сход лавин (Лавиноопасные районы..., 1970). Это приводит к смещению значительных масс горных пород, перегораживающих узкие речные долины, разрушению хозяйственных объектов.

Для региона характерно также весьма своеобразное метеорологическое явление, имеющее, однако, тесную связь с существующим рельефом и провоцирующее специфические геоморфологические процессы. Это разрушительной силы стоковые ветры, «спускающиеся» с хр. Джугджура по долинам рек СЗ — ЮВ ориентировки. Их скорости достигают 40 м/с, что приводит к разрушению построек, линии связи, нарушению работы транспорта. Интенсивное развитие процессов дефляции на перевалах и в долинах сменяется интенсивной эоловой аккумуляцией в местах расширения долин, выхода их в депрессию или к морю. Здесь нередко формируются настоящие дюны, смещение которых приводит к заносу песком построек (здание рыбзавода в устье р. Лантарь).

Карстующиеся породы развиты близ пос. Аян. Наличие подземных полостей и пустот (по данным (Берсенов, 1989) преимущественно олигоценового и неогенового возраста) позволяет предполагать возможность обрушения их кровли при землетрясениях, строительстве или вибрации. Выходы карстующихся пород на побережье обуславливают его более интенсивное отступление под воздействием совокупности абразионных, гравитационных и карстовых процессов.

Исследуемая территория относится к зоне островного распространения мерзлоты — площадь мерзлых пород составляет 40–60% (Методика мерзлотной съемки, 1979). Нарушение почвенно-растительного покрова гусеничным транспортом, при пожарах, строительстве,

вырубках, подрезке склонов в долинах рек, в Удской депрессии и в пределах приморской полигенетической равнины по ее периферии обостряет течение криогенных процессов. Формирование термокарстовых котловин, пучение грунтов, наледообразование, солифлюкция на склонах нередко приобретают катастрофический характер, что приводит к повреждению хозяйственных объектов (например, просадки домов) и линий связи.

На схемах развития катастрофических процессов нами выделены также как потенциально опасные зоны повышенной трещиноватости и дробления пород и участки с повышенной мощностью рыхлых отложений (более 2 м). Первые являются особенно неустойчивыми в случае землетрясений — здесь наиболее вероятны различные вертикальные и горизонтальные смещения. Значительная дезинтеграция пород, их милонитизация и повышенное обводнение при наличии других факторов (уклоны, близость водотоков и др.) способствуют развитию обвально-осыпных процессов, а также формированию наледей, гидролакколитов и др. При паводках и повышении уровня моря такие зоны, равно как и участки с повышенной мощностью рыхлых отложений, особо легко поддаются размыву; в случае близости водотока и при благоприятных гидрометеорологических условиях возможно формирование селей (Селеопасные районы СССР, 1976). В этих же зонах, как правило, развиваются и криогенные процессы.

На территориях с пологими залесенными склонами и склонами средней крутизны (до 15–20°) преобладают фоновые процессы массового смещения обломочного материала, и они могут считаться относительно безопасными. Однако эта безопасность действительно лишь относительная, так как в случае землетрясения, активного антропогенного воздействия (пожары, вырубки, подрезка склонов и др.) на них могут возникать процессы обваливания и осыпания, отседания блоков, усилиться эрозия и др., и данные территории перейдут в категорию опасных.

Таким образом, для исследуемой территории наиболее опасными геоморфологическими процессами, нередко приобретающими катастрофический характер, приводящими к тяжелым последствиям и причиняющими значительный ущерб, являются землетрясения, провоцирующие гравитационные процессы, отседание блоков пород и др., а также паводки и штормовые нагоны, вызывающие резкую интенсификацию процессов абразии и эрозии.

Проведенные исследования позволяют заключить, что приморская часть Западного Приохотья является в геоморфологическом плане беспокойным регионом с интенсивными и разнообразными катастрофическими процессами, развитию которых способствуют как природно-климатические и геолого-геоморфологические условия, так и хозяйственная деятельность. Подобные геоморфологические обстановки, отличающиеся предрасположенностью к катастрофическому развитию процессов рельефообразования, являются зонами повышенной геоморфологической напряженности (Готванский, Лебедева, 2010; Лебедева, 2013б, 2015а; Лебедева и др., 2014). К таким зонам относятся и окраинно-континентальные горные системы Притихоокеанья в целом. Нестабильному состоянию геоморфологических систем и активному протеканию процессов рельефообразования здесь способствует высокая тектоническая, сейсмическая, а на отдельных участках и вулканическая активность. Важную роль играет климатический фактор — количество и характер выпадения осадков. Хозяйственная деятельность человека дополнительно активизирует природные процессы и усиливает риск развития локальных катастроф.

