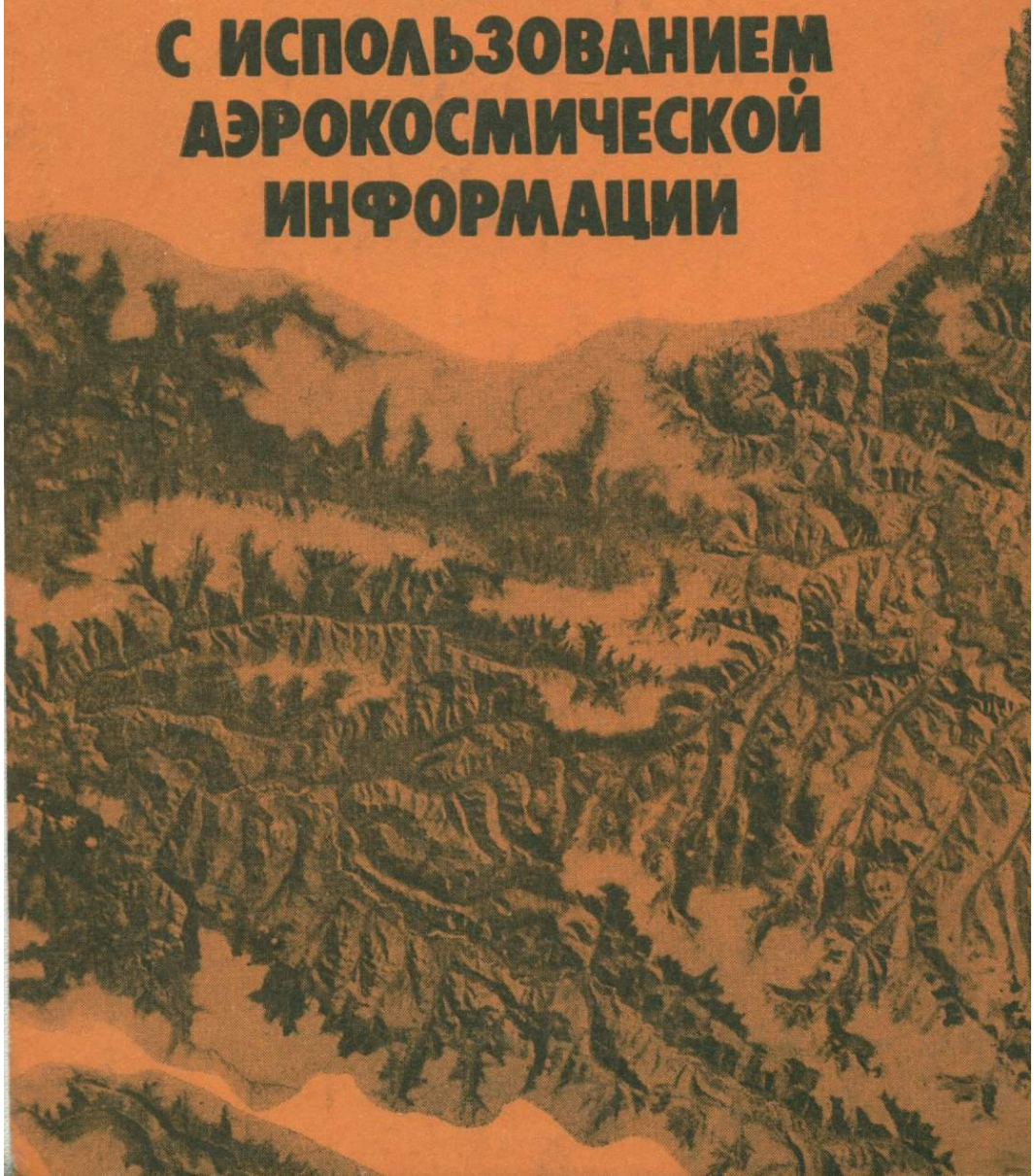


С.А.Слагкопеев

**ИЗУЧЕНИЕ
И КАРТОГРАФИРОВАНИЕ
РЕЛЬЕФА
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ
АЭРОКОСМИЧЕСКОЙ
ИНФОРМАЦИИ**



С. А. СЛАДКОПЕВЦЕВ

ИЗУЧЕНИЕ
И КАРТОГРАФИРОВАНИЕ
РЕЛЬЕФА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ
АЭРОКОСМИЧЕСКОЙ
ИНФОРМАЦИИ

7588
3897



МОСКВА «НЕДРА» 1982



Сладкопевцев С. А. Изучение и картографирование рельефа с использованием аэрокосмической информации. — М.: Недра, 1982, 216 с.

В книге изложены методические основы и практические результаты использования материалов аэрокосмической съемки при изучении неотектонической структуры, морфологии, происхождения и динамики рельефа, а также в целях составления карт геоморфологического анализа на примере Прибайкалья, в том числе и зоны БАМа. Рассмотрены новые перспективные методы, приобретающие в настоящее время широкое распространение, сделаны оригинальные выводы, имеющие теоретическое и практическое значение в различных областях геоморфологии.

Книга предназначена для геологов и географов, занимающихся неотектоникой, структурной геоморфологией, инженерными исследованиями и картографированием рельефа.

Табл. 4, ил. 51, список лит. — 50 назв.

Рецензент — канд. геол.-мин. наук *Я. Г. Кац* (МГУ)

Современное развитие географических наук в значительной мере определяется широким внедрением в исследования новейших методов, использующих последние достижения естественных и технических дисциплин. К новым методам относятся и космические, основанные на использовании информации, получаемой с искусственных спутников Земли и пилотируемых кораблей. Первоочередные, наиболее легко и полно распознаваемые на снимках из космоса объекты природной среды,— формы рельефа земной поверхности. В настоящее время на космических фотоизображениях запечатлен рельеф практически всей территории Земли. Столь богатейший источник сведений о формах не мог не повлиять на развитие геоморфологии — науки, изучающей морфологию, происхождение и развитие рельефа. Это влияние в настоящее время проявляется в значительном расширении площадей дистанционного анализа рельефа, в увеличении объемов новых видов геоморфологических исследований, в получении оригинальной информации о морфологии и структурных основах рельефа, его динамике, антропогенном изменении.

Накопленный опыт работы по геоморфологическому дешифрированию космических снимков и полученные результаты позволяют уже сейчас подвести определенные итоги использования космических методов в геоморфологии, наметить контуры будущих исследований. Стремление к этому и явилось основной причиной написания предлагаемой книги.

В первой ее части изложены общие научно-методические вопросы использования материалов аэрокосмических съемок при изучении рельефа и составлении геоморфологических карт. Дается краткий обзор космических методов в геоморфологии по материалам отечественной и зарубежной литературы. Рассматриваются виды (ряды) геоморфологических космокарт и основные принципы их составления. На конкретных примерах дешифрирования космических снимков различных районов СССР проводится анализ морфоструктуры и морфоскульптуры рельефа, гидросети и типов расчленения. В результате сравнительного изучения разномасштабных снимков из космоса излагаются соображения об информативности каждого масштаба, уровнях генерализации форм рельефа и геоморфологических комплексов. Обобщается материал о направленном дешифрировании космических снимков с целью составления специализированных карт рельефа и решения прикладных задач геоморфологии.

Вторая часть охватывает круг проблем регионального геоморфологического анализа на основе аэрокосмических материалов.

В качестве экспериментального полигона было выбрано Северное Прибайкалье — район сложного геоморфологического строения, интенсивного хозяйственного освоения, обеспеченный материалами космических съемок различных типов и масштабов. Детально характеризуются основные категории рельефа, разломная тектоника, дается уточнение строения впадины оз. Байкал, анализируются палеосейсмоструктуры региона. Особое внимание уделяется гидросети — ее морфологическим типам, связи с тектоникой, современной направленности развития. С учетом перспектив и направленности хозяйственного освоения Прибайкалья проведена оценка лавинной и селевой опасности, динамики экзогенных процессов — заболачивания, подтопления, русловой деятельности. Даны инженерно-геоморфологические характеристики участков западного сектора БАМа.

Исследования, послужившие основой для обобщения, проведены автором в коллективе Госцентра «Природа» ГУКГ в 1976—1980 гг. Они являются составной частью комплексных работ по оценке и картографированию природных условий и ресурсов на основе материалов космических съемок. Среди многоплановых задач, решаемых в Госцентре «Природа», важное место занимают изучение разных видов аэрокосмической информации для целей тематического картографирования, разработка методических основ комплексной и отраслевой оценки компонентов природной среды, отработка методики, организации и технологии работ по созданию серий сопряженных тематических космофотокарт на эталонные участки, отдельные номенклатурные площади и крупные административные или природные районы СССР, относящиеся к территориям интенсивного или перспективного хозяйственного освоения.

В своей работе автор пользовался неизменной поддержкой со стороны руководства Госцентра «Природа» — Ю. П. Киенко, Л. И. Злобина, Т. Т. Баланчука, а также со стороны Ю. Г. Кельнера, Б. Н. Хованского, Е. А. Востоковой, С. С. Карпухина и Л. К. Затонского.

Научное содружество с коллективами Института земной коры СО АН СССР (чл.-кор. АН СССР В. П. Солоненко, В. С. Хромовских) и Института географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР (В. В. Белов, Л. Н. Ивановский, Б. А. Богоявленский и Л. А. Пластинин) оказало большое и плодотворное влияние на разработку региональных проблем, освещенных в этой книге.

Всем указанным товарищам автор выражает свою искреннюю признательность.

МАТЕРИАЛЫ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК В АНАЛИЗЕ РЕЛЬЕФА И СОСТАВЛЕНИИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

ГЛАВА I. КРАТКИЙ ОБЗОР АЭРОКОСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ГЕОМОРФОЛОГИИ

Первые снимки из космоса, которые явились источником информации и послужили основой для первых геоморфологических интерпретаций, были получены с пилотируемых орбитальных кораблей серии «Восток» в 1961—1962 гг. Метеорологическая система «Метеор» была создана в 1967 г. на основе метеоспутников «Космос-144» и «Космос-156» (А. Д. Коваль, В. П. Сенкевич, 1977 г.).

По мере нарастания потока космической информации увеличивалось и количество работ, посвященных геоморфологическому анализу по космическим фотоизображениям или использованию рельефа как индикатора при решении разнообразных задач изучения и оценки природных условий и ресурсов Земли. На сегодняшний день космические методы в той или иной степени коснулись всех основных аспектов геоморфологического анализа (блоковая тектоника, морфоструктура, морфоскульптура, эрозийная сеть и экзогенные процессы). Помимо этого в ряде работ рассмотрены общие теоретические и методические вопросы «космической геоморфологии».

Общие соображения, касающиеся геоморфологического дешифрирования на космических снимках, встречаются прежде всего в геологической литературе, где рельеф используется как индикатор тектонической структуры и геологического строения. Дается описание общей методики работы с космическими снимками при изучении природной среды и, в частности, рельефа (Космические методы в геологии, 1979 г.). Рассматриваются особенности фототона поднятий и депрессий, дешифровочные признаки разломов и рыхлых отложений, первоочередные задачи структурно-геоморфологического дешифрирования (Космическая фотосъемка и геологические исследования, 1975 г., Геологическое изучение Земли из космоса, 1978 г.). Излагаются важнейшие структурные и орографические закономерности крупных регионов на основании анализа космических снимков (Н. В. Скублова и др., 1975 г.). Очерчивается круг вопросов структурно-геоморфологического дешифрирования, устанавливаются связи типов расчленения с литологией пород (Б. Н. Можяев, Н. В. Скублова, 1975 г.). Оценива-

ется значение радиолокационной съемки для изучения блоковой тектоники, генетических типов рельефа, кольцевых структур (В. Г. Можаяева, 1975 г.).

Геоморфологическому изучению космических снимков придает-ся большое значение при изучении в глобальном масштабе сферы действия различных рельефообразующих агентов (Б. В. Виногра-дов, 1976 г.; В. И. Кравцова, 1976 г.). Анализ разномасштабных аэрокосмических снимков совместно с топографическими картами и составление индикационных карт рассматривается как важная часть методики структурно-геоморфологического анализа, изуче-ния рельефа с инженерной точки зрения [16]. Космические сним-ки пригодны для изучения генезиса как крупных, так и мелких форм земной поверхности. На них видны те черты рельефа, кото-рые нельзя увидеть никакими другими способами. Типологические особенности элементов рельефа видны на снимках в комплексе. Природные границы элементов рельефа разного порядка и их сложный плановый рисунок выражены на аэрокосмических фото-изображениях с исчерпывающей детальностью. Космические сред-ства открывают новые возможности изучения земных оболочек в их взаимосвязи. С одной стороны, можно изучать в целом виде крупнейшие элементы строения поверхности Земли; с другой сто-роны, они содержат обширную информацию о деталях рельефа — расчленении, плановых рисунках, комплексности, ступенчатости.

Более поздние исследования посвящены сравнительной оценке информативности аэроснимков, космических снимков и топографи-ческих карт. Рассмотрены пределы стереоскопичности материалов космических съемок, подчеркивается незаменимость космических материалов как фотооснов для геоморфологических карт (С. П. Альтер, 1977 г.). При составлении обзорной геоморфологи-ческой карты Южной Америки масштаба 1:15 000 000 космиче-ские снимки позволили дать новую схему рельефоконтролирую-щих разломов (В. К. Бронникова, 1977 г.). С появлением косми-ческой информации были разработаны новые методические прие-мы структурно-геоморфологического анализа (Э. Ф. Румянцева, 1978 г.). Дальнейшее развитие получили сравнительный геомор-фологический анализ разномасштабных космических снимков. Космические методы в геоморфологии освещаются на междуна-родных совещаниях и национальных конгрессах. Проводятся мно-гоплановые интерпретации рельефа на разномасштабных косми-ческих изображениях как примеры решения глобальных регио-нальных и локальных задач геоморфологии (А. А. Асеев и др., 1979 г.).

Уникальная информативность космических снимков в отноше-нии изучения разрывных нарушений явилась причиной того, что этот вопрос наиболее часто рассматривается в литературе. Обна-ружение многочисленных не известных ранее разломов и струк-турных линеаментов, их классификации, уточнения структурных планов крупных регионов — большие достижения современной геоло-гии. Вместе с тем эти успехи в значительной мере способствуют

и развитию геоморфологии: ее морфоструктурного, инженерного и поискового направлений.

