

ГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
КЛИМОМОРФОГЕНЕЗА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ТИХООКЕАНСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

ГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КЛИМОМОРФОГЕНЕЗА

Под общей редакцией
члена-корреспондента АН СССР А. П. КАПИЦЫ



5369

Дорогому
Левону Кузнецовичу
на добрую память
от одного из авторов
борниша.

15/7 77.

Мазанов

Владивосток
1976



В сборнике освещаются вопросы региональной геоморфологии и палеогеографии и определяются основные задачи климатической геоморфологии. Дальний Восток рассматривается как часть Азиатского материка. В одной из статей даются рекомендации по подготовке кадров геоморфологов на Дальнем Востоке. Сборник представляет интерес для геоморфологов, географов широкого профиля, геологов и специалистов сельского хозяйства.

Издано по решению Редакционно-издательского совета Дальневосточного научного центра Академии наук СССР.

Ответственный редактор — кандидат географических наук
Г. П. Скрыльник

ПРЕДИСЛОВИЕ

Разворачивающееся освоение разнообразных природных богатств и, в частности, рельефа нашей Родины — многосторонняя и сложная проблема, для решения которой требуется расширение рядов специалистов, владеющих новейшей методикой научных исследований. В связи с серьезностью этой задачи вопросы подготовки кадров геоморфологов вынесены в первый раздел сборника, представленный статьей А. П. Капицы и Н. М. Органовой. Поле деятельности геоморфологов-дальневосточников частично раскрывается в основных статьях сборника, написанных как геоморфологами, так и представителями смежных наук (геоботаниками, почвоведом, геологами). Последнее обстоятельство свидетельствует о широте интересов климатической геоморфологии и о необходимости рассмотрения обширного круга тем.

Дальний Восток — часть Азиатского материка, поэтому вторая часть сборника «Хорология специфичных дальневосточных типов морфогенеза» открывается статьей Н. М. Казаковой, в которой приводится научно обобщенная сводка литературных данных для всего Азиатского материка о распространении в его пределах древнего и современного ледникового и мерзлотного рельефа, являющегося косвенным отражением степени континентального и океанического влияний. В связи с включением этой статьи в сборник рельеф Дальнего Востока получает сравнительную характеристику, позволяющую сопоставить его по двум указанным показателям с другими частями Азии. Оценка положения советского Дальнего Востока на Азиатском материке проведена при помощи характеристики его континентальности, употребляемой в приложении к климату (статья Г. П. Скрыльника и Т. А. Скрыльник). В статье В. В. Никольской рассматриваются философские вопросы, где необходимость и случайность являются отражением сущности связи тенденций длительного и краткосрочного развития рельефа Дальнего Востока. Выяснению участия наледного и озерного льда в организации природных комплексов посвящена статья Б. С. Иванца и Г. П. Скрыльника. В заключение этой части помещена статья о роли климатического фактора в речных перестройках (И. И. Крылов).

Раздел «Вопросы геоморфологии и палеогеографии юга Дальнего Востока» содержит шесть статей: по исследованию роли эолового процесса в формировании аккумулятивного рельефа (Ю. К. Иващенко, А. М. Короткий); влиянию климатического фактора на развитие рельефа Западного и Южного Приморья (Н. М. Органова); характеристике современных рельефообразующих процессов в Приморье (Ю. К. Иващенко, В. К. Мостовой, Л. Н. Полищук, В. С. Рынков); оценке геоморфологических комплексов как ресурса сельского хозяйства (Г. А. Малютенко). Истории развития рельефа в зоне дальневосточной лесостепи (Приханкайской равнине) посвящена большая статья Ю. К. Иващенко. Специфика развития ландшафта Южного Приморья рассматривается Б. П. Колесниковым, Ю. А. Ливеровским и В. В. Никольской. Сборник завершает статья Г. П. Скрыльникова, в которой формулируются основные задачи климатической геоморфологии.

О ПОДГОТОВКЕ СПЕЦИАЛИСТОВ-ГЕОМОРФОЛОГОВ В ДАЛЬНЕВОСТОЧНОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ

А. П. Капица, Н. М. Органова

Постановление ЦК КПСС и Совета Министров СССР от 18 июля 1972 г. № 535 «О мерах по улучшению высшего образования в стране» предусматривает подготовку специалистов широкого профиля на базе фундаментальных и профессиональных знаний.

Научно-технический прогресс предъявляет требования к прогнозированию подготовки молодых специалистов, обладающих определенным комплексом знаний, необходимых для дальнейшего развития науки, техники и производства. В связи с этим перед вузами стоит довольно сложная задача — разработать модели подготовки специалистов.

Кафедра геоморфологии и палеогеографии ДВГУ с 1973 г. готовит специалистов-геоморфологов для изучения рельефа материков, шельфовой зоны и морского дна, их происхождения, динамики, закономерностей развития и географического распространения, для решения научно-практических задач. Последние связаны с оптимальным использованием природных ресурсов и прогнозом их изменения при преобразовании природы производственной деятельностью человека, с поисками россыпей полезных ископаемых, со строительством морских портов, гидроузлов и т. д. Это требует от молодых специалистов глубоких теоретических знаний и солидных практических навыков.

Существующий учебный план по подготовке геоморфологов базируется на плане МГУ и отражает современный уровень научно-технического прогресса и требований, предъявляемых развитием народного хозяйства, но он должен совершенствоваться в связи с перспективами развития науки, техники и производства.

Рельеф Земли образован взаимосвязанными частями литосферы, биосферы и хионосферы, контактирующими с гидросферой и атмосферой, поэтому его изучение тесно связано с разнообразным комплексом естественных наук.

Предлагаемая модель подготовки специалиста-геоморфоло-

га исходит из анализа как современного, так и будущего взаимодействия общества и природной среды, рельефа и производства. Рельеф может в известной степени изменяться в связи с техногенным воздействием человека, например после переброски части сибирских рек (Енисей, Оби, Иртыша и др.) на юг в бассейн Аральского моря, при возведении новых морских портов, городов, крупных водохранилищ, гидроэнергоустройств, при модернизации существующих городов, при добыче полезных ископаемых открытым или шахтным способом, при сельскохозяйственном освоении земель и т. д. При этом следует рассматривать не только техногенное воздействие на рельеф, но и действие рельефа на производство, их тесное взаимодействие и влияние на другие компоненты природной среды.

Будущее развитие науки и производства позволит человеку оказывать влияние на климатические и гидрологические условия. Последние контролируют развитие экзогенных процессов. Таким образом, климат и сток являются одним из существенных рельефообразующих факторов наряду с эндогенными.

В будущем будут усовершенствованы научно-технические средства по преобразованию природных условий, процессов, в частности рельефа, и мы должны это предвидеть, уметь прогнозировать.

Модель подготовки специалиста (см. рисунок) предусматривает определенный комплекс дисциплин, их взаимосвязь и взаимообусловленность. Будущий специалист получает глубокую идейно-политическую, общеспециальную, физико-математическую и профессиональную подготовку. Все это должно выработать у студентов умение творчески мыслить и самостоятельно применять в практике строительства народного хозяйства полученные знания, работать в коллективе и с коллективом.

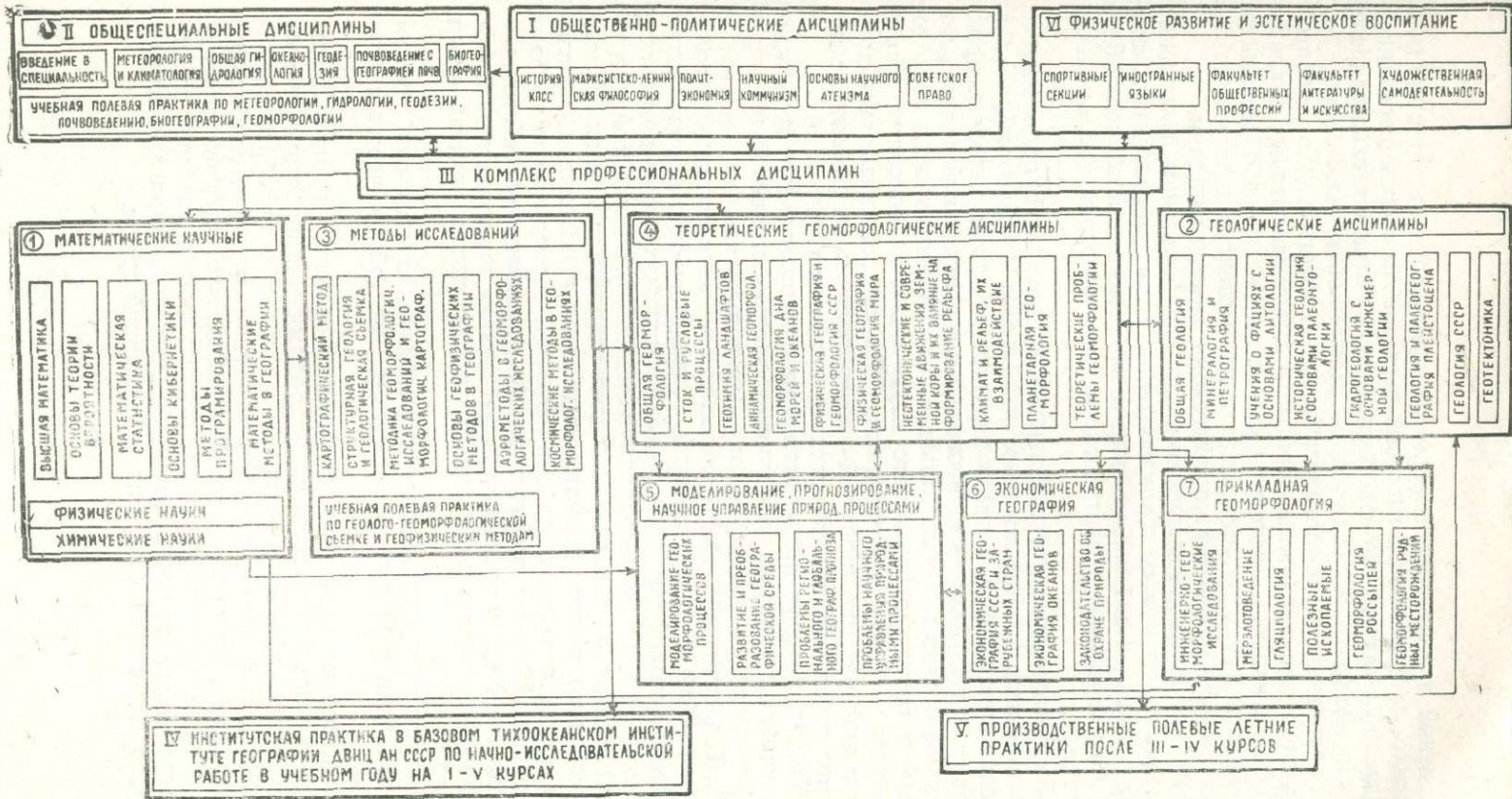
Предусматривается следующий комплекс дисциплин:

I. Общественно-политические, которые вооружают специалиста марксистско-ленинской теорией, способностью вести активную борьбу за претворение в жизнь коммунистических идей, воспитывают его в духе коммунистической сознательности, преданности делу КПСС и народа.

II. Общеспециальные дисциплины, определяющие широту подготовки и научных взглядов специалиста-геоморфолога. Теоретические знания по общеспециальным дисциплинам закрепляются на учебных полевых летних практиках (на учебных полигонах и стационарах).

III. Профессиональные дисциплины, включающие следующие комплексы:

1. Физические, химические и математические науки. Для решения геоморфологических задач следует обращаться к серии математических методов. Поэтому необходимо разрабатывать конкретные системы применения математических методов в геоморфологии, помогающие в сборе, обработке, систематизации



Модель подготовки специалистов-геоморфологов

сведений и в их обобщении. При этом следует применять не только методы математической статистики, теории вероятности и др., но и основы кибернетики. Для более действенного применения математических методов и машинной техники нужно формализовать геоморфологическую терминологию, ибо проблемы научного языка сложны. При этом понятия, которые закладываются в машину, не могут быть неясными и двойственными.

Математические методы должны интенсивно проникать в комплекс теоретических профессиональных дисциплин.

2. Геологические дисциплины, дающие знания о строении, развитии Земли и ее происхождении, о направленности развития в континентальной и океанической осадочной оболочке Земли. Формирование геологического мировоззрения на планету и страну.

3. Методы исследований, включающие как традиционные, так и новые, дающие комплексный подход к изучению рельефа. Специалист должен владеть картографическим методом, принципами структурного картирования и геологической съемки, методикой полевых и камеральных геоморфологических исследований и геоморфологического картирования, основами геофизических методов, аэрометодами, космическими методами, дающими информацию о земной поверхности и ее строении с помощью спутников, космических аппаратов и т. д.

Знания методов исследований закрепляются при прохождении учебных практик по геолого-геоморфологической съемке и геофизическим методам на учебных полигонах.

4. Теоретические геоморфологические дисциплины, позволяющие глубже и разностороннее ознакомиться с образованием многообразных форм рельефа, формирующихся в результате взаимодействия и взаимовлияния эндогенных и экзогенных процессов, с различными современными точками зрения на геоморфологическое районирование континентов и океанов, с выявлением пространственных закономерностей в развитии рельефа и особенностей их географического распространения. Климат и рельеф в их взаимодействии и взаимообусловленности имеют особенно большое влияние на стыке Азиатского континента и Тихого океана.

Планетарная геоморфология, рассматривающая особенности рельефа планет Солнечной системы, их общие черты и различия.

5. Комплекс дисциплин по моделированию, прогнозированию и научному управлению природными процессами, в том числе и геоморфологическими, по развитию и преобразованию географической среды, проблемам регионального и глобального географического прогноза. Географический прогноз определяет, направляет хозяйственную деятельность человека и создает предпосылки для рационального использования природных ресурсов, их оценки и охраны окружающей среды.

6. Дисциплины экономического профиля, которые дают экономико-географический анализ организации, развития и взаимосвязи размещения отраслей производства мирового хозяйства в связи с политической и государственной деятельностью при использовании природной среды.

7. Дисциплины прикладной геоморфологии, дающие знания по решению практических задач при поисках россыпей месторождений полезных ископаемых, при проектировании и строительстве инженерно-технических сооружений, с учетом как их оптимальной эксплуатации, так и охраны природных условий. Дисциплины, необходимые для решения практических задач, стоящих в связи с развитием народного хозяйства страны, и показа приемов геоморфологического анализа и его преимуществ перед другими.

IV. Институтская практика в базовом Тихоокеанском институте географии ДВНЦ АН СССР во время учебного года на всех курсах, но в основном на старших. Таким образом, учеба студентов в университете сочетается с научно-исследовательской работой в институте. Подобная система обучения позволит будущим специалистам овладеть методами исследований и приобрести навыки самостоятельной работы.

Таким образом, студенты-старшекурсники активно участвуют в научно-исследовательской работе и приобретают производственный опыт, получают трудовые и общественные навыки, учатся работать в коллективе и с коллективом как в полевых экспедиционных условиях, так и в камеральных.

V. Производственные полевые практики студентов III и IV курсов в экспедициях Министерства геологии РСФСР, научных подразделений Дальневосточного научного центра Академии наук СССР и других ведомств.

VI. Повышение общекультурного уровня и физического развития: факультеты культуры, общественных профессий, спортивные секции и т. д.

Следовательно, кафедра геоморфологии и палеогеографии ДВГУ подготавливает специалистов, способных решать актуальные проблемы науки и производства.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО И ДРЕВНЕГО ЛЕДНИКОВОГО И МЕРЗЛОТНОГО РЕЛЬЕФА АЗИИ

Н. М. Казакова

Развитие рельефа, возникшего под воздействием холода в пределах Азии, сильно отличается от такого же типа рельефообразования на других континентах, что связано с огромными территориальными размерами и большей степенью континентальности климата Азиатского материка. Однако следует заметить, что многие вопросы, касающиеся характера и распространения древнеледникового и мерзлотного рельефа Азии и особенно истории развития оледенений, остаются еще окончательно не выясненными и подчас спорными. Даже для советской части Азии, географическая изученность которой значительно превосходит изученность ее зарубежной части, еще не хватает доказательств для определения размеров и количества оледенений, а также их точной датировки. Для зарубежной Азии решение этой проблемы еще более осложняется, так как в ряде районов следы оледенения в рельефе настолько неясные, что дискутируются не только масштабы оледенения, но даже сама возможность его существования в прошлом.

В настоящее время, наряду с продолжением полевых исследований, необходим тщательный анализ накопленных данных и выяснение общих закономерностей формирования и развития рельефа этого генезиса в масштабе материка. Это даст обобщающий материал для выяснения современных условий рельефообразования в различных по своим природным особенностям частях Азии и для восстановления природной обстановки ледникового времени.

Настоящая статья является продолжением нашей работы по выяснению особенностей развития и распространения на территории Азии ледниковых и мерзлотных форм рельефа (Казакова, 1969). В данной статье поставлено две задачи: 1) выявить основные закономерности распространения ледниковых и мерзлотных форм; 2) сопоставить современный и древний рельеф этих двух типов с целью получения некоторых сведений для выяснения сходства или различия в истории их развития.

Исходя из признания единой криосферы (сферы холода), которая включает как сферу наземных льдов — хиносферу, так и сферу подземных льдов — область вечной мерзлоты (Колосков, 1932; Вернадский, 1933; Гумель, 1946; Марков, 1956; Шумский, 1957; и др.), мы рассматриваем ледниковый и мерзлотный рельеф в совокупности как одну большую криогенетическую группу экзогенного рельефа. Попутно заметим, что мерзлотные формы рельефа называют также «криогенными». Мы теперь избегаем этого термина, который является общим и, по сути дела, должен объединять все формы, образовавшиеся под воздействием холода.

Нами изучено большое количество материалов сводного и регионального характера, опубликованных в книгах, статьях, сведенных на картах, и личных наблюдений по Кавказу, югу Дальнего Востока, некоторым зарубежным районам. Из числа сводных работ следует отметить: тома серии «Природные условия и естественные ресурсы СССР», посвященные азиатским территориям Советского Союза — «Западная Сибирь» (1963), «Средняя Сибирь» (1964), «Южная часть Дальнего Востока» (1969), «Якутия» (1965) и др.; монографии «Дальний Восток» (1961), «Средняя Азия» (1958), «Зарубежная Азия» (1956), «Физическая география Китая» (1964); книги Р. Д. Забирова (1955), В. М. Котлякова (1968), М. В. Тронова (1949) и некоторые другие; геоморфологические карты Советского Союза (1960) и Азии (1964). Региональными и тематическими материалами, данные которых были в той или иной мере использованы в настоящей работе, явились многочисленные статьи советских исследователей по различным районам Сибири, Якутии, Дальнего Востока, Средней Азии, а также статьи советских и иностранных авторов по зарубежной части Азии; ссылки на них даются в соответствующих местах текста.

Особенности распространения ледникового и мерзлотного рельефа

Анализ имеющихся материалов позволил нам составить следующую схему распространения ледникового и мерзлотного рельефа по территории Азии (рис. 1). На схеме ясно видна приуроченность развития этого рельефа к строго определенным частям Азии, причем в одних случаях формы рельефа разного типа и возраста находятся в тесном сочетании друг с другом (как, например, в отдельных местах Северо-Западной, Северо-Восточной и Внутренней высокогорной Азии), в других (например, на юге Западной Сибири, в Забайкалье и т. д.) районы их распространения не совпадают.

Это иллюстрируется проведенным нами ранее районированием Азии по распространению и характеру ледниковых и мерзлотных форм, согласно которому на территории Азии вы-

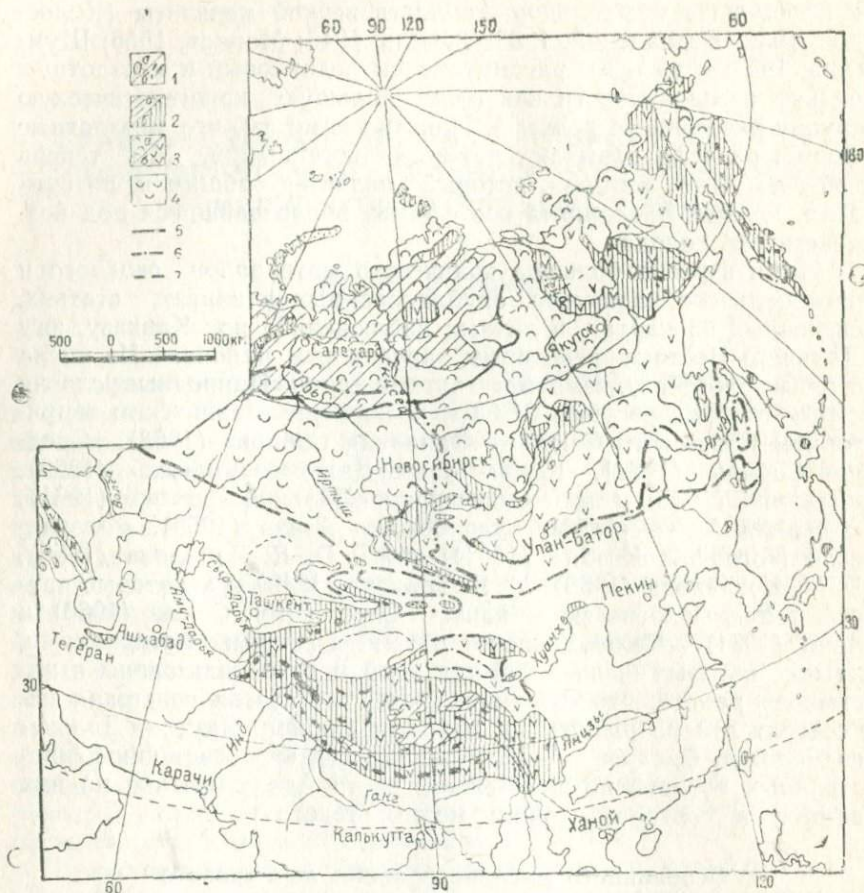


Рис. 1. Схема распространения ледникового рельефа: 1 — области распространения современного ледникового рельефа: а — покровные ледники (ледяные купола, шапки, щиты), б — горные ледники и связанный с ними комплекс экзарационных и аккумуляционных форм (острые гребни и пирамидальные вершины, кары, трюги, моренные валы и пр.); 2 — области распространения древнеледникового рельефа: а — равнинного типа (преобладание аккумулятивных ледниковых и водно-ледниковых форм), б — горного типа (преобладание экзарационных форм); 3 — области распространения современного мерзлотного рельефа: а — равнинного типа (бугристо-западинные, блочные, полигональные, наледные формы и пр.), б — горного типа (солифлюкционные формы, каменные многоугольники и пр.); 4 — области распространения реликтового мерзлотного рельефа (полигонально-блочные формы, каменные многоугольники и пр.); 5 — граница максимального наземного оледенения; 6 — современная граница подземного оледенения; 7 — древняя (плейстоценовая) граница подземного оледенения

деляется восемь крупных областей (Казакова, 1969). В настоящей статье характеристики этих областей приводятся в виде сводной таблицы (табл. 1).

Таким образом, первый вывод сводится к тому, что характерной особенностью Азии являются очень большие региональные различия в развитии и распространении ледникового и мерзлотного рельефа. Анализ данных табл. 1 и рис. 1 позволяет выявить ряд закономерностей развития ледникового и мерзлотного рельефа в пределах Азиатского материка. Сравнение площадей распространения этих двух генетических типов рельефа показывает очень широкое развитие мерзлотного рельефа, который распространен, по существу, на всей северной половине Азии (примерно до параллелей 43—45° с. ш.) и в пределах внутренней высокогорной ее части. Ледниковый рельеф развит относительно ограничено и занимает значительные площади лишь на северо-западе и северо-востоке материка, а также во Внутренней высокогорной Азии. Особенно четко эта специфика проявляется при сравнении площадей распространения ледникового и мерзлотного рельефа Азии с Европой и Северной Америкой (Казакова, 1969), где известно преобладание ледникового рельефа.

При сопоставлении возрастных типов ледникового и мерзлотного рельефа обращает на себя внимание значительно большее развитие древних (особенно ледниковых) форм по сравнению с современными, что, однако, уже не является спецификой Азии, а характерно также и для других материков Северного полушария. Современный ледниковый рельеф (куда входят как собственно ледниковые, так и нивальные формы) распространен в Азии, главным образом на арктических островах, на Камчатке, в высоких горах Южной Сибири, Средней и Центральной Азии, на Кавказе. Небольшие площади он занимает на Северном Урале, в горах Бырранга, северо-востоке материка, Корейском п-ове и Японских о-вах, на Эльбурсе и Армянском нагорье. Среди современных ледниковых образований господствуют формы горного оледенения. Древнеледниковый рельеф распространен шире. Большие площади эти формы занимают на Северо-Востоке материка, где современный ледниковый рельеф имеет очень небольшие размеры; в горах Внутренней Азии, где они приурочены в основном к тем же горным системам, что и современные; на Кавказе. В значительно меньших масштабах они встречаются в горах Малой и Передней Азии, а также восточной окраины материка.

Мерзлотный рельеф распространен повсеместно на севере и особенно на северо-востоке Азии, где вечная мерзлота достигает большой мощности и мерзлотные формы разнообразны: на равнинах преобладает бугристо-котловинный рельеф, в горах — гольцовые и солифлюкционные формы. Южнее, где мощность мерзлоты сокращается, и там, где она имеет островной харак-

Распространение и характер ледниковых

Область	Современные формы (в том числе развивающиеся)		
	ледниковые		мерзло
	распространение	тип (преоблад.)	распространение
1	2	3	4
I. Область Северо-Западной Азии	Ограниченное	Ледяные купола, горные ледники и ледниково-нивальные формы	Почти повсеместное
Арктические острова (Северная Земля, Новая Земля)	Северный о-в Новой Земли, о-ва Северной Земли	Ледяные купола, выводные ледники	По окраинам ледников
Равнины Западно-Сибирская (ее северная часть) и Северо-Сибирская	—	—	К северу от Полярного круга — повсеместное; южнее — островное
Горы и плоскогорья (Урал, Бырранга, Анабарское, Путорана)	Урал, горы Бырранга	Единичные ледники, ледниково-нивальные формы	Повсеместное
Периферическое плато	—	—	Повсеместное на севере; южнее — Нижней Тунгуски — островное
II. Область юга Западной Сибири, Северного Казахстана, юга и востока Средней Сибири	—	—	В восточной части
Средне-Сибирское плато	—	—	Повсеместное в северной части, островное — в южной
Южная половина Западно-Сибирской равнины и северная часть Казахстана	—	—	—
III. Область Северо-Восточной Азии	Локальное, преимущественно на крайнем востоке	Горные ледники и ледниково-нивальные формы	Повсеместное

и мерзлотных форм рельефа Азии

унаследованно) тные	Древние (реликтовые) формы			
	ледниковые		мерзлотные	
	распространение	тип (преоблад.)	распространение	тип (преоблад.)
5	6	7	8	9
Солифлюкционные, полигональные, бугристо-западинные	Ограниченное	Ледниково-аккумулятивные	—	—
Солифлюкционные	На участках, свободных от современных ледников	Ледниково-аккумулятивные	—	—
Полигонально-валиковые; бугристо-западинные	Повсеместное	Аккумулятивные ледниково-морские	—	—
Полигональные, солифлюкционные	В наиболее высоких частях	Ледниково-экзарационные	—	—
Полигонально-валиковые, пятна-медальоны; бугристо-западинные	Ограниченное	Ледниково-аккумулятивные — холмисто-грядовые	—	—
Термокарстовые	—	—	—	—
Термокарстовые	—	—	—	—
—	—	—	Широкое	Бугры пучения, термокарстовые котловины, каменные многоугольники
Солифлюкционные	Локальное	Горно-ледниковые	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Горные системы — Верхоянский хребет, хр. Черского, Колымский хребет, горы Чукотского п-ова	Узколокальное, преимущественно в восточной части района	Отдельные сравнительно небольшие ледники	Повсеместное	Солифлюкционные	Широкое, почти повсеместное	Горно-ледниковые, альпийские		
Нагорья и плоскогорья Яно-Индигирское, Колымское и др.	—	—	Повсеместное	Солифлюкционные	Очень ограниченное	Горно-ледниковые		
Низменности Колымская, Анадырская и др.	—	—	Повсеместное	Термокарст, наледные формы	Очень ограниченное	Ледниково-аккумулятивные формы		
П-ов Камчатка	Довольно широкое, преимущественно в верхних частях гор	Ледники разнообразные по морфологии; ледниково-нивальные формы	Повсеместное, кроме крайнего юга	Солифлюкционные	Широкое	Горно-ледниковые		
IV. Область Южной Сибири и Северной Монголии	Узколокальное	Каровые	Широкое	Солифлюкционные	Широкое в западной части; локальное в восточной части	Горно-ледниковые		
Алтайско-Саянская горная страна	Широкое в Алтае; ограниченное в Саянах	В Алтае долинно-каровые; в Саянах небольшие, преимущественно каровые	Островное в центральной части хребтов, на склонах северной экспозиции, в днищах заболоченных долин	Солифлюкционные формы и бугры пучения; в поймах рек наледи	Широкое	Горно-ледниковые, альпийские		
Горы Забайкалья	Очень редкое	Отдельные очень небольшие леднички	Повсеместное	Очень разнообразные	Локальное в наиболее высоких частях гор	Горно-ледниковые		
Горы Северной Монголии	Только в Хангае	Один небольшой снежник	Локально-островное	Бугры пучения и наледи	Довольно частое	Горно-ледниковые		
V. Область Восточной Азии	Очень редкое, узколокальное	Отдельные мелкие ледниковые формы	Широкое на крайнем севере; южнее очень ограниченное	«Бугры-могиляники»	Узколокальное	Горно-ледниковые	В южных частях	Солифлюкционные
Северный район (хр. Джугджур)	Редкое	Отдельные небольшие ледники	Широкое	Солифлюкционные, термокарстовые; «бугры-могиляники»	Локальное в наиболее высоких частях гор	Горно-ледниковые		
Центральный район — Буреинский хребет, Тукурингра-Джагды, М. Хинган, северная часть Б. Хингана	—	—	Островное	«Бугры-могиляники»	Локальное в Буреинском хребте и Тукурингра-Джагды	Горно-ледниковые	В М. Хингане	Солифлюкционные



1	2	3	4	5	6	7	8	9
Восточный район — Восточно-Маньчжурские горы, Сихотэ-Алинь, горы Корейского п-ова, Курильских и Японских о-вов	Узколокальное — в р-не Байтоушань	Отдельные очень небольшие ледники	Узколокальное — лишь наиболее высоких частях Сихотэ-Алиня	Солифлюкционные	Ограниченное	Горно-ледниковые		
Южный район — Нундзянская и Сунгарская равнины, южная часть Б. Хингана, горы Ляодунского п-ова	—	—	В западной части	Сезонно-мерзлотные	—	—	Узколокальное	Солифлюкционные
VI. Область Внутренней Азии	Очень неравномерное	Карово-долинные ледники плоских вершин	Почти повсеместное в горах	Каменные многоугольники, солифлюкционные структурные полосы	Широкое	Горно-ледниковые	Локальное	Структурные формы в горах, бугры пучения на равнинах
Горы юго-западной части — Гималаи, Гиндукуш, Каракорум, Западный Куньлунь, Памир, Тянь-Шань	Широкое, но неравномерное	Сочетание долинных, карово-долинных ледников следниками плоских вершин	Широкое	Каменные многоугольники, солифлюкционные структурные полосы; местами термокарст и бугры пучения	Широкое, но неравномерное с преобладанием в западной и южной частях гор	Аналогичные современным		
Высокие внутренние равнины Тибетского нагорья	Ограниченное наиболее высокими частями гор	Карово-долинные и плоские вершины	Повсеместное	Термокарст; на хребтах солифлюкционные и мерзлотно-структурные формы	Повсеместное	Водно-ледниковые и горно-ледниковые формы		
Горы юго-восточной части — Восточный Куньлунь, Алтынтаг, Наньшань, горы Восточного Тибета	Ограниченное и неравномерное	Карово-долинные и плоские вершины	Повсеместное	Солифлюкционные и мерзлотно-структурные формы	Широкое	Горно-ледниковые		
Таримская равнина	—	—	—	—	—	—	—	—
Горы северо-западной части (Пограничной Джунгарии), Гобийский Тянь-Шань, Гобийский Алтай	Ограниченное лишь наиболее высокими частями гор Пограничной Джунгарии	Небольшие ледники	Широкое	Солифлюкционные	Ограниченное привершинными частями гор Пограничной Джунгарии	—	В остальных местах на севере	Каменные многоугольники и другие структурные формы
Равнины Центральной Азии и Северного Прибалхашья	—	—	—	—	—	—	В отдельных местах	Бугры пучения
VII. Область Западной Азии	Ограниченное, узколокальное	Каровые	Ограниченное, узколокальное	Структурно-мерзлотные	Ограниченное, узколокальное	Горно-ледниковые	Ограниченное	Структурно-мерзлотные

1	2	3	4
Западный район — Кавказ, Армянское нагорье, Тавр	Ограниченное Б. Кавказом	Висячие, каровые и долинные ледники	Лишь в наиболее высоких частях гор
Восточный район — Загрос, Эльбурс, горы Северного Афганистана	Единичны лишь на самых высоких вершинах Эльбурса	Отдельные небольшие ледники	—
VIII. Область юго-западной, южной и юго-восточной Азии	—	—	—

тер, мерзлотные формы рельефа менее разнообразны и распространены локально. Современные области развития мерзлотных форм чаще всего являются унаследованными. Однако к югу от границы распространения современных мерзлотных форм, например на юге Западной Сибири, на равнинах Центральной и Восточной Азии, а также в горах Передней Азии, встречаются реликтовые мерзлотные формы.

Географическое местоположение ледникового и мерзлотного рельефа в Азии довольно сложно. В целом степень развития того и другого уменьшается, с одной стороны, с севера на юг, с другой стороны — по широте. При этом следует отметить, что хотя древнеледниковые формы рельефа распространены шире современных, но в общем они сконцентрированы в одних и тех же районах. Что же касается мерзлотных форм, то они, как отмечалось, распространены на всей северной половине Азии, однако на юго-западе этой территории, в отличие от северо-востока, значительное место занимают лишь реликтовые мерзлотные формы. Особняком стоит область Внутренней высокогорной Азии, где, несмотря на довольно низкие широты, ледниковые и мерзлотные формы рельефа имеют большое развитие, но здесь это уже целиком обусловлено влиянием орографического фактора.

В целом можно заметить, что развитие ледникового и мерзлотного рельефа Азии, так же как и других типов экзогенного рельефа, подчинено различным сложным законам: широтной зональности, географической провинциальности и высотной поясности.

Попытаемся проанализировать причины указанных особенностей развития ледникового и мерзлотного рельефа в пределах этой части земного шара.

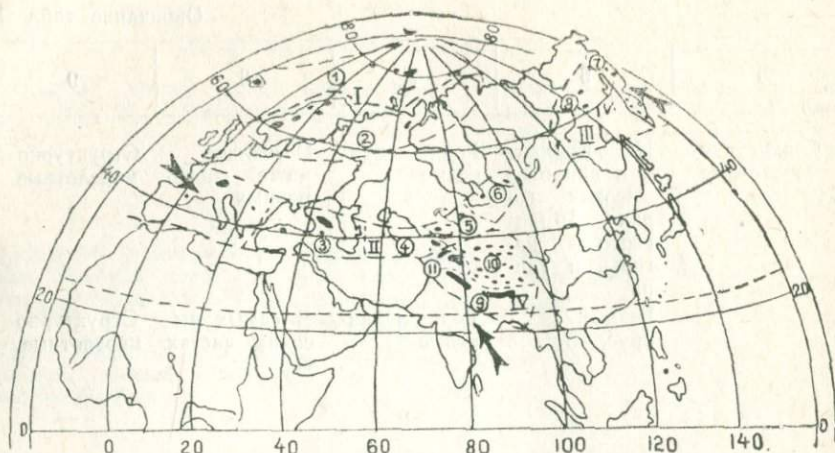
5	6	7	8	9
Структурно-мерзлотные	На Кавказе и в наиболее высоких горах Армянского нагорья и Тавра	Горно-ледниковые	Несколько ниже современных	Структурно-мерзлотные
—	Редкое, Эльбурс, Загрос	Горно-ледниковые	В самых высоких частях гор	Структурно-мерзлотные
—	—	—	—	—

Современный рельеф

Известно, что существование ледников и вечномерзлых прунтов находится в непосредственной связи с климатическими условиями и рельефом земной поверхности. Согласно районированию современного оледенения земного шара, проведенному В. М. Котляковым (1968), в настоящее время на территории Азии выделяются четыре гляциологические провинции: Атлантико-Североевропейская, Атлантико-Евразийская, Тихоокеанско-Азиатская и Индоокеанско-Азиатская, которые включают ряд гляциологических областей (рис. 2). В основу выделения провинций положен климатический фактор, а областей — орографический. Каждая из выделенных единиц обладает своими особенностями режима ледников.

Согласно этому районированию, главным источником влаги является для Азии Атлантический океан. В связи с его значительной удаленностью поток влаги здесь, по сравнению с Европой, заметно уменьшается и достигает своего минимума во внутренней части материка. Южная и восточная части Азии подвергаются увлажняющему влиянию Индийского и Тихого океанов, но далеко внутрь материка оно также не распространяется. Зимой, в связи с особенностями циркуляции атмосферы, значительная часть территории Азии находится в антициклональных условиях, и поэтому количество зимних осадков здесь вообще невелико.

Общее представление о размерах современного наземного оледенения Азии и его распределении по выделенным нами выше областям может дать прилагаемая табл. 2, а о современном положении высоты снеговой линии графики (рис. 3), составленные нами на основании имеющихся материалов.



1 - - - - 2 3 - - - - 3 4 - - - - 4

Рис. 2. Районирование современного оледенения северной половины восточного полушария (фрагмент из книги В. М. Котлякова, 1968): 1 — ледники; 2 — границы провинций и их номера; 3 — границы областей и их номера; 4 — основные направления потоков влаги.

Провинции: I — Атлантико-Североевропейская; II — Атлантико-Евразийская; III — Тихоокеанско-Азиатская; IV — Индоокеанско-Азиатская. Области: 1 — Арктическая; 2 — Скандинавско-Уральская; 3 — Кавказская; 4 — Памиро-Алайская; 5 — Тянь-Шаньская; 6 — Алтайско-Саянская; 7 — Камчатско-Корякская; 8 — Восточно-Сибирская; 9 — Гималайская; 10 — Тибетская; 11 — Гиндукуш-Каракорумская

Табл. 2 наглядно показывает четкую зависимость развития современного наземного оледенения от географического положения того или иного района Азии и его макрорельефа.

Таблица 2
Площадь современного оледенения Азии

№ областей	Область	Площадь оледенения (км ²)	Авторы
I. Северо-Западная Азия			
	Новая Земля (Северный остров — 23 742,		
	Южный остров — 558)	24 300	Чижев и др., 1968
	Северная Земля	17 470	»
	Урал Полярный и Приполярный	28,7	»
	Быранга	45	Мирошников, 1962
	Всего	41 844	
II. Юг Западной Сибири, Северный Казахстан, юг и восток Средней Сибири			
		—	

№ об- лас- тей	Область	Площадь оле- денения (км ²)	Авторы
III. Северо-Восточная Азия			
	Харзулах	3	Васьковский, 1955б
	Орулган	20	»
	Сунтар-Хаята	206	Корейша, 1963
	Массив Буордах	95	Васьковский, 1955а
	Другие цепи хребта	49	»
	Хребты Илин-Тас и Пе- кульней	6	»
	Хр. Кодар	15	Преображенский, 1960
	Коряцкое нагорье	180	Малых, 1958
	Камчатка	866	Иваньков, 1958
	Всего	1 485	
IV. Южная Сибирь и Северная Монголия			
	Южный Алтай	80	Тронов, 1949; Тронов и Олейник, 1962
	Южно-Чуйский хребет	146	Те же
	Северо-Чуйский хребет	130	»
	Катунский хребет	232	»
	Западная область малого оледенения	20	»
	Восточная область малого оледенения (Шапшальский хребет)	21	Донченко, 1960
	Саяно-Тувинское нагорье	23	Гросвальд, Сильниц- кая, 1964
	Монгольский Алтай и Хин- ган	500*	Гросвальд, 1964
	Всего	1 152	
V. Восточная Азия			
	Байтоушань	Небольшие ледники	Денисов, 1965
VI. Внутренняя Азия			
	Гималаи	31 500	Гросвальд, 1964
	Каракорум	15 150	»
	Кунылуь	12 500	По Гросвальду (вы- считано нами за вы- четом площади оле- денения Наньшаня)
	Внутренний Тибет с Ганди- сышанем	9 500	То же
	Гиндукуш и Хиндурадж	6 200	»
	Памир	8 041	Забиров, 1955
	Западный Тянь-Шань	8 498	Забиров, 1958
	Восточный и зарубежный		
	Алай	7 500	Гросвальд, 1964
	Наньшань	1 500	Долгушин, 1961а
	Алтынтаг	Данных нет	
	Джунгарский Алатау	1 093	Лаврентьев, 1958
	Саур (западная часть)	17	Селиверстов, 1962
	Всего	101 499	

№ областей	Область	Площадь оледенения (км ²)	Авторы
VII. Западная Азия			
	Кавказ	1 626	Котляков, 1968
	Итого (Азия в целом)	147 606	

* По А. Х. Иванову (1949) — около 660 км², по Ж. Бямба и Е. И. Селиванову (1971) — 312 км².

Таким образом, из данных табл. 2 видна четкая зависимость развития оледенения от географического положения района и его макрорельефа.

В целом можно считать, что отмеченные соотношения справедливы и для современных ледниковых форм рельефа, хотя фактически площади их распространения превышают площади современного оледенения за счет присоединения к ним ледниково-экзарационных, ледниково-аккумулятивных и нивальных форм рельефа.