Представляет интерес оценка места Западного Приохотья в ряду наиболее опасных территорий Дальневосточного региона в целом. Нами была составлена карта напряженности геоморфологических обстановок Дальнего Востока России м-ба 1:7500000 (Лебедева и др., 2014), для более детального анализа Западного Приохотья — м-ба 1:2500000 (рис. 4.2–5). Методика составления подобных карт описана в работах (Лебедева, 2013а, б, 2015а, б; Лебедева и др., 2014).

Согласно карте «Степень эколого-геоморфологической опасности» (2006), практически весь Дальний Восток России относится к территории высокого риска развития опасных эколого-геоморфологических ситуаций. Результаты проведенного нами анализа напряженности геоморфологических обстановок региона позволили выделить там участки с различной потенциальной напряженностью геоморфологических процессов, величина которой колеблется от 3 до 16 условных баллов. Минимальна геоморфологическая напряженность (3–4 балла) в пределах Среднеамурской и Суйфуно-Ханкайской низменностей и отдельных участков Удской депрессии, Амуру-Зейской, Зейско-Буреинской, Кава-Тауйской равнин, Омнинско-Майского плоскогорья. Все эти территории отличаются слаборасчлененным рельефом в условиях относительно невысокой сейсмичности

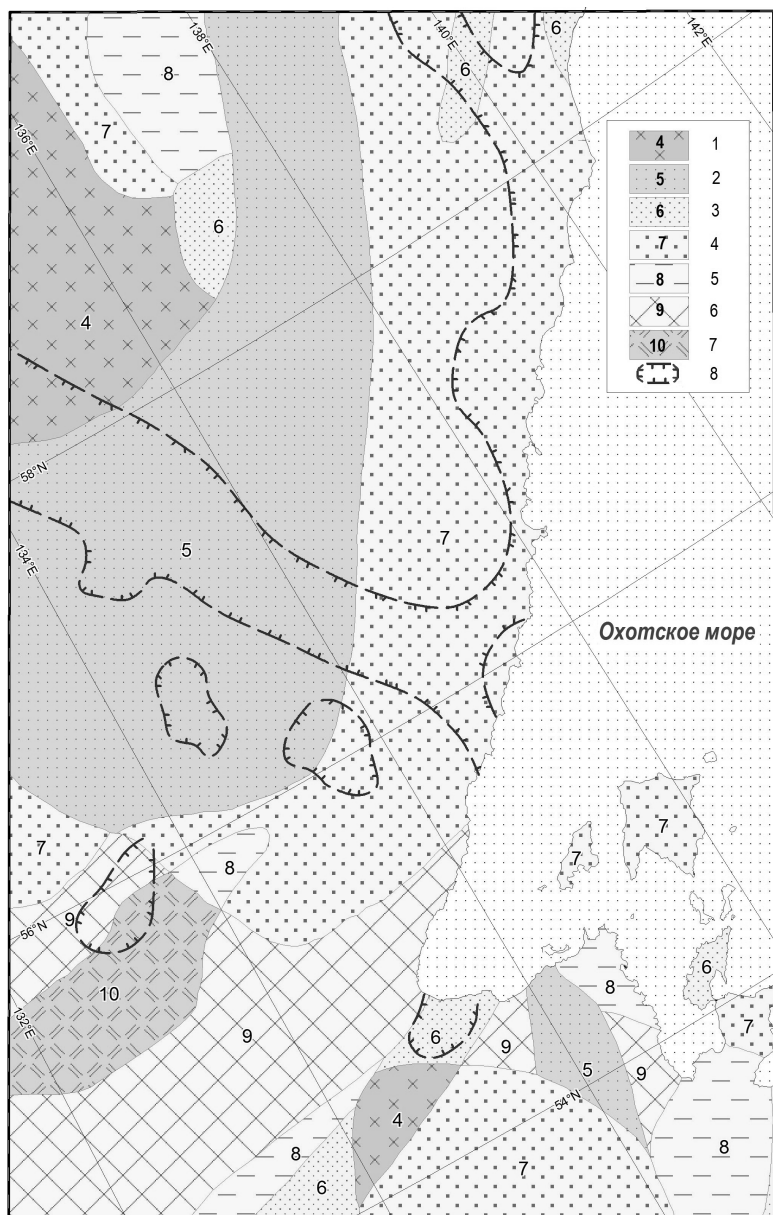


Рис. 4.2–5. Карта напряженности геоморфологических обстановок Западного При-охотья: 1–7 — баллы геоморфологической напряженности; 8 — зоны активного антропогенного воздействия