Космические методы изучения блоковой тектоники и региональных разломов Приенисейской Сибири позволили оценить активность структур, степень их унаследованности, динамику шовных зон (В. И. Астахов, В. Я. Еременко, 1974 г.). Разномасштабные аэрокосмические материалы несут неодинаковую информацию о линейных структурах, могут использоваться для решения различных задач структурной геоморфологии. При одном масштабе космических и аэрофотоснимков выявляется большая информативность первых в отношении распознавания линейментных зон на границах крупных форм рельефа (С. М. Богородский, 1976 г.). Каждый порядок (класс) разрывов требует для дешифрирования определенной степени (уровня) генерализации. Трехкратный «шаг» между масштабами оптимален, так как обеспечивает получение непрерывной информации о разрывных структурах (В. Д. Скарятин, 1973 г.). Составленные по космическим материалам схемы разломов на районы Казахстана и Тянь-Шаня по своей детальности значительно превышают все имевшиеся до этого. Предложена интересная классификация разломов по их выраженности в рельефе, дана оценка их активности (Н. А. Афоничев и др., 1976 г.). Установлены геоморфологические признаки трансорогенных разломов, которые и на поднятиях, и в депрессиях определяют клавишное строение фундамента (Космическая фотосъемка..., 1975 г.).

Космические снимки позволили установить во многих районах наличие перекрестного структурного плана, причем каждое направление разрывных и складчатых структур имеет свою выраженность в рельефе. Преобладающее направление обычно определяет основной орографический план территории, а текущее направление выражено изменениями основных морфоструктур в плане — их кулисообразным замещением, ундуляциями шарниров, сквозными долинами (В. И. Макаров, Л. И. Соловьева, 1976 г.).

Анализ космических материалов показал, что решетки зон разломов не являются геометрически правильными и не выдерживаются на большие расстояния неизменными. Пересекаясь с другими, они иногда утрачивают морфологическую выраженность, ветвятся или смещаются. Единая зона разломов может нарушаться на протяжении десятков и даже сотен километров, а затем вновь приобретает целостное выражение в рельефе (Н. В. Башенина, 1977 г.). На примере Казахстана и Средней Азии приведена типизация разрывных нарушений на основании их выраженности в рельефе — от краевых планетарных до поперечных региональных (Н. В. Скублова, 1976 г.); зафиксирована тесная связь с рельефом многих структурных линейментов Ферганской и Таджикской депрессий (В. М. Панин, С. Я. Скобелев, 1976 г.).

В каждом масштабе структуры имеют свое геоморфологическое выражение. По мере уменьшения масштаба космических фо-

тоизображений все меньшее число отдешифрированных структурных линеаментов находит выражение в рельефе. Степень достоверности выделяемых на снимках объектов зависит от того, какое число масштабов их подтверждает (И. Н. Капустин и др., 1978 г.).

При изучении нефтегазоносных областей снимки из космоса оказались весьма информативными для картирования линеаментов, их типизации и увязки с разрывными нарушениями. При этом основным методическим приемом явился анализ рельефа. Система меридиональных нарушений, пересекающих Памиро-Тяньшанскую складчатую область, впервые была обнаружена при изучении обзорных снимков. Нарушения секут орографический план территории, имеют ширину 40—50 км и трассируются поперечными долинами, аномальными хребтами, уступами, обрывами, валообразными поднятиями (Н. Т. Кочнева и др., 1978 г.). Главные разломы горного обрамления Ферганской впадины выражены на космических снимках четкими линиями большой протяженности, которым соответствуют прямолинейные участки долин, крупные эрозионные промоины, резкие перегибы склонов, изгибы водоразделов, уступы на границах дочетвертичных и четвертичных образований (В. В. Козлов, 1978 г.). Обобщение материалов дешифрирования космических снимков и приведение их к уровню генерализации изображений, полученных с искусственного спутника Земли (ИСЗ) «Метеор», позволило составить предварительную карту линеаментов территории СССР в масштабе 1 : 10 000 000. Удалось выделить несколько крупных регионов по преобладанию направлений линеаментов, их плотности. Выделено значительное число отдешифрированных линейных аномалий, не имеющих прямого отражения в рельефе (В. И. Макаров, 1978 г.).

Всестороннее изучение дистанционными методами разрывной тектоники дает много ценного для морфоструктурного анализа, выявления многообразных и сложных зависимостей рельефа от тектоники и геологического строения.

Использование мелкомасштабных (1 : 10 000 000), относительно малоинформативных телевизионных снимков позволяет классифицировать морфоструктуры по их новейшей активности, на что указывают различия фототона (В. И. Астахов, 1974 г.). Космическая информация средних масштабов легла в основу составления морфоструктурной карты Армянского нагорья. Показано, что все крупные морфоструктуры района — горстовые хребты и массивы, грабены-впадины и грабены-долины — ограничены разломами (Н. В. Башенина и др., 1976 г.). Перспективность морфоструктурного районирования по космическим снимкам обусловлена тем, что тональные различия фотоизображений, определяемые характером рельефа, почвенно-растительного покрова, поверхностных отложений, в конечном итоге отражают структурные особенности (Космическая фотосъемка..., 1975 г.; В. Г. Можяева, 1975 г.). Роль космических методов особенно велика при выявле-

нии структур центрального типа, которые в большинстве своем отражены в рельефе. Геоморфологические критерии важны в целях классификации подобных образований, а также при изучении этапов их формирования (В. В. Соловьев, 1978 г.). Вместе с тем изменения фотона некоторых концентрических структур не только отражают особенности ландшафта или рельефа, но и несут дополнительную информацию о строении земной коры. Космические методы открывают новые возможности для морфоструктурного анализа на разных уровнях генерализации. В глобальном масштабе интерпретируются лишь геотектуры и крупные морфоструктуры, фиксируется специфика эпиплатформенных и эпигеосинклинальных областей, выделяются территории жесткой консолидации и складчатых орогенов. Региональный масштаб позволяет проводить детальный анализ морфоструктур, выделять комплексы морфоскульптур и возрастные генерации рельефа. Проведенное по космическим снимкам морфоструктурное районирование позволяет классифицировать морфоструктуры по высотам, геологическому строению, плану, глубине и густоте расчленения, разломным ограничениям, типу денудационной и аккумулятивной моделировки.

Космические методы изучения морфоскульптуры рельефа пока находят сравнительно небольшое отражение в литературе ввиду того, что для этого требуются материалы достаточно крупного масштаба и высокого разрешения. Все же на снимках обзорных масштабов различаются русла, террасы долин, заметны следы мандрирования, картируются пролювиальные шлейфы, разновозрастные генерации дельт (Б. В. Виноградов, А. А. Григорьев, 1970 г.). В областях аккумуляции дешифрированию поддаются все основные генетические типы рельефа. При этом рельеф выступает как основной индикатор выделения рыхлых отложений, различающихся происхождением и возрастом.

К экзогенным формам рельефа, дешифрируемым на аэрокосмических снимках, относятся ледниковые, эрозийные, золотые, озерные. При этом устанавливается, что ледниковые формы во всем разнообразии существенно предопределены разрывными нарушениями низших порядков. Подсчет форм линейного расчленения склонов на единицу площади может дать дополнительное обоснование для оценки денудационного среза. Дешифрирование типов расчленения используется при картировании структурно-фациальных комплексов, при оценке инженерно-геологических условий и сельскохозяйственного использования территорий. Сравнение космических снимков разных сезонов дает для больших территорий информацию об интенсивности экзогенных процессов, выделяет преобладание их денудационной или аккумулятивной направленности (Н. В. Башенина, 1977 г.). При анализе зарубежных территорий подчеркивается информативность снимков с «Ландсата» для изучения эрозийных процессов (P. C. Morgan, M. A. Keech, 1976), золотого рельефа (D. I. Sauchyn, N. R. Trench, 1978), оползней (M. F. Baumgardner, S. I. Kristof, 1977). Ориги-

нальная информация о характере расчленения и микрорельефе может быть получена со снимков, сделанных во время таяния снега. Отмечается, что густота гидросети, определяемая по космическим снимкам, в ряде случаев оказывается меньше, чем на картах, так как не дешифрируются верховья притоков и безводные русла. Для анализа гидросети наиболее пригодны ранне-осенние снимки, дающие большие контрасты фототона пойм и междуречий (Г. П. Калинин и др., 1977 г.). По снимкам локального уровня генерализации возможно решение многоплановых задач морфоскульптурного анализа — изучение долин, поверхностей выравнивания, золотого рельефа, крупных гравитационных форм (обвалов, оползней, сейсмодислокаций).

Важной составной частью морфоструктурного и морфоскульптурного анализа является изучение долин. Дешифрирование долинной сети на космических снимках прежде всего используется для составления карт разломной тектоники, трещиноватости, структурно-геоморфологических. Подчеркивается важное значение генерализации эрозионных форм на мелкомасштабных снимках из космоса, отражение на них структурной приуроченности долин (Исследования природной среды..., 1974 г.). Космические методы позволили сделать интересные выводы о происхождении долин Путорана (В. И. Астахов, В. Я. Ероменко, 1974 г.), уточнить признаки дешифрирования русел неординарных по размерам (С. М., Богородский, 1975 г.), обнаружить древние русла в бассейне Амазонки и сделать предположение о их золотоносности (Ю. Ф. Книжников, В. И. Кравцова, 1975 г.), выявить реликты древней гидросети в Восточном Тянь-Шане, на Алтае, в Саянах (Б. Н. Можаяев, Н. В. Скублова, 1975 г.; В. А. Астахова, М. Г. Макарова, О. А. Раковец, 1977 г.), обнаружить ранее неизвестные сквозные долины и участки перехватов в Ливии (Н. А. Пшенина, 1978 г.).

Одной из первоочередных задач геоморфологических исследований является изучение по материалам космических съемок всех крупных долин СССР с целью выяснения их связи с глубинными разломами (Д. С. Асоян, 1979 г.). Все крупные изгибы рек вырисовывают изменения направления разрывных нарушений. Прослеживание террас на снимках показывает, что они различны по количеству и высотам для разных рек. Это свидетельствует о дифференцированных новейших движениях.

Хорошим материалом для составления карт густоты эрозионной сети могут служить снимки из космоса. Так, на снимках масштаба 1:1 500 000 дешифрируются практически все долины и более половины крупных балок и ложбин (Е. М. Николаевская, 1976 г.). В то же время генерализация гидросети на снимках разного масштаба не всегда закономерна. Помимо разрешения снимков, на характер генерализации, очевидно, влияют такие факторы, как унаследованность гидросети от древнего структурного плана и динамическое состояние современного рельефа. Дистанционные наблюдения перспективны для анализа длины эрозион-

ной сети, уклонов долин, отложений водных потоков. Указывается, что даже на сравнительно обзорных космических телеизображениях просматриваются долины рек до III—II порядка.

Использование аэрокосмической информации для изучения динамики рельефа и экзогенных процессов развивается в нескольких направлениях. Мелкомасштабные снимки используются главным образом для оценки структурно-геологических, геоморфологических и ландшафтных условий проявления тех или иных процессов. Выделенным при этом контурам дается «динамическая» интерпретация. По крупномасштабным снимкам возможно непосредственное картографирование форм рельефа и элементов ландшафта, обусловленных экзогенными процессами (лавиносборов, селевых русел, крупных обвалов и т. д.). Наконец, временной ряд аэрокосмических материалов и топографических карт позволяет оценивать интенсивность процессов, их направленность на определенные интервалы. В. В. Куприянов и В. Г. Прокачева (1973 г.) отмечают, что для изучения русловых и пойменных процессов в долинах рек наиболее пригодна информация локального и детального классов генерализации. Наиболее перспективны — количественный анализ гидросети, изучение эрозионных процессов на водосборах и в руслах, учет влияния хозяйственной деятельности на режим водотоков и русловые деформации. Космические снимки позволили определить большую роль ветра в формировании скульптурного рельефа Сахары. Выявленные закономерности распространения эоловых форм указали на масштабы и направления ветрового перераспределения рыхлого поверхностного материала (Ю. Ф. Книжников, В. И. Кравцова, 1975 г.). С помощью обзорных космических снимков проведено изучение динамики снеговой линии Алтая за пять лет. Полученные данные использовались для оценки объемов половодья на р. Катунь (Н. В. Вострякова, А. М. Комлев, 1976 г.).

На примере Дагестана было установлено, что при прочих равных условиях степень осветления площадей на космических фотоизображениях является показателем эродированности. В зависимости от состава материнских пород этот критерий имеет большую или меньшую надежность. Значительное препятствие при оценке эродированности склонов — их затенение. Ценность космической информации для изучения динамики явлений связана с тем, что она изображает площади с относительно небольшими искажениями (до 3—5°). Поэтому анализ по космическим снимкам временного ряда быстро меняющихся объектов весьма перспективен. Определение по снимкам из космоса баланса влаги в поверхностных горизонтах возможно путем изучения растительного покрова и флювиально-эрозионных форм. При этом увлажнение значительных территорий стимулирует глубинную эрозию, перемещение склоновых отложений, заболачивание, а усыхание — аккумуляцию, сокращение длины постоянных водотоков, дефляцию почв (Г. П. Калинин и др., 1977 г.). Интервалы повторных съемок, необходимые для изучения различных процессов, неоди-

наковы. Так, для анализа переформирования дельт и берегов рек желателен период в 4 года. Для оценки перестройки берегов водохранилищ на первых этапах необходим «шаг» временного ряда в один год, а стадии затухания процесса достаточно фиксировать раз в 5 лет (Ю. Б. Елисеев, 1978 г.).

Индикация инженерно-геологических условий и, в частности, рельефообразующих процессов возможна путем использования различных ландшафтных индикаторов — комплексных (собственно ландшафтных) и частных (почвы, растительность, рельеф). С уменьшением масштаба роль частных индикаторов уменьшается, и на первое место выходят геоструктурные комплексы, выраженные в рельефе (А. Л. Ревзон, 1978 г.). Исследования, касающиеся использования дистанционных материалов при изучении динамики рельефа, еще очень немногочисленны. Предстоит разработка методики дешифрирования космических снимков для изучения региональных структурно-тектонических, зональных и высотно-поясных закономерностей экзогенных процессов. Наиболее важные из них — наводнения, землетрясения, оползни, просадочные и мерзлотные явления, эрозия. Детальный анализ развития дельты Дуная за 100 лет проведен с помощью космических снимков, полученных с «Ландсат-1» в 1972 г., и топографических карт 1865—1871 гг. При сохранении основных очертаний дельты были отмечены крупные изменения в озерно-плавневой зоне, а также результаты антропогенного влияния. Космические снимки использовались для наблюдений за изменением береговой зоны в Техасе (R. A. Weismiller et al., 1977), для фиксирования участков потенциальной береговой эрозии у побережья Сев. Каролины (C. W. Welby, 1978), для количественной оценки скорости нарастания площадей дельт (L. I. Rouse et al., 1978).