Из данных табл. 2 видно, что первое место по масштабам современного оледенения занимает область Внутренней Азии. Однако даже эти высочайшие горы земного шара отличаются относительно ограниченным распространением современных

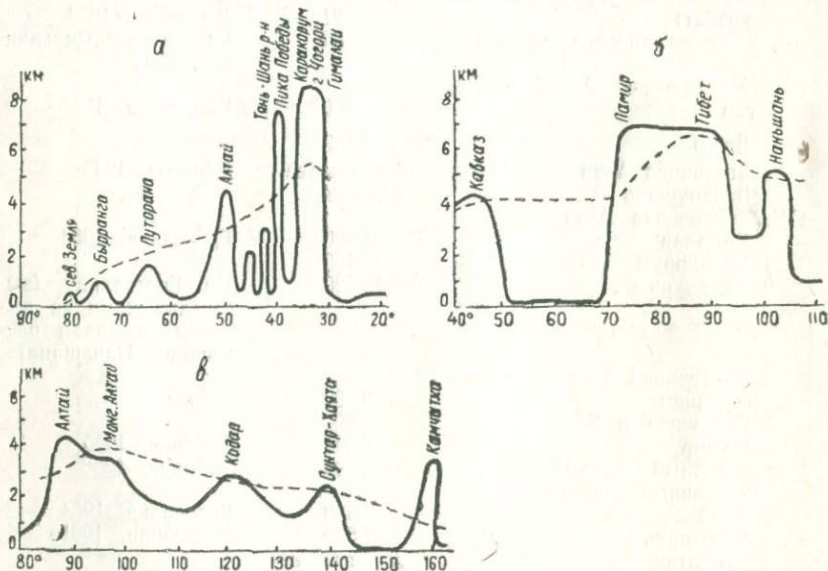


Рис. 3. Современное положение высоты снеговой линии в разных частях Азии: а — по меридиану; б и в — по параллелям

ледников, а соответственно и современных ледниковых форм рельефа, хотя площади оледенения некоторых горных систем довольно значительны. Здесь особенно легко прослеживается зависимость размеров современного оледенения от природных условий различных частей гор. Так, велико оледенение хорошо увлажненных гор — Гималаев и Каракорума, где расположены крупнейшие ледники; в Каракоруме, например, длина отдельных ледников достигает 60—72 м. Западный Тянь-Шань и Памир также являются крупными очагами современного оледенения Азии. В Тянь-Шане выделяют три основных типа современного оледенения — оледенение горных массивов, оледенение узких хребтов альпийского типа и ледниковые покровы хребтов с плоскими вершинами (Федорович, Ян Тин-сянь, 1960). Оледенение внутренних частей высокогорной Азии — Тибетского нагорья, Куьнлуя, Наньшаня, Алтынтага — имеет более скромные размеры. В Куьнлуе наибольшим оледенением обладает западная, особенно припамирская часть; по мере же движения на восток, в сторону увеличения аридности климата, степень оледенения гор резко сокращается. В Наньшане выявлено более 1000 ледников, но размеры их составляют в среднем 1—2 км и нигде не превышают 10 км (Долгушин, 1959, 1961а). На собственно Тибетском нагорье наиболее крупные ледники встречаются лишь в самых высоких частях хребтов и вершин, большая же часть нагорья современного оледенения не имеет.

Детальный анализ распространения современных ледников показывает, что наиболее мощный снежный покров и особенно крупные ледники приурочены к наветренным склонам гор; в Азии, как и везде, именно эти склоны получают наибольшее количество осадков, в том числе и зимних. Так, в западной и внутренней частях Азии повышенной снежностью отличаются западные склоны гор, обращенные в сторону влагоносных воздушных масс, поступающих с Атлантики. В южной части наиболее заснежены южные склоны гор, обращенные к Индийскому океану. На восточной окраине материка мощный снежный покров лежит на восточных склонах гор, находящихся на пути прохождения тихоокеанских циклонов.

Соответственно изменению количества твердых осадков меняется и высота снеговой линии. Зависимость здесь прямая, и по мере удаления от источников влаги снеговая линия повышается в Азии очень быстро, что хорошо видно на приведенных графиках. Анализируя их, легко подметить следующие закономерности.

Наиболее низкое положение снеговой линии (100 м) наблюдается на крайнем севере материка в районе Северной Земли. Отсюда снеговая линия постепенно повышается к югу, достигая максимальных высот (6000—6500 м) в Тибете, и вновь опускается (до 4900 м) на южном склоне Гималаев. Кроме того, происходит заметное изменение высоты снеговой линии

и в широтном направлении. Здесь наблюдается повышение ее: с одной стороны, с запада на восток — от Кавказских гор (3000—3500 м) до гор Внутренней Азии (1000 м), с максимумом на Тибетском нагорье; с другой — с востока на запад — от побережья Тихого океана (1000 м на Камчатке) до гор Внутренней Азии (4000 м в Монгольском Алтае).

Сопоставление этих данных с геоморфологическими показывает, что соответственно с изменением высоты снеговой линии колеблется от района к району и гипсометрическое положение современных ледниковых форм, а тем самым изменяются и масштабы их развития. Последнее отчетливо видно при сравнении указанных графиков и данных табл. 2 с данными табл. 1 и рис. 1.

Как уже отмечалось, велики масштабы современного ледникового рельефа в пределах арктических островов, особенно на Северном о-ве Новой Земли. Ледниковый покров этого острова — один из самых крупных в Арктике, причем выводные ледники нередко спускаются здесь, так же как и на островах Северной Земли, до самого уровня моря (Котляков, 1968). Если к тому же еще принять во внимание и широкое развитие здесь инвальных форм, то можно считать, что современный ледниковый рельеф развит на указанных островах повсеместно. Широкое развитие современных ледниковых форм наблюдается на Камчатке, где снеговая линия спускается также относительно низко; несколько меньше — на Большом Кавказе; в то же время во внутренних частях материка развитие их крайне неравномерно и местами, несмотря на большую высоту гор, довольно ограничено.

На этих же графиках хорошо видны различия в положении высоты снеговой линии на склонах разной экспозиции, которая, как уже отмечалось, обычно повышается на внутренних склонах гор, получающих меньшее количество влаги. Особенно отчетливо это можно проследить в высоких горах Внутренней Азии, где степень оледенения, а следовательно, и развитие современных ледниковых форм резко убывают от периферических более влажных хребтов к внутренним крайне сухим частям гор. Здесь мы имеем заметное повышение снеговой линии, с одной стороны, по долготе (например, на южном, внешнем, склоне Гималаев снеговая линия проходит на высоте 4900 м; на северном, внутреннем, склоне она поднимается до 5600 м), с другой стороны — по широте, причем в данном случае особенно резкие изменения происходят по направлению с запада на восток. Так, например, в Тянь-Шане снеговая линия следует по высоте 3500 м, а в Тибете уже по высоте более 6000 м, т. е. на расстоянии 1500—2000 км происходит повышение снеговой линии на 2500—3000 м, что обусловлено значительным увеличением в этом направлении аридности климата. В связи с последним наименьшей степенью оледенения обла-

дает Восточный Куньлунь и внутренние хребты Тибетского нагорья, где ледники почти нигде не опускаются ниже 5000 м над ур. м.

Значительные различия физико-географических условий разных частей горных систем Внутренней Азии обуславливают разнообразие типов оледенения. В целом, можно считать, что здесь имеет место сочетание различных типов ледников, среди которых, наряду с долинными и карово-долинными ледниками, развитыми и в других горах Азии, немалую роль играют и ледники плоских вершин. Гляциологи отмечают для этих горных систем преобладание ледников так называемого «пималайского типа», представляющих комбинацию типично альпийских, туркестанских и котловинных ледников (Котляков, 1968). Все это получает непосредственное отражение и в развитии современных ледниковых форм рельефа, масштабы которых резко колеблются на склонах разной экспозиции.

В общем можно сказать, что площади, занятые в Азии современным ледниковым рельефом, очень невелики, особенно если принять во внимание большие абсолютные высоты этого материка и низкие зимние температуры воздуха, господствующие в его северной и центральной частях. Более того, приведенные выше данные свидетельствуют о том, что существование современных ледниковых форм в очень большой степени обязано в Азии орографическому фактору. Снеговая линия лежит здесь очень высоко, а ледник, как известно, может возникнуть лишь тогда, когда земная поверхность в течение некоторого времени оказывается недалеко от уровня снеговой линии (Котляков, 1968). И хотя в процессе своего развития ледник опускается ниже этой линии, все же напрашивается вывод о том, что не будь в Азии высоких гор, не было бы в настоящее время и оледенения, за исключением самых северных и, может быть, восточных частей материка.

Сочетание небольшого количества атмосферных осадков с низкими зимними температурами воздуха, типичное для северных и высокогорных частей Азии, способствует исключительно широкому развитию здесь подземного оледенения. Тепловое взаимодействие континента Евразии с окружающими океанами определяет площадь и очертания области развития вечномерзлых пород, так же как и зоны сезонного промерзания грунтов (Баранов, 1958).

Положение современной границы подземного оледенения и его мощности показаны на приложенной схеме (рис. 4). Сопоставление ареалов его распространения с ареалами распространения мерзлотных форм рельефа показывает их прямую связь.

Весь север Азии занят устойчивой вечной мерзлотой большой мощности (сотни метров). Именно здесь мерзлотные формы рельефа наиболее разнообразны и распространены повсе-

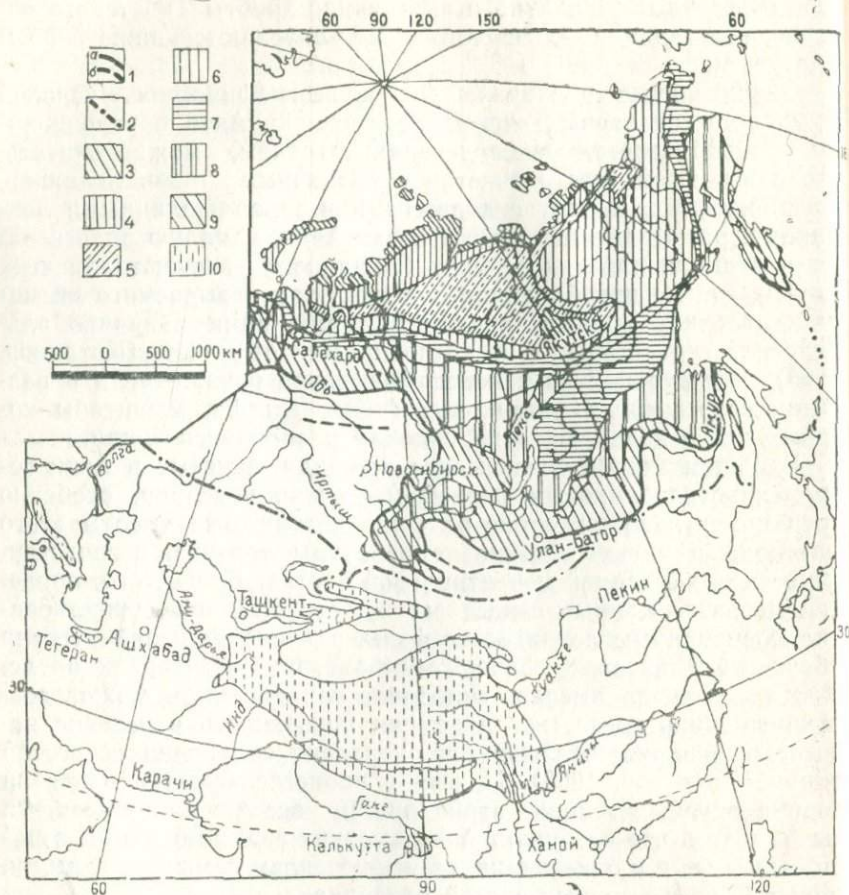


Рис. 4. Схема распространения вечной мерзлоты (по И. Я. Баранову и другим источникам): 1—южная граница вечной мерзлоты, современная: а—обобщенная, б—по последним данным; 2—южная граница вечной мерзлоты, древняя (плейстоценовая); 3—свыше 500; 4—400—500; 5—300—400; 6—200—300; 7—100—200; 8—25—100; 9—до 25; 10—без указания мощности (граница гипотетическая)

местно. В отдельных районах, например на Крайнем Севере (на севере Западно-Сибирской равнины и Средне-Сибирского плато, на Северо-Сибирской равнине) и на северо-востоке Азии, эти формы господствуют в рельефе. Южнее преобладает вечная мерзлота островного типа, что отражается и в распространении мерзлотных форм. Например, в Монгольском Алтае и в горах Северной Монголии мерзлотные формы рельефа приурочены в основном к центральным частям хребтов, склонам северной экспозиции и днищам заболоченных долин; широким распро-

странением пользуются солифлюкционные формы и бугры пучения, а в поймах рек — наледи (Втюрина, 1961). В восточной части Азии до самой южной границы вечной мерзлоты широко распространены «бугры-могильники», они располагаются на равнинах и пологих склонах гор (Дальний Восток, 1961).

Особое место занимает область Внутренней высокогорной Азии, расположенная в более низких широтах. Как отмечалось, широкое развитие мерзлотных форм рельефа в верхних частях гор обусловлено здесь исключительно орографическим фактором.

Мерзлотные формы довольно однообразны, чаще всего они представлены в виде миниатюрных форм каменных многоугольников и солифлюкционных полос на склонах (Попов, Костяев, 1962). Образование этих форм происходит в условиях резко континентального климата и связано с явлениями высотной поясности. Именно поэтому наибольшего развития мерзлотные формы достигают в пределах Тибетского нагорья, где в условиях отрицательных среднегодовых температур и маломощного снежного покрова широко распространена вечная мерзлота. Последняя создает здесь особый характер ландшафтов — сочетание типично пустынных форм с заболоченными пространствами; на равнинных участках широко распространены термокарстовые формы. В аналогичных природных условиях на Восточном Памире И. П. Герасимов (1964) наблюдал термокарстовые образования и обрывы, сложенные слоями погребенного льда, а также своеобразный озерно-моренный ландшафт, представляющий сложное сочетание мощных моренных валов и многочисленных термокарстовых озер между ними. Во Внутреннем Тянь-Шане встречаются еще бугры пучения и полигональные формы (Горбунов, 1967).

В настоящее время лучше всего изучен в этом отношении Тянь-Шань. Во Внутреннем Тянь-Шане мерзлотные формы рельефа получают наиболее широкое распространение на высотах от 3000 м и выше, в связи с чем изогипса 3000 м принята в качестве границы вечной мерзлоты (Горбунов, 1967). Однако на этих высотах мерзлота носит еще прерывистый характер, а мощность ее не превышает 20—25 м; начиная же с высот 3200—3400 м она распространена уже повсеместно и мощность ее быстро увеличивается, составляя на высоте 4000 м более 200 м, а на высотах 5000—6000 м — несколько сотен метров (Там же). Аналогичную картину можно предполагать и для других гор Внутренней Азии, причем к востоку от Внутреннего Тянь-Шаня мощность мерзлоты и положение ее границы будут изменяться с противоположным знаком.

Таким образом, мерзлотные формы рельефа, в отличие от ледниковых, занимают в Азии обширные пространства гор и равнин и в целом отличаются большим разнообразием.

Древний рельеф

Древнемерзлотные и особенно древнеледниковые формы рельефа Азии, как отмечалось, значительно преобладают над современными. В настоящее время еще нет возможности точно определить разницу площадей распространения древнего и современного оледенения Азии. Приблизительно это можно попытаться сделать путем сопоставления площадей распространения современных форм с сохранившимися в рельефе следами древних форм (см. рис. 1).

Как уже отмечалось, для современного и древнего ледникового и мерзлотного рельефа Азии характерны очень большие региональные различия.

Судя по имеющимся материалам, наибольшие контрасты в развитии рельефа этого генезиса намечаются между Северной и Южной Азией. Границей между этими крупными частями материка мы в данном случае условно считаем древнюю границу вечной мерзлоты (см. рис. 4), по обе стороны которой в характере и размещении ледникового и мерзлотного рельефа наблюдаются наибольшие различия.

В северной части Азии масштабы древнего оледенения были значительно больше современных и характер оледенения сложнее. На северо-западе Азии в прошлом типы оледенения были, очевидно, более разнообразны. Так, для северной части Западно-Сибирской равнины и для Северо-Сибирской равнины, где распространен древнеледниковый рельеф равнинного типа, большинством исследователей признается особый ледниково-морской тип оледенения (Зубаков, 1961). Для Урала, Бырранги, Анабарского плоскогорья, Путораны, где преобладает древнеледниковый рельеф горного типа, принимается преобладание горно-долинного, а в отдельные этапы — полупокровного оледенения (Зубаков, 1961; Долгушин, 1960, 1961б). На о-вах Новой и Северной Земли, так же как и сейчас, имело место покровное оледенение (Загорская, 1957; Зингер и Корякин, 1964; Котляков, 1968; Чижев и др., 1968).

Широкое распространение мерзлотного рельефа свидетельствует о том, что значительные масштабы имело на северо-западе Азии и подземное оледенение. При этом, судя по характеру мерзлотных форм и их сочетанию с ледниковыми формами, следует думать, что подземное оледенение имело в разных частях этой территории различную длительность существования.

Так, в северной части Западно-Сибирской равнины и на Северо-Сибирской равнине мерзлотные формы рельефа находятся, как отмечалось, в комплексе с древнеледниковыми. Согласно имеющимся данным, вечномерзлые породы не образуют здесь единой толщи, а состоят из двух слоев — реликтового слоя, залегающего глубоко (до 200 м), образование которого датируется плейстоценом, и нового слоя промерзания, возникшего

у дневной поверхности уже в историческое время (Сообщение о научных работах по гляциологии (1960—1962 гг.), 1964). Таким образом, на этой территории физико-географические условия второй половины четвертичного периода не были постоянными и подземное оледенение поверхностных горизонтов, очевидно, какое-то время отсутствовало. Можно думать, что образование наблюдающихся здесь мерзлотных форм связано непосредственно с молодым слоем вечномерзлых пород.

Тоже к молодым, во всяком случае послеледниковым, должны быть, очевидно, отнесены мерзлотные формы арктических островов, Урала, Бырранги, Анабарского плоскогорья, Путораны, занятых ранее наземным оледенением. На тех же участках Северо-Западной Азии, которые не покрывались наземным оледенением, например на большей части Средне-Сибирского плато, подземное оледенение могло существовать непрерывно в течение длительного времени и все это время происходило формирование мерзлотного рельефа. То же, очевидно, имело место и на востоке Западно-Сибирской равнины, где для района среднего течения р. Оби (междуречье Вязь — Кеть), расположенного за границей распространения вечномерзлых пород, залегающих у поверхности, получены материалы, доказывающие мерзлотное (а не ледниковое, как считали раньше) происхождение широко распространенного здесь холмистого бугристо-котловинного рельефа (Земцов и др., 1971). Образование этих форм есть результат деятельности вечной мерзлоты, отступившей в глубину и сохранившейся там до сих пор (Там же). В южной части Западно-Сибирской равнины и на равнинах Северного Казахстана, которые находятся вообще за пределами развития современной мерзлоты, мерзлотные формы рельефа являются реликтовыми.

На северо-востоке Азии преобладало, очевидно, горно-долинное оледенение, наряду с которым могло существовать также полупокровное, а местами, возможно, и покровное оледенение (Коржуев, 1964). Как уже отмечалось, здесь древнее оледенение характеризовалось значительно большим распространением, чем современное. Исследователи Восточной Сибири отмечают, что в эпоху максимального развития ледники не менее чем в 10 раз превышали современные размеры, хотя и не выходили, как правило, за пределы предгорий и никогда не покрывали обширных низменностей (Граве и др., 1964). Судя по положению древних каров, они считают, что снеговая линия находилась в то время приблизительно на 1000 м ниже, чем сейчас, следовательно, древнее оледенение Восточной Сибири хотя и не являлось покровным, но было все же весьма значительным. Подземное оледенение занимало очень большую площадь.

Хорошая сохранность огромных скоплений подземных льдов на северо-востоке Азии и образование ледяных жил в современных поймах позволяют считать, что природные условия настоя-

щего времени в принципе мало отличаются здесь от природных условий плейстоцена (Попов, 1953; Костяев, 1965).

Несколько иное положение в более южных частях этой территории, где вечномёрзлые толщи носят прерывистый характер и наблюдается несоответствие больших мощностей мерзлых толщ современным термодинамическим условиям, с одной стороны, и новообразование мерзлых толщ — с другой (Баранов, 1958). Здесь имеет место сочетание молодых мерзлотных форм — голоценовых и современных — с древними, развивающимися унаследованно с плейстоцена. Первые наблюдаются обычно на равнинах, вторые — чаще всего в горах.

Исходя из того, что в горных районах северо-востока Азии мерзлотный рельеф тесно сочетается с ледниковым, следует полагать, что на этой территории имело место, так же как и сейчас, существование наземного и подземного оледенения. На это обращали внимание и другие исследователи, отмечая, что в Восточной Якутии наблюдается достаточно устойчивое сосуществование таких явлений, как глубокое промерзание горных пород и ледники (Граве и др., 1964).

На крайнем юге северной половины Азии — в горах Южной Сибири и Северной Монголии — предполагается древнее покровное оледенение на Алтае, где наиболее крупные ледники достигали 100 км, и преимущественно горно-долинное оледенение в горах Хангая, Хэнтэя, Прихубсугуля, где длина ледников достигала соответственно 60, 16 и 20—25 км (Марьянов, 1954).

В южной части Азии масштабы древнего оледенения были также больше современных, хотя, по-видимому, и не столь значительны, как в северной части материка.

Следы древнего наземного и подземного оледенения точно установлены в горах Внутренней и Передней Азии, на Кавказе, в горах Северо-Восточного Китая и Северной Кореи, на некоторых островах восточной окраины материка; мерзлотные формы выявлены также на равнинах Центральной Азии.

Обширная область Внутренней Азии с резко различными физико-географическими условиями в разных своих частях отличается очень разнообразным характером древнеледниковых и мерзлотных форм и их сочетаний, что отмечалось выше и для современных ледниковых форм. В горах юго-западной части области — Гималаях, Гиндукуше, Каракоруме, Западном Куньлуне, Тянь-Шане — древние ледниковые и мерзлотные формы, такие, как современные формы этого генезиса, широко развиты и отчетливо выражены в рельефе. Характер форм древнего оледенения в общем аналогичен современному. Древнеледниковые формы рельефа имеют повсеместное распространение, но, как и современные, наиболее многочисленны в западных и южных частях гор. Мерзлотные формы распространены всюду, согласно законам вертикальной поясности, хотя, так же как и в

других горных районах этой области, не очень разнообразны.

Район высоких равнин Тибетского и Памирского нагорий отличается повсеместным распространением древнеледниковых и мерзлотных форм в отличие от современных ледниковых форм, которые занимают лишь самые высокие части гор. Многие исследователи, посещавшие Тибет, отмечают широкое развитие там водноледниковых форм рельефа (Trinkler, 1930, 1931; Гу Шэнь-сю, 1955; Синицын, 1959, 1961).

В юго-восточной части Внутренней Азии — Восточном Куьндуне, Алтынтаге, Наньшане, горах Восточного Тибета — древнеледниковые формы также распространены шире современных, но, как и в других местах этой области, в общем они занимают меньшие площади, чем могли бы занимать, если бы располагались на окраине континента. Мерзлотные формы здесь, в условиях резко континентального климата и абсолютных высот, распространены повсеместно.

Горы северо-западной части области (Попраничной Джунгарии), Гобийский Тянь-Шань и Гобийский Алтай ледниковых форм не имеют. Небольшие современные ледники и довольно четко выраженные следы древнего оледенения встречаются лишь в наиболее высокой части гор Попраничной Джунгарии. Мерзлотные формы, главным образом солифлюкционные, развиты довольно широко. Южная граница современного распространения вечномерзлых пород показана на рис. 4, согласно работе В. Э. Мурзаевой, Н. А. Маринова, И. П. Сырнева (1971).

На равнинах Центральной Азии, кроме Таримской, так же как и на равнинах южной части Западной Сибири и Северного Казахстана, отмечены древнемерзлотные реликтовые образования (Федорович, 1962).

Область Западной Азии отличается локальным развитием ледниковых и мерзлотных форм и их слабым выражением в рельефе. Здесь следует различать две части — западную, куда входят Тавр, Армянское нагорье (советская и зарубежная части), Кавказ, и восточную, к которой относятся Загрос, Эльбурс, горы Северного Афганистана. По характеру увлажнения наиболее благоприятными условиями для развития оледенения и тем самым ледникового рельефа обладает западный район и особенно Кавказские горы, где и расположено наибольшее количество современных ледников.

В пределах Армянского нагорья размеры современных ледников очень небольшие и они, как и на Большом Кавказе, приурочены лишь к самым высоким вершинам. Древнеледниковые и мерзлотные формы рельефа распространены шире, хотя в общем площади, занятые ими, здесь также невелики. На Кавказе мерзлотные образования распространены в среднем от высот 2600—2700 до 3400 м над ур. м., но местами они опускаются до 2400 м (в западных районах Абхазии), а в Армении подлимаются до 3800—4000 м (Маруашвили, 1960). Кроме указан-

ных гор, древнеледниковые и мерзлотные формы рельефа известны в Тавре.

В восточной части Западной Азии ледниковые и мерзлотные формы единичны. Современные ледники развиты лишь на самых высоких вершинах Эльбурса (Петров, 1955). Древнеледниковые формы также не имеют широкого распространения: кроме Эльбурса они известны в Загросе. Мерзлотные образования здесь в основном реликтовые; они встречаются лишь в самых высокогорных частях района в виде каменных многоугольников и солифлюкционных террас.

Таким образом, в Западной Азии ледниковые и мерзлотные процессы большого рельефообразующего значения не имеют.

На восточной окраине Азии древнеледниковые экзарационные и аккумулятивные формы рельефа известны на Большом Хингане и в горах Корейского п-ова; местами они встречаются также в Восточно-Маньчжурских горах, горах Ляодунского п-ова, о-ва Хоккайдо, в Японских Альпах о-ва Хонсю, а в смежных частях Советского Союза (южнее современной границы вечной мерзлоты) на Сахалине и Курильских о-вах (Смирнов, 1954; Ян Цинь-шан, 1954; Ефремов, 1956; Никольская, Чичагов, 1962; Чемяков, 1962; Канаев, 1961; Калишевич, Никольская, 1966). Современные, очень небольшие ледники известны только на плоскогорье Чанбайшань (Денисов, 1965; Денисов, Тен Ха Чер, 1966; Денисов, Никольская, 1968). Мерзлотные формы рельефа распространены шире ледниковых, встречаются не только в горных районах этой части Азии, но и на равнинах. В связи с островным характером вечной мерзлоты и ее небольшой мощностью они имеют здесь локальное развитие. На равнинах Нунцзянской и Сунгарийской, так же как и в смежных частях гор, развита сезонная мерзлота, способствующая усилению процессов боковой эрозии и заболачивания (Казакова, 1959). Некоторое, но в общем очень слабое, отражение в рельефе имеют и древнемерзлотные реликтовые формы.

Самым южным островом восточной окраины Азии, на котором есть несомненные следы древнего оледенения, является о-в Тайвань. Высокие горы Тайваня (от 2000 м и более) характеризуются резкими альпийскими формами — следами древнего горного оледенения карово-долинного типа (У Чжуан-да, 1953; Ли Чэн-сань, 1954).

Относительно былого оледенения и наличия древнеледниковых форм рельефа в континентальной части Восточной Азии, расположенной южнее описанных выше территорий Северо-Восточного Китая и Северной Кореи, мнения исследователей резко расходятся. Этот вопрос уже рассматривался в советской литературе (Казакова, 1955, 1964; Лебедев, 1968), поэтому здесь мы упомянем лишь его основную суть.

Начиная с исследований Ли Сы-гуана в 1933 г. (Ли Сы-гуан, 1952), в ряде работ китайских авторов (Ли Чэн-сань и Гао

Юн-юань, 1942; Го Линь-чжи, 1943; Lee, 1947; Чжан Чжун-инь и др., 1951; Чжан Жэнь-цзюнь, 1951; Чжан Бао-шэн, 1958; Хуан Пэй-хуа, 1963; и др.) доказываются наличие в горах (даже невысоких) разных мест восточной южноконтинентальной части Китая и на равнинах в районе нижнего течения Янцзы следов древнего оледенения в виде различных форм ледниковой экзарации и аккумуляции. В более западных частях — на правом берегу р. Миньцзян между городами Чэнду и Цзядином и в провинции Сычуань — немецким ученым Сальфельдом были описаны донные морены (Wissmann, 1937). Места распространения следов древнего оледенения в восточной части Китая, согласно данным названных авторов, показаны на составленной нами схеме (Казакова, 1955).

Исследованиями других ученых ледниковое происхождение форм рельефа некоторых районов Восточного Китая, где китайские авторы отмечали следы древнего оледенения, не подтверждается. Так, Барбур и Дэжи полностью отрицали ледниковый генезис форм рельефа нижнего течения Янцзы (Цзин Су, 1941). В. Г. Лебедев (1968) считал достоверными лишь следы древнего оледенения наиболее высоких гор Восточного Китая (более 3—4 тыс. м) — гор центральной части Циньлина (массив Тайбайшань и другие), гор Дабашань, а также Ушань и Улиншань, расположенных южнее «Трех ущелий Янцзы», где описаны хорошо сохранившиеся трог, тысячи долины, каровые озера, зубчатые гребни типа карлингов, морены. В невысоких же горах и на равнинах этой территории он не обнаружил типичных ледниковых форм даже в разрушенном состоянии; по его мнению, следов древнего оледенения нет в Гуйчжоуских горах, на Юньнаньском нагорье, в Наньлине.

Таким образом, если судить по распространению выявленных в рельефе древних форм несомненно ледникового происхождения и их типам, характер древнего оледенения южной части Азии в отличие от оледенения северной части был в целом аналогичен современному. В то время также преобладали горные ледники, имеющиеся данные позволяют предположить существование покровного и полупокровного оледенения с выполнением льдами больших межгорных впадин лишь на высоких равнинах Тибетского и Памирского нагорий. Специфическими ледниковыми формами высокогорных частей Внутренней Азии являлись и являются террасы оседания, образование которых связано с особенностями процессов деградации ледников в континентальных условиях, где, помимо таяния языков ледников, имеет место и общее сокращение их поверхности за счет испарения льда (Щукин, 1954; Герасимов, 1964).

Небольшие размеры древнего оледенения гор Внутренней Азии уже сами по себе могут служить доказательством того, что и в ледниковый период здесь господствовали аридные условия (Мурзаев, 1961). Однако в целом климат здесь в то время был

влажнее, чем сейчас, так как горы были ниже современных и не могли почти полностью задерживать осадки на своих внешних склонах, что имеет место в настоящее время, поэтому и масштабы древнего оледенения Внутренней Азии были больше. Аналогичны современным были и особенности распространения древнеледниковых форм рельефа на разных склонах гор. Так же как и теперь, на западных и южных склонах гор Внутренней Азии, т. е. внешних по отношению к влагоносным ветрам, ледниковые формы многочисленнее и распространены на более низких абсолютных высотах по сравнению с северными и восточными, т. е. внутренними, закрытыми, склонами. Для суждения о размерах древнего оледенения восточной части южной половины Азии данных пока недостаточно.

Подземное оледенение, так же как и наземное, охватывало в прошлом на территории Южной Азии значительно большую площадь, чем сейчас, о чем свидетельствует распространение следов древнемерзлотных форм. Точных данных о положении в прошлом южной границы вечной мерзлоты пока нет. Еще несколько лет назад мерзловеды проводили эту границу очень низко, считая, что в среднем плейстоцене она доходила в Азии примерно до 37° с. ш. (Попов и Костяев, 1962). В более поздней работе А. Г. Костяева (1965) древняя граница вечной мерзлоты проводится уже севернее: наиболее южное ее положение (не считая высокогорий Внутренней Азии) соответствует, как отмечалось, примерно 43° с. ш.

Таким образом, в южной части Азии разница в расположении современных и древних мерзлотных форм рельефа, т. е. современного и древнего подземного оледенения, сравнительно невелика. Аналогичные соображения мы находим и у Л. И. Маруашвили, который пишет, что, по его убеждению, «представления о низком положении четвертичного перигляциала в горах субтропической зоны в значительной мере основаны на переоценке палеогеографического значения некоторых стратиграфических и литологических фактов, принимаемых за признаки перигляциальной обстановки» (1960, с. 265).

Некоторые общие соображения о древнем оледенении Азии

Значительное несоответствие площадей распространения современных и древних форм мерзлотного и особенно ледникового рельефа свидетельствует о гораздо больших масштабах древнего оледенения Азии по сравнению с ее современным оледенением и тем самым о больших различиях природных условий настоящего времени и существовавших в прошлом. Для реконструкции древних оледенений Азии и восстановления природной обстановки плейстоцена данных пока еще недостаточно. Имеющиеся сведения геологического, геоморфологического, палеогеографического характера, в особенности для зарубежной части

Азии, разрозненны, нередко случайны и, как мы показали выше, подчас противоречивы.

Спорными остаются вопросы количества оледенений, их масштабов, возраста. Так, например, в северной части Азии (для Уральских гор, Бырранги, Путораны) принимается от одного до четырех оледенений; для Якутии — от двух до пяти; для Дальнего Востока — от одного (многофазного) до двух; и т. д. Более подробные материалы по этим вопросам можно найти в сводных работах В. Н. Сакса (1959) и В. А. Зубакова (1961).

Для южной части Азии расхождений в мнениях не меньше. Так, наряду с двукратным оледенением гор Средней Азии, принимаемым большинством исследователей (Забиоров, 1958), некоторые авторы выделяют в Тянь-Шане до четырех (Федорович и Ян Тин-сянь, 1960) и даже до пяти (Селиванов, 1959) оледенений. В Гималаях доказывается наличие четырех оледенений (Ф. Махачек, 1961), однако фактические данные о нахождении следов древних оледенений и их возрастные датировки, приводимые по различным исследователям, крайне противоречивы.

Для разных мест восточной части Китая китайские исследователи показывают разное количество оледенений: для района нижнего течения Янцзы и гор Дабашань три оледенения (Ли Чэн-сань, Гао Юн-юань, 1942; Ян Хуай-жэнь, Ян Сэнь-юань, 1958); для Большого Хингана — два (Ян Цинь-шан, 1954); для бассейна Янцзы в горах выше 1200 м — четыре, а в более низких горах — три (Ли Чэн-сань и др., 1944). В. Г. Лебедев (1968) полагает для гор Восточного Китая, так же как для Северной и Центральной Азии, несколько оледенений, но также, как и мы, считает, что достаточных фактов для суждения о количестве и возрасте оледенений здесь еще нет. Базируясь на характере растительных и животных остатков в озерных отложениях свиты Ниховань (Северный Китай), лежащей в основании четвертичной толщи, он считает возможным утверждать сильное похолодание в начале четвертичного периода, связывая это с наступлением ледниковой эпохи. Похолодание сменилось более теплым и влажным климатом синантропа (по органическим остаткам следующей по возрасту свиты Чжоукоудянь), а затем новым похолоданием, следами которого являются очень свежие ледниковые формы хр. Циньлин.

Вопрос о возрасте подземного оледенения также еще окончательно не разрешен. А. И. Попов (1965), основываясь на изучении мощных полигонально-жильных льдов аккумулятивных равнин северо-востока Азии, считает, что этап наиболее интенсивного льдообразования следует относить ко времени существования обширной древней суши на месте современного Северного Ледовитого океана, что явилось причиной резкого увеличения континентальности и суровости климата того времени. Иначе говоря, эпохой максимального развития подземного оле-

денения этой территории он считает средний плейстоцен — начало верхнего плейстоцена.

А. А. Величко (1909) датирует время наиболее мощного развития области вечной мерзлоты концом плейстоцена, точнее 30—35 тыс. лет назад. Этот отрезок плейстоцена, выделенный им в самостоятельный «мерзлотный этап», ознаменовался резким изменением климатических условий в сторону крайней сухости, континентальности, что связывается с обширным оледенением океана.

Также резко расходятся суждения различных исследователей о размерах древнего оледенения Азии. Из-за отсутствия конкретных данных о высоте древней снеговой линии в пределах различных частей Азии, мы пока не имеем возможности составить графики, аналогичные приведенным выше о положении современной снеговой линии. Некоторое общее представление о положении снеговой линии времени последнего оледенения и изменениях ее по сравнению с современной снеговой линией можно получить из сопоставления схем, приложенных к книге Frenzel и Burkhard (1959), хотя они и носят в значительной мере гипотетический характер (рис. 5).

На рис. 5 видно, что ход изолиний положения современной и древней снеговых границ в целом один и тот же, хотя их цифровые значения иные. Так, раньше и теперь наблюдается повышение снеговой линии по направлению с севера на юг, а также с запада и востока ко внутренним частям Азии. Однако, если изолиния, равная 500 м, разделяет теперь, согласно этой схеме, о-ва Северной Земли и материк, то в ледниковое время на этом месте проходила изолиния, равная 250 м; если сейчас северную часть п-ова Камчатки обгибает изолиния 1500 м, то в ледниковое время здесь проходила 500-метровая изолиния; если Тибет оконтуривает изолиния в 5500 м, то тогда здесь шла изолиния 4500—5000 м, и т. д. Из этого следует, что высота древней снеговой линии, так же как и современной, испытывала значительные колебания, но в целом закономерности ее хода были, очевидно, аналогичны настоящему времени. Иными словами, можно предположить, что в общей закономерности географического размещения ледниковых явлений за истекший период принципиальных изменений не произошло.

О том же, хотя и с несколько большей натяжкой, свидетельствует сопоставление границ распространения современной и древней вечной мерзлоты, показанных на рис. 4, направление и ориентировка которых в общем плане совпадает.

Из этих материалов можно сделать вывод о том, что в целом общий характер наземного и подземного оледенения с течением времени, очевидно, особенно не менялся, хотя в прошлом оледенением была охвачена большая площадь и соотношения наземного и подземного оледенения были несколько иные, чем теперь.

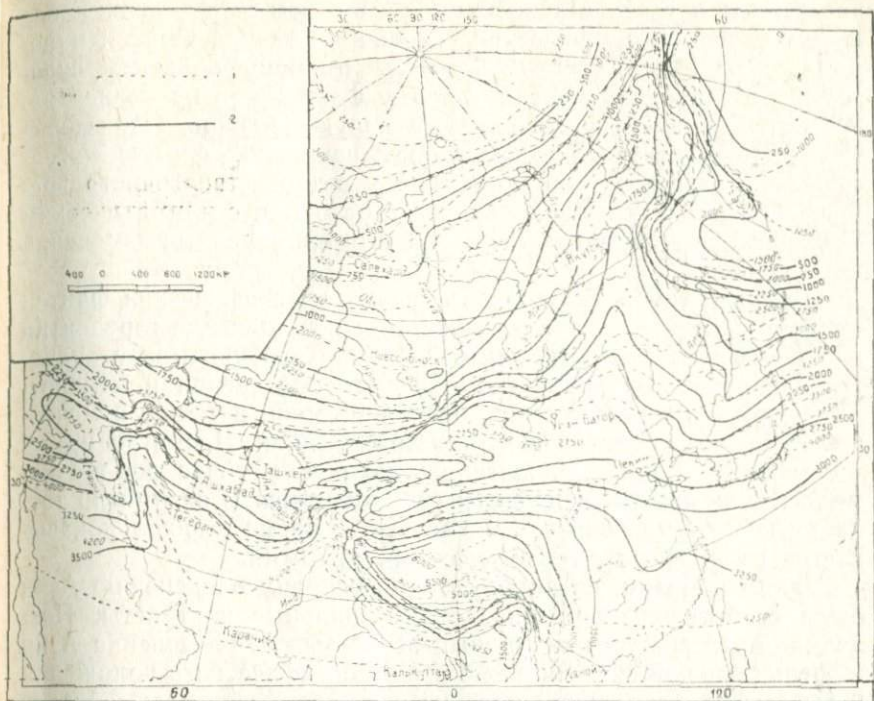


Рис. 5. Высота снеговой границы в Азии (фрагмент карты В. Frenzel'a, 1959): 1 — современная; 2 — времени последнего оледенения (приведенная к современному уровню моря)

Исходя из всего вышесказанного, можно считать, что основной причиной, обусловившей специфику распространения современных и древних ледниковых и мерзлотных форм рельефа Азии, являются очень большие различия местных физико-географических условий этой обширной территории, наблюдающиеся в настоящее время и существовавшие в прошлом. При этом можно полагать, что важным палеогеографическим рубежом является южная граница древнего подземного оледенения, к югу и к северу от которой природные условия Азии были принципиально различными.

Сопоставление границ распространения современных и древних мерзлотных форм может показать степень изменения физико-географических условий в последний отрезок геологического времени. Особенно наглядно это прослеживается при сравнении запада и востока Азии. В восточной части материка площадь, занятая древнемерзлотными формами, относительно немного превышает площадь распространения этих форм в настоящее время. Это подтверждает вывод, сделанный И. П. Ге-

расимовым и К. К. Марковым (1939) о том, что в ледниковое время физико-географические условия Восточной Сибири напоминали современные, но отличались от них большей суровостью. В западной части материка формы этого генезиса занимали в прошлом значительно большую площадь, чем сейчас, что свидетельствует о существенном изменении физико-географической обстановки за последний отрезок четвертичного времени. Очевидно, это было связано в основном с климатическим фактором, так как в орографии территории коренных изменений не отмечается.

Вместе с тем, для Азии в целом орографический фактор имел, так же как и сейчас, очень большое значение в развитии наземного и подземного оледенения. На это указывает значительное распространение форм горного оледенения и мерзлотных форм, типичных для горных территорий, а также отмеченное выше положение древней снеговой линии. Несмотря на то, что снеговая линия располагалась ниже, чем сейчас, все же она мало где выходила за пределы гор, хотя высоты их и были тогда несколько меньше, что в настоящее время хорошо доказываются геоморфолого-геологическими данными.

Таким образом, очевидно, что и древнему оледенению Азии были свойственны большие территориальные контрасты. Последнее подтверждает сделанный выше вывод: оледенение Азии в очень большой степени зависит от географического положения и высоты того или иного региона, что, в свою очередь, обязано сложному морфоструктурному плану этой части земного шара.

Естественно допустить, что в разных частях Азии, резко различных по абсолютной высоте и климатическим условиям, количество оледенений и их стадий, интенсивность и возраст оледенений были неодинаковы. Те же соображения мы находим и в работах других исследователей. С. В. Обручев (1939), изучая оледенение Чукотского п-ова, писал, что в связи с его расположением между тремя областями, различными по климату (континентом и двумя океанами), степень оледенения гор в одну и ту же эпоху могла быть очень различна. Б. А. Федорович и Ян Тинь-сянь, исследуя древнее оледенение Тянь-Шаня, отмечали, что «вопрос о характере древних оледенений следует разрешать не однозначно, а в зависимости от конкретных современных и прежних геоморфологических условий» (1960, с. 68). Э. М. Мурзаев (1966), рассматривая вопрос о древнем оледенении гор Синьцзяна, пишет о том, что даже при исследованиях, выполненных более точными методами, чем современные, универсального ответа для всех горных территорий Центральной Азии ждать не следует. То же с полным основанием можно распространить и на многие другие горные районы Азии.