(6–7 баллов). Незначительное развитие опасных геоморфологических процессов (см. карту «Степень эколого-геоморфологической опасности...», 2006) объединяет эти территории в категорию средней — низкой экологической опасности. Потенциальный риск развития опасных процессов увеличивает наличие на отдельных участках перечисленных территорий многолетней мерзлоты и толщ рыхлых, легко размываемых пород.

Для сводово-блокового поднятия Станового хребта — активизированной окраины Алданского щита со следами позднеплиоценового вулканизма — характерно глубокое расчленение (до 1000 м), сейсмичность до 8 баллов и широкий спектр опасных геоморфологических процессов. В приводораздельных частях здесь описаны сейсмогенные трещины (Готванский, 1977), многочисленны следы сейсмообвалов. Общая потенциальная напряженность Токинского Становика равна 10 условным баллам. Близкая картина наблюдается и на Баджальском хребте.

В целом исследования подтвердили выдвинутую ранее гипотезу о нарастании природно-обусловленной напряженности процессов рельефообразования территории СЗ сектора Притихоокеанья с запада на восток (Готванский, Лебедева, 2010). Так, если геоморфологическая напряженность континентальной части Дальнего Востока оценена от 3–5 до 10 условных баллов, то Сахалина — в 10–12, Восточной Камчатки — уже в 13–15, а отдельных островов Курильской гряды — в 16 баллов.

С позиции общей напряженности геоморфологических обстановок территория Западного Приохотья относится к зоне доминирования высокой напряженности в 7–10 условных баллов в пределах горных хребтов Становой и Джугджур при развитии зон низкой 5-балльной напряженности на окраине Сибирской платформы (см. рис. 4.2–5). Здесь также были выделены территории, подвергающиеся активному антропогенному воздействию: зоны антропогенной активизации геоморфологических процессов (как в результате строительства, так и добычи полезных ископаемых). Итоговая карта позволила получить достаточно полное представление о распространении природной напряженности геоморфологических процессов изученного региона, обусловленной геолого-тектоническими и физико-географическими особенностями территории, и выделить зоны потенциального риска. Очевидно, что последствия разнообразных техногенных воздействий в районах интенсивного освоения наиболее опасны и часто непредсказуемы (из-за сложного взаимодействия многих факторов) именно в зо-

нах повышенной природно-обусловленной напряженности геоморфологических процессов. Дальнейший учет данных по характеру и интенсивности антропогенного (техногенного) воздействия позволит дать рекомендации по ограничению тех или иных видов природопользования в таких зонах и выбрать меры защиты от возможных катастроф.

Список литературы

Алексеев М.Д. О влиянии трещинной тектоники на процессы абразии на северо-западном побережье Охотского моря // Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. С. 14—19.

Алексеев М.Д., Онухов Ф.С., Уфимцев Г.Ф. Сбросообвалы на северо-западном побережье Охотского моря // Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 87—95.

Берсенева Ю.И. Карст Дальнего Востока. М.: Наука, 1989. 172 с.

Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 471 с.

Бредихин А.В. Геоморфология нагорья Джугджур: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1987. 29 с.

Бредихин А.В., Воскресенский И.С., Каревская И.А., Лебедева Е.В., Шубин Г.А. Палеогеоморфологические исследования для прогноза аллювиальных россыпей золота на Дальнем Востоке России (к 100-летию со дня рождения С.С. Воскресенского) // Геоморфология. 2013. № 4. С. 34—43.

Бредихин А.В., Каревская И.А., Лебедева Е.В. Плиоценовые отложения в горах Западного Приохотья. М.: МГУ, 1988. 9 с. Деп. в ВИНТИ 07.07.88. № 5458.

Вирина Е.И., Каревская И.А., Лебедева Е.В., Свиточ А.А. Неогеновые отложения восточного склона хребта Джугджур (Западное Приохотье). М.: МГУ, 1990. 13 с. Деп. в ВИНТИ 28.11.90, № 5966.

Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: МГУ, 1971. 230 с.

Воскресенский С.С., Воскресенский И.С., Лебедев С.А., Постоленько Г.А. Результаты геоморфологических исследований (научных и производственных) для поисков россыпей в горах Востока СССР // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1987. № 6. С. 23—26.

Воскресенский С.С., Лебедев С.А., Постоленько Г.А. Принципы геоморфологического анализа территории при прогнозе аллювиальных россыпей // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1985. № 6. С. 25—31.

Воскресенский С.С., Гричук М.П., Каревская И.А., Постоленько Г.А., Венцкевич С.Д., Полосухина З.М., Ананьев Г.С., Лебедев С.А., Соловьев С.А., Шубин Г.А., Воскресенский И.С., Колосова Г.Н., Ананьева Э.Г. Стратиграфия четвертичных отложений Индигиро-Колымского среднегорья. М.: МГУ, 1984. 62 с.

Воскресенский С.С., Лебедев С.А. Геоморфологические условия формирования долин в юго-западном Приохотье (на примере восточного побережья залива Никольского) // Вестник МГУ. Сер. V. География. 1980. № 6. С. 51—58.

Воскресенский С.С., Лебедев С.А. Этапы и пространственно-временное соотношение горообразования и выравнивания в мезозоидах Дальнего Востока // Проблемы геоморфологии гор. М.: Наука, 1984. С. 133—138.

Готванский В.И. Следы современных тектонических движений в юго-западной части Джугджур // Региональная и прикладная геоморфология Приамурья: Вопросы географии Дальнего Востока. Хабаровск: ХабКНИИ, 1977. № 18. С. 49–56.

Готванский В.И., Лебедева Е.В. Влияние природных и антропогенных факторов на напряженность геоморфологических процессов на Дальнем Востоке // Геоморфология. 2010. № 2. С. 26–36

Кадетов О.К., Лебедев С.А., Сокольский А.М., Шубин Г.А. Локальные поверхности выравнивания в Приамурье // Региональная геоморфология районов нового освоения. М.: Моск. филиал ГО СССР, 1979. С. 21–27.

Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991. 479 с.

Каплин П.А., Поротов А.В., Селиванов А.О. Изменение береговой зоны при быстром подъеме уровня Мирового океана в результате влияния «парникового эффекта» // Геоморфология. 1992. № 2. С. 3–13.

Каревская И.А., Лебедева Е.В., Бредихин А.В. Корреляция рыхлых отложений и развитие речных долин Западного Приохотья в среднем плейстоцене // Проблемы геоморфологической корреляции. М.: Наука, 1989. С. 135–144.

Карта сейсмического районирования СССР. Масштаб 1:5000000. Объяснительная записка. М.: Наука, 1984. 32 с.

Карта «Степень эколого-геоморфологической опасности современных рельефообразующих процессов». Масштаб 1:8000000 / Под ред. В.М. Котлякова. М.: ИГ РАН, 2006.

Куликов О.А., Лебедев С.А., Лебедева Е.В. Опыт применения радиотермolumинесцентного метода при реконструкции истории развития рельефа Дальнего Востока // Палеогеографические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 37–49.

Лавиноопасные районы Советского Союза. М.: МГУ, 1970. 200 с.

Лебедев С.А. Поверхности выравнивания в рельефе Нижнего Приамурья. М.: МГУ, 1980. 14 с. Деп. в ВИНТИ 16.09.80, № 4072–80.

Лебедев С.А. Основные черты эволюции Ул-Лонгарийской депрессии в неоген-четвертичное время // Развитие природной среды в плейстоцене. Владивосток: ТИГ ДВО АН СССР, 1981. С. 57–63.

Лебедев С.А. Условия формирования и размещения россыпей в активизированных структурах юго-западного фланга Южно-Китайской платформы // VIII совещание по геологии россыпей. Киев: Науч. совет по рудообразованию АН СССР, 1987. С. 23–25.

Лебедев С.А. К оценке продуктивности аллювия эрозионных врезов разного возраста // Программа «Университеты России»: Направление 11: Геология. Ч. 1. М.: МГУ, 1993. С. 311–316.

Лебедев С.А., Лебедева Е.В. Эволюция рельефа и формирование россыпей (на примере Юго-Западного Приохотья) // Геоморфология. 1998. № 1. С. 30–41.