Конечный результат многих направлений изучения рельефа — геоморфологическая карта. Поэтому большая часть исследователей указывает на важность всестороннего развития картографирования рельефа на основе или с использованием материалов космических съемок. В целях изучения природной среды особенно перспективны тематическое картографирование, а кроме того обновление топографических карт.

Дешифрирование космических снимков должно стать основным приемом составления обзорных мелко- и среднемасштабных геоморфологических карт. Космические фотоосновы разных масштабов станут источником смысловой генерализации тематических карт, особенно геоморфологических. Экономический эффект использования космической информации бесспорен. Она позволяет ставить проблему ускорения и удешевления картографирования в любых масштабах. Дистанционные методы составления геоморфологических карт особенно целесообразны в отдаленных труднодоступных районах. Аэрокосмические методы изучения динамики рельефа могут сопровождаться составлением карт современного состояния и условий развития процессов, факторов их развития и районирования по характеру процессов. Геоморфологическое кар-

тографирование — одна из самых перспективных задач регионального дешифрирования космических снимков. Наибольшее развитие должно получить морфогенетическое направление картографирования. Ограниченные возможности существуют для картографирования методом генетически однородных поверхностей. Еще сложнее картировать при возрастном, историко-генетическом подходе, так как возраст рельефа наиболее трудно определим по результатам дешифрирования (А. А. Асеев и др., 1979 г.).

Геоморфологическое дешифрирование материалов многозональной съемки дает интересные результаты, хотя ее эффект и ограничен [17]. Использование снимков, полученных с пилотируемого космического корабля (ПКК) «Союз-12», позволило не только выделять контуры песчаных отложений на территории Ливии, но и судить о их мощности. Наилучшая опознаваемость песков имела место на снимках желтой и красной зон спектра — 580—680 нм, а их отделение от солончаков наиболее четко в голубой зоне — 470 нм (Многозональная аэрокосмическая съемка и ее использование при изучении природных ресурсов, 1976 г.). Снимки голубой зоны оказались наиболее информативными для дешифрирования кольцевых и дугообразных разломов, а также геологических границ на территории Армянского нагорья. В желтой зоне четко видны прямолинейные разломы и морфологические границы (В. К. Бронникова, 1976 г.). Делается вывод о том, что для дешифрирования рельефа, рыхлых отложений, коренных пород и тектонической структуры в целом наиболее информативны снимки в красной и инфракрасной зонах спектра — 0,7—1,4 мкм (В. М. Панин, С. Ф. Скобелев, 1976 г.). Исследования дельты р. Роны по спектральному снимкам позволили реконструировать древние береговые валы, старые русла. По результатам изучения снимков трех диапазонов — зеленого, красного и близкого инфракрасного — прослежены стадии роста дельты со времени климатического оптимума до наших дней (Г. П. Калинин и др., 1977 г.). Многозональная съемка наиболее информативна для изучения мелководья, дельт, шельфа, подводного рельефа, а на суше — для опознавания гидрологических и гляциологических объектов (Ю. Ф. Книжников, В. И. Кравцова, 1978 г.). С точки зрения геолого-геоморфологического дешифрирования, для большинства районов наиболее приемлемы снимки 3-го и 4-го каналов системы МКФ-6 с ПКК «Союз-22». Помимо этого весьма информативны интегральные черно-белые, специализированные и цветные космические снимки (Я. Г. Кац и др., 1978 г.).

Синтезированные снимки, включающие изображение в ближней инфракрасной зоне спектра, весьма информативны для изучения резко расчлененных поднятий Байкальской рифтовой зоны. Снимки, синтезированные из зональных изображений видимой области спектра, более пригодны при дешифрировании областей развития четвертичных отложений и современного осадконакопления. Аналогичные результаты получены при анализе снимков с ИСЗ «Метеор» на Кавказ и Предкавказье, где за счет снятия об-

лачности инфракрасный снимок позволяет вести дешифрирование главным образом по геоморфологическим признакам, а снимок видимой зоны спектра (0,6—0,7 мкм) предпочтительнее для изучения равнинных территорий с привлечением геоботанических признаков дешифрирования (Космическая съемка..., 1979 г.). Сравнительный анализ информативности каналов телевизионных снимков ИСЗ «Метеор» показал, что для материалов зимних съемок номер канала не имеет большого значения. Летние телевизионные изображения для лесной зоны наиболее информативны в зонах спектра 0,7—0,8 мкм и 0,8—1,0 мкм, причем если на первых отражается расчлененность и заболоченность территории, то вторые более пригодны для прослеживания границ морфоструктур (М. Е. Городецкая, 1979 г.).

В последние годы многоплановые работы по использованию космической информации в изучении и картографировании рельефа проведены в Государственном научно-исследовательском и производственном центре «Природа» ГУКГ. Они являются частью комплексных картографических исследований по составлению тематических космокарт на отдельные крупные районы первоочередного хозяйственного освоения. Уже первые разработки показали перспективность космических методов для изучения и оценки природных условий и ресурсов.

Космические снимки с орбитальной пилотируемой станции (ОПС) «Салют-4» при сравнении с ранее изданной картой показали значительные изменения береговой линии и рельефа побережья Аральского моря (Ю. П. Киенко, 1976 г.). Для районов Средней Азии методы дистанционного зондирования позволили выполнить неотектоническое районирование, выявить многочисленные новые разломы, оценить современную тектоническую активность ряда структур, обнаружить области активного проявления эрозионных процессов и миграций русел рек (Г. Т. Береговой, Ю. П. Киенко, 1977 г.). Составление геоморфологических космокарт рассматривается как обязательная составная часть комплексного картографирования, отмечается целесообразность построения масштабных рядов карт геоморфологического содержания (Ю. Г. Кельнер и др., 1979 г.). Орбитальные наблюдения вносят много нового в изучение долин разных порядков, определения границ оледенения, помогают решению вопросов перераспределения стока рек, формирования наледей (А. Д. Коваль, 1978 г.). Было установлено, что начальные стадии развития карстово-суффозионных процессов на пустынных плато хорошо фиксируются по косвенным ландшафтным признакам, а конечные стадии — по прямым геоморфологическим признакам (Е. А. Востокова, И. К. Абросимов, 1977 г.). В пределах Алтае-Саянской области снимки из космоса помогли восстановить положение древних долин различного возраста (В. А. Астахова, М. Г. Макарова, О. А. Раковец, 1977 г.). Интересны результаты региональных геоморфологических исследований в областях современного оледенения (А. Г. Репин, А. Г. Шурупов, 1977 г.), во вла-

динах Средней Азии (А. И. Коваль, Т. С. Козлова, 1977 г.), в районах развития эолового рельефа (Н. А. Пшенина, 1978 г.).

Приведенный выше обзор, несмотря на краткость, охватывает большую часть основных работ по использованию космических материалов в геоморфологии и позволяет сделать следующие выводы.

1. Пока что в большинстве работ геоморфологическая информативность снимков используется для решения задач геологии, тектоники, гидрогеологии, гидрологии и ряда других смежных дисциплин. Немногочисленны исследования, посвященные специально анализу рельефа.

2. Космические методы в геоморфологии выглядят несколько поверхностными, применяются преимущественно для решения локальных или частных задач. Крупные региональные вопросы геоморфологии, при рассмотрении которых космические снимки особенно важны, еще ждут своего разрешения.

3. Недостаточно освещены методика картографирования с использованием космических снимков, теория масштабного ряда геоморфологических космических карт, слабо разработаны вопросы генерализации.

4. Не раскрыты многие смысловые стороны процесса интерпретации рельефа на космических снимках.

Сказанное в значительной мере относится и к исследованиям за рубежом, среди которых также можно отметить преобладание частных по тематике и прикладных по направленности работ, посвященных вопросам оценки водных ресурсов, развития прибрежных районов, сельского хозяйства, добычи полезных ископаемых, мелиорации, охраны природной среды. Сравнительно немного работ теоретического или методического профиля.

Можно сказать, что в настоящее время заканчивается первый этап развития «космической геоморфологии», для которой характерно обилие «описательных» работ (имеется в виду описание видимых на снимках хорошо известных оро- и гидрографических объектов, без акцента на то, что же нового дает космическая информация), определение перечня геоморфологических задач, которые могут решаться на основе или с использованием данных дистанционного зондирования, некоторая вполне объяснимая и полезная рекламность исследований. Значение первого этапа заключается в определении возможностей и пропаганде новых методов, в приобщении к ним большого числа организаций и специалистов, в постановке важных теоретических и практических задач. Новый этап, сохранив некоторые черты первого (в первую очередь из-за вероятного появления в будущем новых видов информации и приборов для ее обработки), должен отличаться планомерным и многосторонним использованием материалов космических съемок в теории и практике геоморфологии, их применением для уточнения и обновления карт геоморфологического содержания на всю территорию СССР или его крупные регионы, составлением ряда оригинальных и новых по содержанию геомор-

фологических карт. На очереди также стоят задачи более широкого освоения космических методов студентами вузов, расширения международного сотрудничества в этом направлении. Новый этап должен более четко определить экономическую эффективность использования космических материалов при решении разнообразных народнохозяйственных задач, доказать не только целесообразность применения космических методов, но и их рентабельность.

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА И ПРИНЦИПЫ КОСМОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

Составление геоморфологических карт, их уточнение и совершенствование с использованием материалов космических съемок — новый этап в геоморфологическом картографировании и в развитии геоморфологии. В настоящее время можно наблюдать начальные стадии отмеченного этапа — использование космических снимков при картографировании рельефа небольших территорий, создание экспериментальных образцов новых карт, формулировку общих положений и основных принципов космогеоморфологического картографирования.

Масштабы, степень и аспекты использования космической информации при картографировании рельефа могут быть весьма различными в зависимости от обеспеченности районов работ космическими снимками, качества и масштаба полученных материалов, а также характера исследований — их направленности, детальности, сроков и т. д. Вместе с тем все разнообразие видов использования космических материалов можно, на наш взгляд, разделить на три основные категории.

Большое количество картографических документов будет составляться или уточняться путем получения с космических снимков той или иной новой информации и использования ее для изменения контуров, детализации выделенных геоморфологических комплексов, интерпретации тех или иных элементов рельефа. При этом дополнительная информация практически не повлияет на содержание карт и их легенд, которые могут составляться на основе принципов традиционного геоморфологического картографирования. В этих случаях мы будем иметь *карты, составляемые с использованием космических снимков.*

При наличии качественных материалов космических съемок на всю территорию планируемых работ и при их соответствующем масштабе возможно *составление карт геоморфологического содержания на основе космических снимков.* При этом изменения плотности, оттенка или структуры фототона на снимках будут служить основными критериями для оконтуривания на карте различных морфогенетических или возрастных категорий рельефа. Использование космической информации как основы при картографировании рельефа в значительной мере определяет детальность карт, построение и содержание их легенд. В данных случаях можно говорить о составлении геоморфологических космокарт, имею-

ших определенную специфику и представляющих собой оригинальные картографические произведения.

Третий вид картографической продукции, которую можно получить, имея материалы космических съемок, — *геоморфологическая космофотокарта, содержание которой нанесено непосредственно на космическую фотооснову*. Совмещение тематической нагрузки с фотоосновой (а возможно одновременно и с разреженной топоосновой) делает требования к геоморфологическому картографированию еще более специфичными, позволяет непосредственно использовать физиономичность космических изображений, их геоморфологическую информативность.

Нижеследующее общеметодическое изложение касается главным образом геоморфологических космокарт, которые в достаточной мере оригинальны и в то же время должны получить широкое распространение в недалеком будущем. Можно предположить, что они будут весьма разнообразны по многим причинам. Анализ последних позволяет сгруппировать геоморфологические космокарты в несколько своеобразных рядов, названия которых подчеркивают своеобразие каждой группы, хотя имеют и определенную условность. Классификация геоморфологических космокарт, на наш взгляд, поможет представить наиболее интересные аспекты и направления использования космической информации в геоморфологическом картографировании (рис. 1).

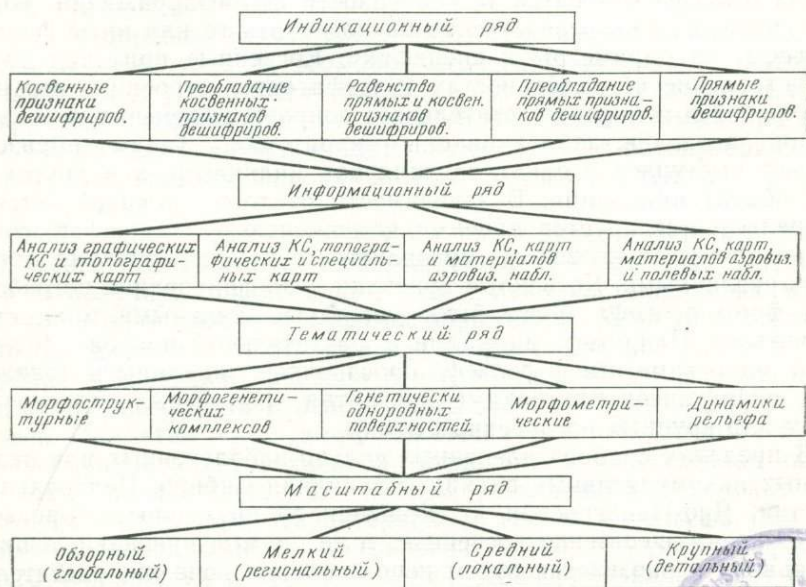


Рис. 1. Классификационные ряды геоморфологических космокарт



Работу над геоморфологической космокартой целесообразно начинать с оценки информативности используемой космфотоосновы, масштаб которой должен соответствовать масштабу карты. Детальный и внимательный анализ фотоосновы даже без привлечения дополнительных материалов может оказаться достаточным для построения простейшего варианта подобной карты. При этом ее детальность и особенности легенды в первую очередь будут отражать геоморфологическую информативность космфотоосновы (имеется в виду степень распознавания рельефа на снимке или совокупность сведений о рельефе, которую можно получить с фотонизображения, используя все признаки дешифрирования). Подобная информативность качественных снимков (имеется в виду отсутствие облачности, заснеженности, высокий уровень печати) во многом зависит от ландшафтно-геоморфологических условий района картографирования.