Сложность диагностики древнеледниковых отложений, которые в горах южных широт нередко трудно отличимы от селевых выносов и аллювиальных наносов, плохая сохранность

экзарационных форм в условиях гумидного и особенно аридного климата, где следы их быстро уничтожаются энергично протекающими современными процессами выветривания и денудации, отсутствие единообразных комплексных и точных методов исследования ледниковых отложений, недоучет характера и скорости новейших тектонических движений при анализе древнего оледенения гор — вот далеко не полный перечень причин, осложняющих разрешение указанных вопросов (Соболевский, 1919; Беляевский, 1948; Марков, 1942, 1955; Скворцов, 1960; Забиров, 1961; Мурзаев, 1964, 1966; Федорович, 1968; и др.). Именно поэтому в настоящей статье мы попытались наметить лишь самые общие палеогеографические построения, основанные главным образом на анализе рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов И. Я. Некоторые закономерности развития толщ многолетне-мерзлых горных пород и сезонного промерзания почв. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1958, № 2, с. 22—35.

Беляевский Н. А. К орографии и геоморфологии горных областей Западного Куньлуня. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1948, т. 80, вып. 3, с. 234—245.

Бямба Ж., Селиванов Е. И. Современное оледенение Монголии. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1971, т. 103, вып. 3, с. 249—254.

Васьковский А. П. Современное оледенение Северо-Востока СССР. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 9. Магадан, 1955а.

Васьковский А. П. Размеры современного оледенения на Северо-Востоке СССР. — «Колыма», 1955б, № 10, с. 42—45.

Величко А. А. Природные этапы плейстоцена Северного полушария. (Автореф. докт. дис.). М., 1969, 41 с.

Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 2, ч. 1, вып. 1. Л., Госхимтехиздат, 1933, 202 с.

Втюрина Е. А. Геокриологическое районирование Юго-Восточного Забайкалья. — «Труды Ин-та мерзлотоведения», 1961, т. 17, с. 5—16.

Геоморфологическая карта Азии, масштаб 1:40 000 000. — В «Физико-географическом атласе мира». Изд. ГУГК, 1964.

Геоморфологическая карта СССР, масштаб 1:4 000 000. Изд. ГУГК, 1960.

Герасимов И. П. Палеогеографический парадокс Памира. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1964, № 3, с. 4—13.

Герасимов И. П., Марков К. К. Четвертичная геология. М., Учпедгиз, 1939, 361 с.

Го Линь-чжи. Четвертичный ледниковый рельеф восточного отрога Дабашань — «Дили», 1943, т. 3, № 3—4 (на кит. яз.), с. 5—12.

Горбунов А. П. Вечная мерзлота Тянь-Шаня. Фрунзе, ИЛИМ, 1967, 165 с.

Граве Н. А., Гаврилова М. К., Гравис Г. Ф., Катасонов Е. М., Клокин Н. К., Корейша М. М., Корнилов Б. А., Чистотинов Л. В. Промерзание земной поверхности и оледенение хребта Сунтар-Хаята (Восточная Якутия). М., «Наука», 1964, 143 с.

Гросвальд М. Г. Сколько воды аккумуляровано в ледниках зарубежной Азии? — «Материалы гляциол. исследований. Хроника обсуждений» вып. 9. М., 1964, с. 269—270.

Гросвальд М. Г., Сильницкая В. И. Современные ледники Саяно-Тувинского нагорья. — «Материалы гляциол. исследований. Хроника обсуждений», вып. 10. М., 1964, с. 281—285.

Гу Шень-сю. Природа Тибетского нагорья. — «Природа», 1955, № 2, с. 64—72.

Дальний Восток (физико-географическая характеристика). М., Изд-во АН СССР, 1961, 437 с.

Денисов Е. П. К вопросу об оледенении Северной Кореи. — «Зап. Прим. фил. ГО СССР», 1 (XXIV). Владивосток, 1965, с. 113—114.

Денисов Е. П., Никольская В. В. Позднеледниковье в бассейне Амура. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1968, т. 100, вып. 2, с. 132—135.

Денисов Е. П., Тен Ха Чер. Краткая геологическая характеристика вулкана Пектусан (Байтоушань). — Дополнение к сб. Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока (СО АН СССР). Владивосток, 1966, 6 с.

Донченко Е. Д. Современное оледенение Шапшыльского хребта. — «Информ. сб. о работах по МГГ», № 5. М., 1960, с. 208—217.

Долгушин Л. Д. Современное оледенение Наньшаня (Цилень-Шаня). — «Изв. АН СССР. Сер: геогр.», 1959, № 6, с. 33—43.

Долгушин Л. Д. Ледники Урала и некоторые особенности их эволюции. — В кн.: Вопросы физической географии Урала. Геогр. секция МОИП. М., 1960, с. 33—60.

Долгушин Л. Д. Основные особенности современного оледенения Центральной Азии по новейшим данным. — «Материалы гляциол. исследований. Хроника обсуждений», вып. 1. 1961а, с. 16—21.

Долгушин Л. Д. Основные особенности современного оледенения Урала. — «Материалы гляциол. исследований. Хроника обсуждений», 1961б, вып. 1, с. 22—28.

Ефремов Ю. К. Японские острова. — В кн.: Зарубежная Азия. М., Учпедгиз, 1956, 607 с.

Забиров Р. Д. Оледенение Памира. М., Географгиз, 1955, 372 с.

Забиров Р. Д. Оледенение. — В кн.: Средняя Азия. М., Изд-во АН СССР, 1958, 648 с.

Забиров Р. Д. Принципы актуализма в гляциологии. — В кн.: Тезисы докладов IV науч. конференции Тянь-Шаньской высокогорной физ.-геогр. станции АН КиргССР, Фрунзе, 1961, с. 3—4.

Загорская Н. Г. Современное оледенение архипелага Северной Земли. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1957, т. 89, вып. 6, с. 508—515.

Западная Сибирь. Сер. «Природные условия и естественные ресурсы СССР». М., Изд-во АН СССР, 1963, 488 с.

Зарубежная Азия (физическая география). М., Учпедгиз, 1956, 607 с.

Земцов А. А., Горюхин Е. Я., Карлсон В. Л. Многолетнемерзлотные породы в восточной части Западно-Сибирской равнины. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1971, т. 103, вып. 1, с. 80—82.

Зингер Е. М., Корякин В. С. О современном оледенении Северной Земли. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1964, № 6, с. 471—479.

Зубаков В. А. Об основных особенностях и закономерностях плейстоценового оледенения Сибири. — «Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР», № 34, вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 141—182.

Иванов А. Х. Об оледенениях северо-восточной части Монгольского Алтая. — «Труды Монг. комисии АН СССР», 1949, вып. 38, с. 29—40.

Иваньков П. А. Оледенение Камчатки. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1958, № 2, с. 42—53.

Казакова Н. М. Некоторые данные о древнем оледенении Китая. — В кн.: Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 243—255.

Казакова Н. М. Характеристика природных условий Северо-Восточного Китая, в связи с развитием сельского и лесного хозяйства КНР. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 10—46.

Казакова Н. М. Рельеф. — В кн.: Физическая география Китая. М., «Мысль», 1964, 739 с.

Казакова Н. М. Особенности развития и распространения ледниковых и мерзлотных форм Азии. — В кн.: Вопросы географии и геоморфологии Азии. М., «Наука», 1969, с. 154—165.

Калишевич О. К., Никольская В. В. О соотношении некоторых эндогенных и экзогенных факторов, формирующих рельеф вулкана Менделеева. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1966, т. 41, вып. 1, с. 156—157.

Канаев В. Ф. Новые данные по геоморфологии и вертикальным движениям Курильской островной дуги. — В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, т. 1, М., 1961, с. 160—164.

Колосков П. И. Опыт классификации объектов криосферы. — «Труды Комиссии по изучению вечной мерзлоты», 1932, вып. 1, с. 51—54.

Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. М., Изд-во АН СССР, 1963, 170 с.

Коржувев С. С. Палеогеография четвертичного периода на территории Якутии. — В кн.: Развитие и преобразование географической среды. М., «Наука», 1964, с. 185—200.

Костяев А. Г. О южной границе подземного оледенения в перигляциальной зоне в четвертичный период. — В кн.: Подземный лед, вып. 2. Изд-во Моск. ун-та, 1965, с. 7—26.

Котляков В. М. Снежный покров земли и ледники. Л., Гидрометеиздат, 1968, 479 с.

Лаврентьев П. Ф. Современное оледенение Джунгарского Алатау. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1958, т. 90, вып. 2, с. 166—170.

Лебедев В. Г. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Изд-во Саратовского ун-та, 1968, 336 с.

Ли Сы-гуан. Геология Китая. Пер. с англ. М., ИЛ, 1952, 519 с.

Ли Чэн-сань. Рельеф Тайваня. — «Дили», 1954, № 11 (на кит. яз.).

Ли Чэн-сань, Гао Юн-юань. Ледниковый рельеф гор Дабашань в районе Гуаньюань. — «Дили», 1942, т. 2, № 1—2 (на кит. яз.).

Ли Чэн-сань, Цзяо Кэ-ши, Чэнь Сы-цзяо. История развития гидрографической сети Янцзыцзян. — «Дили», 1944, т. 4, № 3—4 (на кит. яз.).

Малых М. И. Современное оледенение Корякской горной системы. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1958, т. 90, № 6, с. 507—520.

Маринов Н. А. Древнее оледенение Монголии. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1954, № 6, с. 28—40.

Марков К. К. Древняя снеговая линия как показатель новейшего поднятия гор. — «Проблемы физич. географии», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1942, с. 131—132.

Марков К. К. Очерки по географии четвертичного периода. М., Географгиз, 1955, 346 с.

Марков К. К. Типы оледенения. Распространение и развитие. — «Труды Томского гос. ун-та», 1956, т. 183, с. 29—53.

Маруашвили Л. И. Перигляциальная морфология Кавказа. — В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во Моск. ун-та, 1960, с. 249—266.

Махачек Ф. Рельеф Земли, т. 2. М., ИЛ, 1961, 703 с. (перевод с нем. яз.).

Мирошников Л. Д. Реликты последнего оледенения Таймыра. — «Природа», 1962, № 5, с. 101—102.

Мурзаев Э. М. Географические особенности Куньлуня. — В кн.: Куньлунь и Тарим. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 5—27.

Мурзаев Э. М. Древнее оледенение Центральной Азии. — В кн.: Развитие и преобразование географической среды. М., «Наука», 1964, с. 168—184.

Мурзаев Э. М. Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М., «Наука», 1966, 382 с.

Мурзаева В. Э., Маринов Н. А., Сырнев И. П. Палеогеография четвер-

тичного периода территории Монголии. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1971, т. 103, вып. 5, с. 403—411.

Никольская В. В., Чичагов В. П. Древние перигляциальные явления в бассейне Амура. — В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 45—55.

Обручев С. В. Древнее оледенение и четвертичная история Чукотского округа. — «Изв. АН СССР», 1939, № 2, с. 129—146.

Петров М. П. Иран. М., Географгиз, 1955, 184 с.

Попов А. И. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1953, № 2, с. 29—41.

Попов А. И. Подземное оледенение Северной Евразии. — В кн.: Подземный лед, вып. 2. Изд-во Моск. ун-та, 1965, с. 27—39.

Попов А. И., Костяев А. Г. Карты перигляциальных образований Азии, современных и среднеплейстоценовых. — В кн.: Вопросы геогр. мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. Изд-во Моск. ун-та, 1962, с. 64—74.

Преображенский В. С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье). М., Изд-во АН СССР, 1960, 74 с.

Сакс В. Н. Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири. — «Труды науч.-исслед. Ин-та геологии Арктики», 1959, т. 96, вып. 8, с. 151—163.

Селиванов Е. И. К вопросу о древнем оледенении Центральной Азии. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1959, т. 91, № 6, с. 491—500.

Селиверстов Ю. П. Современное и древнее оледенение хребта Саур. — «Вопросы географии Казахстана», вып. 9. Алма-Ата, 1962, с. 175—188.

Синицын В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959, 455 с.

Синицын В. М. История аридной области Центральной Азии в мезокайнозое. — В кн.: Доклады на ежегодных чтениях памяти В. А. Обручева. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 121—145.

Скворцов Ю. А. Молодые тектонические движения Западного Тянь-Шаня и связанные с ними оледенения. — «Труды Ин-та геологии и минеральной сырьев. Ташкент, 1960, с. 40—48.

Смирнов А. М. Основные вопросы геологии Маньчжурии. — «Зап. Харб. о-ва естеств. и этнографии», № 13, Харбин, 1954.

Соболевский Г. И. К современному и древнему оледенению в Западном Кузньлуэне. — «Изв. Русск. геогр. о-ва, 1918», т. 54, вып. 1. Пг., 1919, с. 27—56.

Сообщение о научных работах по гляциологии. 1960—1962 гг. — «Материалы гляциологических исследований. Хроника обсуждений», 1964, № 10, с. 20—34.

Средняя Азия. М., Изд-во АН СССР, 1958, 648 с.

Средняя Сибирь. Сер. «Природные условия и естественные ресурсы СССР». М., Изд-во АН СССР, 1964, 480 с.

Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. М., Географгиз, 1949, 376 с.

Тронов М. В., Олейник И. Я. Общие результаты ледниковых исследований на Алтае в период МГГ. — В кн.: Гляциология Алтая, вып. 1. Томск, 1962, с. 3—43.

Тумель В. Ф. К истории вечной мерзлоты в СССР. — «Труды Ин-та географии АН СССР», вып. 37. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 124—131.

У Чжуан-да. Тайвань. М., ИЛ, 1953, 66 с. (перевод с кит. яз.).

Федорович Б. А., Ян Тин-сянь. Новые данные о характере и количестве оледенений китайской части Тянь-Шаня. — В кн.: Природные условия Синьцзяна. М., 1960, с. 66—90.

Федорович Б. А. Мерзлотные образования в степях и пустынях Евразии. — «Труды Комиссии по изучению четверт. периода», вып. 19. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 70—100.

Федорович Б. А. Нерешенные вопросы древних оледенений гор. — «Вопросы географии», вып. 74. М., «Мысль», 1968, с. 21—33.

Физическая география Китая. М., «Мысль», 1964, 739 с.

Хуан Пэй-хуа. Остатки ледникового периода в районах к югу от реки Янцзы-цзян. — «Кэсюэ тунбао», 1963, № 10, с. 29—33 (на кит. яз.).

Цзин Су. Ледниковый период в Китае. — «Дили», 1941, т. 1, № 1 (на кит. яз.).

Чемяков Ю. Ф. Древнее оледенение Дальнего Востока СССР. — «Материалы по четверт. геологии и геоморфологии СССР», № 3, вып. 42. Л., 1962, с. 139—175.

Чжан Бао-шэн. Ледниковый рельеф Тайбэйшаня. — «Дили», 1958, т. 1, № 2, с. 71—82 (на кит. яз.).

Чжан Жэнь-цзюнь. Четвертичные ледниковые явления в районе рудников Фаньшань. — «Дичжи луныпин», 1951, т. 16, № 1 (на кит. яз.).

Чжан Чжун-инь. Геология Яньшаня. — «Дичжи луныпин», 1951, т. 16, № 1 (на кит. яз.).

Чижов Ю. П., Корякин В. С., Давидович Н. В. Оледенение Новой Земли. — «Гляциология (раздел программы МГГ)», № 18. М., «Наука», 1968, 338 с.

Шумский П. А. Гляциологические методы изучения четвертичного периода и некоторые результаты их применения. — «Труды Комиссии по изучению четверт. периода», вып. 13. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 413—422.

Шукин И. С. Морфология некоторых рыхлых образований в горных странах континентального климата. — «Вопросы географии», 1954, вып. 35, с. 29—45.

Южная часть Дальнего Востока. Сер. «Природные условия и естественные ресурсы СССР». М., Изд-во АН СССР, 1969, 420 с.

Якутия. Серия «Природные условия и естественные ресурсы СССР», М., Изд-во АН СССР, 1965, 467 с.

Ян Хуай-жэнь, Ян Сэнь-юань. Перигляциальные явления в нижнем течении р. Янцзы. — «Чжунго дисыцзи Яньцзю», 1958, т. 1, № 2, с. 141—154.

Ян Цинь-шань. Ледниковый рельеф в районе Большого Хингана. — «Вопросы географии», вып. 35. М., 1954, с. 293—295.

Frenzel, Burkhard. Die Kegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Warmzeit, T. 1. Wiesbaden, 1959, № 13, 165 S.

Lee J. S. Quaternary glaciations in the Lushan area, Central China. Nanking, 1947, 37 p.

Trinkler E. The ice-age on the Tibetan plateau and in the adjacent regions — «Geographical J.», 1930, vol. 75, № 3, p. 225—232.

Trinkler E. Morphologische Stadien aus den Hochregion Zentralasiens. — «Z. Geomorphologie», 1931, Bd 6, 2/3 S. 45—57.

Wissman H. The pleistocene glaciation in China. — «Bull. Geol. Soc. China», 1937, vol. 17, № 2, p. 145—168.

ХАРАКТЕРИСТИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОСТИ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

Г. П. Скрыльник, Т. А. Скрыльник

Экзогенное рельефообразование в пределах Дальнего Востока, как было показано ранее (Никольская, Скрыльник, 1975, 1976), протекает под громадным, но противоречивым по своему характеру двойным влиянием континента и океана. Такое влияние, проявляющееся прямо или опосредованно, в наибольшей мере осуществляется через атмосферу, т. е. через своеобразные дальневосточные климаты. Для последних характерными чертами являются: 1) большая значимость в их формировании циркуляционных факторов; 2) главенствующая роль океанического влияния в теплый период года, когда действует летний муссон и континентального — в холодный период, когда муссонная циркуляция накладывается на западный перенос воздушных масс; 3) резкие и разновременные (внутри- и межсезонные, годовые, многолетние, вековые и т. д.) и разноплановые (региональные, локальные, высотно-поясные) контрасты тепла и влаги. Все это создает, в конечном счете, особые биометеоэнергетические предпосылки для развития специфических геоморфологических ландшафтов. Более того, темп и направленность экзогенного морфогенеза в различных морфоструктурных условиях на Дальнем Востоке определяются в первую очередь климатом. При этом максимальный морфогенетический эффект в зональном и провинциальном плане связывается нами с пространственно-временными сменами дальневосточных климатов (Скрыльник, 1976 а, б).

На большей части Дальнего Востока, как показывают наши исследования, в современном рельефообразовании направленно возрастает удельный вес процессов криоморфогенеза (наледных, курумных и т. д.). Экзогенный рельеф уже сейчас несет на себе яркий отпечаток различного зимнеконтинентального климата. В связи с наметившимся усилением (предположительно, до конца мезлоцена — 1000 лет вперед) континентальности всей природно-климатической обстановки можно говорить о том, что степень материкового рельефообразующего влияния

будет неуклонно повышаться (Никольская, Скрыльчик, 1976).

Степень (относительная величина и интенсивность) морфогенетического влияния континента и океана, по нашему мнению, может быть определена при помощи различных интегральных характеристик климата (например, коэффициентов континентальности, индексов сухости и т. д.). Их анализ, осуществляемый на основании предварительно составленных тематических карт, целесообразно проводить в нескольких направлениях: по сезонам и в целом за год, используя среднегодовые величины и данные за отдельные аномальные периоды. Для территории Дальнего Востока, в связи с отмеченными особенностями природно-климатического развития, весьма показательным является проведение такого анализа по зимним характеристикам, т. е. по выяснению степени материкового влияния.

В качестве меры, позволяющей определить степень континентального рельефообразующего влияния и оценить положение Дальнего Востока на Азиатском материке (задача настоящего исследования), нами были выбраны характеристики зимней континентальности этого региона. При этом следует подчеркнуть, что континентальность является географическим понятием, но здесь она применяется в большей мере к климату. Эти характеристики рассчитывались по методу, разработанному Ю. Г. Симоновым (1972) для географического анализа материков и проиллюстрированному на примере районов Забайкалья. Полученные коэффициенты, в отличие от вычисленных по известным формулам Н. Н. Иванова, Л. Г. Полозовой, С. П. Хромова и других исследователей, оказались более информативными для решения стоявших перед нами задач. Это объясняется тем, что они хорошо оценивают и температурные, и влажностные контрасты между сушей и океаном. Вместе с тем, территориальные рамки проведенного исследования при этом были несколько сужены, так как по своей физической сущности выбранные коэффициенты континентальности удовлетворительны только для умеренного пояса и не применимы для других климатических поясов, где противоположность «океан — материк» подобным образом еще не оценена.

Величины коэффициента континентальности (K) для территории Дальнего Востока, в пределах умеренного пояса, были рассчитаны по следующим формулам (Симонов, 1972):

$$n_k = \frac{N_0}{N_{X-III}} - 2, \quad (1)$$

$$m_k = \left(1 - \frac{t_1}{t_0}\right) \cdot \cos \varphi, \quad (2)$$

$$K = \frac{n_k + m_k}{2}, \quad (3)$$

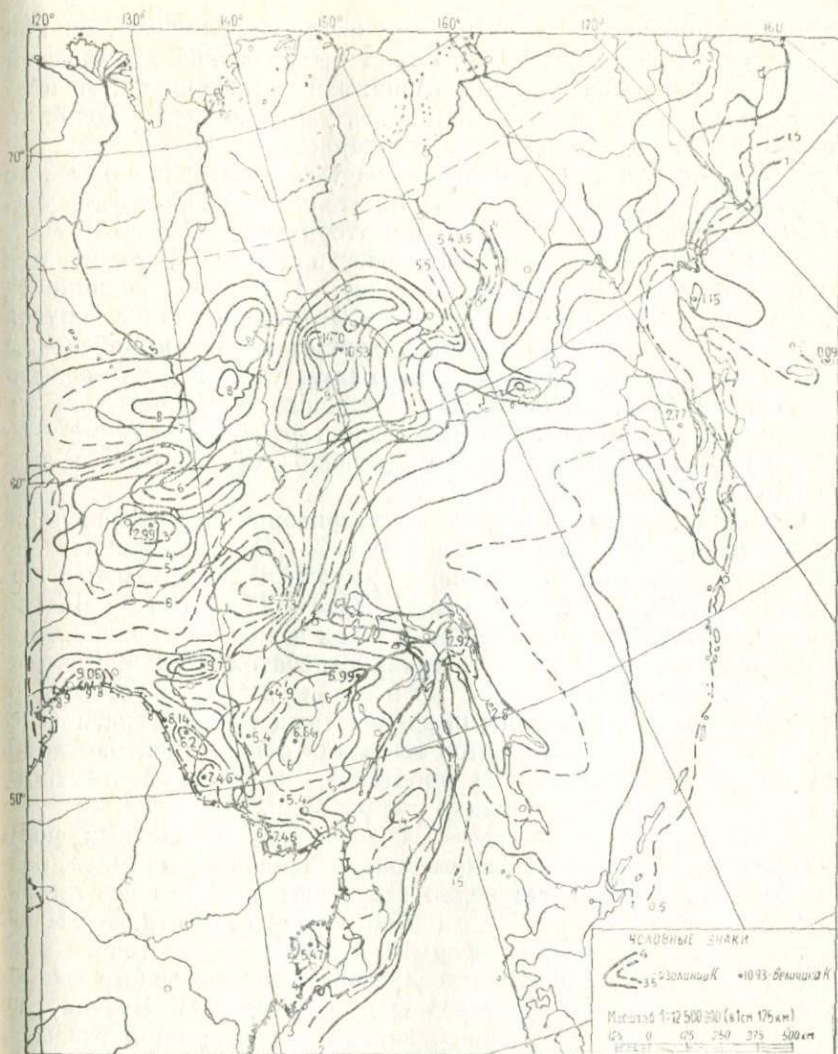
- где n_k — показатель «влажностной» континентальности;
 m_k — показатель термической континентальности;
 N_0 — сумма осадков в год в открытом океане на широтах умеренного пояса, примерно равная 1000 мм;
 N_{X-III} — сумма осадков за зимнее полугодие в точке наблюдения;
 t_1 — среднеянварская температура в наблюдаемой точке;
 t_0 — среднегодовая температура в свободном океане на широте умеренного пояса, приблизительно равная 5° ;
 φ — широта местности.

Здесь принимается, что в свободном океане термическая и «влажностная» континентальность равна нулю, а выравнивание южных и северных частей умеренного пояса по температуре (формула 2) происходит при умножении на $\cos \varphi$.

После многочисленных расчетов были определены характеристики K для 455 пунктов (соответственно в Якутской АССР 74, в Хабаровском крае и Амурской области 150, в Приморье 73, в Камчатской 50, Магаданской 59 и Сахалинской области 49). Исходными материалами для этих расчетов послужили наблюдения метеостанций за температурой воздуха и атмосферными осадками (Справочник по климату СССР..., 1966 а, б, в, г, д, 1968 а, б, в, г, д, е, 1970). Рассчитанные для каждой станции K наносились на гипсометрическую карту масштаба 1:2 500 000. Затем, руководствуясь известными приемами, были проведены изолинии значений K от 0,5 до 14,0. При этом учитывалось, что K с высотой уменьшается, а рисунок изолиний корректируется орографией. Составленная нами карта, приводимая здесь в уменьшенном масштабе, была подвергнута всестороннему анализу, результаты которого приводятся ниже.

1. В пределах материковой части Дальнего Востока выделяется несколько центров максимальной континентальности: на западе от оз. Ханка ($K=5,47$); в Приамурье, где множество малых по площади очагов в полосе от Забайкалья до низовий Амура сливаются и образуют широкую зону высоких K (9,06; 9,70; 8,14; 7,46; 6,64; 6,99); в восточной части Станового хребта ($K=7,73$); в районе Оймяконского плоскогорья, где отмечаются наибольшие значения K (14,0). На этом фоне четко обозначается область относительно пониженной континентальности в районе Алданского нагорья ($K=2,99$), связанной с возвышенным положением территории.

2. От материковой части в восточном направлении вытягиваются два гребня повышенных величин K : первый — из Нижнего Приамурья выходит на север Сахалина; второй — от Верхнего Приколымья проникает на западные склоны Восточного хребта (п-ов Камчатка). Они разделяют широкие и неглубокие ложбины (от северной части Татарского пролива вдоль Амура



Схематическая карта континентальности Дальнего Востока

к слиянию его с Усури; от о-ва Парамушир через Охотское море и Шантарские о-ва к верховьям Уды; от Командорских о-вов вдоль северо-восточного побережья Камчатки и далее через зал. Шелихова Охотского моря на юго-восточные склоны Колымского хребта), связанные с относительно частыми прорывами в зимнее время тихоокеанских воздушных масс.

3. Различия в континентальности между прибрежными и

внутриматериковыми территориями быстро увеличиваются при движении с юга на север, что может быть связано с усилением в этом направлении влияния Азиатского материка. Это подтверждается и рисунком изолиний K , указывающего дополнительно и на общую тенденцию его нарастания.

4. Показатели K над большей частью акватории Охотского моря, превращающейся на продолжительный период в «территорию», очень близки к окраинно-материковым (1,5—3,0).

5. Минимальная континентальность ($K=0,09$) отмечается на о-ве Медном (Командорские о-ва). Изолиния величин K , равных 0,5, оконтуривает с юга о-в Беринга и делает крутой изгиб на север к п-ову Озерному, огибает восточное побережье Камчатки и между Курильскими о-вами уходит в юго-восточном направлении, вдоль Японии. Несколько восточнее этой линии находится важный географический рубеж между материковым и океаническим влиянием (ближе к суше на юге и значительно дальше на севере).

6. Обширные дальневосточные территории характеризуются повышенной континентальностью ($K=5-14$) и сравнительно мало отличаются от юга Сибири, Якутии и Забайкалья: в Иркутске $K=7,12$, в Якутске — 12,89, Чите — 17,70 (по Ю. Г. Симонову, 1972). Здесь рельеф так же, как и в более удаленных от моря районах, несет на себе яркий отпечаток различного зимнеконтинентального климата, но в связи с более резкими на Дальнем Востоке локальными контрастами тепла и влаги (следовательно, и K) наблюдается высокая общая контрастность зимних рельефообразующих процессов, создающих пестроту в геоморфологическом облике территории.

7. Анализ распространения собственно мерзлотных форм рельефа, как показателей зимнеконтинентального климата, позволяет говорить, что они редко встречаются восточнее линии, соединяющей точки с $K=3$, а восточнее 160° в. д. — с $K=2$. Случай, когда криогенные формы встречаются восточнее этой линии (например, в пределах северной части восточного макросклона Сихотэ-Алиня и в северо-западной части Камчатки), не только не противоречат общей закономерности, но и указывают, по нашему мнению, на возрастающую степень континентального рельефообразующего влияния. Поэтому мы склонны считать этот рубеж восточной границей максимального, непосредственно проявляющегося, рельефообразующего влияния Азиатского материка. Далее, за пределами этого рубежа, зимнее его влияние на рельеф имеет сейчас еще подчиненное значение, но тенденция к увеличению достаточно четкая.

Сопоставление приведенной здесь карты с ранее составленной по материалам полевых исследований схематической картой сфер рельефообразующего влияния (Никольская, Скрыльник, 1976) показывает, что многие геоморфологические границы хорошо согласуются с рисунком изолиний K , тем самым по

лучая количественное подтверждение. Этим частично подтверждается и преобладающая роль климата в экзогенном рельефообразовании Дальнего Востока. Дополнительные доказательства такого рода мы ожидаем получить после завершения расчетов по определению летней и годовой континентальности. В результате должна быть проведена комплексная оценка положения Дальнего Востока на Азиатском материке и проведена западная граница океанического рельефообразующего влияния.

ЛИТЕРАТУРА

Никольская В. В., Скрыльник Г. П. Меганобережья Дальнего Востока как геофизическая зона между материком и океаном. — В кн.: География и геоморфология шельфа (Тезисы докладов XII пленума геоморфол. комиссии). Владивосток, 1975, с. 96—98.

Никольская В. В., Скрыльник Г. П. Тенденции развития рельефа природных зон и провинций Дальнего Востока. — В кн.: Климатическая геоморфология Дальнего Востока. Владивосток, 1976.

Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. Изд-во Моск. ун-та, 1972, 252 с.

Скрыльник Г. П. Климат и рельеф острова Врангеля. — В кн.: Климатическая геоморфология Дальнего Востока. Владивосток, 1976.

Скрыльник Г. П. Климатическая геоморфология (объект, предмет, содержание и современные задачи). — В кн.: География и палеогеография климоморфогенеза. Владивосток, 1976.

Справочник по климату СССР, вып. 24 (Якутская АССР), ч. 2. Л., Гидрометеиздат, 1966а, 398 с.

Справочник по климату СССР, вып. 25 (Хабаровский край и Амурская область), ч. 2. Л., Гидрометеиздат, 1966б, 312 с.

Справочник по климату СССР, вып. 26 (Приморский край), ч. 2. Л., Гидрометеиздат, 1966в, 220 с.

Справочник по климату СССР, вып. 27 (Камчатская область), ч. 2. Л., Гидрометеиздат, 1966г.

Справочник по климату СССР, вып. 33 (Чукотский национальный округ и Магаданская область), ч. 2. Л., Гидрометеиздат, 1966д, 288 с.

Справочник по климату СССР, вып. 24 (Якутская область ЯАССР), ч. 4. Л., Гидрометеиздат, 1968а.

Справочник по климату СССР, вып. 25 (Хабаровский край и Амурская область), ч. 4. Л., Гидрометеиздат, 1968б, 276 с.

Справочник по климату СССР, вып. 26 (Приморский край), ч. 4. Л., Гидрометеиздат, 1968в, 240 с.

Справочник по климату СССР, вып. 27 (Камчатская область), ч. 4. Л., Гидрометеиздат, 1968г.

Справочник по климату СССР, вып. 33 (Чукотский национальный округ и Магаданская область), ч. 4. Л., Гидрометеиздат, 1968д, 259 с.

Справочник по климату СССР, вып. 34 (Сахалинская область), ч. 4. Л., Гидрометеиздат, 1968е, 172 с.

Справочник по климату СССР, вып. 34 (Сахалинская область), ч. 2. Л., Гидрометеиздат, 1970, 200 с.

НЕОБХОДИМОСТЬ (ЗАКОНОМЕРНОСТЬ) И СЛУЧАЙНОСТЬ — ОТРАЖЕНИЕ СУЩНОСТИ СВЯЗИ ТЕНДЕНЦИЙ ДЛИТЕЛЬНОГО И КРАТКОСРОЧНОГО РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В. В. Никольская

При решении народнохозяйственных задач географы-естественники привлекаются для изучения тенденции развития природы. Всегда при этом проводится анализ и современного рельефа, причем в интересах строительства для полной оценки прошлой и современной тектонической активности необходимы определение и учет действия не только эндогенных сил, но и климатических факторов рельефообразования.

Исследуя равнинные территории и горные сооружения островной и материковой части Дальнего Востока как для нужд гидростроительства, так и для сельскохозяйственного использования и других практических целей, нам в каждом отдельном случае в процессе геоморфологического анализа приходилось решать вопрос о степени участия денудации, аккумуляции и тектонических факторов в создании и развитии той или иной формы, того или иного типа рельефа и о пространственных взаимоотношениях этих тесно связанных между собой явлений, в частности определять глубину проникновения влияния внешних факторов внутрь Земли. Приходилось вскрывать тенденции развития сложного рельефа молодой растущей страны, что невозможно сделать, если не стоять на диалектико-материалистических позициях.

В настоящей статье не ставится цель всестороннего рассмотрения философской основы изучения рельефа Дальнего Востока, а лишь сделана попытка определения значения категорий необходимости и случайности для раскрытия структуры связи тенденций длительных и краткосрочных процессов развития рельефа и главным образом денудации и аккумуляции в широком понимании этих слов.

Разновозрастные складки и глыбовые движения отражены в рельефе Дальнего Востока в виде крупных черт горных сооружений хребтов Сихотэ-Алиня, Джугджура, Западных и Восточных Сахалинских гор, системы Станового хребта и многих других. В пределах всех этих гор и на разделяющих их равнинах

мы видим следы длительной деятельности климатических, гидродинамических и прочих факторов, расчленяющих и сглаживающих горные склоны, вскрывающих поверхностные горизонты складок и во многих местах обнаживших тела кристаллических интрузий, которые образуют теперь господствующие вершины многих дальневосточных горных сооружений. Резко вогнутые отрицательные структуры в большинстве случаев в результате деятельности процессов денудации и аккумуляции оказались в значительной мере заполненными и сnivelированными, в результате чего образовались равнины (Верхнезейская, Эврон-Чукчагирская, Тымь-Поронайская, Пенжинская и другие).

Отражающееся в рельефе действие как внутренних, так и внешних факторов весьма велико, и степень значимости каждого из них неопределима, а взаимосвязь их настолько тесна, что приходится признать условность выдвинутого для определения внешних процессов термина «экзогенный», так как, кроме климатических, гидродинамических и органических процессов, к внешним относятся и процессы, протекающие под ведущим воздействием внутриземного притяжения (такие, как гравитация), которые никак не могут быть названы экзогенными.

Строение поверхности растущей, преимущественно горной страны — Дальнего Востока — своеобразно, что в значительной мере связано с длительной и сложной историей геологического развития и современной тектонической и вулканической активностью территории суши и океанического дна. Немаловажную роль в специфике рельефа гор и равнин играют древние и современные физико-географические условия их развития (климат, деятельность морских и текучих вод, почвенно-растительный покров и т. п.), причем они — не только условия развития, но и активно действующая рельефообразующая сила.

Процессы развития рельефа, связанные с климатом и почвенно-растительным покровом на Дальнем Востоке, где прослеживаются три природные зоны, подчиняются законам физико-географической зональности. Гористость территории создает высотную поясность, а приморское положение Дальнего Востока и разная степень удаления его частей от берега океана — явление географической провинциальности. Обоим этим законам подчиняются и рельефообразующие процессы. Однако во многих случаях гидродинамические факторы выступают в рельефообразовании настолько отчетливо, что приходится констатировать наличие процессов, имеющих аazonальное распространение, причем зональные признаки отходят на второй план, хотя неизменно присутствуют.

Факторы рельефообразования, действующие в физико-географической оболочке Земли (Григорьев, 1937), порождаются не только закономерными климатическими, гидродинамическими и биологическими причинами. В них находят отражение и процессы, вызванные как внутренними силами, так и причинами,

лежащими за пределами нашей планеты. Космический фактор отражается и на рельефообразующей деятельности моря в прибрежной полосе, ибо всемирное тяготение вызывает закономерные приливно-отливные движения вод, осуществляющие при этом абразивную и аккумулятивную работу.

Кроме того, в прибрежной полосе и в долинах в рельефообразовании сказывается и современная тектоническая деятельность. Местами тектоническая активность проявляется катастрофически, действуя через гидросферу в форме разрушительных волн — цунами (Охотское побережье материка, Сахалина, Курил и юга Камчатки). Эти явления, имея облик случайных, участвуют в создании географической провинциальности в рельефообразовании.

Особенно трудно выявить закономерность рельефообразования вулканических форм в Прихотье, на Курильских о-вах и Камчатке, а также в Магаданской области, где материал (пепел, жидкая лава) создается за счет эндогенных процессов вулканизма, а распределение по земной поверхности и характер образующегося рельефа зависят от случайности: от силы и направления ветра, времени, места выпадения атмосферных осадков и характера подстилающей поверхности в данном пункте. В Магаданской области имеются участки гор, где резко расчлененный рельеф приобрел мягкие очертания, а отдельные озера были полностью засыпаны. Местами на Камчатке количество пепла на 1 га достигает 128 т (Шамшин, 1965).

Для правильного понимания и прогноза дальнейшего хода процессов морфогенеза и более точного установления взаимосвязи его факторов мы попытались, подводя итог нашим многолетним наблюдениям, выявить общие закономерности распространения сферы воздействия денудации и аккумуляции в пределах суши Дальнего Востока и определить тенденции их развития.

Анализ природных явлений с философских позиций диалектического материализма убеждает в справедливости признания существующей необходимости, т. е. объективной закономерности, и случайности в явлениях природы. Так, необходимость в развитии рельефа Дальнего Востока сказывается в подчинении его хода объективным законам широтной зональности, высотной поясности и связанной со степенью удаленности территории от восточных морей географической провинциальности.

Эти закономерные процессы имеют тенденции длительного многовекового развития. Однако мы должны признать также и необходимость существования гидродинамических рельефообразующих процессов, распространенных вне зависимости от границ широтных зон, высотных поясов и географических провинций, также подчиняющихся объективным законам, но уже не многовекового хода многолетних циклов развития. Таким образом, в пределах рельефа гидродинамического происхожде-

ния (долины крупных рек или берега моря), пересекающего несколько широтных зон, отмечается наложение закономерных многолетних ритмов развития на многовековые.

Диалектический материализм признает в природе и объективно существующие случайности, не подчиняющиеся в настоящий момент закономерной необходимости. Но случайность имеет свои причины и является скрытой или прошлой необходимостью, в чем постоянно убеждаешься при научных исследованиях. Недаром Ф. Энгельс в книге «Людвиг Фейербах и конец классической немецкой философии» (Маркс К., Энгельс Ф. Соч. Изд. 2-е. Т. 21, с. 306) пишет: «...где на поверхности происходит игра случая, там сама эта случайность всегда оказывается подчиненной внутренним, скрытым законам. Все дело лишь в том, чтобы открыть эти законы». Таким образом, можно констатировать единство случайности и необходимости. В развитии рельефа Дальнего Востока к случайным можно отнести эндогенные процессы (вулканизм и сейсмичность), закономерность повторения и направленности которых еще полностью не раскрыта. К современным случайным явлениям, закономерность которых существовала в прошлом, следует отнести, например, процесс рельефообразования, связанный с растворимостью горных пород (известняков и доломитов). В геологическом прошлом распространение этих пород было объяснимо закономерностью распространения морских фаций, в отдельных случаях с последующим диагенезом, а для комплекса современных зональных процессов в пределах отдельной зоны или пояса карст — пространственной случайностью.

Случайности соответствуют тенденции развития разной продолжительности. Так, карсту соответствуют тенденции многовекового хода развития. В связи с этим, являясь, как было отмечено, случайностью, пространственной для отдельной зоны, этот тип рельефообразования во временном отношении подчиняется тем же (многовековым) тенденциям, что и соседствующие с ним зональные процессы.

Вулканизму и сейсмичности соответствуют многолетние циклы развития, но пространственно они чередуются, что в ходе развития рельефа создает «игру случая». Это усугубляется еще и тем, что, например, пепловая форма рельефа локализуется в результате сложения эндогенных сил поступления на поверхность вулканического материала с краткосрочными процессами циркуляции атмосферы и режима осадков.

Можно констатировать, что в рельефообразовании существует объективная закономерность (необходимость) с тенденциями многовекового и многолетнего хода развития. Проявление случайности в формировании рельефа многообразно и подчинено процессам развития разной продолжительности — от многовековых до моментальных прерывистых. Сущность связи всех этих тенденций носит вполне географический, т. е. пространст-

венный характер. Так, тенденциям многовекового развития, выражающимся в относительном постоянстве зональных границ и физико-географических условий внутри них, подчиняется рельеф всех трех широтных природных зон — тундры, лесной и лесостепи (прерии), а также высотных поясов в горах внутри этих зон. Многовековому же направленному ходу подчинено развитие рельефа в приморских и внутриконтинентальных физико-географических провинциях. Русловый и долинный рельеф транзитных рек и рельеф морских побережий, испытывая влияние тенденций многовекового развития в каждой зоне и провинции, сильнее подчинен по всей протяженности тенденциям многолетних циклов Брикнера и других. В этом случае существо связи различных по времени закономерных ритмов выражается в наложении многолетних на многовековые и в локальном подавлении одних другими. Рельеф островных и полуостровных провинций Дальнего Востока развивается под действием тенденций многовекового зонального хода, на который накладываются многолетние сейсмические и вулканические ритмы. Однако сущность и специфика связи этих тенденций заключается в эпизодическом наложении на них и локальном подавлении многими проявлениями игры случая с непродолжительными прерывистыми актами развития. За такой спецификой скрывается нераскрытая еще сложная система закономерностей. Раскрытие этой системы переплетения необходимости со многими случайностями является той задачей, над которой работают многие исследователи, правда чаще стихийно, не подводя под свои изыскания философской базы.

В итоге нашего исследования стало возможным выделить в пределах Дальнего Востока три области с различной структурой связи тенденций развития неодинаковой продолжительности: материковую область с преобладающей тенденцией многовекового развития (1), область морского побережья и долин Кольмы, Амура и Уссури с тенденцией многолетних циклов, наложившихся и подавивших местами ход многовекового развития (2), и островную и полуостровную область с тенденцией наложения на многовековой ход многолетних циклов вулканизма и сейсмичности и эпизодического включения в рельефообразование актов краткосрочного развития, временно подавляющих прочие процессы (3).