Лебедева Е.В. История развития рельефа и неоген-четвертичные отложения Западного Приохотья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1991. 28 с.

Лебедева Е.В. Катастрофические геоморфологические процессы в приморских районах Западного Приохотья // Геоморфология. 1995а. № 4. С. 35–42.

Лебедева Е.В. Эколого-геоморфологические проблемы Западного Приохотья / Экологические аспекты теоретической и прикладной геоморфологии. М.: МГУ, 1995б. С. 56–61.

Лебедева Е.В. Катастрофические геоморфологические процессы в окраинно-континентальных горных системах // Нелинейность рельефообразующих процессов и экстремальные ситуации (регионально-практические аспекты). М.: РГФИ, 1996. С. 39–50.

Лебедева Е.В. Принципы составления карты напряженности геоморфологических процессов окраинно-континентальных горных систем Дальнего Востока. Геоморфология и картография: Матер. XXXIII пленума Геоморф. комиссии. РАН. Саратов: Сарат. ГУ, 2013а. С. 507–511.

Лебедева Е.В. Природные и техногенные предпосылки напряженности геоморфологических процессов Анд // Геоморфология. 2013б. № 4. С. 48–61.

Лебедева Е.В. Напряженность геоморфологических обстановок окраинно-континентальных горных систем Притихоокеанья // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике: Матер. Всерос. конф. «VII Шукинские чтения». М.: МАКС Пресс, 2015а. С.129–132. ISBN 978-5-314-04973-7 (на электрон. носителе).

Лебедева Е.В. Попытка оценки напряженности геоморфологических обстановок окраинно-континентальных горных систем Притихоокеанья // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Владивосток: Дальнаука, 2015б. Т. 2. С. 335–339.

Лебедева Е.В., Каревская И.А., Куликов О.А., Полякова Е.И. Киранская толща среднего плейстоцена Западного Приохотья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 150–152.

Лебедева Е.В., Шварев С.В., Готванский В.И. Природно-обусловленная напряженность геоморфологических процессов территории Дальнего Востока России // Геоморфология. 2014. № 4. С. 48–59.

Методика мерзлотной съемки / Под ред. В.А. Кудрявцева. М.: МГУ, 1979. 358 с. Селеопасные районы СССР. М.: МГУ, 1976. 308 с.

Скотаренко В.В. Новейшая тектоника Учуро-Майского района и некоторые вопросы анализа формы склонов: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии АН СССР, 1968. 25 с.

Солоненко В.П. Землетрясения и рельеф // Геоморфология. 1973. № 4. С. 3–13. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. Вып. 26. Ч. II. 312 с.

Старкель Л. Рельефообразующая роль экстремальных (катастрофических) метеорологических явлений // Проблемы климатической геоморфологии. Владивосток: ТИГ ДВНЦ, 1978. С. 60–76.

Терентьев В.М. Джугджурская зона глубинных разломов как пример пограничных структур на стыке платформенных и складчатых областей // Глубинные разломы. М.: Недра, 1964. С. 111–120.

Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 184 с.

Хорошилова Т.С., Воскресенский С.С. Строение и история развития речных долин северо-западного склона хр. Джугджур // Вестник МГУ. Сер. V. География. 1983. № 6. С. 43–47.

Чемеков Ю.Ф. Западное Приохотье. М.: Наука, 1975. 123 с.

Шайдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. М.: Недра, 1981. 232 с.

Lebedeva C. Natural and anthropogenic dangerous processes in the mountains of the Western Okhotsk region / Proceedings Intern. Symp. of IAEG — Athens'97 — Engineering geology and the Environment. Rotterdam: A. Balkema Publ., 1997. P. 829–833.

**ЗАПАДНОЕ ПРИОХОТЬЕ:
строение и развитие рельефа**

Корректор *М. Козлова*

Компьютерная верстка *Г. Нефедова*

Подписано в печать 25.02.21. Формат 60 × 90/16.

Бумага офсетная. Гарнитура Ньютон. Печать офсетная.

Усл. печ. л. 18,75. Тираж 300 экз.

Изготовление оригинал-макета, компьютерная верстка, цветоделение
ООО «Медиа-ПРЕСС». 101000, г. Москва, Покровский б-р, д. 4/17, стр. 5.
Тел.: (495) 624-76-66. E-mail: media-press@mail.ru