Как известно, любые природные объекты могут иметь на космических снимках различные индикаторы или признаки дешифрирования. Среди них, во-первых, различаются комплексные (ландшафтные) и частные («компонентные». — С. С.) признаки. Отнесение частных признаков — почвы, растительности, рельефа, объектов деятельности человека — к ландшафтным (А. Л. Ревзон, 1978 г.), на наш взгляд, неправомерно. Для всей совокупности индикаторов более применимо наименование «природные», а не «ландшафтные». Во-вторых, признаки дешифрирования подразделяются на прямые и косвенные. К прямым признакам дешифрирования рельефа относятся те особенности фотонизображения, которые позволяют непосредственно распознавать те или иные формы рельефа, их параметры и специфику. Косвенные признаки дают представление об особенностях рельефа через строение рыхлых отложений и почвенно-растительного покрова, изменения в увлажнении, засолении, заболачивании территории. Таким образом, рельеф выступает в одних случаях как индикатор, а в других — как объект индикации. В зависимости от того, в какой степени рельеф маскируется прочими компонентами ландшафта, сочетания прямых и косвенных признаков его дешифрирования могут быть различными. Косвенные признаки дешифрирования погребенных форм рельефа могут быть еще более сложными, многоступенчатыми. Например, аномалии в растительном покрове фиксируют мало заметные в рельефе просадочные западины и понижения, являющиеся признаками развития подземных карстовых форм или крупных погребенных долин.

В пределах слаборасчлененных сильно заболоченных или залесенных аккумулятивных равнин — Западная Сибирь, Центральная Якутия, Яно-Индигирская и Колымская низменности — рельеф имеет преимущественно косвенные, а не прямые признаки дешифрирования и опознается путем использования почвенно-растительных индикаторов (рис. 2). Последние далеко не всегда позволяют уверенно и однозначно проводить их геоморфологическую интерпретацию. Поэтому легенда геоморфологических космокарт для

«закрытых», в геологическом отношении, залесенных и заболоченных районов неизбежно будет в значительной мере условной, а границы выделенных геоморфологических категорий — предполагаемыми. Детальность карт будет невысокой, поскольку многие геоморфологические границы невозможно проследить дистанционными методами. По своему содержанию рассматриваемая карта будет иметь много общего с ландшафтно-индикационными схемами, составление которых практикуется при структурно-геоморфологических, геологических и тектонических исследованиях.

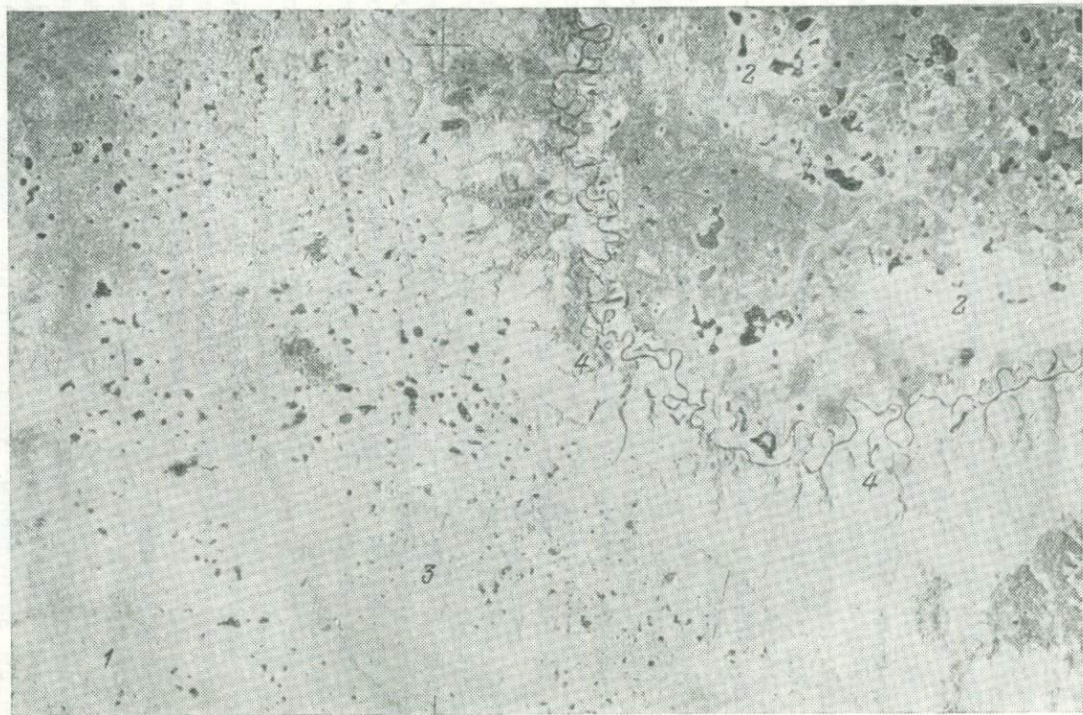
При изучении на космических снимках рельефа возвышенных плато, нагорий или плоскогорий гумидных областей Восточной Сибири, Урала и Забайкалья широко используются как прямые, так и косвенные признаки дешифрирования. Первые обычно преобладают в зонах повышенного расчленения и обнаженности, а вторые довольно многочисленны на выравненных междуречьях. В целом детальность и достоверность геоморфологических космокарт для этих территорий будут значительно выше.

Наибольшую информацию о рельефе несут космические снимки семиаридных и аридных районов, причем и здесь она возрастает с увеличением дифференцированности рельефа и его расчленения. Большая часть картируемых форм имеет здесь прямые признаки дешифрирования и опознается достаточно уверенно. Геоморфологические карты на районы Средней Азии, Кавказа, Казахстана, Забайкалья, Тувы, составленные только по материалам космических съемок, имеют вполне удовлетворительную детальность и достоверность.

Таким образом, можно представить себе определенный ряд, состоящий из нескольких геоморфологических космокарт, которые отличаются друг от друга соотношением прямых и косвенных дешифрировочных признаков — индикаторов, используемых при геоморфологической интерпретации космических фотоизображений различных регионов. Исходя из этого, ряд можно условно назвать *индикационным*.

Любая карта рассматриваемого ряда будет содержать более или менее ограниченную информацию о рельефе — ту, которую можно получить при использовании только дистанционных материалов. Ввиду того что с фотоизображения снимаются главным образом данные о морфологии рельефа (типы расчленения, его глубина и крутизна, кривизна поверхности и т. д.), легенды карт индикационного ряда в основе своей должны быть морфологическими. При этом часть морфологических характеристик будет приближенной или усредненной, поскольку количественная оценка таких показателей, как глубины расчленения и уклоны, по снимкам затруднены. Характеристики генезиса рельефа, являющиеся производными от морфологии, также будут содержать много условностей и предположений. Дешифрирование дает весьма ограниченные и относительные сведения о возрасте рельефа.

Последовательно дополняя материалы дешифрирования сведениями из других источников, можно получить второй ряд геомор-



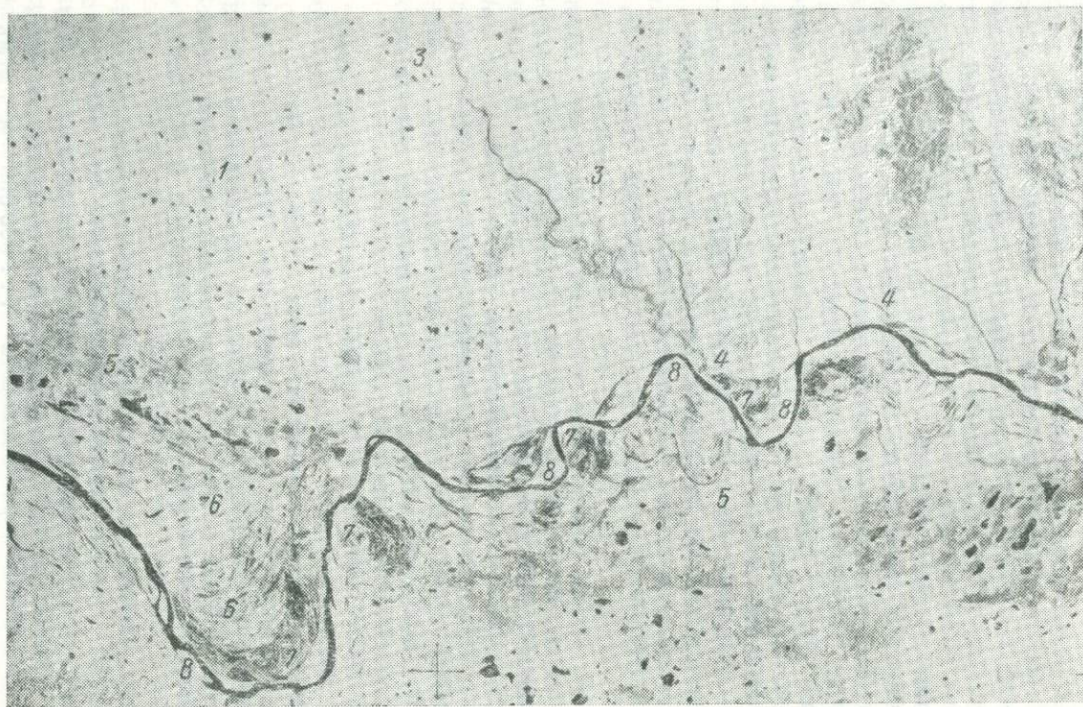


Рис. 2. Центральная Якутия и долина р. Вилюй — пример территории с большим значением косвенных признаков дешифрирования рельефа (космический снимок, полученный с ПКК «Союз-22» в осенний период съемки 1976 г.)

Озерно-аллювиальная равнина: 1 — слабо дренированная низменная супесчано-суглинистая с обилием термокарстовых озерно-болотных понижений, 2 — слабо дренированная возвышенная песчаная с участками золотого рельефа, 3 — относительно дренированная слабо расчлененная и наиболее залесенная, 4 — цокольная озерно-аллювиальная расчлененная равнина. *Речные террасы:* 5 — надпойменные, 6 — уровни высокой поймы, 7 — уровни низкой поймы, 8 — прирусловые отмели

фологических космокарт, в котором карты отличаются объемом информации, полнотой и многосторонностью характеристики рельефа. Так, в результате совместного анализа космического снимка и топографической карты в легенде геоморфологической космокарты может быть исчерпывающе представлена морфология рельефа, хотя данные о генезисе и возрасте будут еще ограниченными.

Используя результаты аэровизуальных наблюдений и ограниченный объем литературных источников, можно составить геоморфологическую космокарту с детальными морфогенетическими характеристиками и усредненными возрастными показателями. Наконец, для всестороннего и детального анализа рельефа и составления «полноценной» геоморфологической космокарты потребуется учет всех имеющихся источников, а для слабо изученных районов — и проведения больших объемов наземных работ. Можно видеть, что подобный ряд, который может быть назван *информационным*, начинается с соответствующей карты индикационного ряда и заканчивается «полноценной» геоморфологической космокартой. Составление информационных рядов — распространенный метод геоморфологического картографирования, в процессе которого последовательно составляются схемы геоморфологического дешифрирования, предварительные и окончательные варианты геоморфологических карт.

В настоящее время установлено, что каждый масштаб космических снимков несет свою определенную информацию о рельефе и что разномасштабные космофотоосновы не заменяют, а удачно дополняют друг друга. Это обстоятельство связано с тем, что при переходе от крупных масштабов к мелким одновременно с исчезновением деталей в процессе генерализации становятся дешифрируемыми крупные региональные элементы рельефа, геоморфологические комплексы, сочетания или рубежи.

Составленный по разным материалам *масштабный ряд* геоморфологических космокарт дает представление о рельефе на нескольких уровнях его генерализации (или детализации) — глобальном, региональном, локальном, детальном. При этом важен момент установления оптимального «шага» масштабного ряда, который зависит прежде всего от характера картируемого рельефа, а кроме того, от качества фотоизображений и поставленных задач.

В этой связи упомянем о высказывании противоречивых взглядов относительно того, для каких масштабов карт целесообразно использовать космические снимки. С одной стороны, подчеркивается, что материалы космических съемок целесообразно использовать при составлении карт масштаба 1:1 000 000 и мельче (К. А. Салищев и др., 1975 г.), а с другой стороны, отмечается, что эти материалы пригодны для картографирования в масштабе 1:100 000 и крупнее (А. А. Григорьев, 1975 г.). На наш взгляд, подобные суждения односторонни. В настоящее время исходные масштабы космических материалов весьма разнообразны, причем

каждый из них путем увеличения можно превратить в солидный масштабный ряд. Существование космических снимков различных уровней генерализации позволяет их применять при геоморфологическом картировании в любых обзорных и съемочных масштабах.

Хорошо известно, что легенда одной даже очень нагруженной геоморфологической карты не может вместить всех имеющихся сведений о рельефе и включает многие усредненные или обобщенные характеристики. Результаты всестороннего и детального анализа рельефа целесообразно отразить на серии карт геоморфологического содержания, образующих *тематический ряд*. Перечень геоморфологических космокарт подобного ряда определяется информативностью материалов космических съемок, целями и масштабами исследований, особенностями рельефа изучаемого региона. Очевидно, что карты блоковой тектоники, морфоструктурная, морфоскульптурная, морфометрические, динамики рельефа должны быть постоянными членами тематического ряда.

Особое место занимает геоморфологическая космокарта в серии сопряженных тематических карт, составляемых в целях комплексного изучения и оценки природных условий и ресурсов отдельных регионов. В этом случае содержание карты должно быть практически направленным, отвечающим общим требованиям, предъявленным к серии карт. Кроме того, необходимо должно согласование геоморфологической космокарты со смежными картами серии, которое достигается составлением единой сетки природных контуров и их последующей сопряженной интерпретацией. Как наиболее важные моменты следует отметить необходимость согласования с топографической (гидросеть, контуры ледников, линии хребтов, эрозионные уступы), геологической (разломы, структурные формы рельефа, генетические типы рыхлых отложений), почвенно-растительной (границы широтных зон, высотных поясов, антропогенные формы, ареалы засоления, развевания и заболачивания) картами.

Построение легенды геоморфологической космокарты в серии должно учитывать интересы всего комплекса карт. При картографировании методом выделения генетически однородных поверхностей рекомендуется типологическая группировка генетических комплексов в соответствии с последовательностью выделения ландшафтов на соответствующей карте. При этом цветовая гамма легенды должна подчеркивать как генетические, так и зональные (или поясные) различия категорий рельефа. Согласование с ландшафтными картами требует совместного использования «аналитического» и «синтетического» принципов при создании легенды геоморфологической космокарты, включения в легенду отдельных ландшафтных характеристик.