ЛИТЕРАТУРА

Григорьев А. А. Опыт аналитической характеристики состава и строения физико-географической оболочки земного шара. Л.—М., 1937, ОНТИ—НКТП СССР, 68 с.

Шамшин В. А. Влияние вулканических пеплопадов на леса Центральной Камчатки. — «Вопр. геогр. Камчатки», вып. 3. Петропавловск-Камчатский, Дальиздат, 1965, с. 59—65.

РОЛЬ НАЛЕДНОГО И ОЗЕРНОГО ЛЬДА В ОРГАНИЗАЦИИ ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Б. С. Иванец, Г. П. Скрыльник

В настоящее время большинством исследователей учитывается громадное значение льда в развитии и формировании различных природных комплексов. Но если такая роль в мерзлой зоне литосферы в основном четко конкретизирована, то в пограничном пространстве между атмосферой, гидросферой и литосферой значение поверхностного льда (за исключением ледников) еще далеко не выяснено. Объясняется это прежде всего тем, что здесь лед чаще существует в неустойчивых термодинамических условиях, обусловленных сезонными колебаниями интенсивности солнечной радиации, и как результат — относительная кратковременность его существования.

В предлагаемой работе делается попытка выяснить роль только наледного и озерного льда в развитии отдельных природных комплексов.

Под природными комплексами обычно подразумеваются сложные и динамические системы, единство которых обусловлено вертикальным обменом вещества и энергии (Рихтер, 1971; Преображенский, 1972). Для них характерна: 1) устойчивость против статистически случайных возмущающих воздействий среды; 2) возможность их перевода из одного состояния в другое путем воздействия на их элементы и подсистемы; 3) эмерджентность.

Среди природных комплексов, как мы полагаем, следует выделять реальные и потенциальные динамические системы. Их подразделение обуславливается различными вещественными и энергетическими уровнями их организации, что находится в соответствии с конкретной термодинамической обстановкой природной среды. Существенные изменения этой обстановки могут вызывать переход реальных динамических систем в потенциальные, и наоборот. Объясняется это тем, что энергетическое и вещественное воздействие существующей внешней среды выдерживают лишь природные комплексы с определенным уровнем организации. Они обладают всеми ранее перечислен-

ными признаками сложной и динамической системы, называемой нами реальной. Природные комплексы с более низким уровнем организации, которые приобретают такие же признаки только в отличных от фоновых термодинамических условиях, следует относить к потенциальным динамическим системам. Например, применительно к объекту наших исследований, что показывается ниже, аналогом реальных динамических систем являются длительно существующие или многолетние наледы, а потенциальных — сезонные ледяные покровы на озерах.

Особенности взаимодействия наледного и озерного льда с внешней средой были нами вскрыты на основании проведенного анализа материалов экспедиционных и стационарных исследований во многих районах Сибири и Дальнего Востока. Наиболее ярким показателем различного удельного веса наледей и озерного льда в развитии отдельных природных комплексов одного и того же района (прежде всего их энергетического взаимовлияния) может служить, по нашему мнению, неодинаковая длительность существования равных по объему ледяных образований, в конечном счете находящихся в обратной зависимости от скорости их таяния.

Различия в скорости таяния наледных и озерных льдов, находящихся порой рядом и, казалось бы, в одинаковых условиях по отношению прихода радиационного и адвективного тепла, отмечались многими исследователями. В то же время удовлетворительного объяснения этому явлению, а главное — его природе, до сих пор не существует. Во многом сходное положение отмечается и в случае решения более частных вопросов: во всех ли природных зонах и провинциях разрушение озерных льдов происходит преимущественно сверху, или же оно протекает пространственно неодинаково и к тому же с двух сторон (сверху и снизу); какое временное и количественное соотношение между двумя составляющими единого процесса таяния льдов, и т. д. Решение перечисленных вопросов затрудняется прежде всего ограниченным количеством данных стационарных исследований по изучению природных режимов в разных гео-системах.

Таяние озерных льдов снизу объясняется в основном весенним накоплением под ними «радиационного» тепла, обусловленного интенсивным проникновением через лед прямой солнечной радиации и последующим нагреванием воды. Это явление начинается еще при отрицательных температурах воздуха и известно как «парниковый эффект». Отметим здесь, что, по нашим данным, величина подледного прогрева воды и, следовательно, таяния льда снизу прямо пропорциональна продолжительности солнечного сияния, высоте солнца над горизонтом, прозрачности ледяного покрова и степени континентальности климата и обратно пропорциональна мощности льда и лежащего сверху снега и влажности воздуха. Одновременно напомним,

что льдотаяние снизу в известной мере корректируется и глубинным теплопритоком, который в ряде случаев (например, в районах активного вулканизма) играет большую роль в «отеплении» озерных водных масс. Тем не менее удельный вес этого фактора из-за крайне ограниченных сведений в большинстве случаев не учитывается.

Авторы настоящей работы, проанализировав весь имевшийся в их распоряжении материал по разрушению ледяного покрова снизу, пришли к следующим выводам. В районах, где плотность глубинных теплопотоков в приповерхностных горизонтах невелика, рассматриваемый процесс связан в основном с «парниковым эффектом» и подчиняется законам географической зональности, провинциальности и высотной поясности. Так, в пределах внутриконтинентальных районов умеренного пояса (юг Средней Сибири и Центральной Якутии — северные низменности) величина льдотаяния снизу в общем плавно уменьшается с юга на север (от 15—20 до 5% общей мощности льда), а в Арктике снова повышается (на период разрушения сплошного ледяного покрова на о-ве Врангеля она уже превышает 25 см). При движении от внутренних территорий к окраинам Азиатского материка, параллельно с резким уменьшением континентальности климата, эта величина быстро сокращается от 40—50 см (Центральная Якутия) до 5—10 см (Среднее Приохотье).

В качестве примера, подтверждающего наши выводы и иллюстрирующего подчиненную роль описанных процессов в общем таянии озерных льдов, приведем фактические материалы стационарных наблюдений. Последние были организованы на оз. Водокачечном (Восточная Чукотка, левый берег Анадырского лимана, вблизи пос. Шахтерского). Минерализация воды в исследованном озере незначительна; глубина в центральной части достигает 3,5 м; среднегодовая температура донных отложений равна 4°С. Здесь в феврале 1972 г. были оборудованы 3 площадки для наблюдений по изменению мощности льда: 1) в центре озера, с ненарушенной поверхностью; 2) в 10 м к северу от первой; поверхность площадки (размер 3×2 м) была прикрыта 10-сантиметровым слоем опилок; 3) в 20 м к югу от первой площадки; на участке размером 30×30 м был постепенно наморожен слой льда из минерализованной озерной воды. На всех площадках замеры производились по трем рейкам, вмороженным на глубину 100—120 см, а на 1-й и 2-й — по трем скважинам, с точностью до 1 см. В каждом случае мало чем отличавшиеся друг от друга величины замеров мощности льда в трех точках осреднялись. Их значения приведены в таблице.

Анализ полученных материалов показывает, что разрушение озерных льдов в пределах прибрежных районов Нижнеанадырской низменности происходит в основном за счет поверхност-

ного таяния. Уменьшение мощности льда снизу начинается здесь с большим опозданием (на 10—12 дней), протекает крайне медленно и составляет менее 10% (8 против 89 см). Результаты замеров на 2-й площадке, где слой опилок полностью исключал поверхностное таяние льда, свидетельствуют, таким образом, и о малом удельном весе «парникового эффекта» в едином процессе льдотаяния на озерах Восточной Чукотки. Поэтому данные, приводимые С. В. Томирднaro (1972), для района Анадыря следует признать явно завышенными (в 2—3 раза), так как они противоречат натурным измерениям в реальных природно-климатических условиях юга Восточной Чукотки.

После того как мы показали, что величина «парникового эффекта» невелика, а таяние озерных льдов и встречающихся здесь же в тундре собственно наледей происходит преимущественно сверху и вызывается равным поступлением радиационного и адвективного тепла, попытаемся вскрыть причину громадных различий в длительности существования этих природных льдов. С этой целью проанализируем вещественный состав и особенности строения исследуемых образований.

Известно, что нарастание льда на озерах проходит постепенно, при все уменьшающихся температурных градиентах, и сопровождается заметным отжатием содержащихся в воде солей книзу. Рост наледей происходит по-иному. Так, наледообразование начинается значительно позже, чем начало льдообразования на озерах (не менее чем на 1,5—2 месяца), когда грунт уже промерз на большую глубину и деятельный слой сомкнулся с верхней поверхностью вечной мерзлоты. Следовательно, подстилающие наледь грунты уже с осени приобретают громадный запас холода. Процесс наледообразования имеет скачкообразный характер, обусловленный быстрым замерзанием отдельных порций неоднократно изливающихся на поверхность прунтовых, ключевых и речных вод. При этом в каждом наледном слое формируется большое количество воздушных пузырьков и отмечается полная консервация здесь солей. Одновременно с этим, в результате наличия в воде многих органических примесей, лед приобретает различный цвет (коричневый, розовый, зеленоватый). Минеральные включения окрашивают лед чаще в темно-серый цвет. Неодинаковые режимы замерзания воды предопределяют и несходство структур растущих льдов: в озерных — призматическо-зернистая (крупные кристаллы пронизывают сверху вниз всю толщу), а в наледных — гипидиоморфно-зернистая (частично упорядоченная) и призматическо-зернистая (мелкие кристаллы в пределах каждого отдельного слоя).

Частые весенние оттепели и обычные в это время метели с выпадением мокрого снега в пределах всей Восточной Чукотки приводят к тому, что деятельные поверхности озерных льдов (из-за сильных ветров всю зиму лишенные снежного покрова)

и наледей оказываются сходными. Поэтому и разрушение их начинается одинаково, а после схода снежного горизонта идет уже по-разному. При таянии озерного льда освободившаяся вода стекает вниз и по ходу своего движения производит дополнительное разрушение льда, разрыхляя его в основном за счет конвективного переноса тепла. Известное значение имеет и «парниковый эффект», отсутствующий под собственно наледными образованиями. Тепловое «съедание» наледного льда, как и нарастание, в общем прерывистое. Талая вода стекает в стороны, и стравливание идет послойно, так как каждый вышележащий слой со своей природой бронирует нижний от проникновения солнечных лучей и талой воды, тем самым замедляя процесс общего разрушения льда. Наличие в нем многочисленных воздушных пузырьков, действующих как зеркала, повышает величину альбедо (процент отраженной солнечной радиации), что также резко сдерживает таяние. Вместе с тем, большое содержание во льду минеральных и органических примесей активизирует в каждом слое описываемый процесс, так как кристаллы солей и минеральные частички являются своеобразными ловушками солнечного тепла и, плавно опускаясь, послойно разрыхляют лед. В этом случае величины альбедо часто оказываются несколько меньше их значений над замерзшими озерами, т. е. нарушается общая закономерность, и наледь быстро тает (см. таблицу, площадка 3). В действительности же собственно наледи, соизмеримые по объему и мощности с ледяными покровами на озерах, исчезают в несколько раз медленнее или даже перелетывают. При этом чем больше площади их деятельных поверхностей, тем значительнее временные колебания.

Отмеченные несоответствия могут быть всесторонне объяснены только при соблюдении основного условия, что наледи и озерные льды не только испытывают энергетическое воздействие внешней среды, но и сами на нее влияют. Это влияние, как и воздействие на них, должно быть существенно различным в связи с неодинаковостью ярусного строения этих образований, что в конечном счете определяет разные уровни организации сравниваемых природных систем.

Интенсивность таяния наледного и озерного льда зависит от многих условий и причин, но среди них главенствующими являются поступление и последующее перераспределение солнечной энергии. Мы считаем, что именно в различиях перераспределения солнечного тепла, расходуемого на таяние, кроется объяснение той или иной скорости разрушения наледных и озерных льдов. Действию всех ранее рассмотренных факторов и процессов отводится хотя и важная, но второстепенная роль. В указанном перераспределении промадное или даже решающее значение играет сам факт наличия на тающей ледяной поверхности слоя талой воды. Так, если поступающая лучистая энергия, впоследствии превращающаяся в тепловую, в зна-

Характер разрушения ледяного покрова на оз. Водокачечном
(Нижнеанадырская низменность)

Мощность льда, см	Время наблюдений																	
	Май													Июнь				
	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	1	2	3	4	5
Озерный в естественных условиях (площадка 1)	155	155	150	149	144	139	135	132	125	120	115	110	104	93	90	82	70	66
Искусственно намороженный (площадка 3)	90	86	82	78	73	63	61	54	46	43	27	25	15	0				
Озерный, перекрытый 10-сантиметровым слоем опилок (площадка 2)							132	132	132	132	131	130	130	128	127	125	124	124

чительной мере полностью «осваивается» покрытыми и (или) пропитанными водой озерными льдами, то в наледях существенная ее часть вместе с жидким стоком отводится в сторону и не участвует в дальнейшем таянии. Поэтому при прочих равных условиях эта причина (наличие или отсутствие поверхностного слоя воды как мощного теплонагревателя), как очевидная, выступает на первый план и является главной в создании резких различий в продолжительности существования разнородных льдов. Более сложная ситуация, даже без учета региональной или местной адвекции тепла и холода, отмечается при сравнении и вскрытии причин рассматриваемых различий между озерными льдами и плоскими обширными наледями с многочисленными озерами воды в летнее время (пример, когда вода не стекает при таянии льдов по их поверхности, а средние величины альбедо везде близки). В этом случае наледные тела также намного медленнее тают, чем замерзшие озера (например, в Верхоянье, на севере Забайкалья, в центральных районах Чукотки). Следовательно, такие несоответствия между равным приходом солнечного тепла и неодинаковой скоростью таяния льдов в обоих примерах имеют общую причину. Ее-то и надо нам выяснить.

Заметим, что процессы таяния протекают в определенных термодинамических условиях, специфика которых отражается уравнением теплового баланса. Следовательно, анализ его составляющих является ключом к решению стоящей перед нами задачи. В связи с тем, что в настоящее время отсутствуют материалы единовременных актинометрических наблюдений, выполненных в полном объеме над соседними наледями и озерными льдами, указанный анализ можно провести лишь в общей форме, приняв известные допущения. Тем не менее результаты этого анализа все же могут помочь в проводимом нами исследовании.

Уравнение теплового баланса, как известно (Будыко, 1956, 1971; Хромов, Мамонтова, 1974), можно записать в следующем виде:

$$Q(1-A) + F_a = F_n \pm LE \pm P \pm B,$$

где Q — суммарная коротковолновая радиация, в кал/см²·мин;
 A — альбедо поверхности (отражательная способность деятельной поверхности для Q), выраженное в долях единицы;

F_a — противоизлучение атмосферы, в кал/см²·мин;

F_n — собственное излучение деятельной поверхности, равное $\delta\sigma T^4$ (σ — постоянная Стефана-Больцмана; δ — относительная излучательная способность поверхности; T — температура подстилающей поверхности, в °C);

- $\dot{L}E$ — поток тепла, связанный с фазовыми преобразованиями воды (L — скрытая теплота парообразования; E — скорость испарения), в кал/г;
- P — турбулентный поток тепла от подстилающей поверхности к атмосфере, в кал/см²·мин;
- B — тепловой поток между деятельной поверхностью и нижележащими слоями, в кал/см²·мин.

Авторы настоящей работы, как было отмечено выше, решили рассмотреть, за счет изменения каких именно составляющих теплового баланса наледные и озерные льды тают по-разному. Результаты такого анализа были дополнены материалами натуральных измерений и данными из литературных источников. Все это позволило нам сформулировать ряд выводов.

1. В пределах одного природного урочища или даже ландшафта величины Q равны между собой, что не требует особых доказательств; значения LE , согласно проведенным расчетам, также практически одинаковы.

2. Известно, что F_n в значительной мере компенсируется E_n . Поверхность наледи в течение всего времени таяния имеет неизменную температуру (около 0°С) и излучает постоянно, независимо от температурных возмущений воздушных масс, одно и то же количество энергии (по А. П. Мешкову, 1973). Деятельная поверхность не покрытых водой озерных льдов, как показывают наши наблюдения, тоже имеет температуру около 0°С. Поэтому можно говорить, что интенсивность F_n в обоих случаях — одного и того же порядка.

3. Средние альбедо (A) для чистых наледей колеблются от 0,54 в районах Верхоянья (Мешков, 1973) до 0,56 на Чукотке, а для свободных от снега и воды озерных льдов в пределах Нижнеанадырской низменности — от 0,45 до 0,50. В тех случаях, когда наледи бывают окрашенными в разные цвета или содержат значительное количество минеральных примесей, альбедо их поверхности часто характеризуется меньшими значениями, чем A замерзших озер. Следовательно, при нашем исследовании величины A для обеих деятельных поверхностей можно принять равноценными.

4. В связи с тем, что при прочих равных условиях озерный лед тает быстрее наледного, интенсивность B здесь будет выше. Причина этого может быть единственной: турбулентный поток тепла от деятельной поверхности озерных льдов к атмосфере ($P_{оз}$) должен быть большим по сравнению с таким же потоком от наледи (P_n).

5. $P_{оз}$ и P_n определяется по одной и той же формуле, приведенной в книге М. И. Будыко (1971):

$$P = 1,35 \cdot k \cdot \Delta T,$$

где k — коэффициент турбулентности на единичной высоте, см²/с;

T — градиент температуры, $^{\circ}\text{C}$.

В связи с тем, что k в наших примерах существенно не меняется, ΔT над озерным льдом оказывается больше ΔT над наледью. Отсюда следует, что температура воздуха над озерными льдами выше, чем над наледями. Это приводит к возникновению резких температурных контрастов между наледями и окружающими природными комплексами (от 5 до 25°C по измерениям на Чукотке), а в случае с озерными льдами температурная контрастность относительно невелика (не более $7-10^{\circ}\text{C}$). Причем эти различия усиливаются от весны к лету и от приморских районов к внутриконтинентальным.

6. Таким образом, наледи воздействуют на внешнюю среду значительно мощнее, чем озерный лед. Вот поэтому-то, в конечном счете, первые тают намного медленнее озерных ледяных покровов. Естественно, этому способствует и то обстоятельство, что под ними сохраняются большие запасы холода вечной мерзлоты.

Заканчивая наше исследование, остановимся на нескольких моментах, важных для понимания специфики экзогенного рельефообразования в условиях сезонной смены океанических и континентальных черт климата на Дальнем Востоке.

Наледи, рассматриваемые нами как реальные динамические системы с переменной или постоянной ярусной структурой, относятся к более высокому иерархическому уровню организации материи, чем озерные льды. Это доказывается различиями вышерассмотренной температурной контрастности. В соответствии с теоретическими разработками в области ландшафтоведения (Мильков, 1968; Рихтер, 1971; и др.) и нашими полевыми исследованиями, между наледями и окружающими их природными комплексами намного активнее происходит и взаимообмен веществом и энергией, выражающийся в большей интенсивности всех природных процессов, в том числе и экзогенного рельефообразования. Такое же действие могут оказывать и целиком промерзшие озера, представляющие уже особые наледи.

В связи с тем, что по своей природе наледи связываются с континентальными условиями и представляют собой провинциальное явление, мы вправе рассматривать их одним из важнейших диагностических признаков континентальных условий. Поэтому часто встречающиеся сейчас наледи в притихоокеанских горах, бесспорно, указывают на повышенную континентальность этих районов. Согласно материалам наших исследований, опросным данным и картографическим материалам разных лет составления (топокартам, аэрофотоснимкам, лесоустроительным планам), в последние десятилетия здесь отмечается общее усиление наледных процессов. Все это, наряду с установленными ранее фактами усиления курумообразования и снижения удельного веса нивации в морфолитогенезе, свидетельствует о направленном возрастании континентального влия-

лия на экзогенное рельефообразование в пределах Дальнего Востока, что необходимо учитывать при составлении геоморфологического прогноза.

ЛИТЕРАТУРА

Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеониздат, 1956, 256 с.

Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеониздат, 1971, 472 с.

Мешков А. П. Радиационный режим наледей Северо-Востока СССР в период таяния. — В кн.: Проблемы наледобразования. Чита, 1973, с. 48—49.

Мильков Ф. Н. Контрастность сред и ее географические следствия. — В кн.: Философия и естествознание, вып. 2. Изд-во Воронежского ун-та, 1968.

Преображенский В. С. Беседы о современной физической географии. М., «Наука», 1972, 167 с.

Рихтер Г. Д. Основы типологической классификации ландшафтов и районирования. — В кн.: Проблемы физико-геогр. районирования полярных стран (Труды АНИИ, т. 304). Л., Гидрометеониздат, 1971, с. 5—17.

Томирдиаро С. В. Вечная мерзлота и освоение горных стран и низменностей (на примере Магаданской области и Якутской АССР). Магадан, Кн. изд-во, 1972, 176 с.

Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Л., Гидрометеониздат, 1974, 568 с.

РОЛЬ КЛИМАТИЧЕСКОГО ФАКТОРА В РЕЧНЫХ ПЕРЕСТРОЙКАХ

И. И. Крылов

Перестройка речной сети является следствием воздействия на ход эрозионных процессов ряда факторов. Их участие в каждом конкретном случае многообразно, что затрудняет определение характера и доли влияния каждого из них. Обычно наиболее сложно установить роль климата в процессе перестройки. Определяя параметры стока, он непосредственно контролирует ход эрозионных процессов и воздействует на перестройку через выветривание, денудацию, оледенения и т. п.

Для районов Дальнего Востока типичны перестройки, связанные с речными перехватами (Ганешин, 1972). Перехваты, как известно, возможны при неравномерном развитии конкурирующих речных систем (Шукин, 1960). Здесь дискуссионным остается вопрос о возможности отторжения водотоком одной речной системы части другой при его удлинении.

Действительно, рассматривая этот вопрос формально, в водораздельной части можно выделить пояс, где эрозия горных пород водным потоком отсутствует, так как для формирования потока необходимы определенные минимальные размеры бассейна. И если мы будем исходить из того, что в формировании долины участвует только процесс размыва пород водным потоком, мы придем к выводу об отсутствии смещения водоразделов, отсутствии приращения в верховьях водотоков или, по крайней мере, наличии определенного предела, лимитируемого количеством осадков, их интенсивностью и проницаемостью пород.

Несомненно, что процессы, влияющие на изменение длины долин в верховьях, более многогранны и одним из основных является процесс смещения материала в наиболее пониженные участки под действием силы собственной тяжести. Более того, как убедительно показал Ю. Г. Симонов (1972) на примере Забайкалья, для малых долин участие руслового потока в образовании отрицательных форм и транспортировке материала в количественном отношении зачастую не является ведущим.

По-видимому, процесс приращения длины долины следует рассматривать исходя из известной схемы: выветривание — склоновые процессы — русловые процессы, согласно которой следует подразделить склоновое смещение материала на площадное и линейное (по типу деллей, линейных курумов и т. п.). Линейная склоновая денудация в верхних частях долинных образований выполняет транспортирующую функцию руслового потока. Более интенсивному смещению материала по тальвегу несомненно способствует большая водонасыщенность грунтов; определенную роль играет накопление в пониженных участках снега. Процесс также может интенсифицироваться при достижении водоносных горизонтов.

Исходя из предложенной схемы, участие руслового потока в долинном морфогенезе следует рассматривать в двух аспектах: как непосредственного агента, формирующего долину путем эрозии, и как агента, определяющего вынос (транспортировку) материала, поступающего со склонов водосборной воронки и бортов долины. Второй аспект в рассматриваемом нами вопросе особенно важен. Являясь базисом денудации, русло в известной мере определяет количество поступления материала со склонов. Смещение склонового материала в пределах водосборной воронки соответственно увеличивает ее параметры, а следовательно, и количество стока, тем самым повышая энергетический потенциал долиноформирующего водотока. Этот процесс взаимозависим от русловых и склоновых процессов и может быть выражен через баланс рыхлого материала (Карташов, 1972). При нулевом балансе твердого вещества в русле можно ожидать стабилизации процессов изменений размеров долин. Отрицательный — ведет к глубинной эрозии и, соответственно, активизации склонового сноса за счет увеличения наклонности поверхности и экспонирования новых площадей. Положительный баланс является отражением замедленного выноса материала, аккумуляции его и деградации долинных форм с последующим выколаживанием склонов.

Следовательно, можно считать, что процесс по типу регрессивного (попятного) удлинения долин определяется эрозивной и транспортирующей способностью водотока, интенсивностью склоновых процессов и специфичностью их развития в верховьях долин. Удлинение самого водотока происходит за счет изменения параметров и пространственного положения водосборной воронки. При этом ее склоны в нижней части переходят в новое качество, становясь бортами долины. В верхней части долины имеет место нерусловое (линейные курумы, делли и т. п.) линейное смещение материала по тальвегу, по-видимому отчасти обусловленное большей водонасыщенностью грунтов. Линейная денудация выполняет здесь функции руслового потока по транспортировке материала.

Необходимым условием, при котором возможен процесс рег-

рессивного удлинения, является состояние динамического равновесия или отрицательный баланс рыхлого материала в верховьях долины, т. е. состояние, при котором русловой поток (или линейная денудация по тальвегу) способен вынести столько или больше материала, чем в него поступает. Склоновое смещение материала, изменяющее параметры водосборной воронки, функционально находится в прямой зависимости от эрозионной и транспортирующей способности водотока. Факторы, влияющие на интенсивность склоновых процессов, в том числе и климат (при условии сохранения динамического равновесия и тем более при отрицательном балансе материала в рассматриваемой системе), естественно, могут влиять на скорость процесса репрессивного удлинения, но не исключать его.

В схеме развития двух или нескольких смежных систем в силу вступает фактор их взаимовлияния. Возможности развития планового размещения речной сети определяются соотношением энергетических потенциалов конкурирующих систем, зависящих от пространственной дифференцированности изменений основных природных процессов и явлений, определяющих динамику развития гидросети.

В рассматриваемой схеме развития смежных конкурирующих систем влияние климатического фактора необходимо рассматривать в двух аспектах: через пространственную дифференциацию в распределении основных климатических параметров и через изменение их во времени.

Неравномерность распределения основных климатических элементов, определяющих характеристики стока, как известно, связана с физико-географической зональностью, направлением движения основных потоков воздушных масс и рельефом (пространственным размещением орографических элементов и их величиной). Роль географической зональности в неравномерности развития речной сети для данного района оценить пока практически невозможно. Во-первых, размер географических зон соответствует размерам крупных систем протяженностью в сотни километров. Во-вторых, полное совпадение размещения зон и речных бассейнов — скорее исключение, нежели правило.

Наиболее четко влияние климатических особенностей выражено через перераспределение стока, связанного с взаимодействием основных потоков воздушных масс и орографических элементов земной поверхности. Неравномерность в развитии смежных речных систем, обусловленная различием в величине стока на противоположных (наветренном и подветренном) склонах горных сооружений, усугубляется еще и тем, что она, как правило, приурочена к приводораздельным участкам в верховьях смежных гидросистем, так как перераспределяющие сток орографические элементы обычно соответствуют положению водоразделов.

На большей части Дальнего Востока СССР распределение

стока в пределах отдельных регионов относительно однообразно. Резкие аномалии характерны преимущественно для приохотской части Северо-Востока, где величина стока рек бассейна Охотского моря вдвое больше, чем в бассейне Северного Ледовитого океана. Такие же соотношения и для рек западного и восточного склонов хр. Сихотэ-Алинь.

Однако, не отрицая важности климатического фактора, следует уточнить, что климат в данном конкретном случае послужил только одной из главных причин, поскольку для этих систем характерны существенные различия и в уклонах поверхности, возникшие в результате дифференцированных тектонических движений. Не последнюю роль в речных перестройках сыграло неоднократное колебание уровня базиса эрозии — Охотского моря.

Изменение климатических характеристик во времени оказывает сложное воздействие на ход эрозионных процессов. Эта сложность заключается как в неравномерности климатических изменений в пределах региона (при их одинаковой общей направленности), так и в неравномерности влияния их на рельефоформирующую деятельность рек в различных физико-географических и структурных условиях.

Известно, что общие климатические изменения ведут к смещению природных поясов и к ослаблению дифференциации природных зон в холодные эпохи. Учитывая это, можно ожидать определенные флюктуации в ходе эрозионных процессов, не совпадающие по знаку в отдельных системах или звеньях гидросети, что ведет к неравномерности их развития.

Весьма существенно то, что влияние климата на развитие долинной сети реализуется большей частью через взаимодействие с другими природными процессами и явлениями. Поэтому даже при четкой тенденции его изменений, в пределах ограниченной территории в силу контрастности рельефа, литологии, колебаний базиса эрозии и т. п. воздействие климата на развитие речной сети далеко не однонаправленно. Как показывает сравнительный анализ, большая часть межсистемных перестроек района Дальнего Востока и особенно Северо-Востока СССР приурочена к определенным эпохам, соответствующим крупным климатическим ритмам. Более того, на рубеже неогена и четвертичного периода перестройка гидросети типична практически для всей северной половины Евразии. Подобные факты предполагают неравномерность в ходе эрозионных процессов отдельных речных систем, в той или иной степени связанных с изменением климатических характеристик. Но конкретно величину участия климата в речных перестройках пока оценить невозможно.

Наиболее ярко роль климатического фактора выражается через процессы, связанные с оледенением (полагая последние в известной мере непосредственным продуктом климата). Уже

локализация ледников в конкретных участках поверхности ведет к неравномерному развитию смежных речных систем, так как при формировании ледников уменьшается количество стока, а экранированная льдом поверхность выходит из сферы эрозионного воздействия. С другой стороны, экзарационные процессы углубляют долину. При таянии ледников вместе с увеличением расходов воды в резкой диспропорции возрастает количество твердого стока. В целом для долин, расположенных в сфере влияния оледенений, характерны процессы аккумуляции.

Прямое участие оледенений в процессах перестройки выражается обычно в перекрытии канала стока телом ледника. По-видимому, формирование плотин возможно и при мощной аккумуляции гляциальных отложений. Необходимым условием здесь является формирование достаточно высоких плотин, при которых возможен перелив через пониженные части водораздела.

Косвенное участие ледниковой аккумуляции заметно отражается и на всей речной системе. Так, например, левые притоки Аян-Юряха (бассейн Колымы) и правые — Тымтея (бассейн Индигирки) расположены за пределами развития гляциальных процессов. Тем не менее аккумуляция в главных долинах, явившаяся следствием увеличения твердого стока, отразилась и на ходе развития притоков. В бассейне Тымтея, где наблюдаются следы наиболее мощного оледенения как по площади, так и по количеству аккумуляруемого материала (достаточно сказать, что высота конечных моренных гряд достигает 60 м), аккумуляция в результате подпора по долине его правого притока р. Бургагы достигала значительных размеров. В нижней и средней частях долины отложения, синхронные последнему оледенению (Q_{III}), перекрывают аллювий среднечетвертичной 40—50-метровой террасы. По-видимому, этому способствовала и относительная выположенность продольного профиля.

На развитие левых притоков Аян-Юряха оледенение оказало меньшее влияние, что можно связать, с одной стороны, с его меньшими параметрами, с другой — большими уклонами при соответственно более низком положении уреза самого Аян-Юряха. В верховьях его левого притока — р. Контрандя — даже при мощной (60 м) аккумуляции наблюдалось врезание.

В целом климатические факторы, непосредственно определяя величину стока и, в известной мере, темпов денудации, накладывают свой отпечаток на любой другой процесс или явление, влияющие на динамику развития гидросети. Но отсутствие достаточно точных методов определения количественных палеоклиматических характеристик (некоторые из них могут быть и совсем не учтены) далеко не всегда позволяет определить долю участия климата, в частности, в неравномерности развития смежных гидросистем.

ЛИТЕРАТУРА

Ганешин Г. С. Общие закономерности в развитии речной сети Востока СССР. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972, с. 404—410.

Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М., «Наука», 1972, 184 с.

Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. Изд-во Моск. ун-та, 1972, 252 с.

Щукин И. С. Общая геоморфология, т. 1. Изд-во Моск. ун-та, 1960, 616 с.

О ЗНАЧЕНИИ ЭОЛОВОГО ПРОЦЕССА В ФОРМИРОВАНИИ АККУМУЛЯТИВНОГО РЕЛЬЕФА ПРИМОРЬЯ

Ю. К. Ивашинников, А. М. Короткий

Современный муссонный климат с его мощным пиком осадков создает неблагоприятные условия для развития эоловых процессов на большей части территории Приморья (Никольская, 1972). Поэтому генетическое толкование дюнообразных аккумулятивных форм рельефа при геоморфологическом картировании вызывает особые трудности. Нами сделана попытка дать первую сводку по эоловым формам рельефа и оценить условия развития эолового процесса по собственным полевым наблюдениям.

На территории Приморского края по условиям ветрового режима и наличию участков с избытком песчаного материала выделяются два крупных района, где эоловые процессы имели развитие в голоцене:

I. Прибрежная зона с хорошо выраженной среднеголоценовой аккумулятивной морской равниной, сформировавшейся за счет выноса рек (пески, алевриты, галечники) и продуктов абразии (на участках развития кор выветривания — преимущественно пески, дресва).

II. Прибрежные озерные равнины Ханкайской котловины, куда алеврито-песчаный материал поступал за счет твердого речного стока, абразии песчано-галечных толщ неогена и коры выветривания среднепалеозойских гранитоидов и перераспределения этого материала вдольбереговыми течениями.

Эоловые аккумулятивные формы рельефа достаточно широко развиты на морском побережье Приморья. Фактически они наблюдаются по всей этой полосе, начиная от аккумулятивной равнины в устье р. Туманной и до мыса Золотого. Пространственно эти формы рельефа приурочены: 1) к устьям крупных рек, выносящих в море достаточное количество песчаного материала (реки Туманная, Киевка, Черная, Зеркальная, Джигитовка, Кома, Вениуковка, Самарга); 2) к участкам абразионных берегов, сложенных неогеновыми галечниками и песками (п-ов Песчаный, мыс Поворотный); 3) к местам интенсивной

абразии в голоцене мощных кор выветривания (участок побережья от мыса Лисученко и до устья р. Успения; от мыса Туманного до бух. Тасовой; район бухт Евстафия, Брусиловка, зал. Китовое Ребро, бух. Духовского и оз. Благодатненского).

Эоловые аккумулятивные образования представляют: а) грядовые формы, приуроченные к устьям крупных рек; б) плащеобразные покровы, перекрывающие поверхность среднеголоценовой морской террасы с образованием небольших песчаных кос и холмиков; в) крупные песчаные холмы-дюны, возникающие в зоне ветровой тени и перекрывающие поверхность береговых склонов до высоты в 30—40 м над ур. м.

Наиболее интересным объектом с хорошо развитыми грядовыми формами нам представляется Хасанская аллювиально-морская низменная равнина близ устья р. Туманной (Тюмень-Ула). Вдоль ее русла развит полузакрепленный грядово-бугристый эоловый рельеф — мурчища Молочный и Песчаный валы.

Хасанская равнина представляет собой прибрежную заболоченную среднеголоценовую террасу с абсолютной высотой поверхности 2—3 м, с насаженными на ее поверхность эоловыми грядами. В разрезе такой полигенной равнины скважиной, пробуренной на Молочном валу вблизи берега моря, вскрыты 4 пачки различных по генезису отложений: 1) пачка эоловых песков с прослоями гумусированной супеси (погребенные почвы) — 7,75 м; 2) пачка пляжевых песков — 3,10 м; 3) пачка лагунных иловатых песков и торфянистых алевроитов — 4,70 м; 4) аллювиальные песчано-галечные отложения — на забое.

Нижний возрастной предел эоловых отложений, образующих Молочный вал, нами сопоставляется с возрастом кровли аллювиально-лагунной террасы. По данным Л. П. Карауловой, изучившей спорово-пыльцевые комплексы из разреза Молочного вала и Хасанской опорной скважины, возраст этой террасы определяется как среднеголоценовый с прекращением аккумуляции на рубеже атлантического и суббореального периодов схемы Блитта—Сернандера (Короткий, Караулова, 1974). Благоприятным условием для развития эолового процесса послужил выход из-под уровня моря поверхности аллювиально-лагунного и морского осадконакопления, вызванный кратковременной регрессией уровня Японского моря. Верхний возрастной рубеж эоловых форм устанавливается по возрасту низкой лагунной террасы (высотой 1,5—2,0 м), возникшей в позднем голоцене и практически не несущей покрова эоловых песков. Возраст осадков в кровле этой террасы, установленный по C^{14} , составляет 960 ± 20 лет.

Таким образом, оптимальный режим для развития эоловых процессов совпадает с суббореальным и началом субатлантического периодов голоцена, климатический режим которого, по данным А. М. Короткого и Л. П. Карауловой (1974), был более теплым и сухим в сравнении с современным климатом.

Источником питания эоловых форм послужили: 1) усиленный вынос песчаного материала р. Туманной при снижении уровня Японского моря; 2) продолжающаяся абразия неогеновых песков на берегах среднеголоценовых лагун (оз. Лотос); 3) разрушение ветром среднеголоценовых песчаных форм, не закрепленных растительностью.

Эоловые пески левобережья низовьев р. Туманной прослеживаются от ст. Хасан до ее устья. В рельефе они слагают узкие пряды, вытянутые с северо-запада на юго-восток (в северной части, близ ст. Хасан), и постепенно разворачиваются к востоку (северная ветвь — Молочный вал) и к югу (южная ветвь — Песчаный вал). Простираание эолового рельефа совпадает с направлением древнего русла р. Туманной, что свидетельствует об аллювиальной природе эоловых песков. Длина дюн и валов, расположенных фестончато или кулисообразно, от 0,5 до 1,5—2,0 км. Абсолютная их высота колеблется от 5—6 до 16 м (Молочный вал). Средние отметки около 10 м, причем в целом Молочный вал отличается большей высотой, чем Песчаный вал.

Наблюдаемая система форм эолового рельефа возвышается над горизонтальной поверхностью среднеголоценовой террасы на 5—10 м. Отдельные песчаные гряды разделяются как крупными древними, так и мелкими современными дефляционными котловинами. Северная и южная ветви дюнообразного рельефа разделяются крупными понижениями, в которых отчетливо прослеживаются древние меандры р. Туманной.

Система эоловых форм Хасанской равнины занимает площадь примерно 10×15 км. Ее западная граница проходит вдоль русла р. Туманной; северная — представлена мелкосопочными массивами палеозойского кристаллического фундамента; восточная граница весьма расплывчатая, ограничена реликтами древней дельты. На юг эоловый рельеф также постепенно деградирует и достигает моря вдоль русла р. Туманной. Аналогичные грядовые и дюнные формы рельефа, по данным Р. И. Никоновой, известны и на правобережье р. Туманной в пределах КНДР.

Второй крупный участок развития эоловых форм рельефа совпадает с площадью распространения плиоценовых песчаных отложений, образующих 40—60-метровый аккумулятивно-денудационный уровень. На поверхности плиоценовой террасы результатом эоловых процессов являются грядовые песчаные формы и дефляционные котловины. В разрезе песчаных гряд вскрываются иногда 2—3 погребенные почвы, указывающие на значительные перерывы в образовании эоловых форм. Беспорядочная ориентировка гряд, вплоть до их пересечения, и различная степень сохранности позволяют предполагать большую древность эолового рельефа этой части Хасанской равнины, чем на поверхности среднеголоценовой террасы.

К северу от Хасанской равнины эоловые формы, большей частью приуроченные к поверхности среднеголоценовой морской террасы, образуют локально-прерывистую зону с развитием в устьях наиболее крупных рек либо приурочены к участкам абразионного выровненного и абразионно-бухтового типов берегов. Как и для Хасанского взморья, максимальная интенсивность эоловых процессов здесь отвечает суббореалу и совпадает с кратковременной репрессией Японского моря. Формирование эоловых накоплений происходило в основном за счет перевывания морских песков на поверхности молодой морской прибрежной равнины. На значительную интенсивность этого процесса указывает повышенная мощность эоловых накоплений (до 10—15 м) и аккумуляция на достаточно большой высоте над уровнем моря (до 40 м).

Современные эоловые процессы на морском побережье нами наблюдались локально в устьях рек и на берегах одноименных бухт (Соколовка, Черная, Милоградовка, Аввакумовка и др.). Здесь эоловые формы приурочены к углам заполнения бухт. Обязательными условиями их развития являются: широкий песчаный пляж; отмельный берег с подводным береговым валом; постоянная подача песчаного материала со дна за счет морских волн; преобладающее направление южных ветров летом; наличие препятствий при движении песчаных частиц (денудационные склоны, уступ среднеголоценовой террасы, древние береговые валы и т. п.).

Так, эоловый рельеф бух. Черной представляет собой грядово-бугристые формы, формирующие в южном углу бухты дюну высотой до 20 м над ур. м. Эоловые процессы протекают активно, засыпая прибрежную растительность на поверхности среднеголоценовой террасы и проникая по трещинам коренных пород высоко вверх по скалистым склонам низкогорья. Максимальная протяженность форм эолового рельефа до 250 м, его ориентирование совпадает с простиранием берега. При выходе от горных склонов к центру бухты такой рельеф не имеет распространения, так как на значительном пространстве побережья бухты нет препятствий для аккумуляции песков.

Следует добавить, что развитие эоловых процессов на последнем этапе голоцена, видимо, определяется деятельностью человека — разрушение древних эоловых и возникновение новых дефляционных котловин в пределах береговых поселений и в местах интенсивного выпаса скота.

На Приханкайской равнине эоловые формы встречаются по побережью оз. Ханка. Здесь нами рассматриваются наиболее представительные участки: а) западное побережье — в районе пос. Турий Рог, между устьями рек Грязнухи и Комиссаровки (верхнеплейстоценовая дельта пра-Комиссаровки) и устье р. Мельгуновки; б) восточное побережье — к северу от устья р. Спасовки. На этих участках развиты продольные (вдольбе-

реговые) гряды и валы, сложенные хорошо отсортированными мелкозернистыми песками (фракция 0,10—0,25 мм) от светло-желтого до желто-серого цвета эолового и озерно-эолового происхождения. Часто вдоль берега выделяется серия параллельных гряд дюнообразной формы. Протяженность отдельных аккумулятивных тел превышает 2—3 км, а ширина их колеблется от 20 до 200—300 м при относительной высоте водоразделов 3—10 м. Поверхность эоловых форм почти полностью задернована и покрыта древесно-кустарниковой растительностью высотой до 6—8 м.

Наиболее характерной формой эолового рельефа является песчаная гряда-дюна в районе урочища Паклова Гора протяженностью 800 м, шириной 175—200 м и относительной высотой 7—12 м, расположенная вдоль озера и ориентированная в меридиональном направлении. Ее северное окончание подвержено абразии во время штормов и представлено 4-метровым обрывом, а южное — вскрыто карьером при прокладке магистрального оросительного канала на рисовые поля. Форма поперечного сечения дюны пологовыпуклая. Осевая линия сдвинута к тыловой части, т. е. склон, обращенный к озеру, более пологий (5—8°), чем противоположный (10—15°). Поверхность дюны полуздернована и покрыта растительностью: доминируют дуб монгольский, береза даурская, осина, липа, ива, яблоня маньчжурская; высота деревьев до 10 м. В подлеске — леспедеца двухцветная, лещина; вдоль побережья распространен шиповник. Почва супесчаная, маломощная, несформированная.

Карьером вскрыт следующий разрез:

- 1) почвенно-растительный слой — 0,2 м;
- 2) супесь светло-серая — 0,3 м;
- 3) погребенная почва — гумусированный песок — 0,1 м;
- 4) мелкозернистый желто-серый однородный песок; в интервале 1,5—2,0 м наблюдается волнистая прерывисто-полосчатая и перекрестная микрослоистость — 4,0 м;
- 5) мокрый однородный мелкозернистый песок желтого цвета (забой карьера) — глубже 4,6 м.

Параллельно описанной дюне наблюдается вторая, возможно более древняя дюна, но с меньшими размерами: длина около 400 м, ширина основания 50—70 м, а относительная высота 5—7 м. Подобные эоловые формы аккумулятивного рельефа прослеживаются в виде цепочки на юг вдоль берега оз. Ханка с постепенным уменьшением их ширины и высоты: протяженность 100—300 м, ширина 10—20 м, высота 3—5 м. Нами, вслед за И. И. Берсеновым и В. К. Сохиным (1969), предполагается озерно-эоловый генезис этих форм.

Вдольбереговые валы и эоловый грядово-холмистый рельеф имеют распространение и на восточном побережье оз. Ханка. Наиболее крупные дюнообразные формы прослеживаются к северу от устья р. Спасовки, а вдольбереговые валы к югу.

Время формирования эоловых и озерно-эоловых аккумулятивных форм, развитых на Приханкайской равнине, сопоставляется нами с ранне-среднеголоценовой регрессией оз. Ханка, которой отвечает крупный перерыв в осадочном ритме голоцена (Короткий, Караулова, 1970). Регрессия озера имела своим следствием два важных события, определивших развитие эоловых процессов: 1) резко расширились площади озерной террасы, сложенные песками и алевритами и не закрепленные растительностью; 2) смещение устьевых районов ханкайских притоков в пределы обнажившегося дна озера привело к формированию древнеголоценовых дельт, сложенных преимущественно песками, что зафиксировано на карте современных донных осадков. Избыток мелкозернистых песков и алевритов в пределах осушенного дна озера в период регрессии способствовал развитию эоловых процессов на участках сопряженных крупных речных дельт и в местах активного размыва песков плиоценовой террасы (Турьерогский эоловый массив).

Современные эоловые процессы в береговой зоне оз. Ханка протекают локально только на участках, сложенных мелкозернистыми песками, не закрепленными растительностью. Подобные условия существуют на о-ве Сосновом и весьма незначительно в засушливый весенне-летний период в дельтах рек Б. Усачи, Комиссаровке, Мельгуновке. Этому способствует избыток наносов, приносимых притоками оз. Ханка, его мелководность, непериодические колебания уровня зеркала воды, преобладание песчаных фракций на пляже и алевритовых на дне озера. Но в целом, учитывая распространение плавней в сублиторали, арена действия эоловых процессов в настоящее время сильно сокращена. Лишь на участках активной деятельности человека в пределах аккумулятивного рельефа озерно-эолового генезиса наблюдается возникновение очагов дефляции (районы пос. Турий Рог, пионерские лагеря г. Спасска-Дальнего, о-в Сосновый и др.).

Таким образом, роль эолового процесса в формировании аккумулятивного рельефа Приморья строго локализована во времени и пространстве. Участки развития эоловых форм совпадают с площадями распространения песчано-алевритовых отложений и встречаются в узкой полосе побережий Японского моря и оз. Ханка. Наиболее оптимальные условия возникали в фазы регрессии водоемов, когда из-под воды обнажились большие площади песчаных отложений, не закрепленных субаквальной растительностью.

ЛИТЕРАТУРА

- Берснев И. И., Сохин В. К. Геоморфология. — В кн.: Геология СССР, т. 32, Приморский край, ч. 1. М., «Недра», 1969, с. 612—627.
Короткий А. М., Караулова Л. П. К истории развития Ханкайской кот-

ловины в позднем кайнозое. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 27—31.

Короткий А. М., Караулова Л. П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья. — В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1974, с. 79—110.

Никольская В. В. Морфоскульптура бассейна Амура. М., «Наука», 1972, 281 с.

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ КЛИМАТИЧЕСКОГО ФАКТОРА НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА ЗАПАДНОГО И ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Н. М. Органова

В работах многих исследователей основное внимание уделяется значению тектонических и вулканических процессов в формировании рельефа Южного и Западного Приморья, а влияние экзогенных процессов отодвигается на второй план. По нашему мнению, тектонические движения создавали лишь фон, на котором развивались поверхностные процессы. В то же время экзогенные процессы, как известно, в своем пространственном распределении и действии контролируются климатом (Шукин, 1974). Согласно нашим данным и литературным источникам, состав отложений Приморского края также определяется в первую очередь климатическими условиями.

В мезозойское и кайнозойское время на разновозрастных структурах юга Дальнего Востока формировались унаследованные и наложенные впадины, разделенные поднятиями.

В раннем кайнозое значительные площади Ханкайского массива представляли собой мелкосопочник. Выравнивание рельефа происходило в течение кайнозойского времени, о чем свидетельствуют погребенные площадные коры выветривания, которые начали образовываться еще в мезозое и продолжали создаваться в кайнозое (Финько и др., 1963). Широким развитием пользовались каолиновые коры, образовавшиеся при выветривании гранитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, диабазовых порфиритов, серицитовых сланцев и других пород. Коренные породы подвергались дифференцированному выветриванию, мощность и интенсивность которого зависела от минералогического состава, структур и текстур пород, степени и характера трещиноватости и других причин. Е. Ф. Кириллова (по И. И. Берсеневу, 1972) установила, что мощность коры выветривания достигает: в крупнозернистых гранитах 60 м; в мелкозернистых гранитах, диоритах, кварцевых песчаниках 40—50 м; в кислых эффузивах 30—40 м; в габброидах, диабазах, порфиритах 25—35 м.

По данным А. К. Мигуты (1963), мощность каолиновой

коры выветривания на гродековских гранитах в Липовецкой и Раковской впадинах достигает 70—80 м и в ней выделяются четыре зоны. Две нижние зоны развиты почти повсеместно, а верхние — часто размыты и распространены более ограниченно.

Каолиновые коры выветривания вскрываются буровыми скважинами в Липовецкой, Раковской, Сибирцевской, Меркушевской и других впадинах. Коры выветривания перекрываются в одних впадинах позднеолигоценовыми осадками, в других — миоценовыми (Абрамовская впадина), в третьих — плиоценовыми (Турьерогская впадина). Наиболее полные разрезы каолиновых кор выветривания обнажаются в районе сел Камня-Рыболова и Астраханки. Здесь они сформированы на гродековских гранитоидах и перекрыты плиоценовыми отложениями раздольненской свиты. Видимая мощность каолинизированных гранитов достигает 20 м. Таким образом, наибольшая мощность кор устанавливается в пониженных местах рельефа, а наименьшая — на крутых склонах.

Средний состав первичных каолинов по гродековским гранитам следующий: 58% каолинита, 10% гидрослюд, 30% кварца, 1—2% акцессорных минералов. На докембрийских серицитовых сланцах, по данным рентгеновского и термического анализов (Финько и др., 1974), глинистая фракция ($<0,001$ мм) первичных каолинов состоит из каолинита (70—80%) и гидрослюд (20—30%).

По морфологическому типу выделяют каолиновые коры выветривания — площадные и линейные. Последние развиты в районе поселков Камень-Рыболов, Вознесенки, Реттиховки. Линейные коры приурочены к дайкам изверженных пород и к ослабленным тектоническим зонам. Нами наблюдались линейные коры выветривания, развитые в зонах смятия кварцевых диоритов на п-ове Трудном и других местах.

Следовательно, под корой выветривания существовал довольно расчлененный скрытый рельеф фундамента. Каолиновые коры выветривания сформировались в условиях теплого и влажного субтропического климата в тектонически спокойной обстановке.

Рассматривая историю формирования мелкосопочника Ханкайско-Уссурийской равнины, следует учитывать длительность образования кор выветривания, различную интенсивность и изменяющуюся глубину химического выветривания коренных пород фундамента. В надеждинское время (поздний олигоцен) в результате усиления тектонических движений и некоторого похолодания климата имело место оживление процессов эрозии и размыв кор выветривания. Возможно, в миоцене в условиях влажного и теплого климата происходило формирование каолиновой коры выветривания (выделяемой Н. А. Лебедевой, 1957), в настоящее время сохранившейся локально.

В конце неогенового и на протяжении четвертичного време-

ни в результате возросшей тектонической активности и похолодания климата, а в некоторые века — возрастания аридности климата и остепнения ландшафтов, происходил смыв кор выветривания и, в известной степени, препарирование «подкорového» рельефа. По данным В. В. Никольской (1952), лесостепной ландшафт Приханкайской равнины является унаследованным с начала плейстоцена.

Таким образом, рельеф Приханкайской впадины создан не только в результате дифференцированных тектонических движений, но и в результате климатических факторов. В частности, на формирование мелкосопочника оказало влияние изменение климатических условий от влажных субтропиков в сторону аридизации и некоторого остепнения ландшафтов.

У подножия мелкосопочника Ханкайско-Уссурийской равнины, а также на юге Приморья, в частности на п-ове Трудном, развиты пролювиально-делювиальные шлейфы, возраст которых предположительно считается позднеплейстоценовым — голоценовым. На основании анализа спорово-пыльцевых комплексов выявляется нарастание похолодания и континентальности климата со среднего плейстоцена. Максимум похолодания приходится на конец позднего плейстоцена. Так, в позднем плейстоцене среднегодовая температура была минус 5° , при средней температуре самого холодного месяца — минус 25° , а в раннем голоцене температурные условия были близки к позднеплейстоценовым (Караулова, Назаренко, 1972; Караулова, 1974). В условиях холодного климата, при разреженной растительности резко усилились процессы криогенеза (физического выветривания, морозобойного трещинообразования и т. д.), перемещения их продуктов со склонов под действием мерзлотного крипа, солифлюкций, мерзлотных оползней скольжения, плоскостного смыва, выноса временными потоками и накопления рыхлых образований у подножия возвышенностей. Эти процессы привели к формированию щебнистых глин и суглинков криогенно-пролювиально-делювиальных шлейфов.

М. Г. Органов (1962) приводит для территории севернее зал. Славянка следующий разрез образований шлейфов (сверху вниз):

- 1) почвенный слой — 0,15—0,20 м;
- 2) глина бурая с незначительной примесью щебня эффузивов — 4,0—6,0 м;
- 3) щебнистая глина темно-бурого цвета, количество щебня увеличивается с глубиной — более 2,0 м.

В пределах отрогов Восточно-Маньчжурской горной системы мощность щебнистых суглинков и супесей указанных шлейфов часто бывает более 10 м.

Автором наблюдались пролювиально-делювиальные шлейфы на п-ове Трудном: в падах Пологой, Прямой, Русской, Чепик, Мокрой, Куран, в районе оз. Соленого и других пунктах.

Поверхность шлейфов слабоволнистая с наклоном до 8° , прорезана долинами ключей и оврагами. В устьях последних отложены конусы выноса, поросшие растительностью. Проллювиально-делювиальные шлейфы сложены глинами, суглинками с дресвой и щебнем. Мощность отложений до 10 м (Органова, 1959, 1960). Юго-западнее оз. Соленого, по данным буровых скважин, разрез рыхлых отложений следующий (сверху вниз):

- 1) почвенный слой — 0,4 м;
- 2) суглинок тяжелый, темно-желтый, с небольшим содержанием щебня, иногда количество щебня возрастает до 30% — 3,0—6,6 м;
- 3) суглинок тот же, с содержанием щебня 40% и более — 2,6—6,0 м.

В начале современной эпохи климат в Приморье стал более теплым и влажным. Это способствовало усилению химического выветривания щебнистых накоплений на склонах возвышенностей и у их подножий.

Климатические условия оказывали и оказывают влияние на формирование аллювиальных отложений. В долинах крупных рек Западного Приморья аллювиальные осадки плейстоцена и высокой (до 2—3 м) поймы голоцена часто обладают двухслойным строением. Нижний слой (русовая фация аллювия) состоит из трубообломочных водосодержащих осадков, представленных в основном песками с примесью гальки, гравия, иногда валунов, галечниками, валуно-галечниками и реже супесями. Нижний слой перекрывается водоупорным глинистым или суглинистым верхним слоем аллювия (пойменная фация аллювия) мощностью от 1—2 до 10—14 м. По Е. В. Шанцеру (1950), обособление пойменной фации аллювия происходит в условиях снижения скорости течения в местах, где долина становится уже широкой и появляется настоящая пойма. Большая мощность осадков пойменной фации свидетельствует о высоких паводках (Шанцер, 1950; Короткий, 1970).

М. Г. Органов (1962) отмечал, что местами встречаются тонкие прослойки и небольшие линзы суглинков и глин. Их образование приурочено к глубоким плесам, заводям и протокам.

Современный аллювий низкой (до 1 м) поймы характеризуется недоразвитостью по сравнению с раннеголоценовым и плейстоценовым аллювием, выражающейся в отсутствии глинистого горизонта или в его малой мощности — менее 1 м.

Мощность аллювия в долине р. Б. Уссурки у с. Вострцево по всей ее ширине — 2,7 км, почти одинаковая, изменяется от 22 м по краям до 30 м в середине. Поперечное корытообразное сечение древней долины р. Б. Уссурки свидетельствует о длительности цикла боковой эрозии. Мощность аллювия р. Б. Уссурки около г. Дальнереченска — более 50 м, а р. Арсеньевки у г. Арсеньева — около 40 м (Органов, 1962). Мощность плейстоценового аллювия на водоразделе рек Уссури и Сунгач, юж-

нее г. Лесозаводска, составляет 100 м. Следует напомнить, что мощность аллювия для рек Русской равнины достигает 22 м.

Таким образом, крупным рекам Западного Приморья присуща избыточная аккумуляция аллювия, характеризующаяся нарушением нормальной схемы строения аллювия, когда пойменные фации перекрываются русловыми. Это приводит к тому, что с течением времени дно долины повышается. Заполнение речных долин Западного Приморья аллювием аномально большой мощности можно, по-видимому, объяснить общим нарастанием процесса похолодания климата с плейстоцена вплоть до голоцена и наличием отдельных пиков потепления. Похолодание климата, как указывалось выше, приводило к усилению процессов криогенеза. Соответственно возрастал объем обломочного материала, поступающего в реки. М. Шварцбах (1955) считал, что в эпохи похолодания в реки попадало больше обломочного материала, чем они могли унести. Кроме того, чередование веков похолодания и потепления климата в плейстоцене и голоцене в Приморье влияло и на количество выпадающих осадков и приводило к колебаниям режима рек. Все это происходило на фоне изменения базиса эрозии как за счет эвстатических колебаний уровня моря, так и тектонических движений.

В Южном Приморье долины крутых рек — переуглубленные (Органов, 1962). Автором при проведении исследований на п-ове Трудном отмечались переуглубленные долины, врезанные в верхнепалеозойские и неогеновые породы. Буровыми скважинами, расположенными поперек падей Русской, Чепик, Болотной и др., вскрываются переуглубленные речные долины, имеющие U-образное сечение, глубиной около 10 м. Эти переуглубленные долины заполнены голоценовым и, возможно, позднеплейстоценовым аллювием. Последний представлен супесями и суглинками с гравием, щебнем, песком, с приуроченными к ним золотоносными россыпями (Органова, 1959).

Направление переуглубленных речных долин совпадает с современной гидрографической сетью. Большое количество материала выносилось реками в море, чему способствовали значительные уклоны более древних рек и множество поступающего обломочного материала. Образование переуглубленных долин в результате энергичной глубинной эрозии рек связано с понижением базиса эрозии в раннем голоцене и позднем плейстоцене в результате понижения уровня Японского моря. Последнее подтверждается установлением трех разнуровенных древних береговых линий на шельфе Японского моря в районах зал. Восток, мыса Поворотного и др. В век резкого похолодания позднего плейстоцена, когда уровень Японского моря был значительно ниже современного, происходила выработка и углубление речных долин, а в века относительного потепления климата они заполнялись аллювием.

Возможно, чередование регрессий и трансгрессий Японского моря на юге Приморья связано с изменением климата. В известной степени с последним связывается и мощность водотоков. По-видимому, более полноводными древними водотоками и были выработаны широкие речные долины.

Автор наблюдала на п-ове Трудном и в других местах Южного Приморья ящикообразную форму долин, выработанную длительной боковой эрозией и энергичной аккумуляцией водных потоков, более мощных, чем современные.

На современные экзогенные рельефообразующие процессы оказывает сложное и многообразное влияние специфический муссонный климат. Для Приморского края характерны довольно суровая малоснежная зима с относительно повышенным приходом солнечной радиации, засушливая весна, теплое и влажное лето с выпадением большого количества осадков (часто в виде ливней), сухая и солнечная осень.

В пределах Ханкайско-Уссурийской равнины рельефообразующую роль играет ветровая эрозия, особенно в конце весны и, частично, осени. В это время скорость западного ветра достигает 24 м/с, температура повышается до $+30-38^{\circ}$, а относительная влажность воздуха падает до 5—10%. Это приводит к выдуванию и развеванию мелкозернистых почв на распаханных и слабозадернованных участках, эоловому перевеванию песков, слагающих береговые валы и дюны на побережье оз. Ханка, и т. д.

В Юго-Западном Приморье реки в истоках имеют уклон дна 100—400‰, в среднем течении — 20—40‰, который к устью уменьшается до 0,01‰. Таким образом, реки в верхнем и среднем течении являются горными, а в нижнем — равнинными. При выпадении интенсивных атмосферных осадков (3—20 мм/ч) в реках, особенно в низовьях, отмечается резкий подъем уровня.

Скорость течения воды во время больших паводков значительно увеличивается в реках Ханкайско-Уссурийской равнины, а при катастрофических наводнениях скорость возрастает в несколько раз. С увеличением скорости течения резко возрастает транспортирующая способность рек. А. И. Степановой (1971) подсчитано, что средняя высота слоя, смываемого с поверхности речного бассейна, составляет 0,018 мм в год. Это приведет к понижению поверхности бассейна в среднем на один метр через 555 тыс. лет. Вынос продуктов водной эрозии в оз. Ханка равен 23,5 т/км² в год.

Болота и заболоченные земли распространены на большей части Приханкайской равнины, где они занимают площадь около 10 тыс. км². Они развиты в долинах рек Уссури, Б. Уссурки и др. Болота располагаются в основном на первой озерной террасе высотой 0,5—3 м, на современной пойме и первой надпойменной террасе рек. На юге Приморья они развиты на

низкой морской аккумулятивной террасе высотой до 2—3 м (Органова, 1971).

Заболоченность здесь обусловлена следующими причинами: преобладанием водосборных площадей над территорией равнин как озерно-аллювиальных, так и прибрежно-морских; малыми уклонами дневной поверхности в сторону оз. Ханка или моря; залеганием с поверхности или близ нее слабопроницаемых грунтов с тяжелым механическим составом; близким залеганием к дневной поверхности грунтовых вод; неравномерным выпадением в году атмосферных осадков, в результате чего их максимум приходится на летние месяцы (июль — август). При наводнениях вода из рек поступает непосредственно на низкие озерные и морские террасы, которые полностью затапливаются (слой воды в несколько десятков сантиметров может сохраняться длительное время).

В условиях малоснежной и довольно суровой зимы наблюдаются глубокое промерзание грунтов и связанные с этим мерзлотные образования.

Таким образом, климатический фактор оказывает определяющее влияние на экзогенное рельефообразование в Приморье.

ЛИТЕРАТУРА

Берснев И. И. Рельеф и геологическое строение. — В кн.: Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 18, вып. 3. Л., Гидрометеиздат, 1972, с. 13—23.

Караулова Л. П., Назаренко Е. М. К характеристике климата Приморья в антропогене по данным спорово-пыльцевого анализа. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972, с. 388—392.

Караулова Л. П. Палинологическое обоснование стратиграфии плейстоценовых и голоценовых отложений Приморья. Автореф. канд. дис. М., 1974, 25 с.

Короткий А. М. Корреляция современного рельефа и осадков для целей палеогеоморфологии. Владивосток, 1970, 168 с.

Лебедева Н. А. Геоморфология, неоген-четвертичные отложения и неотектоника западной части Южного Приморья (Приханкайский район). — «Труды Комиссии по изучению четверт. периода», вып. 13. Изд-во АН СССР, 1957, с. 221—227.

Мигута А. К. Древняя кора выветривания гредоковских гранитов в Южном Приморье. — В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 333—339.

Никольская В. В. Некоторые данные по палеогеографии озера Ханка. — В кн.: Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР (Труды Ин-та географии АН СССР), т. 51. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 215—225.

Органов М. Г. Краткая инженерно-геологическая характеристика территории Приморского края. — В кн.: В помощь производству. Владивосток, 1962, № 2, с. 105—116 (Дальневосточный политехнический институт).

Органова Н. М. К тектонике и неотектонике полуострова Трудного (Приморский край). — «Сообщения ДВФ СО АН СССР», 1959, вып. 10, с. 225—229.

Органова Н. М. Сейсмическое микрорайонирование полуострова Трудного (Южное Приморье). — «Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР». М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 184—188.

Органова Н. М. Илестые голоценовые отложения низовьев реки Сучан и смежной территории и некоторые их особенности для целей мелиорации

(Южное Приморье). — «Материалы отчет. сессии Уч. совета по итогам науч. исслед. 1970 г. ДВНИИ гидротехники и мелиорации». Владивосток, 1971, с. 160—164.

Степанова А. И. Исследование условий формирования и режима стока наносов рек бассейна Тихого океана (в пределах советского Дальнего Востока). Автореф. канд. дис. Владивосток, 1971, 27 с.

Финько В. И., Коренбаум В. С., Колбин М. Ф. О древних корях выветривания Приморья. — В кн.: Региональное развитие кор выветривания в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 195—202.

Финько В. И., Коренбаум В. С., Тацилкин В. А. Первичные каолины Приморья. — В кн.: Каолины. М., «Наука», 1974, с. 20—29.

Щанцер Е. В. Основные закономерности образования и строения аллювия равнинных рек умеренного пояса и его положение среди других типов аллювиальных отложений. — «Труды Комиссии по изучению четверт. периода», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1950, с. 206—220.

Шварцбах М. Климаты прошлого. М., ИЛ, 1955, 284 с.

Шукин И. С. О недооценке климатического фактора в геоморфологии. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1974, № 3, с. 21—26.

ХАРАКТЕР СОВРЕМЕННЫХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ ПРИМОРЬЯ

Ю. К. Ивашинников, В. К. Мостовой, Л. Н. Полишук,
В. С. Рынков

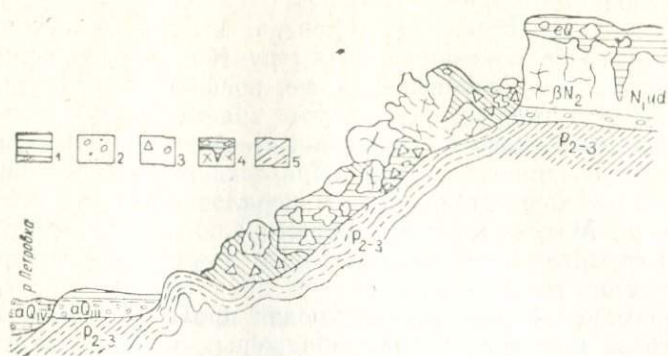
Главные черты рельефа Приморья сформировались в дочетвертичное время. Заложение депрессионных и орогенных морфоструктур произошло на мезозойской поверхности выравнивания, а их последующее развитие привело к образованию сопряженной системы разнообразных форм современного рельефа (Ивашинников, 1974).

Многообразие геолого-структурных, орографических и ландшафтно-климатических условий отражено в широком развитии комплекса рельефообразующих процессов. Из наиболее распространенных экзогенных явлений следует отметить физическое и химическое выветривание, эрозию, абразию морских и озерных берегов, денудацию склонов и т. п. Учитывая локальность прочих процессов, остановимся только на основных.

Процессы выветривания и корообразования создают условия для денудации. В. А. Тащилкин (1966) выделяет в Приморье несколько эпох корообразования (мезозойскую, миоценовую и нижнечетвертичную) и два типа кор выветривания — площадную и линейную. Площадные коры выветривания установлены на значительной части Ханкайского срединного массива, известны они и на водоразделах орогенных морфоструктур Сихотэ-Алиня. Самая древняя — мезозойская кора выветривания — развита на среднепалеозойских гранитных массивах Западного Приморья: гидрослюдистая — на выступах фундамента (мощностью до 50 м), и каолинитовая — на опущенных блоках в кайнозойских депрессиях Приханкайской равнины (мощностью до 100 м).

Миоценовая кора выветривания характерна для кайнозойских депрессий и развита на угленосных осадочных отложениях палеогенового возраста. Часть близповерхностных пластов бурого угля превращена в сажистую кашеобразную массу.

Нижнечетвертичная площадная кора выветривания развита на базальтах, которые в Приморье занимают четвертую часть площади края (см. рисунок).



Схематический разрез обвально-оползневых образований краевой части базальтового покрова у с. Речицы (долина р. Петровки). Составил В. С. Рынков. 1 — глины, суглинки; 2 — песок, гравий, галька; 3 — щебень, галька с суглинистым заполнителем; 4 — базальты с корой выветривания; 5 — алевролиты, аргиллиты

При выветривании базальты становятся вторично-пористыми, ноздреватыми, с пониженным объемным весом и прочностью. С увеличением степени выветрелости монолитные скальные породы постепенно превращаются в полускальные неморозостойкие с пониженным объемным весом и значительно повышенным водопоглощением. Наиболее характерные физические свойства базальтов приведены в таблице.

Физические свойства базальтов Южного Приморья

Базальты и андезитобазальты	Пористость, %	Удельный вес, т/м ³	Объемный вес, т/м ³	Водопоглощение	Предел прочности на сжатие, кг/см ²	Морозостойкость
Плотные	2,2	2,82	2,76	0,7	1210	При 25 циклах не разрушались
	5,7	2,82	2,66	1,3	710	
	6,0	2,87	2,69	1,0	1043	
	9,8	2,87	2,59	2,2	957	
Пористые (из коры выветривания)	25,4	2,85	2,12	7,4	203	Разрушился при 8 циклах
	29,6	2,84	2,01	6,1	120	Разрушился при 25 циклах
	30,7	2,87	1,99	10,1	137	Разрушился при 15 циклах
	34,6	2,84	1,86	12,5	109	Неморозостойкий

Значительно распространены и линейные коры выветривания. Они чаще всего развиваются на породах дайковой серии, в зонах интрузивных контактов, тектонических нарушений,

при чередовании пород, в различной степени устойчивых к процессам выветривания. Степень выветривания зависит в основном от состава пород и их структуры. Наиболее подвержены разрушению крупнозернистые, порфировидные образования, в составе которых содержится значительное количество легко выветриваемого плагиоклаза. Наименее подвержены выветриванию осадочные породы, образовавшиеся за счет переотложения наиболее устойчивых минералов из древних кор выветривания. Максимальные мощности элювия (10—30 м) развиты на гранитах, меньшие (5—10 м) — типичны для порфиритов, диоритов, габброидов.

В Приморье формирование элювия происходит не только тогда, когда коренные породы обнажены на поверхности, но и в условиях, когда они перекрыты маломощным чехлом рыхлых образований. Весьма благоприятными для развития «закрытых» элювиальных толщ являются горные долины с грубым составом аллювиальных отложений незначительной мощности, перекрывающих породы фундамента. Вероятно, это связано со свободным подтоком грунтовых вод к разрушающимся породам. По-видимому, так можно объяснить значительные (до 10—20 м) мощности элювия, вскрытые в бухтах под морскими и аллювиальными отложениями, а также в днищах речных долин Илистой, Раздольной и др.

Азональные процессы представлены карстом. Карст, как и карстующиеся породы, имеет в Приморском крае ограниченное распространение. Он приурочен в основном к карбон-пермским рифогенным известнякам в районах рек Артемовки, Партизанской, в Ольгинском и других районах. Известен карст и в районах распространения кембрийских известняков Ханкайского массива (район г. Спасска-Дальнего) и триасовых известняков в бассейне р. Рудной.

На Приханкайской равнине этот процесс преимущественно скрыт, так как карстующиеся породы в значительной мере перекрыты рыхлыми отложениями. На поверхности фиксируются лишь карстовые воронки, реже провалы. Карстовые полости вскрываются при проведении горных работ и бурении скважин. Так, близ г. Спасска карьером была вскрыта весьма протяженная пещера, до сих пор почти не изученная. Она находится ниже уровня грунтовых вод и ниже аллювиального ложа р. Кулешовки. Второй пример: при проходке штольни в бассейне р. Б. Кабарги (Лесозаводский район) в мраморизированных известняках вскрыта полость объемом около 1000 м³.

В Западно-Приморской, Арсеньевской и Южно-Приморской зонах встречается поребенный карст в кембрийских известняках и открытый — в пермских известняках (Рынков, 1971).

В южной части Сихотэ-Алиня развит чаще всего открытый карст в рифогенных известняках. Здесь же известны и самые крупные пещеры: Мокрушинская, Комсомольская и др.

Склоновые процессы. Среди них заметную роль играют правитационные перемещения. Они типичны для краевых частей базальтовых плато, но известны также на склонах, сложенных эффузивными и метаморфическими породами. Непосредственной причиной следует считать летние осадки, вызывающие перемещение продуктов физического и химического выветривания горных пород.

Осыпи и щебнисто-древянные потоки распространены в горной части территории Приморского края. Крутизна их близка или равна углу естественного откоса. Значительная часть незакрепленных осыпей в настоящее время находится в состоянии медленного движения. Их активизация происходит в период ливневых дождей.

Оползневые процессы развиты и изучены в основном на базальтах и андезито-базальтах. Они приурочены к краевым частям плато, где базальты залегают на глинистых образованиях палеоген-неогенового возраста и расчленены речной сетью на полную мощность со вскрытием глинистых отложений (Ивашинников, Никольская, 1973).

Значительным распространением пользуются также оползни-оплывины, формирующиеся за счет смещения склоновых образований в период прохождения тайфунов.

На юге Приморского края известны оползневые склоны, которые достигают в длину 5—10 км, а в ширину до 4 км, а отдельные блоки простираются на 100—500 м при ширине 50—200 м. По вертикали амплитуда смещения часто превышает 100 м. Область отрыва обычно представляет собой обнаженную вертикальную базальтовую стену высотой 10—100 м, иногда больше. Сползший материал, сцементированный суглинками, представлен щебнем и глыбами базальта и андезито-базальта размером от 15—20 см до нескольких метров.

Оползни распознаются по характерной ступенчатой форме склонов и выходу постоянно действующих родников в основании ступеней. В ряде случаев оползневые тела, опустившиеся в долины, подпруживают водотоки, что приводит к образованию озер (например, Большое Царское озеро в Тернейском районе) или фильтрующих плотин (очень частые явления в верховьях ручьев, стекающих с высоких гор). Подобное можно наблюдать и на кислых эффузивах в пределах восточного вулканогенного пояса. Оползание склоновых образований на средних и кислых эффузивах — явление очень частое. Так, осенью 1962 г. после тайфуна, сопровождавшегося сильным ливнем, в Тернейском районе по залесенным и задернованным склонам гор в бассейнах рек Таежной, Кемы, Серебрянки произошли оползни значительных масштабов. На правом берегу р. Таежной один из них на склоне юго-восточной экспозиции имел длину 400 м при ширине 100 м. Склоновые образования, объемом около 100 тыс. м³, сместившиеся в долину р. Таежной, изменили ее русло.

Особое место занимают мелкие оползневые явления, возникающие при подмыве берегов оз. Ханка, сложенных песчано-гравийными и глинисто-диатомитовыми отложениями неогенового возраста (например, между селами Камень-Рыболов и Троицкое). Известны оползни и в карьерах при открытой добыче угля. Так, в 1969 г. в Реттиховском угольном разрезе произошло обрушение борта карьера после продолжительного дождя (более суток). По размягченному слою туфогенных алевролитов в течение 5 мин. переместилось 5 млн. м³ породы.

Эрозионные процессы относятся к числу наиболее распространенных в Приморском крае, но их роль в рельефообразовании изучена еще недостаточно. Можно выделить несколько видов эрозии. Речная эрозия наиболее активно протекает в периоды паводков, число которых достигает 3—4 в год. Самый разрушительный из них — летне-осенний. На равнинных реках боковой эрозии, как правило, подвергаются берега, не закрепленные растительностью. Особенно активно размываются уступы высокой поймы и надпойменных террас, сложенных песками. За один паводок иногда срезаются площадки террас шириной до 10 м.

Большой вред земельному фонду приносит эрозия почв (водная и ветровая). Обильные ливневые дожди, иногда продолжающиеся сутками, способствуют интенсивному плоскостному сносу мелких частиц грунта. Перемещение поверхностного слоя почвы сопровождается интенсивным вымыванием гумусовых кислот и растворимых солей. Дефляция чаще всего имеет развитие в весенне-летний период.

Наиболее часто выдувание частиц пыли и мелкого песка наблюдается при скорости ветра более 20 м/с. Дефляция характерна для морского побережья, некоторых участков Западно-Приморской равнины и аккумулятивных берегов оз. Ханка. Интенсивность ветровой эрозии очень велика. За одну бурю сносится несколько сантиметров почвы. Особенно сильной дефляции подвержены супесчаные почвы долин крупных рек и прибрежных морских равнин.

На поверхности четвертичных речных и озерных террас, приморских равнин, реже на склонах гор и возвышенностей, широко развито **оврагообразование**. Во всех случаях, когда уничтожается сплошной лесной или дерновый покров, на поверхностях, сложенных глинистыми, суглинистыми, супесчаными, песчаными отложениями, возможен рост оврагов. Они формируются под действием временных водотоков, особенно интенсивных в период ливневых осадков. Интенсификации процессов оврагообразования способствуют распашка пологих склонов, сооружение глубоких кюветов, канав, трелевка леса вниз по склону, интенсивный выпас скота, прокладка временных дорог и т. д. Глубина оврагов достигает 4—5 м, а иногда 10—15, ширина по верху — до 40—50 м, длина — до 2—3 км.

Наиболее густая овражная сеть наблюдается в предгорьях на педиментах, делювиальных шлейфах и на поверхности плиоценовой террасы, где овраги нередко расположены через 0,2—0,5 км.

Процессы заболачивания и переувлажнения почво-грунтов распространены очень широко. Только в пределах Приханкайской низменности болота занимают около 10 тыс. км². Болота и переувлажненные участки известны по долинам рек, на базальтовых плато, на аккумулятивных участках морского побережья. Питание их чаще всего смешанное.

Болота на базальтовых плато относятся к верховому типу. Их развитие обусловлено малыми уклонами поверхности плато и развитием водоупорного горизонта — площадной глинистой коры выветривания.

Несколько другая картина характерна для Приханкайской низменности. Здесь широко развиты локальные артезианские бассейны в кайнозойских депрессиях, где разгрузка подземных вод осуществляется перетеканием снизу вверх через водоупорный глинистый покров, а уровни вскрытых напорных вод устанавливаются, как правило, у поверхности на отметках, близких к уровню оз. Ханка.

Для болот всех типов характерно значительное накопление органической массы. Так, в кайнозойских депрессиях развиты торфяники мощностью до 3 м. Заболачивание и переувлажнение огромных территорий сдерживает их хозяйственное освоение и требует проведения комплекса дорогостоящих осушительных работ. В настоящее время в Приморье широким фронтом ведутся осушительные работы в целях увеличения земельного фонда сельского хозяйства. Осушению подвергаются не только заболоченные участки, но и переувлажненные луга и сенокосные угодья.

Абразия. Приморский край имеет протяженную береговую полосу. Ветры восточного, юго-восточного и южного направления создают волнение с большим запасом энергии, расходуемой на перемещение наносов, переработку пляжей и абразию берегов. Абразионные берега прослеживаются вдоль всего побережья, и только на самом юго-западе развиты низменные аккумулятивные берега с песчаными пляжами, лагунами и солеными озерами.

Позднеголоценовая регрессия моря несколько ослабила процесс абразии, о чем свидетельствует заметная выветрелость и задернованность отмерших клифов. Интенсивной абразии сейчас подвергаются в основном мысы и выпуклые участки побережья. Ширина разрушенных морем участков скальных пород на современном берегу колеблется от нескольких метров до нескольких километров, что зависит от устойчивости пород к разрушению и экспозиции берега по отношению к преобладающему направлению волн.

На участках побережья с дефицитом наносов волны могут совершать большие разрушения. Так, на мысе Шефнера (бух. Находка) в результате морской абразии произошел обвал крупного блока диоритов. На некоторых участках побережья Амурского залива и прол. Босфор-Восточный морская абразия угрожает железнодорожному полотну, причальным сооружениям, складам и т. д. Практика показала нецелесообразность вывоза с пляжей абразионных берегов гравийно-галечного и песчаного материала во избежание создания искусственного дефицита наносов, так как море незамедлительно реагирует на это усилением абразии.

Итак, гумидный климат Приморья предопределяет и контролирует активность эрозии (боковой на равнинах, глубинной в пределах Сихотэ-Алиня), склоновых процессов в горных районах, аккумуляцию и заболачивание в депрессиях и др. Интенсивность одних процессов и пассивность других, зависящих от орографии, тектонического режима геоструктуры и литологии субстрата при ведущей роли ландшафтно-климатических факторов и характера их корректирования хозяйственной деятельностью человека, приводят к формированию разнообразных типов морфоскульптуры.

Проведенный нами обзор развития современных рельефообразующих процессов свидетельствует о том, что равновесие системы «денудация — аккумуляция» зависит от тектонического режима территории. Равновесие экзогенных процессов устанавливается в условиях тектонического покоя, т. е. на поверхностях выравнивания, например в пределах Ханкайско-Раздольненского водораздела. На значительной части Приморского края, в связи с унаследованностью движений положительного знака, аккумуляция подавлена. Здесь преобладают процессы комплексной денудации, различное перемещение литомасс на горных склонах и транзит вещества в бассейны современного осадконакопления.

В пределах равнин кайнозойских депрессий среди экзогенных процессов преобладает аккумуляция в связи с нисходящими движениями фундамента.

На освоенных территориях велика роль антропогенного фактора. Всевозрастающее его значение в системе экзогенных рельефообразующих процессов дает нам основание сделать вывод об интенсивном развитии рельефа нового типа — антропогенной морфоскульптуры.

ЛИТЕРАТУРА

Ивашников Ю. К., Никольская В. В. Об отражении хозяйственной деятельности в развитии Приханкайской и прилегающих к ней равнин. — В кн.: Природа и человек. Владивосток, 1973, с. 158—167.

Ивашников Ю. К. Развитие сети речных долин Западного Приморья в кайнозое. — «Геоморфология», 1974, № 3, с. 58—63.

Рышков В. С. Инженерно-геологическое районирование территории Приморского края. — В кн.: Вопросы регионального инженерно-геологического изучения территории СССР. М., Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1971, с. 16—28.

Тащилкин В. А. Коры выветривания Приморья. — «Информ. сборник Приморского геологуправления». Владивосток, 1966, № 6, с. 72—76.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАК РЕСУРС СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА АМУРСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ

Г. А. Малютенко

Под геоморфологическим комплексом понимается *система форм земной поверхности, объединенная площадью, происхождением и основными факторами современного развития, характеризующаяся единым возрастом, ритмом развития и будущим потенциальным сроком естественного и искусственного существования.*

Такое развернутое определение понятия «геоморфологический комплекс» потребовалось в связи с попыткой отыскать и мобилизовать новые природные ресурсы сельскохозяйственного производства Амурской области.

В процессе исследования выяснилось, что для решения этой задачи единственно правильным подходом явилось рассмотрение рельефа не только как условия развития, но, в первую очередь, как ресурса, который можно мобилизовать, расходовать и восполнять агротехническими и мелиоративными приемами.

Для южной лесостепной части Амурской области выделяют 13 геоморфологических комплексов — ресурсов сельского хозяйства (табл. 1), из которых главными расходуемыми и восполняемыми на уровне современной агротехники и мелиорации являются объемные поверхности двух уровней надпойменных аллювиальных равнин, находящихся под пашнями и лугами (четыре геокомплекса). С дальнейшим ростом агротехники и мелиорации будет расширяться значение этих геоморфологических комплексов как ресурса.

Не полностью используются (как сельхозресурс) подводные геоморфологические комплексы крупных и малых водотоков (два геокомплекса) и развивающиеся над ними в зимнее время ледовые равнины, а также равнины двух уровней пойм и подводный рельеф озер-стариц (три геокомплекса). Надо полагать, что использование и восполнение ресурсов этих пяти геоморфологических комплексов будет постепенно подниматься на более высокий мелиоративный уровень в процессе заполнения Зейского водохранилища.

**Группировка геоморфологических комплексов
по их физико-географическому состоянию и значению
для сельского хозяйства**

Индексы групп	Основная физико-географическая сущность и сельскохозяйственное значение	Количество геокомплексов	Процент от общей площади лесостепи*
А	Территория (постоянно). Основной фонд. Недоиспользованные ресурсы	5	52
Б	Акватория (до 170 дней в году — ледовая территория). Водное и транспортное обеспечение	5	5
В	Территория (от 300 дней в году и выше) — акватория (до 70 дней в году). Вспомогательный фонд	3	39

* В табл. 1 и 2 не включены 4% площади, находящейся под лесом и населенными пунктами.

Еще практически не использованы (как сельхозресурс) геоморфологические комплексы, расположенные на целинных склонах. Они не требуют предварительных мер по улучшению их качества, но нуждаются в осторожном отношении при эксплуатации, так как в случае неправильного подхода могут обратиться в очаги эрозии (два геокомплекса). Не используемый еще и нуждающийся в предварительных мелиоративных мероприятиях ресурс сельского хозяйства представляют переувлажненные фитогенные равнины западин на поверхности высоких надпойменных равнин, охватывающие значительные площади на севере лесостепи.

Для каждого из выделенных геоморфологических комплексов характерна определенная группа факторов, среди которых можно выбрать один или несколько, направляющих развитие, влияющих на его геометрию и изменение пространственного распространения.