Согласование подобных космокарт со смежными картами значительно облегчается в том случае, если методика их составления предусматривает рисовку единой сетки природных контуров. Последняя создается общими усилиями отраслевых специалистов —

авторов смежных карт. Использование сетки природных контуров полезно для геоморфологов в том отношении, что в результате этого создается определенная картина зависимости современного рельефа от двух важнейших факторов его образования — тектонического и климатического. Эта зависимость проявляется в существовании геоморфологических границ двух типов — структурно обусловленных и климатически обусловленных. Первые представляют собой резкие перегибы рельефа, а вторые — переходы от одних ландшафтных зон или поясов к другим. При значительной дифференциации рельефа климатические границы обычно подчинены структурным и совпадают с ними. Выделенные природные контуры в дальнейшем могут объединяться, а при необходимости — дробиться, но не изменяться. Отраслевая интерпретация контуров ведется согласованно, с учетом специфики смежных карт.

Несмотря на разнообразие, геоморфологические космокарты обладают определенным сходством в принципах и методике построения. Основная предпосылка такого сходства — единый объективный источник информации, космическая фотооснова. Общность методических приемов космофотогеоморфологического картографирования и технологии создания карт обуславливает определенную тождественность содержания геоморфологических космокарт.

В основе космофотогеоморфологического картирования крупных и средних масштабов лежит выделение дешифрируемых на фотоизображении элементов рельефа (субгоризонтальных поверхностей, склонов различной крутизны) и разделяющих их положительных и отрицательных перегибов (гребней и тальвегов, бровок и тыловых швов). Выделенным элементам рельефа дается ландшафтно-морфологическая характеристика по прямым признакам дешифрирования, последующая интерпретация которой с привлечением необходимых материалов позволяет дать выделенным элементам генетическое толкование. Дешифрирование космических снимков прежде всего дает богатую информацию о морфометрии и морфологии рельефа. Поэтому морфологические характеристики должны найти соответствующее отражение в легендах геоморфологических космокарт. На наш взгляд, их присутствие полезно даже при картировании генетически однородных поверхностей и использовании «аналитических» легенд. Дело в том что морфология позволяет более обоснованно судить о генезисе рельефа, как бы подкрепляет генетическую интерпретацию. С ее помощью возможна детализация генетически однородных поверхностей, выделение их разновидностей. Помимо этого морфологические характеристики дополняют аналогичные сведения, имеющиеся на фотооснове, которая, несмотря на высокую информативность, не всегда передает все детали пластики рельефа на площадях залесенности, заснеженности, облачности, затемнения склонов или недостаточной дифференциации фототона.

Генезис рельефа должен занимать столь же важное положение в легендах, как и морфология, хотя генетическая интерпретация и

является производной от морфологической. В зависимости от источников информации, использованных при составлении геоморфологических космокарт, генетическое толкование рельефа будет более или менее обоснованным.

Генетическая интерпретация отдешифрированных элементов рельефа может быть двоякой. С одной стороны, возможно, акцентирование внимания на первичном происхождении выделенных категорий. Например, можно выделять склоны тектонические, эрозионные, экзарационные или денудационные, а поверхности — денудационные, абразионные, отпрепарированные или аккумулятивные. Подобная точка зрения наиболее полно отражена в легендах, разрабатываемых во ВСЕГЕИ [7]. С другой стороны, целесообразно обратить основное внимание на современное динамическое состояние элементов рельефа и специфику процессов, их преобразующих. В этом случае первично тектонические склоны превратятся в гравитационные либо нивально-солифлюкционные; эрозионные склоны будут подразделены на целый генетический ряд в соответствии с их крутизной, залесенностью, экспозицией и т. д. На поверхностях выравнивания, независимо от их первичного происхождения, можно оконтурить области с преобладанием курумово-солифлюкционного, делювиального или дефлюкционного процесса. Многие аккумулятивные поверхности, резко расчлененные врезами, будут отнесены к аккумулятивно-эрозионным.

Картографирование, основанное на выделении генетически однородных поверхностей по материалам космических съемок, должно идти по второму варианту. Космические снимки весьма информативны в отношении изучения современной динамики рельефа, направленности и активности его преобразования. Не отвергая весьма перспективный «аналитический» принцип картографирования рельефа, следует подчеркнуть, что при работе над геоморфологическими космокартами на первом плане должен быть современный генезис, а не первичный. В связи с тем что современное преобразование рельефа распознается на снимках через морфологию, выделение генетически однородных поверхностей не вызовет затруднений и будет хорошо обоснованным.

В отношении возрастной индексации отдешифрированных категорий рельефа материалы космических съемок обладают наименьшей информативностью и позволяют выделить лишь относительные возрастные генерации. Даже восторонняя информация о рельефе не избавляет легенды карт, составляемых по «возрастному принципу», от многих условностей. Контурная основа подобных карт, подгоняемая зачастую «под идею» авторов о цикличности в развитии рельефа, не согласуется с современным обликом картируемой территории. Подобные несоответствия устраняются на геоморфологических космокартах, контурная часть которых создается на объективной и весьма информативной фотооснове. В связи с этим, на наш взгляд, на картах, использующих космическую фотооснову, не всегда обязателен показ возраста рельефа, или возрастные датировки должны сильно обобщаться.

Таким образом, сохраняя важнейший принцип создания геоморфологических космокарт — приближение их содержания к геоморфологической информативности материалов космических съемок и максимальное использование специфики фотоинформации, следует разрабатывать легенды, в которых наиболее полно и детально охарактеризована морфология рельефа, проведена возможно более обоснованная интерпретация современного генезиса и дана классификация элементов рельефа или геоморфологических комплексов по их относительному возрасту с осредненными абсолютными датировками.

Используя весьма высокую информативность космических снимков в отношении морфоструктурного анализа, можно придать любую «степень структурности» содержанию геоморфологической космокарты. Космическая информация позволяет дать подробную классификацию выраженных в рельефе разрывных нарушений и структурных форм, показать структурное положение морфогенетических категорий рельефа. Площадные структурные формы рельефа (тектогенные или литогенные) целесообразно показывать штриховками, наложенными на цветовую генетическую гамму, а линейные формы, предопределенные тектоникой, — специальными условными знаками. Связи рельефа со структурой в полной мере отражаются на таких специализированных картах геоморфологического содержания, как морфоструктурная, блоковой тектоники и неотектоники.

В литературе неоднократно указывалось, что зачастую на космических снимках прослеживаются структурные элементы регионального или даже глобального масштаба, которые не всегда удается точно классифицировать. К ним относятся структурные линейaments, секущие гетерогенные тектонические образования, и трансформные зоны шириной в десятки километров, пересекающие складчатые пояса. Доказано, что опознаваемость подобных линейментов на космических снимках обусловлена, помимо прочего и выраженностью их в рельефе. Вместе с тем на геоморфологических картах столь крупные тектонические образования до сих пор не отражались. Отражение подобных образований на геоморфологической космокарте позволило конкретизировать их связи с рельефом и, следовательно, будет способствовать более определенной интерпретации их происхождения.

Учитывая неоднозначные, сложные и не всегда ясные геоморфологические признаки линейментов, предстоит доработка легенд геоморфологических космокарт и введение в них новых геоморфологических категорий. Точно так же обстоит дело и с кольцевыми структурами, которые обычно не включались в число картируемых морфоструктур, но имеют выраженность в рельефе.

Любая геоморфологическая космокарта неизбежно будет иметь довольно много новых, «проведенных впервые» геоморфологических границ, поскольку она составляется на новой топографической (имеются в виду обновленные топографические карты) и космофотооснове. В связи с этим в легендах не следует акцентиро-

вать внимание на новых границах. Все границы на карте должны быть в той или иной степени достоверными, подтвержденными фактическими материалами. Выделение «предполагаемых» границ должно сопровождаться пояснением их сущности, так как это могут быть дешифрируемые, но трудно интерпретируемые границы или геоморфологические рубежи, не видимые на фотооснове, но подтвержденные другими методами. С методической точки зрения все границы полезно подразделить в зависимости от того, какой источник информации был использован при их проведении — космическая фотооснова, топокарта, литературные данные, аэровизуальные или наземные наблюдения.

Последовательность или этапность работы над геоморфологическими космокартами может быть различной в зависимости от их назначения, детальности, масштаба, сроков составления. Важно также и то, какой методический вариант картографирования выберут авторы — от «целого к частному» или наоборот. Оба эти варианта правомерны, а кроме того, могут применяться одновременно, опробоваться на различных частях исследуемого района. Первый вариант предполагает первоначальное составление схем разломов и блоковой тектоники, на которых получают отражение важнейшие структурные закономерности рельефа. Интерпретация выделенных структурных элементов с точки зрения их выраженности в рельефе приводит к схеме морфоструктур района. Последующее более детальное изучение космических снимков дает материал для морфоскульптурного анализа, выделения генетически однородных поверхностей и разнообразных форм рельефа, типизации речных долин. При этом границы выделенных ранее морфоструктур и их характеристики могут подвергаться определенному уточнению. В процессе синтеза всех данных и их взаимной увязки составляется окончательный авторский макет геоморфологической космокарты. Второй вариант включает первоначальное изучение деталей рельефа в процессе дешифрирования материалов на отдельные участки, морфогенетическую интерпретацию выделяемых элементов. Региональные закономерности распределения морфоскульптуры позволяют затем выделить геоморфологические сочетания или комплексы, соответствующие крупным морфоструктурам. Трассирование структурно-предопределенных форм — долин, уступов, седловин — в итоге выявит сеть разломов, имеющих рельефообразующее значение, и позволит представить блоковую тектонику района.

Дешифрирование космических снимков — предварительное и уточненное после аэровизуального или полевого обследования территории — лишь часть общей работы над геоморфологической космокартой. Значительное место занимают также детализация, уточнение и интерпретация отдешифрированных элементов рельефа с использованием литературных, картографических и топографических материалов,

Космическое фотозображение, служащее основой для тематического картографирования, имеет определенную специфику, от-

личающую их от всех остальных источников информации, — обзорность, естественную генерализацию, особую информативность в отношении различных природных объектов. Это должно определять специфичность и оригинальность тематических космокарт, которые, однако, для разных карт неодинаковы. При составлении космокарт геологического содержания выяснилось, что информативность материалов космических съемок для изучения литологического состава, фаций, смены возрастных генераций пород относительно невелика. Эти характеристики сильно маскируются почвенно-растительным покровом, экзогенными формами рельефа и поверхностными отложениями, опознаются главным образом путем использования косвенных признаков дешифрирования. Вместе с тем, космическая информация оказывается чрезвычайно важной и разнообразной при изучении структурных особенностей территории — глубинного строения, разломной тектоники, соотношений структурных планов и т. д. Поэтому новизна и оригинальность космогеологических карт тем значительнее, чем более структурны их легенды.

Особенности рельефа, в отличие от геологического строения, дешифрируются на космических снимках значительно детальнее, интерпретируются точнее, поскольку роль прямых признаков дешифрирования при этом гораздо больше. Геоморфологическая информативность космических снимков крупного и среднего масштабов неизмеримо больше, нежели геологическая, их использование для картографирования рельефа разнообразнее. Условность содержания предварительных индикационных схем и вариантов дешифрирования рельефа относительно невелика. Как отмечалось выше, простейшие карты информационного ряда в большинстве случаев имеют вполне удовлетворительную достоверность и детальность. Поэтому составление геоморфологических космокарт даже в традиционных легендах и относительно крупных масштабах — весьма важное и перспективное направление в геоморфологии. Подобные карты неизбежно дадут много нового в отношении пространственных закономерностей строения рельефа, его морфологии, генезиса, современных тенденций развития. Что же касается оригинальных карт геоморфологического содержания, дающих принципиально новые представления о рельефе, то разработка методики их составления, по-видимому, более целесообразна для региональных и обзорных мелких масштабов (ориентировочно 1 : 1 000 000 и более мелкого масштабов). Так же, как и в геологии, подобные карты должны иметь существенно морфоструктурное содержание, отражать строение и взаимосвязи крупных форм рельефа, имеющих «глубокие корни», раскрывать особенности важнейших этапов или циклов рельефообразования.

Приближение содержания геоморфологической космокарты к той информации, которая может быть получена с космических фотозображений, и наиболее полное использование космических методов анализа и картографирования рельефа сделают ее оригинальным картографическим произведением, отражающим новый

этап в геоморфологическом картографировании. Этот принцип должен соблюдаться на всех этапах работы над картой, определять последовательность, детальность, объемы, методику и технологию проводимых исследований.

ГЛАВА 3. КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА ПО МАТЕРИАЛАМ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Использование материалов космических съемок для составления геоморфологических карт многопланового назначения предполагает длительное, всестороннее и тщательное геоморфологическое дешифрирование снимков. В процессе дешифрирования одновременно ставятся и решаются самые различные геоморфологические задачи: выделение морфоструктурных и морфоскульптурных комплексов рельефа, анализ пространственных соотношений между ними, типизация и классификация картируемых объектов, определение достоверности проведенных границ и т. д.

Последовательность нижеследующего изложения аспектов картографирования рельефа в значительной мере условна. Поскольку охватить все разнообразие проблем космофотогеоморфологического картографирования не представляется возможным, рассмотрены те вопросы, которые возникают прежде всего при анализе космических снимков и изучение которых с помощью космической информации наиболее перспективно. Фактический материал был получен при изучении и дешифрировании космических снимков в масштабах близких к съемочным, на районы Кавказа, Казахстана, Средней Азии, юга Сибири, Забайкалья и Южной Якутии.