Особое значение как ресурс, или точнее, как резерв площади для сельского хозяйства, имеет антропогенный рельеф отвалов угольных месторождений, разрабатываемых механизмами открытым способом. Такой рельеф, прежде чем стать ресурсом сельхозпроизводства, должен быть рекультивирован и превращен в равнину. Это необходимо потому, что в муссонном климате до рекультивации крутизна склонов не создает условий для развития почвы, а приводит к их эрозии.

Антропогенная денудация на распаханых волнистых равнинах, по данным наших повторных наблюдений, составляет от 1 мм до 5 см в год, а на отвалах — на порядок выше. Напомним, что для четвертичного периода средняя величина

естественной денудации принимается не более 1 мм в год.

Антропогенная денудация (табл. 2), за редким исключением (создание отвалов), подчиняется тем же закономерностям, что и естественная, хотя проявляется интенсивнее. В связи с этим при планировании сельскохозяйственного производства предлагаем учитывать тенденции ведущих естественных про-

Таблица 2

Категории вмешательства человека в рельеф амурской лесостепи

№ категории	Характер вмешательства	Количество геокомплексов	Процент от общей площади лесостепи
I	Влияние человека через общее изменение химического и физического режима, вносимого в природную среду	8	45
II	Создание открытых культурных биокомпонентов на месте естественных. Развитие эрозии и дефляции	2	46
IIa	Создание открытых культурных биокомпонентов на месте лесов. Развитие эрозии и дефляции	1	4
III	Создание нового рельефа с уничтожением биокомпонента	2	1

цессов развития его природных ресурсов и, в первую очередь, геоморфологических комплексов, которые еще не полностью используются.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДОЧЕТВЕРТИЧНОГО РЕЛЬЕФА ПРИХАНКАЙСКОЙ РАВНИНЫ

Ю. К. Ивашинников

Приханкайская равнина входит в зону активного взаимодействия экзогенных и эндогенных рельефообразующих факторов в условиях муссонного климата умеренных широт. Поверхность равнины сохранила реликты дочетвертичного рельефа с древними корами выветривания, что придает ей специфические черты. Чтобы понять особенности строения рельефа равнины, необходимо изучить историю его развития и определить характер взаимодействия экзогенных и эндогенных факторов на фоне смены палеоклиматов. Этому были посвящены наши палеогеоморфологические исследования, результаты которых излагаются в настоящей статье.

Приханкайская равнина расположена в юго-восточной части бассейна Амура на восточной окраине Дунбейской платформы (Гарецкий, 1972). В пределах СССР находится около 70% площади равнины. Ее западная и северная части простираются на территорию КНР, центр равнины занимает крупный пресноводный водоем — оз. Ханка. Включая акваторию озера (4070 кв. км), общая площадь Приханкайской равнины составляет около 20 тыс. км². Аккумулятивная изменчивость вокруг Ханки до горизонтали 100 м имеет площадь около 10 тыс. км².

Приханкайская равнина представляет собой крупную межгорную многомульдовую депрессию между Сихотэ-Алиинской и Восточно-Маньчжурской горными странами. Уклоны ее поверхности направлены к центру, т. е. к оз. Ханка. К северу равнина полого наклонена в сторону долины р. Уссури. Эта экспозиционная ее особенность унаследована со времени заложения Ханкайской депрессии (Ивашинников, 1973).

Наибольшая ширина Приханкайской равнины по линии Турьин Рог — Шамаковка составляет 150 км, а ее протяженность от устья р. Абрамовки до устья р. Сунгач около 175 км. Северной частью Приханкайская равнина соединяется через Нонни-Сунгарийскую степь с Зейско-Бурейской равниной, а через систе-

му лесостепных межгорных равнин Северо-Восточного Китая переходит в сухие континентальные степи Восточной Монголии и Южного Забайкалья (Ярошенко, 1958).

Восточный природный рубеж равнины проходит вдоль подножия западных склонов хр. Синего — передового отрога системы Сихотэ-Алинь, далее он простирается вдоль левого борта долины р. Уссури до устья р. Сунгач. На севере рубеж нами принят условно по государственной границе СССР — КНР. Западный естественный рубеж проходит по подножию отрогов восточного склона хр. Пограничного. На юге границу Приханкайской равнины проводим по дочетвертичному водоразделу, существовавшему до перестройки плана гидросети: через Сергеевский, Хорольский и Вознесенский мелкосопочные массивы, т. е. по природному рубежу, представленному выступами палеозойского фундамента, а не по современному водоразделу бассейнов оз. Ханка и р. Раздольной (впадающей в Амурский залив Японского моря), как это принято в настоящее время (Ивашиников, 1974). Значительная часть бассейна р. Илстой, впадающей в Ханку с юга, относится к северной окраине Раздольненской равнины. Это сочетается и с палеогеоморфологическими данными: до перестройки гидросети бассейн р. Илстой (реки Абрамовка, Осиновка, Снегуровка) являлся частью бассейна р. пра-Раздольной.

В рельефе исследуемого региона отчетливо выражено четыре основных геоморфологических уровня: 1) подводная абразионно-аккумулятивная равнина дна оз. Ханка; 2) аккумулятивная равнина озерных террас, включая и низовья речных долин; 3) высокая равнина, объединяющая плиоценовую террасу, останцово-педиментные возвышенности (педипплен), мелкосопочные массивы, наклонные предгорные пьедесталы и рассекающие их речные долины и 4) низкогорье, окружающее равнину с запада и востока.

На долю подводной абразионно-аккумулятивной равнины приходится около 15% площади рассматриваемой территории. Прибрежная часть подводной равнины наклонная, слабоогнутая, наподобие края блюда. Так, в пределах глубины 0—1 м вдоль низменных аккумулятивных берегов уклон отмели близок к 0,001, а вдоль крутых абразионно-денудационных берегов западного побережья он колеблется в пределах 0,01—0,02. Однако с глубины 3 м уклон в обоих случаях резко уменьшается и составляет 0,005—0,0005. На глубине 4 м значительная часть подводной равнины представляет собой ровную, почти горизонтальную поверхность с очень мелкими рифелями и весьма пологим понижением к северной части акватории. Равнина сложена преимущественно мелкозернистым песком. Вблизи берегов преобладают пески с гравием, гранитной дресвой и галькой. С удалением от берегов наблюдается постепенная смена песков алевритами, но закономерность эта не выдерживается.

Исходя из морфологических особенностей строения берегов Ханки, ее побережье можно разделить на четыре района: а) Северо-Ханкайский — в пределах КНР; б) Западно-Ханкайский — к югу от Турьего Рога до с. Астраханки, включая дельты рек Большие и Малые Усачи, Комиссаровки, Грязнухи и др.; в) Южно-Ханкайский — от Астраханки до устья р. Илистой; г) Восточно-Ханкайский — от устья р. Илистой до истока р. Сунгач, включая устье р. Спасовки.

Наибольшей сложностью строения отличается Западно-Ханкайский район, наименьшей — Восточно-Ханкайский. Знак и характер современных вертикальных движений разных районов неодинаковы. Так, Западно-Ханкайский район побережья, подверженный в основном абразии, находится в условиях тектонического покоя, а Восточно-Ханкайский, вытянутый вдоль оси современного прогиба, является районом наибольшей скорости современного осадконакопления (до 1 мм в год).

В зависимости от характера берегоформирующих экзогенных процессов нами проведена классификация берегов (см. таблицу).

Типы берегов оз. Ханка

Типы берегов	Подтипы берегов	Район преимущественного распространения
Абразийные	Абразийно-денудационные (коренные) Абразийно-аккумулятивные высокие, преимущественно с развитием оползней и обвалов Абразийно-аккумулятивные низкие с активным клифом	Села Новокачалинск, Платоно-Александровское, мыс Астраханка, сопка Лузановая и др. Мыс Белоглиняный, побережье Платоновского залива, Камень-Рыболов и др. Берега Платоновского залива
Аккумулятивные	Аккумулятивные низкие выровненные Аккумулятивные дельтовые Аккумулятивные фитогенные	Восточно-Ханкайский район Южно-Ханкайский район С. Новониколаевка, дельты рек, заливы, лагуны

Общий характер рельефа и береговой линии оз. Ханка свидетельствует о том, что Приханкайская равнина в условиях гумидного климата испытывает в целом тенденцию к медленному прогибанию вдоль осевой линии, совпадающей с простираанием долин рек Илистой и Сунгач.

Озерно-аккумулятивная равнина представлена пляжем, поймой озера, озерными и аллювиально-озерными террасами, дельтами и речными долинами (рис. 1). Первая, вторая и третья

аккумулятивные террасы оз. Ханка широко распространены в Восточно-Ханкайском и Южно-Ханкайском районах. Гипсометрический диапазон их развития колеблется от 71 до 110 м, т. е. от 2 до 40 м относительно уровня озера. Характеристика ханкайских террас изложена в опубликованных работах (Берсенева, 1969; Ганешин, 1957; Лебедева, 1957; Никольская, 1952).

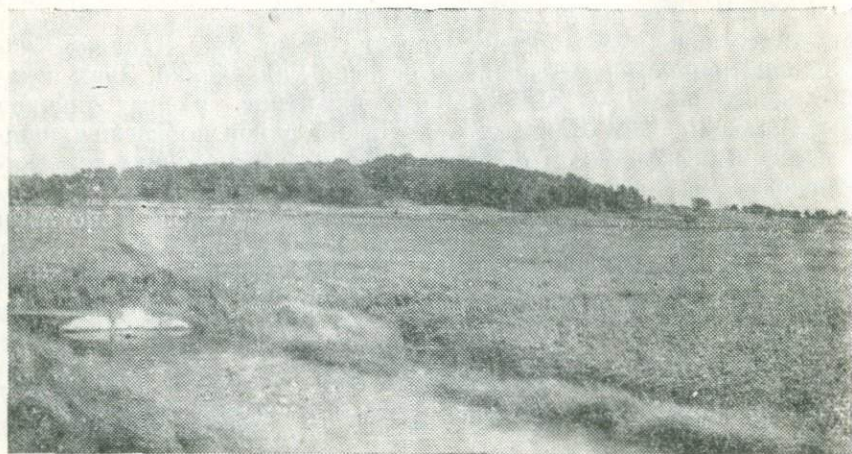


Рис. 1. Низменный прибрежно-озерный ландшафт рисовых полей. На заднем плане «отмершая» дюна на западном побережье оз. Ханка

Высокий уровень аккумулятивной равнины представлен четвертой террасой плиоценового возраста и почти повсеместно окаймляет низменную часть Приханкайской равнины, сливаясь с перекрывающими ее делювиальными шлейфами останцово-педиментного предгорья. Абсолютная высота террасы обычно 100—150 м, но в местах, где отмечаются восходящие новейшие движения, она приподнята до 200—280 м, например вдоль подножия Синего хребта. Плиоценовая терраса наложена на миоценовую озерную террасу и в плане часто ее повторяет.

Между отдельными мелкосопочными массивами распространены денудационные равнины, сформированные за счет слияния придолинных и седловинных педиментов, часто не отличимые от сопряженной с ними плиоценовой террасы. Примером подобного педишлена является район с. Прилуки в верховье р. Абрамовки с абсолютной высотой водораздела 150—200 м.

Мелкосопочный рельеф развит в пределах Хорольского и Сергеевского массивов. Это почти однообразные по характеру поверхности возвышенности с абсолютной высотой водоразделов 200—300 м и останцовые гряды со слившимися делювиальными шлейфами и широкими придолинными педиментами. Характерной чертой мелкосопочника является различная крутиз-

на верхней и нижней частях склонов, подмеченная еще ранее В. В. Никольской (1952) и Г. С. Ганешиным (1957). Вблизи вершины склон значительно круче ($15-20^\circ$), чем у подножия ($5-8^\circ$). Вогнутость профиля вызвана формированием у подножия мелкосопочника делювиальных шлейфов.

Горное обрамление Приханкайской равнины представлено расчлененным низкогорьем. Его абсолютные высоты редко превышают 700 м, а относительные — 200—250 м. Характеристика горного обрамления подробно изложена в работе Г. С. Ганешина (1957).

Неоднородность рельефа отразилась на других компонентах геосистемы и обусловила богатое разнообразие естественных ландшафтов Приханкайской равнины. По данным Б. П. Колесникова (1963), здесь проходят границы трех геоботанических округов: Амуро-Уссурийского (травяных хвойно-широколиственных лесов), Маньчжуро-Южно-Приморского (лиановых хвойно-широколиственных лесов) и Раздольненско-Ханкайского лесостепного. На равнине широко распространены мезо-ксерофильные и ксерофильные остепненные дубовые и черноберезово-дубовые леса с вкраплениями рощ из сосны могильной (села Камень-Рыболов, Ново-Русановка и др.), остепненные порослевые древесно-кустарниковые заросли, остепненные луга и фрагменты луговых и горных степей, а также осоковые низинные болота. Низкий уровень равнины покрыт мезофильными лугами и болотами (Куренцова, 1962). В целом рассматриваемая территория относится к лесостепной зоне в ее восточном океаническом варианте (Никольская, 1969).

Естественные лесостепные и лугово-степные ландшафты Приханкайской равнины в настоящее время в сильной степени преобразованы в результате хозяйственной деятельности человека, и большая часть площади занята различными сельскохозяйственными угодьями: рисовыми полями, пашнями, сенокосами, выгонами и т. п. Основную часть Приханкайской равнины занимают безлесные распаханное пространства, прежде покрытые луговой и лугово-степной растительностью (Ивашинников, Никольская, 1973).

На Приханкайской равнине нами выделено шесть природно-территориальных комплексов (ПТК).

I — прибрежно-озерно-субаквальный на песчаном субстрате, с широким развитием травяной растительности и водолюбивых эндемиков.

Следы вмешательства человека в природу выражаются в виде рыбного и охотничьего промыслов.

II — низменный прибрежно-озерный и заболоченный, с мокрыми осоково-вейниковыми лугами и травяными болотами на гидроморфных перегнойно-глеевых и торфянисто-глеевых почвах, в начальной стадии освоения.

Распространение — восточное, южное и частично западное

побережье оз. Ханка, дельты рек Илистой, Мельгуновки, Комиссаровки, Усачи.

III — аккумулятивно-озерный со следами расчленения, периодически переувлажненный, с луговой и лугово-степной растительностью на полугидроморфных луговых травянисто-глеевых почвах, интенсивно измененный хозяйственной деятельностью человека.

Распространение — вторая и третья террасы оз. Ханка и речные долины.

IV — высокоравнинный увалисто-аккумулятивный, слабо расчлененный и умеренно увлажненный на плиоценовой террасе и педиментах со степной злаково-арундинелловой растительностью на мощных автоморфных и полугидроморфных луговых почвах, значительно измененный под влиянием антропогенного фактора (рис. 2).



Рис. 2. Равнинный ландшафт плиоценовой террасы Турьерогской депрессии

V — высокоравнинный холмисто-увалистый на денудационных равнинах и делювиальных шлейфах предгорий, расчлененный оврагами и балками, остепленный, с дубняково-черноберезовыми и кустарниковыми порослями на хорошо дренированных бурых оподзоленных почвах.

Комплекс значительно изменен хозяйственной деятельностью человека.

VI — предгорно-грядово-холмистый на мелкосопочных возвышенностях, расчлененный оврагами, балками и суходолами с дубняками и редколесьем на литоморфных бурых лесных почвах.

Комплекс имеет следы влияния антропогенного фактора.

Некоторые особенности геоморфологического развития в палеозое и мезозое

Развитие дочетвертичного рельефа Приханкайской равнины не ограничивается мезо-кайнозоем. В настоящее время имеется достаточно данных, свидетельствующих о более длительной и сложной эволюции древнего рельефа, связанной с геологическим развитием Ханкайского срединного массива.

В развитии рельефа Западного Приморья отмечаются этапы разных порядков — от значительных (этап формирования базисной поверхности выравнивания) до сравнительно кратковременных (например, эпохи придепресссионного выравнивания горного обрамления владыны). Первые мы называем региональными, так как они охватывали значительную территорию (например, весь Ханкайский массив), вторые — локальными.

В древнейший этап (конец протерозоя — начало палеозоя) произошло образование первичной морфоструктуры Ханкайского массива в виде ядра роста с первично-тектоническим рельефом; во второй — древний этап (средний палеозой) сформировались морфоструктуры второго порядка — хребты и долины, например, в пределах Вознесенского антиклинория и Черниговского синклинория и др. В результате денудации на их месте возник первичный пенеплен. В третий — новый этап (поздняя пермь — поздняя юра) в связи с позднепермской тектонической активизацией произошло расчленение первичного пенеплена, а последующая планация палеорельефа привела к формированию домеловой поверхности выравнивания. В формировании домелового рельефа Западного Приморья решающее значение имело то, что в процессе его развития величина поднятия полностью не компенсировалась денудацией. При взаимодействии эндогенных и экзогенных факторов сохранился остаточный эффект поднятия, являющийся причиной глубокого денудационного среза и всех вытекающих отсюда последствий — высокого гипсометрического положения Ханкайского массива, преобладания денудационного рельефа над аккумулятивным и развития поверхностей выравнивания.

Заложение основ современного рельефа Приханкайской равнины произошло в мелу на домеловой базисной поверхности выравнивания, а дальнейшее развитие — в кайнозое.

Если принять во внимание скорость денудации материков по Г. В. Лопатину (1957) (снижение рельефа Азии на 1 м происходило за 7200 лет, всей Земли — за 11 100 лет), то за платформенный этап развития Ханкайского срединного массива (со среднего палеозоя) мощность земной коры в его пределах сократилась почти на 10 км. Конечно, мы не допускаем существования рельефа со значительными высотами (они, по-видимому, никогда не превышали 2—3 км), но следует учитывать, что денудация и выравнивание происходили на общем фоне «под-

новения» рельефа при проявлении непрекращавшегося воздействия эндогенных процессов, связанных с развитием земной коры.

Мощность мезозойских отложений, коррелятных домеловому пенеplenу, в сопредельных областях осадконакопления составляет: в Арсеньевской впадине около 13 км, в Нижнебикинской 6,8 км, в Комаровской около 5 км. В этих депрессиях в мезозое существовали мелководные морские заливы, вокруг которых формировались прибрежно-морские равнины.

Сопоставление карты гравитационных аномалий Приморья, сейсмологических разрезов земной коры с гипсометрической картой свидетельствует о тесной связи новейших морфоструктур с различными геофизическими аномалиями земной коры. Из их данных следует, что мощность земной коры Приморья максимальна под Сихотэ-Алинским синклиналием, т. е. под горными сооружениями с наиболее высокими вершинами (около 1000—2000 м), где она достигает 35—40 км и превышает таковую под Приханкайской равниной на 5 км. По аналогии с подобными регионами СССР можно предполагать, что мощность земной коры под Ханкайским массивом в конце геантиклинальной стадии его развития могла достигать 45 км.

Следовательно, формирование регионального домелового пенеplена происходило на фоне уменьшения мощности земной коры в связи с денудацией и выравниванием Ханкайского орогена.

Палеомагнитные исследования А. Я. Власова и А. В. Поповой (1964), позволившие им сделать вывод о том, что Приморье в раннем мезозое располагалось в умеренно-субтропической зоне, дают представление о характере палеоклиматических условий.

По данным В. М. Сеницына (1962) и И. И. Берсенева (1969), климат среднего мезозоя был благоприятным для выравнивания рельефа и корообразования, чему способствовали теплые гумидные условия, обильная, преимущественно папоротниковая растительность, накопление в почве большого количества гумуса и формирование мощной аллювиальной толщи.

С формированием базисной поверхности выравнивания связано развитие мезозойской (домеловой) коры выветривания, образованной на разновозрастных породах фундамента Приханкайской равнины — гнейсах, кристаллических сланцах, карбонатных толщах, гранитных массивах и др. Наиболее мощная кора выветривания, достигающая 100—150 м, развивалась на среднепалеозойских гранитах Гродековского батолита. Реликты домеловой коры выветривания сохранились на мелкосопочных и останцово-педиментных массивах и особенно в погребенном состоянии на поверхности опущенных блоков фундамента Приханкайской равнины под чехлом нижнемеловых и кайнозойских отложений (Тащилкин, 1966). В пределах западного по-

бережья оз. Ханка и на останцах Хорольского мелкосопочника распространены площадная и линейная коры выветривания мощностью до 50—60 м.

При длительной денудации Ханкайского массива и снижении его вершинного уровня изменялся и гидродинамический режим дренирующих его водотоков. Постепенное выравнивание рассматриваемой территории снижало темпы глубинной эрозии: в связи с расширением речных долин. Водный сток был направлен на север в Нижнебикинскую депрессию, которая в позднеюрское время представляла собой морской залив. Об этом свидетельствует значительная мощность верхнеюрских отложений култухинской свиты, слагающей разрез Нижнебикинской депрессии и содержащей морскую фауну ауцелл. Тонкозернистость отложений свидетельствует о выровненном рельефе области сноса, т. е. центральной и северной частей Ханкайского массива.

К югу от Нижнебикинской депрессии установлено следующее чередование типов аккумулятивного домелового рельефа: прибрежно-морская и озерно-лагунная низменности → аллювиальная равнина → высокая цокольная равнина → мелкосопочные возвышенности → горное обрамление на окраинах Ханкайского массива.

Раннемеловая эпоха развития рельефа

Стабильные условия развития мезозойской базисной поверхности выравнивания (на месте Ханкайского срединного массива) в раннемеловое время стали изменяться на дифференцированные в связи с прогибанием Сихотэ-Алинской геосинклинальной области, охватившим также соседние депрессионные морфоструктуры — Арсеньевскую, Нижнебикинскую, Раздольненскую и др.

В конце готерива прогибанию подвергся и Ханкайский массив. В результате этого в пределах Нижнебикинской впадины произошла морская трансгрессия, приведшая к подпруживанию бассейна палео-реки, дренирующей массив, и возникновению озер на равнинах. Постепенно с севера область осадконакопления распространилась на равнины Ханкайского массива и произошло заложение Ханкайской депрессии (рис. 3). Окончательное ее формирование произошло в результате незначительного поднятия северных блоков Ханкайского массива, приведшего к созданию Дальнереченской впадины. В пользу наших доводов говорит перерыв осадконакопления в начале раннего мела в Нижнебикинской впадине.

На границе поздней юры и раннего мела климат имел черты некоторой ксеротермичности в отличие от климата раннемеловой эпохи. Об этом можно судить по карбонатности цемента базального горизонта нижнемеловых отложений Жариковской мульды (южная часть Ханкайской впадины), свидетель-

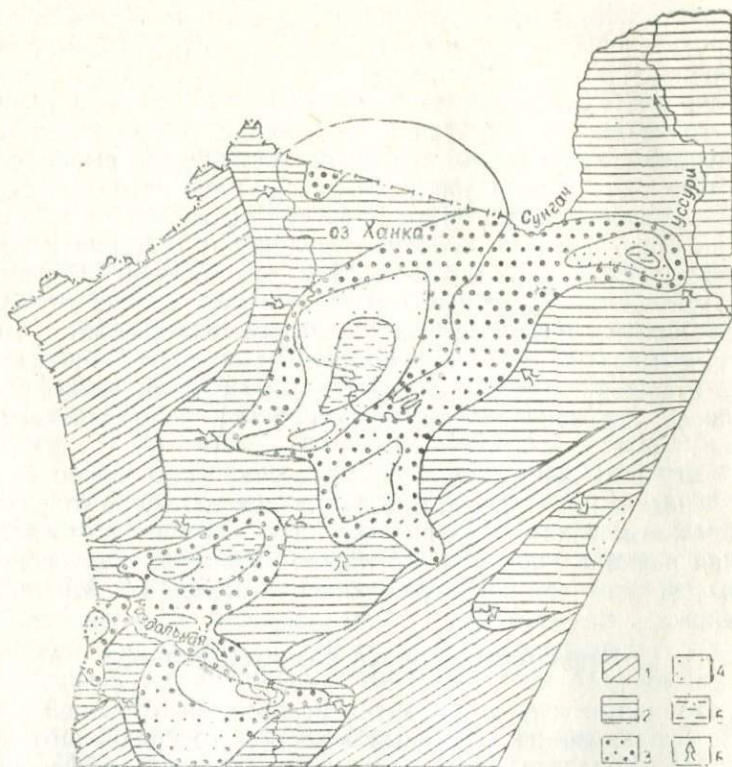


Рис. 3. Равнинеловой рельеф Западного Приморья в условиях субтропического гумидного климата: 1—2 мезозойский денудационный рельеф (1 — низкорье и мелкосопочные массивы, 2 — останцово-педиментные возвышенности); 3 — аллювиальная равнина; 4 — аллювиально-озерная низменность; 5 — озера и болота; 6 — направление сноса в депрессии

ствующей о субтропическом климате с переходным типом увлажнения — от субаридного к гумидному, при котором происходило ферросиалитное выветривание горных пород.

На заболоченной низменности Ханкайской депрессии вокруг озер развивались влаголюбивые папоротниковые и хвойные леса, продукты захоронения которых под наносами создавали условия для формирования пластов каменных углей. Климат времени угленакопления был близок к современному климату южных и средних районов Японии и Китая.

По описанию раннемеловой флоры, тщательно проведенному В. А. Красиловым (1967), можно отметить, что лесные массивы раннемелового времени уже имели ярусность: в первом ярусе — высокоствольные араукариевые и таксодиевые, во вто-

фом — менее высокие хвойные деревья (*Podocarpus*, *Cephalotaxus*), возможно древовидные папоротники; кустарниковый ярус состоял из хвойных, разнообразных беннеттитов. Травяной покров был представлен различными папоротниками (*Rufordia*, *Polypodites* и др.):

В альбе флора несколько обедняется в результате постепенного уменьшения влажности климата, начинают преобладать покрытосемянные — дуб, каштан, клен, ольха и др. В целом раннемеловая растительность Приханкайской равнины была сходна с современной растительностью южной части Китайско-Японской флористической подобласти.

В пресноводных водоемах обитали гастроподы из родов *Bithia*, *Campeloma*, пелециподы — *Unio*, *Sphaerius* и др., филлоподы, остракоды, рыбы. Аккумуляция нижнемеловых отложений происходила на фоне медленного опускания блоков фундамента аллювиально-озерной равнины. Общая мощность меловых отложений Ханкайской впадины, накопившихся к началу мела в результате нисходящего развития, нам не известна, так как часть разреза была эродирована в позднемеловую эпоху денудации. Максимальная мощность сохранившейся части разреза, по геофизическим данным, достигает 900 м. В Раздольненской впадине мощность нижнемеловых отложений составляет 1500 м, в Нижнебикинской — до 3500 м.

Преобладание в разрезе тонкозернистых отложений свидетельствует о выровненном рельефе областей сноса; амплитуда относительных превышений водоразделов над поверхностью заболоченной равнины не превышала 200 м. На ее поверхности в апт-альбе существовали озера, крупнейшие из которых располагались на месте будущих Южно-Ханкайской, Жариковской, Вадимовской депрессий Ханкайской впадины.

Позднемеловая-раннепалеогеновая эпоха развития рельефа

В течение позднего турона — раннего сенона Приморье испытало эпоху складчатости. Она сопровождалась преимущественно тангенциальными движениями с востока, по-видимому в результате раздвигания бортов рифтовой зоны Япономорской впадины (Кропоткин, 1972; Берсенов, 1973). При этом Сихотэ-Алинская геосинклинальная область, обладавшая пластичностью литогенной основы, испытала складкообразование, а консолидированный фундамент Ханкайской впадины, утративший пластичность для такого сжатия, подвергся короблению и распался на крупные блоки, ограниченные разломами преимущественно северо-восточного простирания. Эти блоки в свою очередь разбивались на блоки второго порядка поперечными разломами, развивающимися вдоль среднепалеозойских разрывных структур. Таким образом, раннемеловая Ханкайская впадина приобрела иной морфоструктурный план (рис. 4).

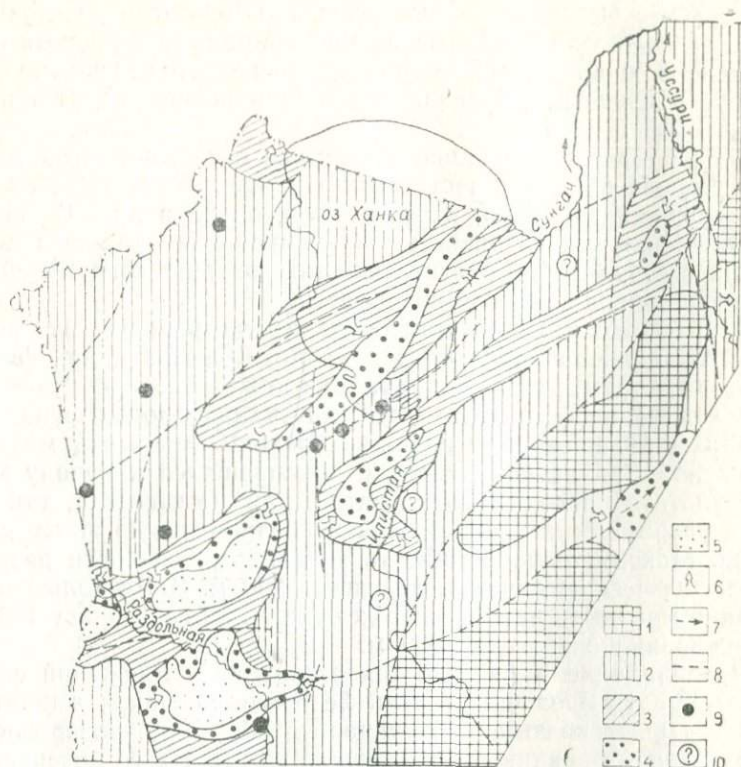


Рис. 4. Рельеф Западного Приморья на границе позднего мела—раннего палеогена в условиях аридизации субтропического гумидного климата: 1 — среднегорье, 2 — низкогорье, 3 — мелкосопочные массивы и возвышенности, 4 — речные долины и конусы выноса, 5 — аллювиально-озерные равнины, 6 — направление сѣтоса, 7 — направление стока, 8 — позднемеловые разломы, 9—10 — вулканы: 9 — установленные, 10 — предполагаемые

К западу от впадины цокольная равнина и мелкосопочные массивы превратились в эпиплатформенное низкогорное сооружение — Пограничный свод, на востоке появились эпигеосинклинальные средневысотные горные массивы Синегорской сводово-глыбовой морфоструктуры. Сама впадина была разделена на две самостоятельные депрессии линейно-вытянутым ступенчатым горстом, морфологически выраженным низкогорным Хорольско-Гайворонским хребтом (Ивашинников, 1973). Этот палеохребет северо-восточного направления простирался до 100 км, имел ширину от 7 до 23 км и относительную высоту вершинного уровня до 300—500 м.

После стабилизации сжатия начались процессы растяжения и в результате разрядки напряжений земной коры в пределах

возрожденных горных массивов проявился магматизм — внедрение позднемеловых гранитных плутонов и развитие субвулканов, а по приоткрытым разломам произошло извержение вулканов. В пределах Хорольско-Гайворонского хребта вулканогенные образования представлены маломощной толщей кислых эффузивов приморской свиты, перекрытых андезитовыми порфиритами и туфами сияновской свиты.

После проявления магматизма вновь стали преобладать процессы денудации и выравнивания. Как видно из палеогеоморфологической картосхемы (рис. 4), снос обломочного материала происходил на юг в Раздольненскую впадину, на восток в Арсеньевскую впадину и по речной долине к северу от Ханкайского массива в Дальнереченскую впадину.

Очень трудно дать количественную интерпретацию рельефа, так как коррелятные отложения выносились за пределы рассматриваемой территории. Судя по характеру и мощности отложений, слагающих разрез Арсеньевской впадины, относительная высота гор Синего хребта превышала 1000 м. Горный массив Пограничного свода представлял собой низкогорное сооружение.

Если принять во внимание, что в крупных депрессиях Приханкайской равнины сохранились значительные мощности нижнемеловых озерно-аллювиальных отложений (до 900 м), то можно предположить, что центральная часть Ханкайского массива находилась в состоянии относительного покоя на общем фоне восходящих движений на его периферии, компенсированных денудацией. Нами установлены факты позднемелового-раннепалеогенового денудационного среза нижнемеловых отложений в бассейне р. Белой (восточная часть Приханкайской равнины) и на западном побережье оз. Ханка.

Интенсивность денудации постепенно затухала в связи с выравниванием рельефа, и, по-видимому в раннем палеогене, начала формироваться кора выветривания на нижнемеловых осадочных отложениях и верхнемеловых вулканогенных образованиях.

В качестве других примеров локального выравнивания можно назвать погребенную равнину, срезающую нижнемеловые отложения в крупнейших депрессиях Приханкайской равнины (Южно-Ханкайской, Жариковской, Вадимовской и др.) и перекрытую олигоцен-миоценовыми озерными осадками. Срез зафиксирован в виде перерыва в осадконакоплении.

Палеогеновая поверхность выравнивания известна и в Приамурье (Малый Хинган, Сутарская депрессия), где она считается базисной поверхностью (Патык-Кара, 1966).

В «откопанном» состоянии палеогеновая поверхность выравнивания в пределах Приханкайской равнины наложена на мезозойскую (домеловую) поверхность регионального выравнивания и показывает повторяемость процессов рельефообразова-

ния (денудации и выравнивания), что нашло свое отражение в виде уплощенного вершинного уровня на Сергеевской и Хорольской мелкосопочных возвышенностях, где домеловая кора выветривания на среднепалеозойских гранитах была размыта в позднемеловую эпоху денудации, а на ее месте сформировалась раннепалеогеновая. Возможно, что подобный процесс имел место и в олигоцене — миоцене, т. е. происходило неоднократное обновление верхних горизонтов коры выветривания.

По нашему мнению, в ближайшие годы в низах разреза Нижнебикинской впадины будут вскрыты палеоценовые отложения, коррелятивные денудационному рельефу рассматриваемой территории. В пользу такого довода сошлемся на факт установления в разрезе северных депрессий Приханкайской равнины Шмаковской и Лесозаводской отложений угловской свиты и эоценовых осадков в Лесозаводской депрессии. Предположение о вероятности их установления ранее высказывалось И. И. Берсеневым, Ю. Г. Струве и Ю. Я. Громовым.

Имеющиеся данные свидетельствуют об унаследованности общего наклона поверхности Приханкайской равнины на север, в сторону Дальнереченской и Нижнебикинской впадин.

Эоцен-олигоценая эпоха перестройки докайнозойского рельефа

Ранний палеоген считается эпохой локального выравнивания денудационного рельефа, расчлененного в позднемеловое время. Г. И. Худяков отмечает, что «в Ханкайской впадине в раннем кайнозое значительные площади были денудационными и представляли собой мелкосопочник с широкими педиментами» (Юг Дальнего Востока, 1972, с. 174).

В эоцене значительная часть территории Приморья подверглась тектонической активизации с образованием расколов земной коры (Берсенев, 1969). Видимо, с этим процессом связано заложение и северных депрессий Приханкайской равнины — Лесозаводской и Шмаковской. По данным Ю. Б. Устиновского и др. (1966), на территории Северной Кореи синхронно формировались мульды Аоди, Хеньен, Онсон и на юге Приморья — Хасанская группа мульд.

Усиление тектонических движений в олигоцене привело к деформации земной коры и на остальной части рассматриваемого региона, выразившейся в создании прогибов и выступов фундамента. Волнообразное коробление земной коры сопровождалось блоковыми движениями по разломам: на месте опустившихся блоков фундамента возникли депрессии типа грабенов и грабен-синклиналей, на поднятых блоках формировались денудационно-тектонические горстово-глыбовые горы. Заложение новых депрессий происходило унаследованно, в пределах раннемеловой Ханкайской впадины.

К западу от Ханкайской впадины в пределах Пограничного свода сформировались хребты и гряды северо-восточного простирания — Пограничный, Синий, Тайпинлинь (на территории КНР) и др. На востоке горное обрамление было представлено эпигеосинклинальными средневысотными горными сооружениями — западными отрогами Сихотэ-Алиня (рис. 5).

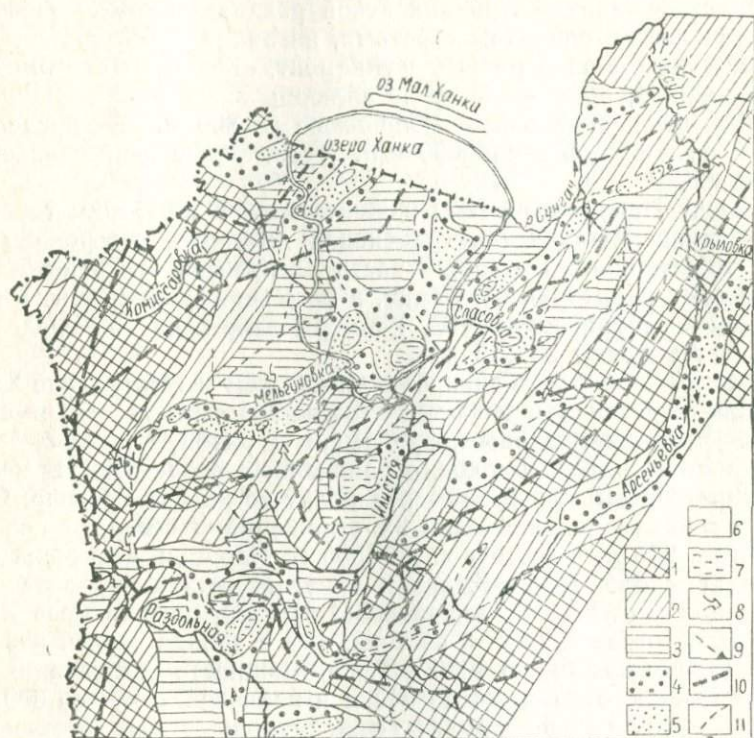


Рис. 5. Позднеолигоценовый рельеф Западного Приморья в условиях субтропического климата: 1 — среднегорье, 2 — низкогорье, 3 — мелкосопочные массивы и педименты, 4 — слившиеся конусы выноса и речные долины, 5 — депрессии, 6 — эрозивные долины, 7 — озера и болота, 8 — направление сноса, 9 — направление стока, 10 — основные водоразделы, 11 — разломы, выраженные в рельефе

Межгорная область локальных депрессий разделялась на две зоны (северо-западную и юго-восточную) Хорольско-Гайворонским краем с мелкосопочным рельефом и относительными превышениями на 200—300 м. Северо-западная зона Ханкайской впадины имела более сложную морфоструктурную основу, чем юго-восточная. В ее пределах выделяется ряд поднятий и депрессий, границы которых проведены по геофизическим данным.

Центральная часть современной котловины оз. Ханка была

представлена приподнятым блоком фундамента — Центрально-Ханкайским горстом, срезанным озерной абразией и фиксируемым в современных донных осадках грубозернистой фракцией. В пределах горстовой структуры можно выделить аномалии, отмечающие разломы и опущенные по ним участки горста. Площадь описываемой морфоструктуры около 700 км².

На северо-западе Приханкайской равнины, между Тургинским и Новокачалинским горстами, возникла Турьерогская депрессия, имеющая неровный фундамент, перекрытый толщей кайнозойских, преимущественно аллювиальных и аллювиально-озерных отложений общей мощностью до 800 м. В пределах СССР ее площадь около 800 км². Простирается депрессия субширотное.

Между Новокачалинским и Центрально-Ханкайским горстами появилась Ильинская грабеновая депрессия северо-восточного простираения. Большая часть депрессии сосредоточена в пределах акватории оз. Ханка, а ее северная оконечность находится на территории КНР. Размеры депрессии в пределах СССР составляют 25×12 км.

Между Хорольско-Гайворонским кряжем и Центрально-Ханкайским горстом простирается Южно-Ханкайская депрессия. По геофизическим данным, фундамент ее разбит на ряд ступенчато понижающихся блоков, ограниченных разломами. В центре депрессии выступ фундамента делит ее на два грабена. Общая мощность заполняющих их отложений в северной части достигает 900 м, в восточной до 1500 м. Площадь депрессии составляет около 750 км².

К западу от Южно-Ханкайской депрессии расположена Жариковская, ограниченная с востока, юга и запада серией разломов. Площадь ее около 1000 км², а мощность слагающих ее нижнемеловых отложений до 900 м и кайнозойских — до 600 м. Наиболее глубоко фундамент фиксируется вдоль ее южного борга.

К востоку от Центрально-Ханкайского горста выделилась Восточно-Ханкайская грабеновая депрессия, соединяющаяся с Южно-Ханкайской узким «проливом». Ее площадь около 450 км², а мощность разреза превышает 900 м.

Юго-восточная часть Ханкайской впадины представлена Вадимовской и Спасской депрессиями, разделенными выступами фундамента, и предгорными приразломными мульдами — Вишневской, Монастырской, Меркушевой. Последние три мульды сформировались позднее первых двух (на границе позднего олигоцена — раннего миоцена) в результате оживления Синегорского глубинного разлома, активного в течение палеогена и неогена. Из раннеобразованных депрессий наиболее крупная Вадимовская, имеющая площадь около 800 км², глубину до фундамента около 1700 м (суммарная мощность нижнемеловых и кайнозойских отложений) и отличающаяся сложным строением.

ем фундамента — наличием локальных прогибов и выступов.

Спасская депрессия представляет собой приразломный прогиб северо-восточного простирания площадью около 250 км² и глубиной до фундамента около 700 м. К северу по приразломному понижению она соединяется со Свягинским грабеном, сложением кайнозойскими отложениями мощностью до 250 м.

В междуречье Сунгач — Шмаковка вдоль южной окраины Павло-Федоровского мелкосопочного массива прослеживается цепочка северной группы мульд — Сосновской, Краснореченской, Шмаковской, Уссурийской. Вдоль северного борта этого массива располагается приразломная Лесозаводская депрессия с мощностью кайнозойских отложений до 300 м.

Морфоструктуры северной группы имеют сходное строение и отличаются значительной мощностью разреза до 500—700 м. Весьма характерно, что большинство ограничено разломами северо-восточного простирания, имеет пологие юго-западные и северо-восточные борта — флексуры. Это подчеркивает генетическую связь подобных структур с тектоническим развитием Сихотэ-Алиня.

К югу и юго-западу от Ханкайской впадины, южнее Хорольской возвышенности, формировались предгорные мульды Раздольненской впадины — Липовецкая, Павловская, Григорьевская, Озерная. На стыке Раздольненской и Арсеньевской впадин образовались межгорные депрессии — Ретиховская, Снегуровская, Ивановская.

Развитие аккумулятивной равнины и озера пра-Ханка в миоцене

В ранний этап происходило заполнение отрицательных форм рельефа грубообломочными несортированными отложениями, сносимыми с окружающих горных массивов, многие из которых представляли собой средневысотные горы с мелкосопочными предгорьями. Первичная ориентировка горных склонов совпала с простиранием основных хребтов и межгорных впадин. Между хребтами и грядами вдоль ослабленных трещиноватых зон в ущельях развивалась гидросеть с горным режимом. При выходе на равнины водотоки формировали предгорные конусы выносов, на поверхности которых происходило дробление на рукава, сопровождавшееся перемывом и переотложением аллювиально-пролювиальных шлейфов. Исключительно «местный» состав грубообломочных отложений, залегающих в основании разреза, слабая сортировка и плохая окатанность указывают на отсутствие крупных магистральных рек. Рыхлый материал представлялся низкопорядковыми водотоками.

Со времени заложения депрессий Ханкайской впадины их формирование происходило на фоне непрерывного прогибания фундамента, поэтому они представляли собой недокомпенсиро-

ванные осадконакоплением озерные бассейны, вследствие чего обломочный материал твердого стока отлагался в их прибортовых частях.

По мнению Ю. Я. Громова (1959), прогибание Ханкайской впадины было незначительным в сравнении с Раздольненской впадиной. В качестве аргумента приводится ссылка на малую мощность кайнозойских отложений предгорных мульд (от 100 до 300 м) — Вишневской, Меркушевской, Реттиховской. В последние годы накопились новые данные (бурение скважин глубиной до 300—400 м, геофизические методы), дающие возможность существенно дополнить представление о строении Ханкайской впадины. Они свидетельствуют о том, что опускание фундамента Ханкайской впадины в кайнозое не уступало, а в ряде случаев даже превосходило по амплитуде прогибание фундамента Раздольненской впадины. Так, для Жариковской, Южно-Ханкайской, Вадимовской мульд в олигоцене — миоцене оно составило 600—800 м. В них существовали озерные водоемы, многие из которых соединялись протоками. Унаследованный наклон равнины на север обусловил общее направление стока через Дальнереченскую депрессию в Нижнебикинский озерный бассейн.

На основании обнаружения в верхнеолигоценых осадках Нижнебикинского (Контровод-Алчанского) водоема пресноводных моллюсков *Purgula bikiensis* (Попова, 1964), живущих ныне на юге Европы в глубоководных пресных озерах, можно предполагать существование здесь крупного глубокого озера, по-видимому соединявшегося с подобным водоемом Среднеамурской впадины.

Литолого-фациальный анализ отложений, слагающих разрез кайнозойских депрессий, мощность и сохранность погребенных кор выветривания, эрозионные срезы оловорудных месторождений Вознесенского рудного района и другие геоморфологические критерии дают основание предполагать, что олигоценовая эпоха дифференциации рельефа была весьма благоприятной для формирования россыпей касситерита, циркона, золота, ильменита и других полезных компонентов. Известные олигоценовые россыпи касситерита несоизмеримо малы в сравнении с масштабами размытых оловорудных тел Вознесенского рудного района (Ивашинников, 1973).

Разрастание площадей аккумуляции вокруг депрессий привело к погребению денудационных равнин с корами выветривания и формированию обширных площадей аккумулятивного рельефа за счет слияния локальных зон осадконакопления и заболоченных низменностей вокруг озерных водоемов. Погребенная денудационная равнина с палеогеновой корой выветривания установлена нами под миоценовыми озерными осадками вдоль восточного борта Вадимовской грабен-синклинали от ст. Лучки до пос. Халкидон.

В конце олигоцена значительные площади депрессий были заняты озерами и заболоченными дельтами рек, впадавших в эти водоемы. Прогибание фундамента Ханкайской впадины охватило и Хорольско-Гайворонский кряж, что также способствовало его деградации (рис. 6).

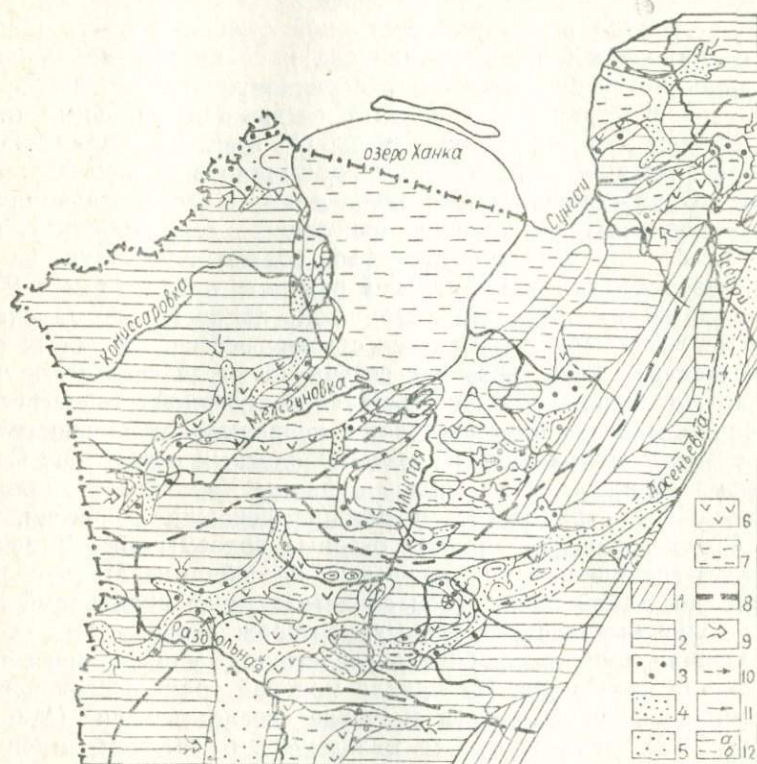


Рис. 6. Среднемиоценовый рельеф Западного Приморья в стадии озерной трансгрессии: 1 — низкогорье, 2 — мелкопочные массивы и останцово-педиментные возвышенности, 3 — конусы выноса, покрытые делювиальными шлейфами, 4 — речные долины и дельты, 5 — аллювиально-озерные равнины, 6 — болота, 7 — пресноводные озера, 8 — водоразделы, 9 — направление сноса, 10 — направление стока, 11 — современный речной сток, 12 — границы типов рельефа (а — установленные, б — предполагаемые)

По данным Г. М. Власова (1964), в олигоцене на юге Дальнего Востока проявилась морская трансгрессия, отмеченная на Сахалине, в Японии и на крайнем юге Приморья (в районе г. Артема), где Г. М. Власовым, а позднее Н. Г. Мельниковым изучались осадки опресненной лагуны. В этих осадках А. И. Савченко в 1946 г. обнаружил остатки солоновато-водных пелеципод и скелеты радиолярий (Попова, 1964),

Морские воды проникали и в Среднеамурскую депрессию. Так, по данным В. Г. Варнавского (1971), в разрезе Переяславского грабена на глубине около 800 м найдены остатки морской микрофауны — фораминиферы. Реликтовый водоем с солоноватой водой существовал и в районе г. Харбина на месте мезозойского морского залива.

Постепенная планация предгорной ступени горного обрамления Ханкайской впадины привела к слиянию заполняющихся осадками депрессий в единую равнину. Судя по непрерывности распространения горизонта озерно-аллювиальных отложений позднего олигоцена — среднего миоцена, образование единой Приханкайской равнины произошло в раннемиоценовое время. Одновременно с формированием области осадконакопления произошло и слияние отдельных депрессионных озер в единый обширный пресноводный водоем пра-Ханка, заливавший поверхность аккумулятивной равнины, низовья рек и окраину педиментов. Эпоха максимальной водности рассматриваемого региона нами связывается с трансгрессией пресных вод, поднимающих базис эрозии с севера на юг за счет подпруживания водосборных бассейнов. Начало озерной трансгрессии в раннем миоцене подтверждается непрерывным распространением миоценовых озерных и озерно-болотных осадков от Среднеамурской впадины до южной окраины Ханкайской впадины, включая Нижнебикинскую и Дальнереченскую депрессии. Через Среднеамурскую впадину озерные водоемы юга Дальнего Востока соединялись с озерными бассейнами Маньчжурии, Монголии, Забайкалья, о чем свидетельствует миоценовый возраст большинства бурогольных месторождений.

Озерная трансгрессия была следствием морской ингрессии по долине пра-Амура. На начало морской трансгрессии в раннем миоцене указывают и японские исследователи (Минато и др., 1968), отмечающие ее максимум в среднем миоцене. В связи с обширностью пресноводного водоема возросла роль волнения и вдольбереговых течений, что привело к абразии Центрально-Ханкайской горстovo-глыбовой возвышенности.

О том, что миоценовый водоем пра-Ханки был сравнительно глубоким (предполагаемая глубина 50—100 м), свидетельствует отсутствие бурого угля и лигнита на значительной части Ханкайской впадины. Они могли формироваться лишь на зарастающем мелководье, в лагунах и дельтах рек, что и отмечается, по данным разведочных скважин, вдоль окраин ряда депрессий — Жариковской, Вадимовской, Шмаковской и других.

Наиболее благоприятные условия для угленакопления существовали в предгорных мульдах, куда озерные воды почти не проникали, но развивались заболоченные дельты и старицы рек. Значительная угленосность среднемиоценовых отложений Реттиховской, Снегуровской, Гродековской мульд служит подтверждением подобного вывода.

К юго-востоку от Приханкайской равнины получает развитие сравнительно узкая аллювиально-озерная равнина Арсеньевского прогиба, образованная за счет слияния цепочки межгорных аллювиальных равнин — Ореховской, Малиновской, Крыловской, Арсеньевской — с общим направлением водного стока на юго-запад через Снегуровское понижение в Раздольненскую впадину. Отсутствие крупных озер в этих мульдах и развитие заболоченных стариц способствовали формированию известных ныне бурогольных месторождений — Реттиховского, Павловского и других.

Прогибание впадин в раннем и среднем миоцене компенсировало рост горных массивов в обрамлении равнины. Переходная полоса между областью аккумуляции озерно-аллювиальных осадков и низкогорным обрамлением представляла собой поверхность педиментного выравнивания.

По данным М. А. Седовой (1957), олигоцен-миоценовое время отличалось высокой влажностью климата с постепенным его изменением от субтропического в олигоцене до умеренно теплого в миоцене, что способствовало проявлению некоторой зональности в развитии растительных комплексов. М. А. Седова на основании выявления пыльцы *Nipa* sp. и спор папоротника *Acrostichum* — представителей мангровых зарослей, распространенных в настоящее время в низовьях р. Миссисипи, делает вывод о существовании подобного ландшафта в позднем олигоцене в Южном Приморье вдоль озерных водоемов. В миоцене появляется умеренно теплолюбивая пойменная растительность — ольха, ива, восковник, водяной папоротник, рогоз, сфагновый мох; в воде произрастали лотос, осоки, нимфейные и др. Вдоль речных долин и на педиментах росли хвойно-широколиственные леса.

В заключение следует отметить, что развитие рельефа Приханкайской равнины в эоцен-олигоценовую эпоху происходило на фоне локального осадконакопления в изолированных депрессиях (многомульдовая стадия), а в миоценовое время — в условиях слияния локальных депрессий в единую область осадконакопления с образованием крупного водоема. Формирование пра-Ханки происходило в результате озерной трансгрессии в ранне-среднемиоценовое время.

Денудационное выравнивание горного обрамления вокруг разросшейся области озерного осадконакопления привело к формированию обширной Приханкайской равнины.

Характер процессов рельефообразования в неотектонических условиях

С конца среднего миоцена происходит некоторое оживление тектонических условий развития рельефа, приведшее к расчленению среднемиоценовой аккумулятивной равнины и ее дену-

дационного обрамления. Об этом можно судить по углам наклона верхних горизонтов отложений усть-давыдовской свиты (до 10—12°) вдоль окраин Жариковской, Вадимовской, Турьерогской, Ильинской депрессий. Эти отложения перекрыты верхнемиоценовыми и плиоценовыми аллювиальными и озерно-аллювиальными осадками раздольненской серии, залегающими почти горизонтально.

В связи с незначительной аридизацией климата и поднятием территории Приморья площадь оз. пра-Ханка сократилась, что вызвало развитие эрозионного вреза в поверхность равнины в результате регрессивной эрозии.

С оживлением тектоники связаны проявление позднемиоценового вулканизма, рост горного обрамления равнины и усиление избирательной денудации. Об этом свидетельствуют значительная туфогенность коррелятных денудационному рельефу верхнемиоценовых отложений и их более грубозернистый по сравнению со среднемиоценовыми озерными осадками состав.

В депрессиях Ханкайской впадины продолжалось унаследованное, хотя и замедленное в сравнении со средним миоценом, прогибание фундамента и, судя по мощности верхнемиоценовых отложений, его амплитуда была близка к 100 м. В депрессиях сопредельных равнин (Раздольненской, Хасанской), по данным Е. П. Денисова (1965), прогибание превысило 100—150 м, а во впадинах Хуньчунской области КНР (водораздел рек Мулинхэ и Туманган) составило более 500 м.

К концу позднего миоцена от обширного озерного водоема отделились заливы, превратившиеся в заболачивающиеся озера. Приханкайская равнина разделилась на несколько зон аккумуляции с озерными водоемами. Их снова разделяли Хорольско-Гайворонский вал, имевший холмисто-увалистый рельеф с низкими пологими седловинами, и Центрально-Ханкайская возвышенность на месте одноименного горста. Наиболее крупное проточное озеро существовало в пределах Южно-Ханкайской депрессии. Из других озер следует отметить Краснореченское на месте Краснореченской и Шмаковской депрессий, в которое с востока впадали пра-реки Крыловка, Уссури и др. Наиболее крупной рекой Приханкайской равнины являлась пра-Мулинхэ, впадавшая с запада в Турьерогское проточное озеро (рис. 7).

Бессточные озера существовали в Вадимовской и Спасской депрессиях, в которых накапливались залежи каолиновых глин за счет переотложения кор выветривания. Предгорные мульды (Вишневская, Меркушевская, Гродековская) были втянуты в поднятие и размывались. Жариковская депрессия дренировалась речной долиной слившихся водотоков, образовавших дельту пра-Мельгуновки. В результате интенсивной денудации в западной и южной частях низкогорного обрамления равнины сформировался мелкосопочный рельеф, а на востоке сохранял-

Распалась на отдельные мульды и Арсеньевская депрессия, в пределах которой формировался речной бассейн со стоком на северо-восток.

Расчленение рельефа совпало с некоторым похолоданием и аридизацией климата. По данным М. А. Седовой (1957), в конце миоцена хвойно-широколиственные леса теряют свое господствующее положение, уступив формациям дубрав. На осушенной озерной равнине впервые формировался ландшафт влажных лугов и заболоченных дельт. На поймах рек преобладали ольховники и ивняки.

Наибольших значений дифференциация рельефа достигает в плиоценовое время, о чем свидетельствует гранулометрический состав отложений — более грубозернистый, чем осадки позднего миоцена. В разрезе окраин плиоценовой равнины преобладали пролювиальные и аллювиальные фации.

Аккумуляция плиоценовых осадков предшествовал ранне-плиоценовый врез в толщу верхнемиоценовых отложений на окраинах Приханкайской равнины. Врез глубиной 40—50 м установлен в пределах Турьерогской равнины. В устье р. Большие Усачи он значительно меньше, около 5—10 м. В центре Ханкайской впадины расчленение отсутствует в связи с непрерывностью озерной седиментации.

Контрастность рельефа увеличилась за счет восходящих движений, вызвавших рост горных массивов и дальнейшее сокращение озерной акватории. По-видимому, в середине плиоцена площадь пра-Ханки резко сократилась и озеро существовало только за счет притока пра-Мельгуновки. На дренированной поверхности озерной равнины существовали болота. Значительная часть осушенной территории была расчленена долинами и представляла собой террасированные междуречья. С востока равнину дренировала р. пра-Крыловка с притоками Усури и Арсеньевки (рис. 8).

Плиоценовые реки Приханкайской равнины имели более крутой продольный профиль, чем современные (на порядок выше). В низовьях пра-рек Комиссаровки и Мельгуновки уклоны русла составляли 0,001—0,0025, в то время как их современные уклоны составляют 0,0004—0,0008 (Короткий, 1970).

Поднятие горного обрамления достигло максимума в конце плиоцена. По нашим данным, относительные превышения вершинного уровня хребтов Пограничного свода над уровнем аккумуляции достигали 800—850 м, т. е. на 100—150 м выше современного. Относительные высоты среднегорного Синего хребта, ограничивающего Приханкайскую равнину с востока, превышали современный уровень на 200—250 м.

В плиоцене сформировалась раздольнская свита мощностью до 100—150 м. Небольшая мощность ее указывает на то, что плиоценовые реки были транзитными и уносили обломочный материал главным образом на север, за пределы равнины.

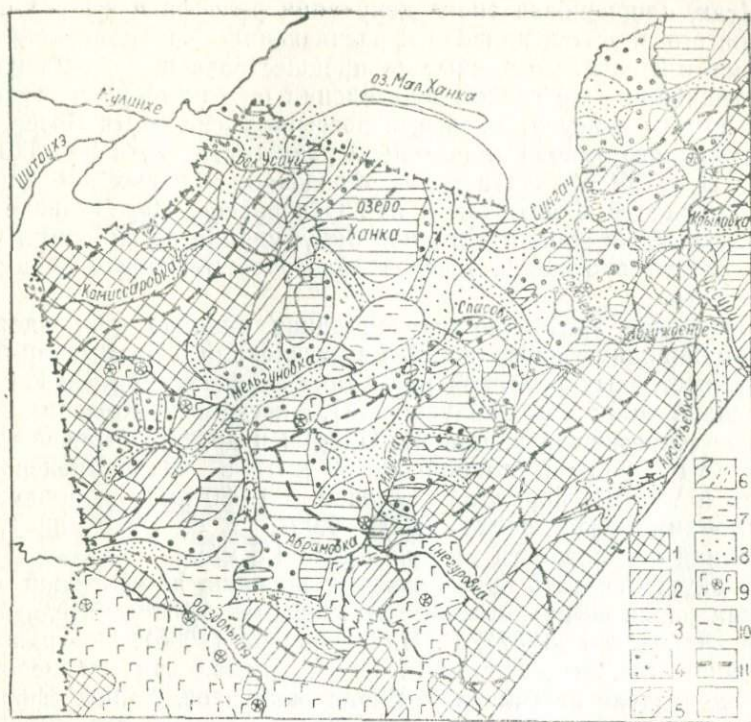


Рис. 8. Рельеф и гидросеть Западного Приморья на границе позднего плиоцена—раннего плейстоцена (в условиях влияния сухих монгольских воздушных масс): 1 — среднегорье, 2 — низкогорье, 3 — мелкосопочные массивы и останцово-педиментные возвышенности, 4 — плиоценовая терраса, 5 — речные поймы, 6 — эрозионные долины и долины, перекрытые базальтами, 7 — озера, 8 — аллювиально-озерная равнина, 9 — позднеплиоценовые вулканы и покровы базальтов, 10 — направление стока, 11 — водоразделы

В результате неотектонических движений существовавшие до этого полигенетические поверхности локального придепресссионного выравнивания и часть аккумулятивных равнин были приподняты, что значительно расширило область денудации. Прогибание происходило лишь в пределах крупных депрессий Приханкайской равнины, в основном северо-западнее Хорольско-Гайворонского вала.

К этому времени относится окончательное разобщение Ретиховской, Снегуровской, Ивановской депрессий, а также депрессий Арсеньевского прогиба — Крыловской, Малиновской, Ореховской. На месте двух последних начала формироваться гидросеть с водным стоком в бассейн р. Б. Уссурки. Плиоценовая эпоха завершилась излиянием базальтов. Позднеплиоценовые вулканы приурочены к окраинам депрессий.

Итак, плиоценовая эпоха денудации рельефа и выноса продуктов его размыва привела к расчленению среднемиоценовой озерной равнины. Созданные за предшествовавшее время коры выветривания в ее горном обрамлении в значительной степени были смыты и переотложены, а россыпи касситерита Вознесенского рудного района значительно размывты и частично захоронены. В целом это была эпоха образования новых россыпных месторождений олова, таких как Осиновское, Первомайское и др. Сочленение зоны предгорной аккумуляции со склонами Синего хребта происходило через полосу сопряженных педиментов.

Подгорная эрозионно-денудационная равнина не представляла однородную поверхность. Ее расчленяли и размывали бассейны восточных притоков пра-Ханки — рек Уссури (вдоль современной долины р. Заблуждения), Снегуровки, Крыловки (по долине современной р. Белой), Одарки и др. Это были водотоки V—VI порядков (длиной 50—60 км) в позднемиоценовое время и VI—VII порядков (длиной 60—80 км) в плиоцене и уклонами русла около 0,006—0,001, т. е. реки полугорного типа при скорости течения около 1,5 м/с.

Следует отметить преувеличение значения плиоценовой эпохи как эпохи выравнивания некоторыми исследователями — Н. А. Лебедевой (1957), Р. И. Никоновой (1966). Поверхность выравнивания, выделяемая Р. И. Никоновой как плиоценовая на водоразделе бассейнов р. Раздольной и оз. Ханка, сформировалась в миоцене и наложена на более древнюю после предварительного смыва верхней зоны коры выветривания, что подтверждается бурением (рис. 9). Почти повсеместно под аккумулятивной составляющей равнины, сложенной осадками раздольненской свиты и сопряженной с мелкосопочным рельефом Хорольской возвышенности, буровыми скважинами вскрывается толща миоценовых озерных осадков. Следовательно, современный профиль коры выветривания на денудационных равнинах и возвышенностях, который отмечали В. И. Финько, В. С. Коренбаум, М. Ф. Колбин (Ташилкин, 1966), не оставался консервативным, а является омоложенным за счет неоднократного смыва верхней каолиновой зоны.

Увеличение аридизации климата в плиоцене, по-видимому, создало условия для расширения первичных лесостепных ареалов в виде дубовых зарослей с польнно-злаковым разнотравьем. Вокруг сократившейся акватории пра-Ханки формировался ландшафт влажных лугов.

Об аридизации климата в конце неогена свидетельствует красноцветность глинистых прослоев толщи аллювиально-озерных осадков раздольненской свиты в береговом обрыве оз. Ханка в районе пос. Камень-Рыболов, а также в пределах Спасской депрессии (по материалам разведки Спасского месторождения огнеупорных глин). Вишневая и кирпично-красная

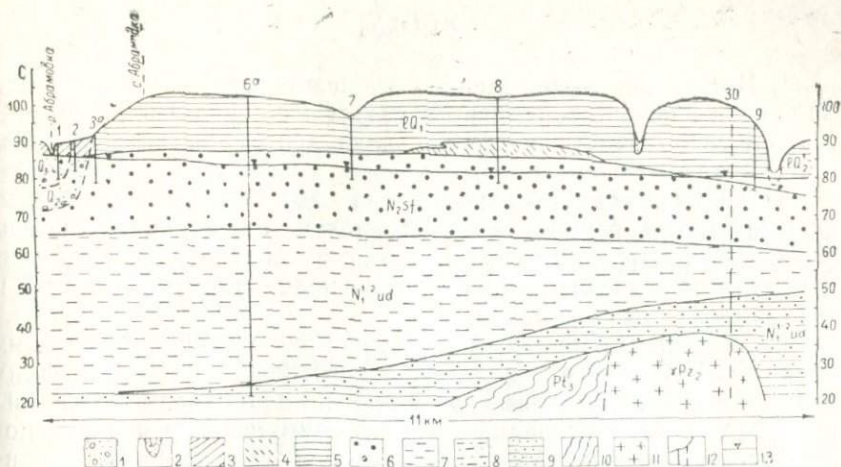


Рис. 9. Геологический разрез современного водораздела бассейнов оз. Ханка и р. Раздольной: 1 — аллювий р. Абрамовки (приток оз. Ханка), 2 — балочный аллювий, 3 — суглинки, 4 — супесь, 5 — глины, 6 — плиоценовый аллювий, 7 — аргиллиты, 8 — алевролиты, 9 — песчаники, 10—11 — породы фундамента (10 — рифейские осадочно-метаморфические, 11 — среднепалеозойские граниты), 12 — буровые скважины, 13 — уровень подземных вод

окраска обусловлена примесью окислов железа различной степени гидратации — гетита, лимонита, гематита, что несомненно является функцией климата.

Наиболее благоприятные условия для образования красцветов могли создаваться при теплом аридно-гумидном климате с сезонной сухостью. При этом замечено, что наибольшее распространение гидроокислов железа наблюдается в западной части Приханкайской равнины, т. е., по-видимому, это связано с близостью аридной области Северо-Восточного Китая и Восточной Монголии.

Касаясь геохимических условий, следует отметить, что при наличии в рассматриваемых отложениях гидроокислов железа наблюдается полное отсутствие пирита и сидерита, что наводит на мысль о резко окислительных условиях среды осадконакопления.

Воды в депрессиях были насыщены кислородом, граница окислительно-восстановительного потенциала проходила в донных осадках. В этих условиях накопление и захоронение органических веществ невозможно, чем и объясняется отсутствие отпечатков флоры в отложениях раздольненской серии. При этом следует отметить, что глинистая фракция верхнемиоценовых отложений обогащена гидрослюдами, каолином, а туфогенные осадки — монтмориллонитом и каолином (в равных отношениях).

Выводы

1. В результате проведенных исследований установлено, что заложению основ современного рельефа Приханкайской равнины предшествовала домеловая эпоха денудации и выравнивания Ханкайского срединного массива, приведшая к развитию исходной базисной поверхности, на которой последовательно формировались первичная раннемеловая Ханкайская депрессионная морфоструктура, позднемеловые возрожденные орогенные морфоструктуры, кайнозойские наложенные депрессии и поверхности выравнивания.

2. Литолого-фациальный анализ отложений, слагающих разрез кайнозойских депрессий, погребенный палеорельеф их фундамента с корами выветривания и денудационные срезы рудных тел, дают основание считать олигоценовую и плиоценовую эпохи дифференциации поверхностей выравнивания эпохами россыпеобразования.

3. Неотектонические движения не привели к перестройке морфоструктурной основы Приханкайской равнины, но существенно оживили эрозионные процессы, усилили общую контрастность рельефа и в сочетании с плиоценовым вулканизмом привели к перестройке гидросети бассейнов оз. Ханка, рек Усури, Раздольной и др.

4. Развитие морфоскульптуры Приханкайской равнины происходило в условиях гумидного палеоклимата на общем фоне его постепенного похолодания — от тропического в мезозое до умеренно теплого в плейстоцене. Похолодание климата чередовалось с эпохами аридизации, совпадающими с этапами дифференциации выровненного рельефа, и сопровождалось увеличением числа травянистых растений, что в конечном итоге привело к формированию лесостепных, степных и лугово-степных фитоценозов.

5. Развитие современных рельефообразующих процессов происходит унаследованно на созданной в предшествующие эпохи озерно-аллювиальной литогенной основе, на фоне всевозрастающего значения антропогенного фактора.

ЛИТЕРАТУРА

Берснев И. И. История геологического развития. — В кн.: Геология СССР, т. 32, ч. 1. М., «Недра», 1969, с. 629—663.

Берснев И. И. Происхождение и развитие впадины Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 15—36.

Варнавский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М., «Наука», 1971, 152 с.

Власов Г. М. Об изменениях климата в палеогеновое и неогеновое время на территории Дальнего Востока. — «ДАН СССР», 1964, т. 157, № 3, с. 589—592.

Власов А. Я., Попова А. В. О положении магнитного полюса в конце

палеозоя и мезозое по данным палеомагнитных исследований в Приморье. — «Геология и геофизика», 1964, № 1, с. 159—162.

Ганешин Г. С. Геоморфология Приморья. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия». М., Госгеолтехиздат, 1957, 134 с.

Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972, 263 с.

Громов Ю. Я. Тектоника и история формирования Уссури-Ханкайского среднего массива. — «Сов. геология», 1959, № 12, с. 40—52.

Денисов Е. П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, 1965, 77 с.

Ивашинников Ю. К. О палеогеографическом значении Хорольско-Гайворонского хребта в прогнозе минеральных ресурсов Ханкайской впадины. — В кн.: Теория и методы прогноза изменений географической среды, вып. 1, ч. 1. Иркутск, 1973, с. 125—127.

Ивашинников Ю. К., Никольская В. В. Об отражении хозяйственной деятельности в развитии рельефа Приханкайской и прилегающих к ней равнин. — В кн.: Природа и человек, Владивосток, 1973, с. 157—167.

Ивашинников Ю. К. Развитие сети речных долин Западного Приморья в кайнозое. — «Геоморфология», 1974, № 3, с. 58—62.

Колесников Б. П. Геоботаническое районирование Дальнего Востока и закономерности размещения его растительных ресурсов. — В кн.: Вопросы географии Дальнего Востока, № 6. Хабаровск, 1963, с. 5—23.

Короткий А. М. Корреляция современного рельефа и осадков для целей палеогеоморфологии. Владивосток, 1970, 160 с.

Красилов В. А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М., «Наука», 1967, 247 с.

Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов. — В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1972, с. 46—47.

Куренцова Г. Э. Растительность Приханкайской равнины и окружающих предгорий. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962, 138 с.

Лебедева Н. А. Геоморфологические условия образования россыпей в западной части Южного Приморья. — «Труды ИГЕМ», 1957, вып. 3, с. 188—211.

Лопатин Г. В. Карта модуля стока взвешенных наносов рек СССР. — В кн.: Вопросы гидрологии. Изд-во Моск. ун-та, 1957, с. 126—130.

Минато М., Гораи М., Фунахаси М. Геологическое строение Японских островов. М., ИЛ, 1968, 592 с.

Никольская В. В. Некоторые данные по палеогеографии озера Ханка. — «Труды Ин-та географии», вып. 51, Материалы по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 215—225.

Никольская В. В. Современные рельефообразующие процессы на приамурских равнинах. — В кн.: Геология, геоморфология полезных ископаемых Приамурья (Труды ХабКНИИ), № 3 (74). Л., 1969, с. 112—116.

Никонова Р. И. Поверхности выравнивания в рельефе Южного Приморья. М., «Наука», 1966, 89 с.

Патык-Кара Н. Г. Различия в генезисе поверхностей выравнивания Дальнего Востока. — «Вестн. МГУ. Сер. V, геогр.», 1966, № 3, с. 48—57.

Попова С. М. К познанию палеогеновых и неогеновых моллюсков Прибайкалья и Юга советского Дальнего Востока. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и кайнозойских отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.—Л., «Наука», 1964, с. 151—265.

Седова М. А. Олигоценная и миоценовая флора и растительность Приморского края по данным палинологического анализа. — «Труды I сессии Всесоюз. палеонтол. о-ва». М., Гостопиздат, 1957, с. 14—21.

Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962, 285 с.

Тащилкин В. А. Коры выветривания Приморья. — «Информ. сборник Приморского геологуправления». Владивосток, 1966, № 6, с. 44—47.

Устиновский Ю. Б., Хан Дон Сик, Болотникова М. Д., Бэ Гэн Зын, Карасев М. С. Стратиграфия и условия формирования кайнозойских отложе-

ний. — В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М., «Наука», 1966, с. 162—261.

Юг Дальнего Востока. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1972, 421 с.

Ярошенко П. Д. Лесостепь советского Дальнего Востока и прилегающих районов Северо-Восточного Китая. — В кн.: Вопросы сельского и лесного хозяйства Дальнего Востока, вып. 2. Владивосток, 1958, с. 203—215.

ОБ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЛАНДШАФТА ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Б. П. Колесников, Ю. А. Ливеровский, В. В. Никольская

Научный факторологический анализ развития рельефа любого региона возможен лишь на основе правильного представления о характере прошлого всей природно-территориальной системы, в которую морфоскульптура входит важным компонентом. В связи с этим особенно существенны рассмотрение и учет иногда ошибочных толкований фактических данных представителями смежных с географией наук. Разбору примера такого толкования и посвящена настоящая статья.

В 1966—1968 гг. Н. К. Верещагиным с сотрудниками было продолжено начатое еще в 1964 г. А. П. Окладниковым по инициативе Приморского филиала Географического общества исследование пещеры, названной именем Географического общества, открытой в 1963 г. Е. Г. Лешоком и В. И. Шабуниним. Были осмотрены также другие пещеры в долинах рек Партизанской и Артемовки. В результате этих исследований во втором полугодии 1968 г. Н. К. Верещагин с соавторами опубликовал две статьи — научную (Окладников и др., 1968) и научно-популярную (Верещагин, Оводов, 1968), в которых, в частности, рассматривается история фауны Приморья.

В первой статье, опубликованной в «Вестнике Академии наук СССР», кроме характеристики рыхлых отложений в пещере по ярусам и послыюного описания костных остатков, подробно анализируются археологические находки. В научно-популярной статье этот раздел сокращен, но в ней содержится краткое описание результатов раскопок в других пещерах Южного Приморья. В обеих публикациях перечисляются находки костей, подводятся итоги проведенному ранее изучению пещер другими исследователями и делаются палеогеографические реконструкции. Так, сделан вывод (с. 58) о том, что «во время обитания в пещере неолитического человека в ее окрестностях был такой же, как 100—200 лет назад, растительный и животный мир, такие же ландшафты уссурийской тайги». Здесь уместно отметить, что термины «уссурийская тайга» или «тайга уссурий-

ского типа» редко употребляются в биогеографической литературе и не точны. Поэтому пользоваться ими нежелательно.

Начав свои рассуждения с окрестностей пещеры и сделал для этой территории справедливые, на наш взгляд, выводы, Н. К. Верещагин далее переходит к широким экстраполяциям без учета закона физико-географической зональности и впадает в досадные ошибки. Например, на с. 60 он утверждает, что «животные, определяющие современный состав «смешанной» фауны Уссурийского края (тигр, бенгальский кот, енотовидная собака, непальская куница — харза, гималайский белогрудый медведь, пятнистый олень и др.)... отступили в позднем плейстоцене на юг в сторону северо-восточного Китая и Кореи. А затем... очевидно, уже в голоцене, имела место своего рода обратная «приливная волна» с юга на север...»

В статье, опубликованной в журнале «Природа», эти соображения выражены еще более конкретно и отчетливо. Утверждается, что в окрестностях исследованных пещер в постплиоцене «был ландшафт разнотравной степи с березовыми колками... климат был гораздо холоднее и суше, чем в наше время, и... весь... субтропический облик современного Приморья, его «южноазиатский» оттенок, оказывается, совсем недавний — послеледникового происхождения, а никак не реликтового» (с. 49).

Можно согласиться с выводами автора о существовании в Южном Приморье (в окрестностях пещер) в позднем плейстоцене ландшафта холодной лесостепи с березовыми и, добавим, сосновыми и лиственничными колками и соответствующей ему холодолюбивой фауной млекопитающих, а в голоцене — современного ландшафта смешанных хвойно-широколиственных лесов с животными, входящими и сейчас в состав современной фауны (енотовидной собаки, гималайского медведя, непальской куницы, тигра, бенгальского кота и пятнистого оленя). Однако нельзя считать, как Н. К. Верещагин, что эти два зональных типа растительности и фаун млекопитающих в плейстоцене и голоцене были единственными в Приморье, и нельзя забывать о существующих всегда ландшафтных зонах и явлениях высотной поясности. Перечисленные им представители фауны — животные современной подзоны (у некоторых авторов — зоны) и пояса смешанных хвойно-широколиственных лесов. Однако эта ландшафтная подзона далеко не единственная в Южном Приморье. Выше в горах прослеживаются высотные пояса темнохвойной тайги с лиственницей, занимающей определенные местообитания, каменноберезняков, горной тундры (гольцов) и др. со свойственными им комплексами животных. Немного севернее располагается зона пихтово-еловых охотских лесов, и северо-западнее — таежных лиственничных. В пределах Приханкайской равнины обильно представлены в ландшафте монголо-даурские представители степной расти-

тельности, а также иная фауна, свойственная дальневосточной лесостепи — прерии.

Физико-географическая зональность проявлялась в природе и в неолите, когда на юге Дальнего Востока существовали и высотные пояса темнохвойных и других лесов и зона лесостепи. Остатки их представителей, например, найдены на Новопокровской стоянке на Амуре (Никольская, 1954).

В работе Б. П. Колесникова с соавторами (1961) показано наличие реликтовых признаков почвообразования (засоления, осолодения) в почвах лесостепных равнин Приморья и Приамурья, имеющих определенный географический ареал, не выходящий за пределы прериевидной лесостепи.

Имеющиеся данные показывают также (Колесников, 1974), что в позднем плейстоцене, помимо ландшафта холодной лесостепи на равнине и в широких долинах рек предгорий, у вершин высоких гор господствовали ландшафты горной тундры и зарослей кедрового стланика, а ниже по склонам хребтов — лиственничных горных редколесий и горных темнохвойных лесов (ель, пихта, кедр) со значительным участием широколиственных древесных пород, возможно унаследованных от ландшафтов смешанных лесов доледникового времени. Более чем вероятно существование лесных горных рефугиумов — убежищ жизни, где могли переживать эпоху похолодания целые комплексы палеогеновых и неогеновых лесных видов, таких, как тис, кедр корейский и пихта цельнолистная, орех маньчжурский, лианы (аристолохия маньчжурская и лимонник), женьшень и другие аралиевые, различные папоротники и т. п. виды, придающие «субтропический» и «южноазиатский» облик современным ландшафтам Приморья, о котором пишет Н. К. Верещагин. В названных рефугиумах среднегогорного типа несомненно вместе с растениями существовали и пережили на месте эпоху похолодания те самые относительно теплолюбивые виды животных, которые, по мысли Н. К. Верещагина, якобы спасались от холода бегством на юг, а затем в голоцене с потеплением вновь вернулись в Приморье.

Таким образом, соглашаясь в основных чертах с палеофаунистическими реконструкциями Н. К. Верещагина для ближайших окрестностей пещер, мы не считаем возможным распространять их на все Приморье и тем более отрицать реликтовый характер современных ландшафтов смешанных лесов этой территории.

В пещерах Южного Приморья обнаружен ценнейший материал костных остатков, и, как следует из изложенного в рецензируемых статьях, стратификация накопления этих остатков дает возможность реконструкции развития животного мира. Приходится сожалеть, что Н. К. Верещагиным эти реконструкции проделаны без должного учета основных и достаточно хорошо выявленных физико-географических закономерностей и с огра-

ническим привлечением имеющихся по югу Дальнего Востока палеогеографических, палеоботанических и палеонтологических данных. Именно это привело его к ошибкам, породившим ложность главного палеогеографического вывода о недавнем (голоценовом) возникновении специфики ландшафта подзоны современных дальневосточных хвойно-широколиственных лесов.

Н. К. Верещагин пишет, что «история ландшафтов и фауны Приморья была совсем иной и более сложной, нежели это рисовалось ранее биогеографам» («Природа», с. 43). Действительно, уточнение и возможно даже частичный пересмотр сложившихся по этому вопросу представлений назрели и совершенно необходимы. Однако путь пересмотра, принятый Н. К. Верещагиным и сводящийся к отрицанию генетической связи современных ландшафтов Приморья с раннекайнозойскими, ошибочен. Выдвигаемое им положение о решающей роли в формировании современных ландшафтов грандиозных плейстоценовых маятниковоподобных миграций организмов на территории юга Дальнего Востока и смежных стран нельзя признать перспективным.

ЛИТЕРАТУРА

Верещагин Н. К., Оводов Н. Д. История фауны Приморья. — «Природа», 1968, № 9, с. 42—49.

Колесников Б. П. Схема четвертичной истории высокогорной растительности Сихотэ-Алиня. — В кн.: Растительный мир высокогорий и его освоение (Проблемы ботаники, вып. 12). Л., «Наука», 1974.

Колесников Б. П., Ливеровский Ю. А., Никольская В. В. Природные ландшафты прерий на советском Дальнем Востоке и их происхождение. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1961, № 1, с. 13—23.

Никольская В. В. Палеогеографические материалы из Новопокровской стоянки на Амуре. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1954, № 5, с. 73—77.

Окладников А. П., Верещагин Н. К., Оводов Н. Д. Открытие пещерного палеолита в Приморье. — «Вестн. АН СССР», 1968, № 10, с. 54—62.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ (ОБЪЕКТ, ПРЕДМЕТ, СОДЕРЖАНИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ЗАДАЧИ)

Г. П. Скрыльник

Рельеф Земли, как в настоящее время совершенно справедливо определяют исследователи (Никольская, 1966, 1972; Криволицкий, 1971; Худяков, 1972; и др.), представляет собой трехмерное, объемное образование. Таким образом, изучение его не ограничивается двухмерным исследованием неровностей земной поверхности, а предусматривает анализ не только генезиса и залегания, но и объема создаваемого терригенными и морскими осадками наземного и подводного рельефа.

Известно, что геоморфология подразделяется на две крупные ветви: 1) изучающую рельеф дна морей и океанов и 2) геоморфологию суши. И. С. Щукин (1960 а, б, 1962) неоднократно подчеркивал, что геоморфология, и в особенности та ее ветвь, которая занимается изучением суши, является одной из дочерних наук общей физической географии.

Из этого справедливого вывода вытекает, что рельеф должен всегда рассматриваться в тесной взаимосвязи с физико-географическими факторами, шире задачи общего геоморфологического анализа — морфологического, морфолитогенетического, структурно-геоморфологического и палеогеоморфологического (Спиридонов, 1970). При всем этом центральной проблемой современной геоморфологии является изучение характера и напряженности взаимодействия между экзогенными и эндогенными агентами (Симонов, 1972).

Однако сложность отмеченных взаимосвязей велика, и очень часто при различного рода геоморфологических построениях и решении отдельных практических задач приходится нарушать эти основные методологические принципы и учитывать в первую очередь один из факторов. Этим вызвано давнее (замечу — вполне оправданное в ходе постепенного углубленного изучения рельефа Земли) разделение геоморфологии на климатическую и структурную. Большие успехи последней (Герасимов, 1946, 1959; Хаин, Милановский, 1956; Коржуев, 1974; Мещеряков, 1965, 1967; Герасимов, Мещеряков, 1967; и др.), свя-

занные с нацеливанием работ больших геоморфологических коллективов на решение ряда практических задач, способствовали тому, что создалось мнение о преобладающей роли в рельефообразовании эндогенных факторов. При этом часто забывалось, что рельеф — компонент геосистем различного таксономического ранга, в том числе и всей комплексной географической оболочки. В действительности же это весьма существенно (Кривоуцкий, 1971; Щукин, 1969, 1974; и др.). Экзогенная и эндогенная составляющие единого сложного процесса рельефообразования являются в конечном счете равнозначными по своему эффекту, как равноправны и две ветви единой науки, их изучающие.

Методологические принципы геоморфологии сформулированы Д. А. Тимофеевым как три главных ее закона, «согласно которым происходит формирование и развитие рельефа земной поверхности: закон взаимодействия эндогенных и экзогенных сил, закон расчленения — выравнивания рельефа деятельностью экзогенных процессов и закон усложнения геоморфологических ландшафтов в ходе истории Земли» (Тимофеев, 1972, с. 3).