Морфоструктурный анализ

Изучение морфоструктуры картируемого района проводится путем выделения отдельных форм и геоморфологических комплексов, обусловленных влиянием структуры, определения роли складчатых и разрывных деформаций, а также литологического фактора в формировании рельефа, типизации структурных элементов по их морфологической выраженности. Эти вопросы в значительной мере могут решаться методами камерального дешифрирования космических снимков при ограниченном использовании дополнительных материалов. Во всех случаях, когда градиенты тектонических движений на границах морфоструктур достаточно велики (разлом, резкая флексура), по обе стороны от сочленения формируются типы рельефа с достаточно разным фототонном на снимках. Для областей денудации и расчленения характерен резко дифференцированный полосчатый фототон, а для площадей аккумуляции — более однородный, иногда пятнистый или зернистый (рис. 3). В безлесных районах фототон склонов обычно темнее такового на шлейфах и равнинах, однако при залесении соотношения могут быть и обратными. При малых градиентах движений (моноклиальные склоны, пологие сводовые изгибы, втягивание

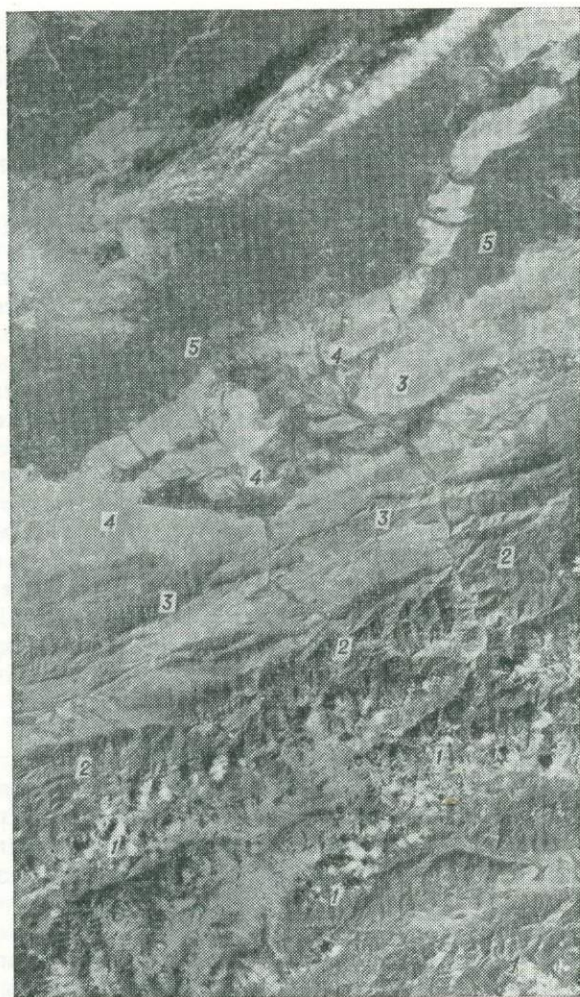


Рис. 3. Восточная Фергана — район резко дифференцированных морфоструктур (космический снимок с ИСЗ ЕРТС-1)

Хребты горного обрамления: 1 — альпийские, 2 — эрозийные, 3 — дробно расчлененные брахиянтиклинальные возвышенности. Равнины впадин: 4 — наклонные пролювиальные, 5 — плоские аллювиальные

в поднятие окраинных частей депрессий) проведение морфоструктурных рубежей затруднено. Менее дифференцирован при этом и фототон космических снимков, его различия не всегда оказываются достаточными для картографирования. Анализ снимка, полученного с ОПС «Салют-4» на район Центрального Тянь-Шаня в бассейне р. Нарын и оз. Сонкель (рис. 4), показал, что на моноклиналиных бортах Алабугской и Джумгольской котловин в условиях примерно одинаковых глубин расчленения рисунок эрозионных форм и характер фототона слабо меняются при переходе от коренных пород к рыхлым осадкам неоген-четвертичного возраста, покрывающим нижние части склонов. Аналогичная законо-



Рис. 4. Космический снимок Центрального Тянь-Шаня, полученный с ОПС «Салют-4»

Дешифрируются альпийские хребты (1), денудационные поверхности выравнивания (2), холмистые предгорья (3) и аллювиально-пролювиальные равнины межгорных впадин (4)

мерность наблюдается и на пенепленизированных междуречьях в бассейне рек Нуры, Сарысу и оз. Тенгиз в Центральном Казахстане. Здесь широко распространены почти нерасчлененные слабо наклонные денудационные и пластовые равнины, которые постепенно переходят в аккумулятивные холмисто-увалистые поверхности депрессий или днища террасированных речных долин. При этом фототон остается весьма однородным и не позволяет везде четко разграничивать области сноса и накопления.

Современные методические принципы картографирования рельефа, основанные на выделении генетически однородных поверхностей [4, 27], предполагают разграничение форм рельефа по относительной роли структуры в их формировании. Выделяются эндогенные (тектонические), выработанные структурно-денудационные и отпрепарированные поверхности или склоны. Практически сделать это далеко не всегда легко, поскольку определенных критериев не существует, а все тектонически или литологически обусловленные формы в той или иной степени переработаны экзогенными процессами. Большую помощь здесь могут оказать космические снимки, на которых пластика рельефа видна во всех деталях. Приразломные склоны хребтов или долин выделяются своей прямолинейностью в плане и в поперечном профиле, слабой расчлененностью, аномальной крутизной по сравнению с окружающими эрозионными склонами. Отпрепарированные структурные или денудационные поверхности отличаются на снимках характером расчленения, которое довольно специфично независимо от района. Обычно их расчленение неглубокое, но достаточно густое, врезы «щелевидные» или «бороздчатые», склоны эрозионных форм не дешифрируются, плановый рисунок расчленения отражает систему трещиноватости коренных пород. Структурно-денудационные склоны моноклиналиных гряд и уступов-чинков отличаются ступенчатостью или фестончатостью, что хорошо видно на достаточно крупномасштабных космофотоизображениях.

При значительной дифференциации рельефа его пластика и стереоскопичность на космических снимках позволяют определять относительную роль складчатых и разрывных деформаций в зонах сочленения морфоструктур. Например, снимки юго-восточного Алтая отчетливо указывают на блоковое строение северных склонов Курайской и Чуйской котловин, на складчато-блоковое строение южного склона Курайской и на моноклиналиное залегание пород на юго-западе Чуйской впадин. Северный склон Уймонской котловины на снимке выглядит как приразломный (резкие врезы долин до самого основания хребта, фасеты на склонах, спрямленность границ хребта и впадины), а южный — как пликативный (постепенное погружение отрогов хребта под рыхлые отложения, расширенные устьевые части долин и постепенное выполаживание их профилей, втягивание аккумулятивных шлейфов в долины).

Сопряженный анализ космических снимков и геологических карт дает обширный материал о рельефообразующем значении литологического фактора и закономерностях распространения ли-

томорфоструктур. На примере дешифрирования снимков Центрального и Западного Алтая видно, что это значение неодинаково. В бассейнах рек Чуи, Онгудая и Кадрина при резком и густом расчленении литоморфоструктура территории подавлена и читается с трудом. Сложное геологическое строение с частой сменой пород слабо дешифрируется. В бассейне р. Бухтармы, где расчленение ослаблено, литологические особенности зоны смятия в отложениях девона и карбона дешифрируются достаточно четко. Еще более отчетлива роль в рельефе гранитных массивов средне-низкогорного пояса Нарымского и Курчумского хребтов севернее оз. Зайсан, где интрузивные тела имеют пониженное расчленение и осветленный фототон. В областях активных поднятий Алтая литологический фактор влияет на рельеф преимущественно там, где он действует согласно с тектоникой. Четкая смена высокогорного рельефа среднегорным на левобережье Чарыша, совпадающая с границей гранитоидов и осадочных серий ордовика—девона, определяется совместным влиянием литологии и дифференцированных движений. Выраженности в рельефе Ульбинского разлома в районе Лениногорска способствуют его активность и положение на контакте осадочного девона с гранитоидами.

В восточной части Калбинского хребта массивы гранитоидов совпадают с областями наибольших новейших поднятий. Последние имеют повышенное расчленение на фоне менее приподнятых участков, сложенных осадочными толщами. На западе хребта, в бассейне р. Кызылсу, приподнятые участки соответствуют полям осадочных пород и имеют повышенное расчленение. Менее приподнятые площади гранитов уплощены. В пределах денудационных пенеблензированных равнин Центрального Казахстана к югу от оз. Тенгиз расчленение останцовых массивов нерезкое, «вялое», во многих случаях не линейное, а останцово-ложбинное. Многие врезы имеют трещинное происхождение, без ясно выраженных склонов. Смена порядков долин и ложбин незакономерная. Изометрия останцовых возвышенностей, грив и массивов, их постепенные переходы в денудационные нерасчлененные равнины указывают на значительную роль избирательной денудации в рельефе и на ограниченное влияние движений земной коры. Вместе с тем литологически обусловленная дифференциация рельефа неодинакова при одних и тех же различиях в породах. На участках минимального поднятия и преобразования пенеблена различия между интрузиями и осадочными породами девона — карбона не ощущаются в рельефе. На участках же значительных поднятий в морфологии проявляются даже неоднородности осадочных толщ.

Приведенные примеры показывают, что литоморфоструктуры и пассивные тектоморфоструктуры легко дешифрируются и картируются в областях слабого или умеренного расчленения, в зонах мало дифференцированных движений. Использование материалов космических съемок подтверждает правило о том, что значение литологического фактора рельефообразования увеличивается при ос-

лаблении влияния тектонического фактора. Это правило не распространяется только на плоские цокольные равнины, избирательная денудация в пределах которых ограничена малыми уклонами.

В настоящее время общепризнана высокая информативность космических снимков в отношении изучения разломов, что неоднократно отмечалось в литературе (С. М. Богородский, 1975 г.; В. В. Козлов и др., 1978 г.; В. И. Макаров, 1978 г.; Н. В. Скублова, 1976 г.). На наш взгляд, разломы составляют большую часть видимых на космических снимках линеаментов — линейных относительно спрямленных аномалий фототона. Меньшая часть линеаментов при детальном изучении оказывается предопределенной другими факторами — литологическим, ландшафтным или антропогенным.

Космические методы изучения разломной тектоники получили очень широкое распространение и принадлежат к одним из наиболее перспективных в геолого-геоморфологических исследованиях. С ними связано уточнение тектонического строения крупных слабоизученных регионов, совершенствование схем сейсмотектонического районирования, повышение эффективности поисковых и разведочных работ на самые различные виды минерального сырья.

Преимущество изучения разломов на основе космической информации заключается главным образом в том, что космические снимки дают генерализованные региональные фотонизображения структурного плана, где детали рельефа и ландшафтные особенности не маскируют протяженные тектонические уступы или зоны повышенной трещиноватости пород. Информативность материалов высотного зондирования при изучении глубоких разломов, сложных тектонических зон, сдвиговых нарушений, выраженности тектонических линеаментов в рельефе находится «вне конкуренции». Линейные безамплитудные зоны повышенной трещиноватости, выраженные сложными сочетаниями аномалий рельефа или ландшафтов, обычно не фиксируются в процессе геологосъемочных работ и не всегда обнаруживаются геофизическими исследованиями.

Каждый масштаб космических снимков несет свою особую информацию о разломах. Поэтому методически важно использовать возможно большее число масштабов и получить непрерывную систему информации. Большой помехой при изучении разломов на снимках является облачность в момент съемки. Препятствием служит и снежный покров, если он сплошной, достаточно мощный и покрывает слаборасчлененный рельеф. При изучении мелких нарушений маскирующую роль может играть и растительный покров. С другой стороны, градации фототона, зависящие от незаметных изменений природных комплексов, позволяют трассировать структурные линеаменты, совершенно не выраженные в рельефе.

Составленные на основе дешифрирования схемы разломов дают наглядное представление о степени дробления территории и роли тектонических блоков в строении рельефа. Классификация разломов по размерам и выраженности в рельефе служит осно-

ванием для их предварительного деления на ранги или порядки. Морфологическая выраженность разрывных нарушений — один из надежных критериев их новейшей или современной активности. Этот принцип позволяет выделить несколько категорий разломов, дешифрируемых на космических снимках.

1. Разломы, выраженные в рельефе резкими перегибами склонов и поверхностей денудации — уступами или входящими углами. Хорошо читаются на картах и дешифрируются на космических снимках. В ряде случаев по мере увеличения масштаба фотоизображений дешифрируемость разломов становится хуже в связи с осложнением фототона многочисленными деталями. Обычно эти разломы активны на протяжении всего новейшего тектонического этапа.

2. Разломы, выраженные в рельефе малоамплитудными перегибами в рельефе аккумулятивных поверхностей. Контролируют контуры депрессий, впадин, озер, солончаков, такыров и т. д. Четко дешифрируются на снимках, а на картах прослеживаются не всегда. Активность невелика, но возможно усилена на последних этапах развития рельефа — в плейстоцене или голоцене.

3. Разломы, трассируемые спрямленными долинами, ложбинами, седловинами и структурными понижениями. На снимках прослеживаются обычно лучше, чем на картах, так как последние дают смягченные контуры линейных форм. Движения по разломам либо отсутствуют, либо ограничиваются ненаправленными подвижками, приводящими к разуплотнению пород.

4. Локальные трансформные разломы, секущие основные формы рельефа и выраженные микроформами — аномальными сочетаниями эрозионных борозд, гравитационных или останцовых форм, трещин, рвов, просадочных форм и т. д. Читаются только на космических снимках достаточно крупных масштабов, образованы и активны на современном этапе, часто сейсмогенные.

5. Региональные и глобальные трансформные нарушения, секущие орогенические пояса, межгорные депрессии, а местами одновременно платформенные и складчатые структуры. Протяженность — сотни, а ширина — многие километры. Геоморфологическая выраженность их весьма разнообразна и сложна (поперечные долины, понижения или хребты; уступы или обрывы; горные узлы, ундуляция или виргация осей поднятий). В отличие от разломов более высоких порядков, рассматриваемые образования выражены в рельефе сочетаниями форм, их комплексами, а иногда целыми геоморфологическими зонами и прослеживаются только на мелкомасштабных космических снимках, имеющих достаточную генерализацию. Вопрос об активности и времени движений в пределах подобных структур еще во многом не ясен.

6. Структуры кольцевые или центрального типа, выраженные в рельефе дугообразными или концентрическими элементами (долины, ложбины, поднятия), находят отражение только на космических снимках. Вопрос о их новейшей и современной активности не изучен.

Из перечисленных линейных и кольцевых морфоструктур первые три разновидности относительно легко фиксируются традиционными методами исследований и давно вошли в легенды большинства геоморфологических карт. Существование последних категорий разломов было установлено дистанционными методами. Определенная выраженность в рельефе показывает, что эти морфоструктуры также должны показываться на картах геоморфологического профиля, хотя соответствующие методические приемы пока не разработаны.

Из рассмотрения сознательно исключены многочисленные линеаменты неясного происхождения, дешифрирующиеся на космических снимках по фототону и не имеющие однозначных связей с рельефом. Вопрос об их включении в число элементов геоморфологических карт можно решить положительно, если появятся определенные данные о прямом или косвенном влиянии этих образований на рельеф или деятельность агентов рельефообразования — подземных и поверхностных вод, выветривания, мерзлотных процессов и т. п.

Использование материалов дистанционного зондирования, выявившее многочисленные не известные ранее линейные структуры земной коры и давшее интересные сведения о них, поставило на повестку дня и многие другие проблемы. Выяснилось, что только по результатам дешифрирования не всегда удается уверенно разграничить структурные линеаменты. Действительно, литологические контакты и резкие флексуры, не являясь разломами, могут четко прослеживаться на снимках. Напротив, плохо распознаваемые линеаменты могут оказаться крупными, но мало активными разломами. Хорошая выраженность разломов в рельефе и на снимках еще не свидетельствует о их безусловной активизации в настоящее время.

Недостаточно разработан вопрос о методах и признаках дешифрирования разломов. По материалам дешифрирования космических снимков Арало-Каспийского региона (В. В. Козлов и др., 1978 г.) проведено разделение линейных структур на разломы областей денудации, имеющие «прямые» признаки разрывов, и на линеаменты, выраженные на поверхности осадочного чехла зонами повышенного расчленения или косвенными признаками. На наш взгляд, наиболее существенно то, что все выделенные образования находят отражение в рельефе. Признаки же дешифрирования для обеих категорий косвенные, поскольку непосредственные следы смещения или разрыва на снимках можно видеть лишь в исключительных случаях. Более целесообразно следующее подразделение разломов на геоморфологических космофотокартах по признакам дешифрирования.

1. Разломы, имеющие прямые признаки дешифрирования, т. е. маркируемые тектоническими формами: зияющими трещинами, смещениями пластов или форм рельефа, фасетами или блоковыми лестницами на склонах.

2. Разломы, имеющие косвенные признаки дешифрирования: а) маркируемые структурно предопределенными экзогенными формами* рельефа: долинами, седловинами, ложбинами, останцами и т. д.; б) маркируемые линейными формами погребенного рельефа, которые распознаются на снимках по аномалиям почвенно-растительного покрова.

Можно видеть, что связи между признаками дешифрирования и непосредственными объектами изучения различны. Они наиболее простые при непосредственном распознавании объекта на снимке. Примером сложных связей может служить последовательность: аномалии почвенно-растительного покрова — погребенные формы рельефа — деформации осадочного чехла — разломы фундамента.

Морфоскульптурный анализ

Основными направлениями морфоскульптурных исследований любого района является анализ денудационных поверхностей выравнивания, морфологических и генетических типов расчленения, аккумулятивного рельефа и речных долин. Использование космических материалов для изучения и картографирования морфоскульптуры позволяет ставить и решать самые разнообразные вопросы экзогенного рельефообразования.

Наиболее обстоятельное обобщение материалов по распространению, морфологии и возрасту выровненных форм рельефа представляет «Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР масштаба 1 : 2 500 000» (1971 г.). Поэтому при изучении денудационного рельефа междуречий по космическим снимкам Тянь-Шаня, района оз. Зайсан, Алтая, Тувы и Якутии полученные данные сопоставлялись с материалами названной карты. Для комплексной интерпретации материалов дешифрирования использовалась также «Карта четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 2 500 000», ВСЕГЕИ (1973 г.). Сделанные ниже выводы относительно отображения поверхностей выравнивания на снимках следует рассматривать как предварительные, требующие уточнения. Вместе с тем они наглядно показывают перспективы дистанционного анализа подобных образований.

Судя по карте поверхностей выравнивания, в бассейнах Нарына и оз. Сонкель Центрального Тянь-Шаня распространены фрагменты полого-увалистых и холмисто-грядовых денудационных поверхностей триас-юрского и юрско-мелового возраста. Изучение космических снимков более крупного масштаба (см. рис. 4) показало, что к востоку и северо-востоку от оз. Сонкель действительно широко развиты плосковершинные междуречья, похожие на умеренно расчлененный пенеппен. В других же местах — северо-за-

* В одних случаях эти формы непосредственно трассируют разломы, выходящие на поверхность, а в других — пликвативные деформации осадочного чехла, являющиеся поверхностным отражением нарушений фундамента.

паднее озера, в осевых частях хребтов Мольдотау, Акшийрак, Атбаши, Ферганского — закартированные фрагменты поверхностей выравнивания отсутствуют или представлены недешифрируемыми участками, которые не следовало бы показывать на карте такого масштаба. С другой стороны, на снимках хорошо видна наклонная откопанная поверхность выравнивания на южном склоне Киргизского хребта, спускающемся в Сусамырскую котловину. На карте она отсутствует.

На северном борту Кугартской котловины в области распространения коренных пород палеозоя поверхность выравнивания дешифрируется, но не откартирована, а ближе к осевой части хребта, где наблюдается повсеместное расчленение, она нанесена на карту (рис. 5).

Совмещенный анализ карт поверхностей выравнивания и четвертичных отложений показал, что практически всюду территории выравнивания соответствуют контурам распространения коренных пород или коллювия. Это свидетельствует либо о неточностях первой карты (необоснованное картирование фрагментов пенеэна в областях повсеместного расчленения), либо об ошибках на второй (для выровненных поверхностей более характерны элювиальные, делювиальные или солифлюкционные отложения).

Рассматривая картирование аккумулятивных равнин во впадинах Центрального Тянь-Шаня, можно сказать, что возражений не вызывают лишь контуры среднеплейстоценовой поверхности выравнивания, которая объединяет слабо расчлененные нагорные шлейфы, конусы и террасы долин. В пределах же поверхностей плиоцена — раннего плейстоцена закартированы сильно расчлененные предгорные возвышенности типа «бэдлендов», которые без оговорок не следует относить к поверхностям выравнивания. Целесообразно по аналогии с денудационными выделить аккумулятивные поверхности различных стадий расчленения. В Кугартской котловине площади поверхностей выравнивания на рыхлых отложениях плиоцена — плейстоцена подлежат уточнению. Они правильно показаны на левобережье Кугарта и правобережье Нарына и не картируются на их междуречьях, хотя здесь они имеют наибольшее распространение.

На космических снимках, охватывающих правобережье Иртыша от оз. Зайсан до бассейна р. Бухтармы, видно, что в пределах поднятий и междуречий фрагменты древнего рельефа не выделяются или они очень малы по площади и не соответствуют контурам карты поверхностей выравнивания. На южных склонах хребта Листвяга по обе стороны от долины Бухтармы участки юрско-меловой поверхности не дешифрируются, так как все междуречья здесь сильно расчленены. Лишь кое-где условно можно выделить небольшие площади ослабленного расчленения.

Дешифрирование снимков на участке южнее города Зырянска и восточнее р. Курчум показало, что на первом из них менее расчленены понижения рельефа и придолинные области, а на втором — приподнятые междуречья. В одном случае поверхность

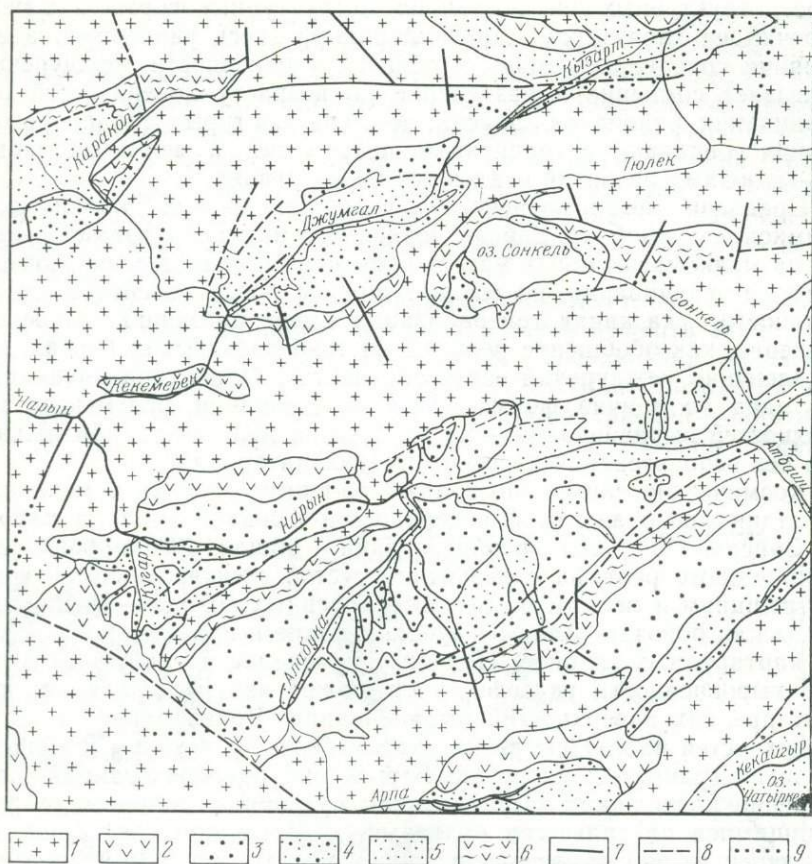


Рис. 5. Геоморфологическая схема Центрального Тянь-Шаня (по материалам дешифрирования ТВ — изображения EPTS)

1 — глубоко расчлененный экзарационно-эрозийный рельеф осевых частей и крутых склонов хребтов, 2 — умеренно расчлененный эрозийно-денудационный рельеф сниженных частей и пологих склонов хребтов, 3 — дробно расчлененный эрозийный рельеф низкогорий и приподнятых предгорных шлейфов по окраинам межгорных впадин, 4 — слабо расчлененный или террасированный рельеф эрозийно-аккумулятивных наклонных равнин межгорных впадин, 5 — нерасчлененный или террасированный аккумулятивный рельеф крупных долин и центральных частей межгорных впадин, 6 — слаборасчлененные эрозийно-денудационные склоны хребтов (поверхности выравнивания, частично препарированные). Разломы, выраженные: 7 — спрямленными долинами, 8 — конформными уступами рельефа, 9 — трансформными геоморфологическими аномалиями

выравнивания аккумулятивно-денудационная, занимающая низкий ярус рельефа, а в другом — денудационная высокого яруса. Показанная на карте триас-юрская поверхность выравнивания на обоих участках имеет междуречное положение и не подразделяется. В верховьях р. Лепсы закартированная поверхность выравнивания охватывает значительные площади междуречий. Снимки же показывают, что рельеф междуречий сильно изменен денудацией и препарировкой геологических структур, состоит из гряд,

куэст, структурных сопкок-останцов. Аструктурные формы для междуречий не характерны. Древний рельеф здесь уничтожен, а его влияние сохранилось лишь в общей выровненности междуречий. Вызывает сомнение и разделение по возрасту поверхностей выравнивания района оз. Зайсан, так как контуры триас-юрского уровня совпадают с гранитными интрузиями, а мел-палеогенового — с зонами развития осадочных пород девона.

Сравнение информативности разномасштабных космических снимков на район оз. Зайсан показало, что генерализация рельефа на мелкомасштабных материалах облегчает выделение поверхностей выравнивания, но создает ложное представление о их сохранности. Указанная генерализация имеет примерно такое же значение, как обобщение рельефа на топографических картах, где расчленение междуречий часто обедняется. Можно предположить, что одна из причин формального картирования фрагментов поверхностей выравнивания — их рисовка по мелкомасштабным картам без использования аэрокосмических материалов.

Космические снимки позволяют по-иному оценивать механизм и стадии преобразования поверхностей выравнивания в районе оз. Зайсан. Один вид преобразования — общая препарировка денудационного рельефа с развитием густой сети эрозионных форм по трещинам и мелким разломам в коренных породах. Трещинные врезы или борозды очень неглубокие, узкие и практически не имеют картируемых склонов. Подобное изменение не нарушает в целом выровненности рельефа, и он может картироваться как реликт древних поверхностей выравнивания. Яркие примеры таких поверхностей наблюдаются на правом берегу р. Курчум в области развития гранитных интрузий. Второй вид преобразования — расчленение поверхности выравнивания глубокими долинами с расходящимися от тальвегов склонами, которые при схождении на междуречьях могут совершенно уничтожить исходный рельеф. Одновысотность водоразделов на таких участках может служить основанием лишь для условного показа здесь реликтов древнего рельефа.

На карте поверхностей выравнивания СССР на площади всего Алтая фрагменты донегенового рельефа распределены примерно равномерно. Судя же по снимкам, юго-восточная часть горной страны более монолитна и менее расчленена. На северо-западе, в бассейне рек Катунь и Семы, уплощенных междуречий значительно меньше, и в процессе дешифрирования не всегда удается подметить даже различия в расчленении приводораздельных и придолинных участков. Более четко древние поверхности прослеживаются на левобережье Чарыша, восточнее горы Синюхи, в пределах низкогорья. В верховьях рек Убы и Алей фрагменты древнего рельефа не картируются, а отдельные уплощенные участки обусловлены влиянием литологического фактора. В пределах Башелакского хребта на левобережье Ануя значительные площади слаборасчлененных междуречий также связаны с гранитными интрузиями.

Показ на карте поверхностей выравнивания значительных площадей уплощенных междуречий на северном Алтае (рис. 6, а) в определенной мере связан с тем, что расчленение междуречных участков дробное, но неглубокое. Оно либо вовсе не отражается на гипсометрических картах, либо выглядит как нерезкое и пологосклонное. В процессе составления геоморфологической карты Алтайского края этот момент учитывался, и площади реликтов древнего рельефа изменились (рис. 6, б). Однако дистанционный анализ рельефа показал, что сделанные поправки оказались недостаточными (рис. 6, в).

Материал по северному Алтаю свидетельствует, что в условиях примерно равного влияния тектоники удастся выявить значительную роль литологического фактора в расчленении рельефа. Там же, где движения дифференцированы, роль литологии подавлена. Примером может служить Белокурихинский гранитный массив, столь же дробно расчлененный, как и соседние области

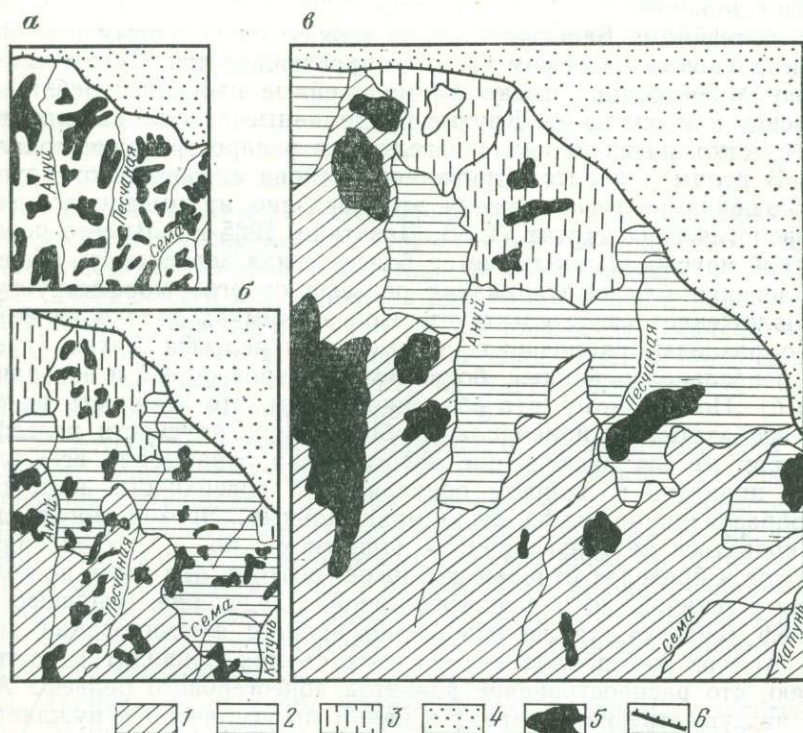


Рис. 6. Поверхности выравнивания Северного Алтая:

а — по материалам карты поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР (1971 г.); б — откартированные традиционными методами; в — откартированные дистанционными методами.