Итак, климатическая и структурная геоморфология представляет собой две самостоятельные ветви единой геоморфологической науки, акцентирующие свое внимание на изучении различных факторов развития одного объекта — рельефа Земли — и имеющие таким образом разные предметы исследований. Такое разделение геоморфологии диктуется прежде всего направлением развития ее теории на удовлетворение запросов практики. Так, решение центральной современной проблемы геолого-географических наук — географического прогноза — ставит всех геоморфологов перед необходимостью переноса центра тяжести фундаментальных исследований из области структурной геоморфологии в область климатической.

Рельеф и литосфера образуют нижнюю ступень комплексной географической оболочки — ее литолого-геоморфологическое звено (Марков и др., 1973). При этом они взаимосвязаны, взаимообусловлены и находятся во взаимодействии с другими частными географическими оболочками, поскольку между ними происходит сквозное проникновение (обмен) вещества и энергии.

Остановимся несколько подробнее на высказанном выше положении. Удельный вес экзогенных рельефообразующих агентов в процессе развития Земли и, в частности, деятельности человечества неуклонно повышается. Вот почему, как отмечает А. И. Спиридонов (1970), чисто тектонического рельефа мы нигде сейчас не встречаем. В общем выводе, если сравнивать роль экзогенных сил с эндогенными агентами в геологической и геоморфологической жизни Земли, их роль вполне соизмерима (Марков, 1948; Кривоуцкий, 1971; Тимофеев, 1972; и др.). Здесь уместно отметить, что в одной из последних своих работ

И. П. Герасимов (1970а) также приводит веские доказательства равнозначности за геологический промежуток времени эндогенной и экзогенной составляющих рельефообразования, рассматривая главным регулятором системы равновесия современного рельефа почвенно-растительный слой, обладающий специфическими свойствами и регулирующий интенсивность естественной денудации в отношении соразмерности с тектоническими движениями. Кроме того, работы последних лет показывают, что влияние экзогенных процессов, например, на тектонические движения по масштабности равнозначно обратному воздействию (Криволюцкий, 1971; Асеев и др., 1974). Параллельно с этим следует учитывать и возможное влияние живого вещества на течение не только экзогенных, но и эндогенных процессов, имея в виду глобальное преобразующее влияние биосферы на тектоносферу Земли (Горшков, 1975).

Масштабность и напряженность экзогенного рельефообразования, протекающего на том или ином фоне тектоно-геологической обстановки, по нашему мнению, определяется и контролируется *прежде всего климатом*. Климат, являясь продуктом определенной исторической стадии в непрерывном развитии Земли, испытывал на протяжении всей ее истории неоднократные и сильные колебания (Синицын, 1965, 1966, 1970; Москвитин, 1972; Блютген, 1973; и др.). Они сопровождались резкой перестройкой общепланетарной, региональной или местной гидротермической ситуаций, изменением баланса тепла и влаги, а главное — соотношения тепла и влаги (радиационного индекса сухости — по А. А. Григорьеву и М. И. Будыко, 1956) и стока. Естественно, что значительные длительно-устойчивые отклонения в обе стороны от существовавшего ранее биометеоэнергетического уровня в ландшафтах вызывали расширение или сужение спектра и напряженности экзогенных процессов. Прекрасной иллюстрацией этого утверждения могут служить, в частности, работы А. А. Величко (1973), Б. Л. Соловьева (1975) и некоторых других. Одновременно происходило усиление и (или) смена ведущих экзогенных рельефообразующих процессов, приводившая к качественно иному, характеризовавшемуся зональными чертами, перемещению рельефообразующего вещества. В итоге существовавшие формы рельефа подвергались значительной моделировке или переработке и одновременно возникали другие формы, соответствующие новой природно-климатической обстановке и не уступающие в ряде случаев по своим масштабам морфоструктурам.

Таким образом, соблюдая основной генетический принцип, морфоскульптуры и морфоструктуры следует рассматривать как равнозначные категории рельефа земной поверхности, что подчеркивалось ранее некоторыми исследователями (Мещеряков, 1965; Никольская, 1966; Криволюцкий, 1971).

Формирование и развитие рельефа связывается с постоян-

ным обменом вещества и энергии между отдельными географическими оболочками в ходе континентального развития Земли (геоморфологического этапа — по И. П. Герасимову и Ю. А. Мещерякову, 1964). Этот обмен, усиливающийся непрерывно и скачкообразно на протяжении последних 3 млрд. лет (Марков и др., 1973), приводит к постоянным качественным и количественным изменениям вещественно-энергетического уровня организации материи. Наиболее существенны такие изменения в области контакта, взаимопроникновения и взаимодействия атмосферы с другими частными географическими оболочками. В ходе развития этого взаимодействия происходит непрерывное усложнение современных геоморфологических ландшафтов (по Д. А. Тимофееву, 1972) или геоморфологических формаций и фаций (по Н. А. Флоренсову, 1971). Образную картину постепенного усложнения геоморфологического облика Земли приводит, в частности, И. П. Герасимов и подчеркивает, что «современная земная поверхность усложнилась в морфогенетическом отношении и постепенно приобрела тот облик, который мы изображаем на геоморфологических картах» (Герасимов, 1970б, с. 26).

Динамичность форм рельефа, созданных и развивающихся в основном экзогенными процессами, рассматривается нами прежде всего по различной реакции лито-, био- и хиномасс на ритмические, циклические или периодические колебания-изменения климатической обстановки в разных масштабах. Подобные различные реакции могут возникнуть и в результате человеческой деятельности в планетарных масштабах.

При этом всегда следует помнить, что «протекавшие в континентальный период процессы седиментации и метаморфизма, создавшие морфотекстуру и морфоструктуру, и процессы, зарождающиеся в глубоких слоях земной коры и верхней мантии, продолжающие действовать и поныне и в большей или меньшей степени отражающиеся в рельефе, должны рассматриваться при анализе морфоскульптуры не как движущая сила, а лишь как условия развития» (Никольская, 1966, с. 125). Экзогенные комплексы рельефа в отличие от морфоструктурных подчиняются в своем возникновении и развитии не только трем главным геоморфологическим законам, но и закону географической зональности. Доказательства последнему утверждению находим в работах многих исследователей (Калесник, 1955; Григорьев, 1956, 1959, 1970; Шукин, 1960а; Криволуцкий, Хаин, 1961; Марков, 1960; Никольская, 1966, 1972; Попов, 1967; Воскресенский, 1968, 1971; Мещеряков, 1972; Симонов, 1972; и др.).

Наиболее крупные успехи климатической геоморфологии связаны с появлением в 1899 г. концепции циклов эрозии В. М. Дэвиса (1962) и теоретических работ советских и французских геоморфологов, приложивших учение о географической зональности В. В. Докучаева к вскрытию общих и частных за-

кономерностей формирования и развития рельефа земной поверхности.

В настоящее время нет общепринятых четких определений понятий «объект» и «предмет» исследований климатической геоморфологии, как нет и единого мнения о правомерности выделения двух самостоятельных направлений в геоморфологии — климатического и структурного. Об этом свидетельствуют многочисленные научные работы, энциклопедии и словари. Поэтому приведем формулировки отдельных понятий и терминов, как их понимает автор и в каком смысле они употребляются в настоящей работе.

Исходя из общих философских позиций научного познания мира, автор рассматривает объект исследований конкретной науки как некоторую объективную реальность, данную нам в ощущения и существующую как целое со всеми присущими ей характеристиками; предмет исследований — как определенные особенности и свойства рассматриваемого в данное время объекта изучения. Руководствуясь этими принципами, сформулируем понятия «объект» и «предмет» изучения климатической геоморфологии.

Объектом исследований климатической геоморфологии является рельеф как часть комплексной географической оболочки, представляющий собой одну из ее сфер — объемное трехмерное образование. Эта сфера обладает свойствами целостности, самоусложняемости и стремлением к состоянию устойчивости в ходе развития, обмена вещества и энергии как внутри себя, так и между всеми частными географическими оболочками. В соответствии с этим мы склонны рассматривать рельеф как сложную динамическую систему, открытую прежде всего для внешних атмосферных воздействий. Поэтому-то объектом изучения климатической геоморфологии следует признать рельеф, формирующийся как целостное образование под воздействием климатических факторов, т. е. экзогенный рельеф. Эту частную географическую оболочку мы предлагаем называть «климоморфогенной».

В отличие от «морфоскульптурной оболочки» (Никольская, 1972) выделяемая нами «климоморфогенная оболочка» не включает рельеф, созданный эндогенной аккумуляцией и денудацией (вулканический тип морфоскульптуры — по В. В. Никольской, 1966, 1972). Нижняя граница климоморфогенной оболочки совпадает с таковой комплексной географической оболочки за весь период ее развития, т. е. находится на глубине максимального проникновения процессов выветривания в литосферу за весь геоморфологический этап Земли. Так, если в пределах обширных равнинных пространств, испытывавших в прошлом направленно-длительные опускания земной коры, указанная граница лежит на глубине многих сотен метров от дневной поверхности, то в пределах молодых орогенических областей, под-

верженных воздыманию и активному денудационному срезу, она фиксирована подошвой слоя годовых колебаний температуры грунтов. Что же касается верхней границы климоморфогенной оболочки, то она так же, как и у морфоскульптурной оболочки (Никольская, 1972), проходит по поверхности ледников, наледей, снежников, лесной подстилки, дернины, торфяников и т. д., т. е. по граням твердых тел, создающих поверхность Земли.

Климоморфогенез понимается нами как диагенетическое или унаследованное рельефообразование, определяемое воздействием групп экзогенных агентов, порождаемых главной геофизической сущностью тех или иных климатов (континентальных-криосных, континентальных-термосных, океанических-криосных, а также океанических-термосных). Именно климоморфогенез придает черты единообразия рельефу в однородных климатах и создает зоны дифференциации на границах разных климатических влияний. При этом следует отметить, что геоморфологический диагенез в отличие от унаследованного рельефообразования проявляется в результате резкой смены геофизических условий в развитии современного рельефа, что отражается в создании новых форм земной поверхности.

Предметом исследований климатической геоморфологии в настоящее время, как нам думается, являются: 1) зарождение, естественная напряженность и направленность, динамика, механизм взаимодействия, морфолитогенетический эффект экзогенных процессов; 2) возникновение, эволюция, стадийное развитие форм и комплексов экзогенного рельефа.

Взаимодействие и определенное соотношение экзогенных и эндогенных агентов в формировании рельефа Земли и т. д. представляют предмет изучения общей геоморфологии и исследуются как структурной, так и климатической ее ветвями.

Из всех задач, стоящих сейчас перед геоморфологами — представителями климатической геоморфологии, особо следует отметить *три центральные*: 1) познание природы различных типов морфолитогенеза; 2) предвидение будущего развития экзогенного рельефа; 3) учет роли антропогенных факторов в изменении естественной напряженности и направленности экзогенных процессов и в коррекции их морфолитогенетического эффекта для построения качественного географического прогноза. Их решение, по нашему мнению, должно проходить параллельно с созданием единой комплексной теории общего экзогенного морфогенеза и прежде всего основ климоморфогенеза.

На важность решения ряда подобных задач указывали многие исследователи (Герасимов, 1970а; Звонкова, 1970; Мещеряков, 1970; Никольская, 1972, 1974; Симонов, 1972; Тимофеев, 1972; Капица, Симонов, 1974; Шукин, 1974; и др.). Разделяя это мнение, мы считаем, что необходимым условием успешного выполнения такого исследования является широкая постановка

и проведение фундаментальных экспериментально-лабораторных работ и организация во всех природных зонах, поясах и провинциях длительных стационарных геоморфологических наблюдений.

В настоящее время еще не отработана строгая и четкая терминология, систематика и классификация элементарных форм рельефа, их комплексов и т. д. Так, экзогенный рельеф (отдельные формы и их комплексы с соответствующими рыхлыми отложениями) в советской научной литературе отождествляется с понятиями «морфоскульптура», «морфоскульптурные комплексы», «морфоскульптурная оболочка» (Герасимов, 1959; Мещеряков, 1965; Никольская, 1966, 1972; и др.), «морфосистема» (Симонов, 1972), а в зарубежной (особенно во французской) — «системы эрозии» или «морфоклиматические системы» (Cholley, 1950; Tricart, 1953; Шоллей, 1959). При этом разные авторы одни и те же термины понимают не однозначно, вкладывая в них различное содержание.

В качестве собирательного термина, применимого к образованиям (геоморфологическим единицам) различного таксономического ранга — от самых крупных (планетарного масштаба) до крайне мелких (минимальной, далее неделимой без потери целостности — геоморфологического ландшафта), мы предлагаем понятие «климоморфогенная система». Оно стоит в одном ряду с более обширным, комплексным физико-географическим понятием, каким считают сейчас «геосистему», и в то же время отражает ведущий генетический фактор образования.

Самая крупная таксономическая единица — *климоморфогенная оболочка* или *сфера*, как частная сфера комплексной географической оболочки и как объект изучения климатической геоморфологии. Для нее характерны зональные и провинциальные черты. Они, как и вертикальные неоднородности ее строения, определяются в первую очередь климатом.

В вертикальном плане климоморфогенная оболочка подразделяется нами на три горизонта. Так, согласно материалам наших исследований и данным из литературных источников, в пределах Сибири и Дальнего Востока выделяются: 1) горизонт *активного рельефообразования*, совпадающий с деятельным слоем почво-грунтов, мощность которого контролируется глубиной проникновения суточных и сезонных колебаний тепла и влаги (до первых метров по вертикали); 2) горизонт *умеренного рельефообразования*, расположенный ниже первого горизонта и ограниченный снизу подошвой годовых колебаний температуры и влажности в горных породах (от первых метров до первых десятков метров по глубине); 3) горизонт *реликтового рельефообразования*, наблюдающийся ниже второго (от первых десятков метров до нескольких километров по глубине). Естественно, что в других природно-климатических поясах мощности отмеченных горизонтов могут существенно отличаться, но

трехчленность вертикального разреза большинства климоморфогенных систем должна сохраняться.

Для климоморфогенной оболочки, помимо вертикальных неоднородностей, характерны и горизонтальные. В связи с этим в ее пределах целесообразно выделять «климоморфогенные пояса», территориально совпадающие и соответствующие природно-климатическим поясам: арктический, субарктический, умеренный, субтропический, тропический, субэкваториальный и экваториальный. Каждый климоморфогенный пояс характеризуется только ему присущим балансом тепла и влаги и их соотношением, а также условиями и величиной стока. Естественно, что своеобразие физико-географической обстановки обуславливает и резко отличные пути, по которым протекает развитие экзогенного рельефа. Характерные его образования, в свою очередь, выступают ярким показателем принадлежности к тому или иному климоморфогенному поясу. Такая тесная связь позволяет не только комплексно охарактеризовывать современный рельеф Земли, но и дает возможность по специфическому набору экзогенных образований восстанавливать палеоклиматическую обстановку так же, как и по характеристикам палеоклимата, полученным с помощью других наук, — экзогенный рельеф прошлого.

С точки зрения вещественно-энергетического уровня организации материи и его подвижности, в связи с колебаниями климата, в каждом климоморфогенном поясе четко выделяется зона наиболее интенсивного рельефообразования. Так, в Сибири и на Дальнем Востоке, большая часть территории которых находится в умеренном поясе (радиационный индекс сухости составляет 0,5—0,9; сток равен 20—50, реже 100 см/год — по А. А. Григорьеву и М. И. Будыко, 1956), эта зона совпадает с полосой максимальной мощности деятельного слоя (1—3 м) и потенциально неустойчивых среднегодовых температур почвогрунтов (минус 1—плюс 1°С). Таким образом, повышенная напряженность здесь экзогенного рельефообразования связывается с неустойчивостью термодинамического состояния почвогрунтов, с частыми колебаниями тепла и влаги в течение года и т. д.

Климоморфогенные пояса характеризуются не только различными, но и многими общими чертами. Так, для каждого пояса свойствен только здесь главенствующий тип климоморфогенеза. В то же время основными, «нормальными» типами денудационно-аккумулятивных процессов и форм, в связи с их наибольшим площадным развитием на Земле, являются следующие: тропическо-гумидный, аридно-семиаридный и умеренно-гумидный (Лебедева, Тимофеев, 1968). Кроме того, ведущий тип экзогенного рельефообразования в каждом поясе сочетается с другими типами, которые в той или иной мере взаимодействуют и между собой.

Климоморфогенные пояса подразделяются на *подпоясы*. Они соответствуют не столько ландшафтными зонам, сколько подзонам и провинциям. Экзогенный рельеф подпоясов является прежде всего морфогенетическим выражением противоречивых влияний материков и океанов на его развитие, осуществляемых главным образом через атмосферу. Так, если в пределах дальневосточных мегаберегов (обширных территорий — части горных склонов и прибрежных равнин материка, экспонированных к океану и развивающихся под воздействием создаваемого им океанического климата), находящихся в умеренном поясе, флювиальный тип экзогенного рельефообразования сочетается с гляциально-нивационным, то в соседних внутриконтинентальных районах — с аридно-мерзлотным. Более того, развитие здесь самого флювиального типа денудационно-аккумулятивных процессов и форм протекает по-разному. Например, напряженность климоморфогенеза в бассейне верховьев Колымы, находящегося под значительным влиянием Тихого океана и его морей, заметно выше, чем в испытывающих преобладающее континентальное влияние соседних верховьях Индигирки. В связи с большими энергетическими различиями в развитии этих речных систем, характеризующихся в результате неравномерностью, возникают оптимальные условия для перехватов, что и отмечается здесь в настоящее время: Колыма активно осваивает верховья Индигирки. Аналогичная картина наблюдается и при сравнении агрессивных рек охотского мегаберега с водотоками, относящимися к бассейну Северного Ледовитого океана. Речные перестройки связаны с перехватами, обусловленными в основном климатическими факторами.

Каждый климоморфогенный подпояс мы предлагаем разделять на климоморфогенные *уровни*: 1) аккумуляции, 2) денудации и 3) относительной стабилизации аккумулятивных и денудационных процессов и форм. Сочетание этих уровней в природе осуществляется сложными взаимопереходами и присутствием элементов одних в других.

Наиболее дробные, но целостные и далее неделимые, геоморфологические образования, из которых состоят климоморфогенные уровни, — *климоморфогенные ландшафты*. Они представляют собой определенные участки земной поверхности, где в условиях единого климата (постоянного или изменчивого) и относительно устойчивой морфоструктурной обстановки формируется из соответствующих отложений свой набор (прямой — случай горизонтальной зональности; обратный — случай высотной зональности) экзогенных форм, объединенных между собой единством прошлого и настоящего развития и общими тенденциями своего будущего развития. Территориально климоморфогенные ландшафты, в нашем понимании, совпадают с физико-географическими ландшафтами, выделяемыми по ведущему — литогенному — признаку.

В настоящее время проведение трехмерного анализа климоморфогенной оболочки (установление связи трех ее основных неоднородностей: горизонтальной и высотной зональности и провинциальности) имеет большое значение, что связано прежде всего с возросшими запросами теории и практики народного хозяйства.

Сейчас, когда центральной проблемой в географии является географический прогноз (общий, региональный, местный), следует еще более углубить теоретические исследования и экспериментально-стационарные работы в области общей и частной климатической геоморфологии. Поскольку экзогенный рельеф является одним из главных компонентов географической оболочки, он относительно чутко реагирует на естественные и искусственные нарушения ее структуры и особенно на связанные с этим колебания климата. Именно с такими его колебаниями и зонально-провинциальными изменениями связана изменчивость темпа и направленности экзогенного рельефообразования.

Особенно ощутимые изменения в географической оболочке отмечаются при освобождении под контролем климата гравитационной энергии, ныне законсервированной в громадных количествах в пределах области взаимопроникновения криосферы в климоморфогенную оболочку. При этом наибольшие запасы гравитационной энергии сконцентрированы в вечномерзлых породах в горах умеренного пояса, а в неуклонно воздымающихся районах эти запасы здесь все время увеличиваются.

Известно, что в пределах суши Северного полушария для умеренного пояса характерно снижение с юга на север суммарного результата экзогенного рельефообразования. В то же время эффект мерзлотного морфолитогенеза в общем увеличивается. Это объясняется тем, что при господствующем влиянии климата на ход экзогенных рельефообразующих процессов и сокращении общей продолжительности теплого периода года возрастает процент ежегодно освобождающейся энергии на единицу массы в параллельно уменьшающемся по мощности слое активного рельефообразования. Именно поэтому мерзлотные процессы, постепенно становясь ведущими в экзогенном морфогенезе, определяют современный облик рельефа северных территорий. При этом потенциальные возможности экзогенного рельефообразования используются не полностью, что необходимо учитывать при активном освоении северных территорий и при разработке местных и региональных географических прогнозов.

Непрерывный рост ежегодно вырабатываемой человечеством в результате хозяйственной деятельности энергии, количество которой в недалеком будущем станет соизмеримым с поступлением на Землю солнечной энергии (Будыко, 1971, 1972), постоянно усиливающееся антропогенное воздействие на экзогенное рельефообразование, проявляющееся в планетарных масшта-

бах (Бондарев, 1974), и т. д. уже сейчас вносят заметные изменения в характер естественного обмена веществом и энергией между климоморфогенной оболочкой и другими частными географическими сферами. Наибольшие изменения такого рода отмечаются в тех областях, где ее термодинамическое состояние характеризуется крайней неустойчивостью (например, вдоль южной границы подземного оледенения). Учет этих явлений приобретает практическую значимость в целях рационального использования в народном хозяйстве ресурсов климоморфогенной оболочки, особенно в районах первоочередного освоения.

Наши построения не противоречат ранее сделанным выводам многих исследователей природы Земли о том, что географическая оболочка постоянно получает больше энергии, чем отдает. Таким образом, можно говорить о непрерывном, часто скачкообразном, возрастании суммарной напряженности природных процессов, в том числе экзогенного рельефообразования. Если учесть, что, по данным многих климатологов, в ближайшие 100 лет резко изменятся климатические условия, а возможно произойдет и глобальная перестройка климатической обстановки, то вместе с этим следует ожидать и резких перестроек в ходе экзогенных процессов и, следовательно, типов климоморфогенеза. Это, в конечном счете, должно привести к существенным изменениям в структуре климоморфогенной оболочки Земли: смещению границ существующих климоморфогенных поясов, подпоясов и уровней; изменению набора и спектра физиономических и второстепенных микро- и мезоформ рельефа в различных климоморфогенных ландшафтах и т. д.

Учет влияния климата, как и будущих его изменений, на ход экзогенного рельефообразования особенно важен для Дальнего Востока, где проходит граница двух главных и противоположных рельефообразующих влияний: морей Тихого океана и материка Азии. Несмотря на большую тектоническую активность, дальневосточные климаты выступают мощными рельефообразующими факторами, стирающими черты палеорельефа. Например, своеобразный режим атмосферных осадков предопределяет здесь интенсивную нивелировку форм ледникового рельефа и способствует формированию образований, морфологически близких к ледниковым, что связано с резкой изменчивостью в году высокой влажности почво-грунтов и температуры, а также повышенной снежностью территории. Антропогенные факторы (распашка территорий, площадное сведение лесной растительности и т. д.) еще больше усиливают интенсивность этих, как и других, процессов современного экзогенного рельефообразования.

Таким образом, крупномасштабное вмешательство человека в природу Земли, уже начавшееся и продолжающееся во все возрастающих размерах, не только резко изменяет ход естественного экзогенного рельефообразования (опосредованно — че-

рез изменения климата, и прямо — в ходе устройства водохранилищ, создания искусственных равнин и холмогорий и т. д.), но и предусматривает необходимость прогноза будущей естественной и преобразованной природы Земли. Вот почему следует усилить исследования в области климатической геоморфологии и переориентировать крупные коллективы геоморфологов на решение первоочередных задач теории и практики.

В заключение необходимо отметить следующее. Нам думается, что выделение и дальнейшее развитие климатической геоморфологии как важной ветви единой геоморфологической науки с собственным объектом и самостоятельным предметом исследований не только целесообразно, но и вполне оправданно. Изложенные выше отдельные положения могут вызвать некоторые возражения. Поэтому укажем, что выделение климатической геоморфологии не противоречит современным теоретическим концепциям, общепринятым в комплексной, сквозной физической географии и геоморфологии. К тому же, именно фундаментальные теоретические разработки в области климатической геоморфологии и сформулированные на их основе конкретные рекомендации (для различного рода инженерно-географических проектов по управлению экзогенными процессами или предвидению их поведения в естественных и сильно нарушенных природно-климатических условиях и т. д.) внесут существенный вклад в построение так необходимого для дальновидного хозяйствования качественного географического прогноза.

ЛИТЕРАТУРА

Асеев А. А., Бронгулев В. В., Муратов В. М., Пшенин Г. Н. Экзогенные процессы и реакция земной коры. — «Геоморфология», 1974, № 1, с. 3—14.

Блотген И. География климатов, т. 2. М., «Прогресс», 1973, 403 с.

Бондарев Л. Г. Вечное движение. Планетарное перемещение вещества и человек. М., «Мысль», 1974, 160 с.

Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеонздат. 1971, 472 с.

Будыко М. И. Влияние человека на климат. Л., Гидрометеонздат, 1972, 48 с.

Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М., «Наука», 1973, 256 с.

Воскресенский С. С. Геоморфология СССР. М., «Высшая школа», 1968, 368 с.

Воскресенский С. С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. Изд-во Моск. ун-та, 1971, 230 с.

Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. — В кн.: Проблемы физической географии, т. 12. М. — Л. Изд-во АН СССР, 1946.

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

Герасимов И. П. Современные рельефообразующие экзогенные процессы. Уровень научного познания, новые задачи и методы исследования. В кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. (Материалы VII пленума геоморфол. комиссии АН ССР). М., «Наука», 1970а, с. 7—14.

Герасимов И. П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли. — «Геоморфология», 1970, № 1, с. 19—27.

Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Морфоструктура и морфоскульптура земной поверхности. — В кн.: Современные проблемы географии. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Планетарные черты рельефа и геоморфологический этап в развитии Земли. — В кн.: Рельеф Земли. М., Изд-во АН СССР, 1967, с. 13—19.

Горшков С. П. Тектоносфера, экзогенные процессы и живое вещество. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1975, № 4, с. 20—34.

Григорьев А. А. Субарктика. Опыт характеристики основных типов географической среды. М., Географгиз, 1956, 224 с.

Григорьев А. А. Режим тепла и влаги и географическая зональность. — «Материалы к III съезду Геогр. о-ва СССР». Л., 1959, 22 с.

Григорьев А. А. Типы географической среды. Избранные теоретические работы. М., «Мысль», 1970, 472 с.

Григорьев А. А., Будыко М. И. О периодическом законе географической зональности. «ДАН СССР», 1956, т. 110, № 1, с. 129—132.

Дэвис В. М. Геоморфологические очерки. М., ИЛ, 1962, 455 с.

Звонкова Т. В. Проблема прогнозирования экзогенных процессов. — В кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. (Материалы VII пленума геоморфол. комиссии АН СССР). М., «Наука», 1970, с. 23—28.

Калесник С. В. Основы общего землеведения. М., Учпедгиз, 1955, 472 с.

Капица А. П., Симонов Ю. Г. Основные проблемы регионального географического прогноза. — «Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока», № 43. Новосибирск, 1974, с. 16—24.

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

Кривоуцкий А. Е. Жизнь земной поверхности (проблемы геоморфологии). М., «Мысль», 1971, 408 с.

Кривоуцкий А. Е., Хаин В. Е. Географическая зональность ведущих экзогенных процессов. — В кн.: Жизнь Земли, № 1, 1961, с. 85—90.

Лебедева Т. М., Тимофеев Д. А. Анализ карты морфоскульптуры суши земного шара. — «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3(5). Чита, Изд-во Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР, 1968, с. 187—189.

Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948, 344 с.

Марков К. К. Палеогеография (историческое землеведение). Изд-во Моск. ун-та, 1960, 268 с.

Марков К. К., Добродеев О. П., Симонов Ю. Г., Суетова Н. А. Введение в физическую географию. М., «Высшая школа», 1973, 184 с.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965, 390 с.

Мещеряков Ю. А. Морфоструктура суши. — В кн.: Рельеф Земли. М., 1967, с. 19—35.

Мещеряков Ю. А. О теории экзогенных процессов. — В кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования (Материалы VII пленума геоморфол. комиссии АН СССР). М., «Наука», 1970, с. 15—22.

Мещеряков Ю. А. Рельеф СССР (морфоструктура и морфоскульптура). М., «Мысль», 1972, 520 с.

Москвитин А. И. Палеоклиматы плейстоцена Европы. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972, с. 378—393.

Никольская В. В. Опыт классификации морфоскульптуры бассейна Амура. — В кн.: Структурная и климатическая геоморфология. М., «Наука», 1966, с. 124—131.

Никольская В. В. Морфоскульптура бассейна Амура. М., «Наука», 1972, 296 с.

Никольская В. В. О естественных тенденциях развития физико-географических провинций юга Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1974, 127 с.

Полов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). Изд-во Моск. ун-та, 1967, 304 с.

Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. Изд-во Моск. ун-та, 1972, 252 с.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 1. Палеоген и неоген. Изд-во Ленингр. ун-та, 1965, 168 с.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой. Изд-во Ленингр. ун-та, 1966, 168 с.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 3. Вторая половина палеозоя (девон, карбон и пермь). Изд-во Ленингр. ун-та, 1970, 134 с.

Соловьев Б. Л. О ритмичности плейстоценовых рельефообразующих процессов. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1975, т. 107, с. 59—62.

Спиридонов А. И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картирования. М., «Высшая школа», 1970, 456 с.

Тимофеев Д. А. О некоторых геоморфологических законах. — «Геоморфология», 1972, № 2, с. 3—12.

Флоренсов Н. А. О геологических формациях. — «Геоморфология», 1971, № 2, с. 3—10.

Хаин В. Е., Милановский Е. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. Типы мегарельефа материковых массивов. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1956, вып. 3 (3—36 с.) — 4 (3—27 с.).

Худяков Г. И. Принципы морфоструктурного анализа и восстановления истории развития наземного рельефа. — В кн.: Юг Дальнего Востока (история развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М., «Наука», 1972, с. 24—63.

Шоллей А. Структурная и климатическая геоморфология. — В кн.: Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М., ИЛ, 1959, с. 11—31.

Шукин И. С. Общая геоморфология, т. 1. Изд-во Моск. ун-та, 1960а, 616 с.

Шукин И. С. О месте геоморфологии в системе естественных наук и о ее взаимоотношениях с комплексной физической географией. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1960б, № 1, с. 15—22.

Шукин И. С. Мой ответ Л. Г. Каманину и С. С. Коржуеву. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1962, № 1.

Шукин И. С. О «структурной» и «климатической» геоморфологии и критика некоторых представлений. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5 (геогр.)», 1969, № 5, с. 13—19.

Шукин И. С. О недооценке климатического фактора в геоморфологии. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1974, № 3, с. 21—26.

Cholley A. Morphologie structurale et morphologie climatique. — «Annales de Géographie», 1950, LIX, p. 321—335.

Tricart J. Premier essai sur la geomorphologie et la pensée marxiste. — «La Pensée», 1953, № 69, N S., p. 55—76.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Предисловие</i>	3
Часть I. Подготовка кадров геоморфологов	
<i>Капица А. П., Органова Н. М.</i> О подготовке специалистов-геоморфологов в Дальневосточном государственном университете	5
Часть II. Хорология специфичных дальневосточных типов морфогенеза	
<i>Казакова Н. М.</i> Сравнительный анализ распространения современного и древнего ледникового и мерзлотного рельефа Азии	10
<i>Скрыльник Г. П., Скрыльник Т. А.</i> Характеристика континентальности Дальнего Востока	46
<i>Никольская В. В.</i> Необходимость (закономерность) и случайность — отражение сущности связи тенденций длительного и краткосрочного развития рельефа Дальнего Востока	52
<i>Иванец Б. С., Скрыльник Г. П.</i> Роль наледного и озёрного льда в организации природных комплексов	57
<i>Крылов И. И.</i> Роль климатического фактора в речных перестройках	67
Часть III. Вопросы геоморфологии и палеогеографии юга Дальнего Востока	
<i>Ивашинников Ю. К., Короткий А. М.</i> О значении эолового процесса в формировании аккумулятивного рельефа Приморья	73
<i>Органова Н. М.</i> К вопросу о влиянии климатического фактора на формирование рельефа Западного и Южного Приморья	80
<i>Ивашинников Ю. К., Мостовой В. К., Полищук Л. Н., Рышков В. С.</i> Характер современных рельефообразующих процессов на территории Приморья	88
<i>Малютенко Г. А.</i> Геоморфологические комплексы как ресурс сельского хозяйства Амурской лесостепи	96
<i>Ивашинников Ю. К.</i> История развития дочетвертичного рельефа Приханкайской равнины	99
<i>Колесников Б. П., Ливеровский Ю. А., Никольская В. В.</i> Об истории развития ландшафта Южного Приморья	129
Часть IV. Рельеф как частная географическая оболочка	
<i>Скрыльник Г. П.</i> Климатическая геоморфология (объект, предмет, содержание и современные задачи)	133

ГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КЛИМОМОРФОГЕНЕЗА

Редактор *Г. Кушарева*, технический редактор *Т. Ермолова*, корректоры
И. Здорова, *Н. Прокопенко*, художник *В. Баженов*

ВД 12228. Сдано в набор 17/VI 1976 г. Подписано к печати 3/IX 1976 г.
Формат 60×90/16. Усл. печ. л. 9,5. Уч.-изд. л. 9,91. Тираж 1000 экз. Бумага
тип. № 1. Цена 69 коп. Заказ 2216.

Редакционно-издательский отдел Дальневосточного научного центра
АН СССР Владивосток, Ленинская, 50

Полиграфический комбинат Управления издательств, полиграфии и книжной
торговли Приморского крайисполкома, Владивосток, Океанский пр., 69

О подготовке специалистов-геоморфологов в Дальневосточном государственном университете. Капица А. П., Органова Н. М. «География и палеогеография климоморфогенеза». Владивосток, 1976, с. 5—9.

Предлагаемая модель подготовки специалиста-геоморфолога исходит из анализа, как современного, так и будущего взаимодействия общества и природной среды, рельефа и производства. Так, будущее развитие науки и производства позволит человеку оказывать влияние на климатические и гидрологические условия, которые контролируют развитие экзогенных процессов.

Модель подготовки специалиста геоморфолога предусматривает следующий комплекс дисциплин: общественно-политические, общеспециальные, профессиональные, а также практику в базовом Тихоокеанском институте географии ДНВЦ АН СССР, производственные полевые чрактики и т. д.

Ил. 1.

УДК 551.4+551.8(235+25)

Сравнительный анализ распространения современного и древнего ледникового и мерзлотного рельефа Азии. Казакова Н. М. «География и палеогеография климоморфогенеза». Владивосток, 1976, с. 10—45.

В работе приводится научно обобщенная сводка литературных данных для всего Азиатского материка о распространении древнего и современного ледникового и мерзлотного рельефа. Показывается, что характерной особенностью Азии являются большие региональные различия в распространении ледникового и мерзлотного рельефа: очень широкое развитие мерзлотного (на всей северной половине Азии — до 45° с. ш. — и в пределах внутренней высокогорной ее части) и относительно ограниченное развитие ледникового рельефа (в основном, на северо-западе и северо-востоке материка, а также во внутренней высокогорной его части). Особенно четко эта специфика проявляется при сравнении площади распространения ледникового и мерзлотного рельефа Азии с Европой и Северной Америкой, где известно преобладание ледникового рельефа.

Ил. 5, табл. 2, библ. 112.

УДК 551.4(571.6)

Характеристика континентальности Дальнего Востока. Скрыльник Г. П., Скрыльник Т. А. «География и палеогеография климоморфогенеза». Владивосток, 1976, с. 46—51.

Рельеф Дальнего Востока несет на себе яркий отпечаток различного зимнеконтинентального климата. В качестве меры, позволяющей оценить влияние климата на экзогенный рельеф, выбран коэффициент его континентальности. Характеристики последнего для всей территории советского Дальнего Востока рассчитаны по методике, предложенной Ю. Г. Симоновым. Приведена схематическая карта континентальности Дальнего Востока.

Ил. 1, библ. 17.

УДК 551.4+100.2(571.6)

Необходимость (закономерность) и случайность — отражение сущности связей тенденций длительного и краткосрочного развития рельефа Дальнего Востока. Никольская В. В. «География и палеогеография климоморфогенеза». Владивосток, 1976, с. 52—56.

В статье рассматривается закономерность географического распространения на Дальнем Востоке рельефообразующих процессов, подчиняющихся зональности, высотной поясности и провинциальности с многовековым ходом развития, а также развивающихся многолетними ритмами гидродина-

мических и вулканических процессов и краткосрочных явлений. Проведено совмещение этих процессов и явлений в пространстве и во времени. При этом выделены территории, где по-разному происходит наложение и подавление одних ритмов развития другими, что имеет внешнее проявление в борьбе необходимости и случайности.

Библ. 2.

УДК 551.4+551.345

Роль наледного и озерного льда в организации природных комплексов. **Иванец Б. С., Скрыльник Г. П.** «География и палеогеография климоморфогенеза». Владивосток, 1976, с. 57—66.

На основании материалов стационарных и маршрутных наблюдений, выполненных в Анадырском районе (Восточная Чукотка) в течение 1972—1974 гг., исследуется удельный вес наледного и озерного льда в организации отдельных природных комплексов. Показывается, что наледи, по сравнению с озерными льдами, энергетически воздействуют значительно сильнее на окружающую среду. Подчеркивается значение наледей как показателя континентального влияния.

Табл. 1, библ. 8.

УДК 551.436(235.3)

Роль климатического фактора в речных перестройках. **Крылов И. И.** «География и палеогеография климоморфогенеза». Владивосток, 1976, с. 67—72.

В статье рассматривается влияние климатического фактора на перестройку речной сети на примере бассейна верхнего течения Колымы и Индигирки. Отмечается непосредственная связь пространственных и временных изменений климатических условий с этапами активных изменений процессов долинного морфогенеза. Подчеркивается особое морфогенетическое значение оледенений.

Библ. 4.

УДК 551.4+551.313

О значении эолового процесса в формировании аккумулятивного рельефа Приморья. **Ивашиников Ю. К., Короткий А. М.** «География и палеогеография климоморфогенеза». Владивосток, 1976, с. 73—79.

Дана первая сводка для Приморья по эоловым формам рельефа, и оценены условия развития эолового процесса. Роль эолового процесса в формировании аккумулятивного рельефа Приморья строго локализована во времени и пространстве. Участки развития эоловых форм совпадают с площадями распространения песчано-алевритовых отложений и встречаются в узкой полосе побережий Японского моря и оз. Ханка. Наиболее оптимальные условия возникали в фазы регрессии водоемов, когда из-под воды обнажались большие площади песчаных отложений, не закрепленных субкальвой растительностью.

Библ. 4.

УДК 551.4 : 551.585.3 : 551.31

К вопросу о влиянии климатического фактора на формирование рельефа Западного и Южного Приморья. **Органова Н. М.** «География и палеогеография климоморфогенеза». Владивосток, 1976, с. 80—87.

Мелкосопочник Приханкайской впадины создан не только дифференцированными тектоническими движениями, но и под влиянием изменения климатических условий от влажных субтропиков в сторону аридизации клима-

та и некоторого остепнения ландшафтов. Аномально большие мощности аллювия речных долин Западного Приморья связываются с общим похолоданием климата с плейстоцена до голоцена. Формирование переуглубленных речных долин Южного Приморья происходило при энергичной глубинной эрозии рек в связи с понижением базиса эрозии в позднем плейстоцене и раннем голоцене, связанного с неоднократными понижениями уровня Японского моря и изменениями климата. Современные экзогенные рельефообразующие процессы также контролируются климатом.

Библ. 17.

УДК 551.31

Характер современных рельефообразующих процессов на территории Приморья. **Ивашиников Ю. К., Мостовой В. К., Полищук Л. Н., Рынков В. С.** «География и палеогеография климоморфогенеза». Владивосток, 1976, с. 88—95.

Рассматриваются особенности формирования морфоскульптуры Приморья под влиянием муссонного климата. Дается характеристика основных экзогенных рельефообразующих процессов и отмечается возрастающая роль антропогенного фактора в развитии современного рельефа.

Ил. 1, табл. 1, библ. 4.

УДК 551.4+550.81(571.61)

Геоморфологические комплексы как ресурс сельского хозяйства Амурской лесостепи. **Малютенко Г. А.** «География и палеогеография климоморфогенеза». Владивосток, 1976, с. 96—98.

Дается определение понятия «геоморфологический комплекс». Производится группировка геоморфологических комплексов по их физико-географическому состоянию и значению для сельского хозяйства. Рассматриваются категории вмешательства человека в рельефообразование Амурской лесостепи.

Табл. 2.

УДК 551.45 : 551.8

История развития дочетвертичного рельефа Приханкайской равнины. **Ивашиников Ю. К.** «География и палеогеография климоморфогенеза». Владивосток, 1976, с. 99—128.

Рассматривается история формирования одной из крупнейших равнин юга Дальнего Востока на месте Ханкайского срединного массива. Выявлены временные рубежи формирования депрессионных и орогенных морфоструктур и выделены эпохи перестройки морфоскульптуры и гидросети Западного Приморья.

Анализируются изменения ландшафтно-климатических условий с конца мезозоя до плейстоцена, приводятся данные об эволюции оз. пра-Ханка, и отмечается значение его среднемиоценовой трансгрессии в развитии аккумулятивного рельефа Приханкайской равнины.

Ил. 9, табл. 1, библ. 31.

УДК 551.4

Об истории развития ландшафта Южного Приморья. **Колесников Б. П., Ливеровский Ю. А., Никольская В. В.** «География и палеогеография климоморфогенеза». Владивосток, 1976, с. 129—132.

Научный факторологический анализ развития рельефа возможен лишь на основе правильного представления о всей природно-территориальной системе, в которую морфоскульптура входит компонентом. В связи с этим особенно существенно рассмотрение и учет иногда ошибочных толкований фактических данных представителями смежных наук.

Библ. 5.

Климатическая геоморфология (объект, предмет, содержание и современные задачи). **Скрыльник Г. П.** «География и палеогеография климоморфогенеза». Владивосток, 1976, с. 133—146.

Настоящая работа представляет собой попытку в очень краткой форме охарактеризовать современный уровень развития климатической геоморфологии, уточнить объект и предмет ее исследований, ввести некоторые понятия и термины, сформулировать основные задачи климатической геоморфологии на современном этапе.

Библ. 57.

69 нол.

5369