Эрозионный рельеф: 1 — массивно-ребневидный, 2 — останцово-ребневидный, 3 — останцово-грядовый, 4 — докольные лесовые равнины, 5 — денудационные холмисто-грядовые реликты древних поверхностей выравнивания, 6 — «северный фас» Алтая.

развития осадочных пород, в связи со значительными высотами и положением вблизи крупного и активного разлома.

Рельеф древней поверхности выравнивания, который для всего Центрального Алтая считается однообразным, на самом деле различен. В наиболее приподнятой части Курайского хребта рельеф междуречий везде значительно расчленен, имеет острые гребни. Среди этого рельефа очень трудно выделить участки поверхности выравнивания и разграничить их от альпийского высокогорья. Относительно четко выделяется лишь придолинный глубоко расчлененный рельеф. Картирование здесь выровненных участков велось, очевидно, по гипсометрическим картам, на которых гребневидные междуречья читаются как уплощенные. В западной части Курайского хребта картина иная. Древний пологосклонный рельеф здесь явно преобладает. Как видно на космических снимках, склоны здесь сравнительно пологие, вплоть до тальвегов долин. Фототон практически нигде не позволяет выделить придолинный эрозионный рельеф, хотя на геоморфологических картах он показан по многим долинам.

В бассейне р. Башкаус граница между донеогеновым и раннеплейстоценовым рельефом часто не прослеживается. Склоны здесь сверху до основания имеют прямолинейные профили, гребни конические или овальные. Крутые придолинные склоны выделяются более четко, но их площади невелики, а распространение локальное. В целом для рассматриваемого района снимки дают другие соотношения рельефа, нежели это показано на имеющихся геоморфологических картах (Е. В. Девяткин, 1965 г.). Вместо повсеместной ярусности наблюдается более тесная зависимость общего расчленения или выравнивания рельефа от его морфоструктур.

Изложенное свидетельствует, что на снимках далеко не везде четко разделяются разновозрастные типы рельефа Алтая (древний пенеппенизированный, более поздний эрозионный и экзарационный). По-видимому, это объясняется тем, что этапность развития необязательно приводила к образованию ярусности рельефа. В одних местах расчленение нового этапа охватывало всю площадь поднятий и целиком обновляло их поверхности, в других преобразование рельефа было минимальным. Эрозия могла стимулироваться не только общим поднятием, но и изменениями уклонов в пределах отдельных блоков; поэтому она была не только регрессивной, но и трансгрессивной. Оледенение, влиявшее на рельеф «сверху», также осложняло процесс формирования ярусов. Анализ материалов космических съемок приводит к заключению, что распространение реликтов донеогенового рельефа Алтая на существующих картах в целом преувеличено и нуждается в корректировке. В частности, в областях высокогорья на высотах более 2800 м поверхности выравнивания практически везде уничтожены. Картирование рельефа в ряде случаев ведется формально, проводимые экстраполяции не всегда оправданы.

На правобережье Большого Енисея северо-западнее города Кызыл дешифрируемая поверхность выравнивания имеет большие

площади, чем на карте. В структурном отношении она соответствует центральным частям антиклинальных структур в комплексе нижнего—среднего девона и обрамляется структурным рельефом, выраженным сочетанием куэстовых гряд и линейных понижений. На карте четвертичных отложений выположенному рельефу поверхности выравнивания соответствуют главным образом контуры делювиально-коллювиальных отложений, а элювиально-делювиальные занимают небольшие участки. Судя по фотоизображению рельефа, соотношение генетических типов рыхлых отложений здесь должно быть обратным.

На левобережье Большого Енисея ниже устья р. Улуг-О закартированные площади поверхности выравнивания преувеличены. Многие междуречья здесь полностью расчленены и приравнивать их к рассмотренной выше поверхности северо-западнее Кызыла, как это делается на карте, нельзя. С другой стороны, выше по течению Большого Енисея в районе села Сыстыг-Хем расчленение гораздо слабее, врезы нерезкие, междуречья весьма уплощенные. Здесь практически вся территория, за исключением врезов крупных долин, может быть отнесена к поверхности выравнивания, а на карте она почти отсутствует.

В верховьях рек Казыр, Уда и Гутара все междуречья сильно преобразованы экзарацией. Поверхность выравнивания визуально здесь не выделяется и может быть показана лишь условно. На карте же ее площади достаточно велики.

В бассейне р. Хамсары дешифрирование показывает практическое отсутствие современного расчленения. Обилие озер также свидетельствует о малом изменении древнего рельефа. Однако на карте поверхностей выравнивания вместо широкого показа реликтов древнего рельефа нанесены их небольшие «формально отрисованные овалы». Кстати, большие площади делювиально-коллювиальных отложений, нанесенные на карте четвертичных отложений, для этого района не характерны.

Рассмотренные территории Западного Саяна в бассейнах рек Большого Енисея, Казыра, Уды и Хамсары весьма различны в отношении сохранности, степени преобразования и современной морфологии древней поверхности выравнивания. Карта же, показывая всюду примерно одинаковую картину древнего рельефа, дает искаженное представление о его распространении и взаимоотношениях с другими типами рельефа. В связи с этим охарактеризуем основные категории рельефа Тувы по сохранности древних поверхностей выравнивания.

1. Территории со слабо оформленными долинами, нечеткими перегибами рельефа и редкими эрозионными склонами. Поверхности выравнивания занимают большие площади и хорошо сохранились (плато восточнее Тоджинской котловины).

2. Территории с уплощенными междуречьями и верхними частями склонов, но с прямолинейными склонами крупных долин с ареалами резкорасчлененного эрозионного рельефа (нагорье Сан-

гилен). Районы наиболее благоприятные для изучения соотношений разновозрастных категорий рельефа.

3. Склоны хребтов и линейных поднятий, прилежащие котловинам. Все склоны прямолинейные, водоразделы пирамидальные или гребневидные. Реликты древнего рельефа не сохранились.

Материалы карты и дешифрирования космических снимков примерно равнозначны в отношении показа поверхностей выравнивания бассейна Средней Олёкмы, хотя по фототону их возрастные категории (мел—палеогеновая и мел—плиоценовая) не выделяются. В то же время на междуречье Орис-Мисле и Тяня, а также на правобережье Чоруода закартированные площади древнего рельефа слишком малы. Помимо этого по обе стороны от долины Олёкмы выше села Джикимде рельеф на космических снимках примерно одинаковый, однако рисовка поверхностей выравнивания здесь различна: восточнее контуры крупнее, а западнее — мелкие и удаленные от долины.

В целом для бассейна Средней Олёкмы космическая информация свидетельствует о более значительном распространении остатков древнего рельефа и о хорошей их сохранности, придолинные зоны современного расчленения здесь довольно узкие и резко отличны от междуречий (рис. 7). Рельеф поверхностей выравнивания

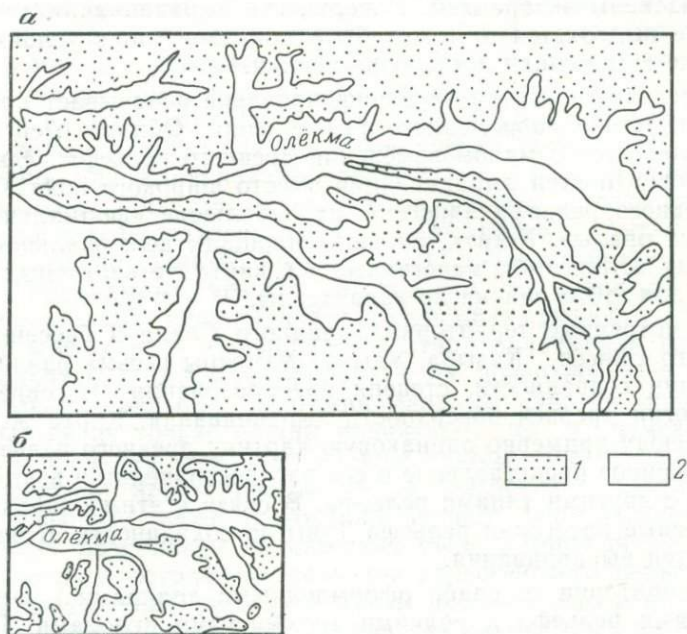


Рис. 7. Поверхности выравнивания бассейна Олёкмы:

а — откартированные дистанционными методами; б — по материалам карты поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР (1971 г.).
1 — реликты поверхностей выравнивания, измененные процессами комплексной денудации,
2 — эрозионный рельеф

вания бассейна Олёкмы очень мягкий, без резких врезов, гряд и холмов, имеет бóльшую уплощенность, нежели рассмотренные выше междуречья северного Алтая. Поэтому его трактовка на карте поверхностей выравнивания как относительно сильно измененного требует уточнения. В бассейне Алдана вблизи устьев рек Чомполо, Большого и Малого Нимыра на правобережье закартированы большие площади поверхностей выравнивания, а на левобережье они не показаны. В то же время резких различий между этими участками по снимкам не наблюдается.

На междуречье Амги и Буотамы все приводораздельные участки слабо эродированы и везде представлены реликтами древнего рельефа. Площади поверхностей выравнивания закономерно возрастают при удалении от долин. Эти закономерности искажены на карте, где контуры древнего рельефа на одних междуречьях сильно сокращены, а на других преувеличены.

Долина р. Бурулях, левого притока Амги, судя по карте, является восточной границей распространения поверхности выравнивания. Однако на космических снимках принципиальных различий в характере расчленения и форме междуречий по обе стороны от долины не наблюдаются. В бассейне р. Мундуруччу из содержания карты следует, что на левом берегу поверхность выравнивания приближена к реке, а на правом удалена от нее. На снимках же оба берега выглядят совершенно одинаково, а изменения рельефа происходят восточнее, в бассейне р. Тангха. Наконец, на правобережье Амги в верховьях притоков Алдана—Нотора и Куолума отчетливо видно резкое расчленение рельефа, охватившее все междуречья. Водоразделы здесь пирамидальные, а плоские участки отсутствуют. Крупные массивы поверхностей выравнивания, отмеченные в этом районе на карте, полностью уничтожены и могут быть показаны только условно.

Разлом на границе Скалистого хребта и Приверхоанского прогиба вблизи устья Амги разделяет совершенно различные типы рельефа — разнорасчлененный эрозионный и волнистый аккумулятивный. Поэтому странно, что по обе стороны от сочленения на карте показаны поверхности выравнивания одного возраста, а также одной степени сохранности и расчленения. Это никак не подтверждается результатами дешифрирования космических снимков. Последние к тому же позволяют существенно уточнить контуры среднеплейстоценовой поверхности выравнивания прогиба в пределах бассейнов рек Тыра, Томпо и Хандыга.

На космических фотоизображениях Оймяконской котловины четко выделяется относительно опущенный тектонический блок с уплощенным «дряхлым» рельефом. Поверхность выравнивания в пределах блока будет соответствовать, по данным карты, уровню плиоцен-раннеплейстоценового возраста. Севернее, на правобережье Индигирки и на ее левом берегу ниже устья р. Кюенте рельеф резко расчленен, без следов поверхности выравнивания, хотя их значительные контуры имеются на карте. Не прослеживаются на снимках и откартированные фрагменты древнего рельефа

палеогена в бассейне р. Тарын-Юрях. По обе стороны от долины р. Куйдусун рельеф примерно одинаковый и на правобережье он несколько более уплощенный. Но именно здесь поверхность выравнивания на карте отсутствует, хотя на левом берегу она представлена очень крупными контурами. На междуречье Сунтар и Кюбюме рельеф повсеместно резко расчленен. Древний рельеф междуречий, если он сохранился, здесь не картируется, а поверхности выравнивания могут показываться только условно. Поэтому не ясно, на каком основании они выделены, и к тому же имеют различные характеристики возраста, расчленения и преобразования.

Подводя итоги регионального анализа поверхностей выравнивания СССР, можно отметить, что дистанционные методы помогают существенно уточнить границы их распространения. Выяснилось, что в одних районах площади поверхностей выравнивания преувеличены или фрагменты древнего рельефа показаны без достаточного основания, а в других они преуменьшены или необоснованно не выделяются.

Общей закономерностью является преувеличение площадей вблизи крупных долин и в альпийском высокогорье и их преуменьшение в пределах высокогорных плато. Отмеченные неточности в определенной мере, по-видимому, связаны с оконтуриванием междуречного рельефа по топографическим картам, дающим не совсем правильное представление о морфологии приводораздельных территорий. Как видно из сопряженного анализа дистанционных и картографических материалов, контуры литологических контактов и разновозрастных поверхностей выравнивания часто совпадают. Учитывая несомненную рельефообразующую роль литологического фактора, наличие разновысотных уровней денудации не всегда следует связывать с этапами формирования рельефа.

Космические снимки поверхностей выравнивания дают богатый материал о видах и степенях их преобразования. В пределах высокогорного альпийского рельефа преобладает экзарационное преобразование «исходных» уровней, активность которого подчеркивается сохранностью уплощенных поверхностей среди ледниковых форм. Эрозионное преобразование также неодинаковое. Начальные его стадии характеризуются развитием узких врезов по системам трещин и разломов без существенного изменения рельефа междуречий, а последующие стадии отличаются схождением склонов долин и полным уничтожением первичного выровненного рельефа. Делювиально-солифлюкционное преобразование распространено на поверхностях выравнивания Сибири (бассейны рек Олёкмы, Алдана, Индигирки) и приводит к образованию очень мягкого современного рельефа междуречий — возможно более сглаженного, нежели первичный. Специфичны также денудационно-аккумулятивный и эоловый типы преобразования, характерные для прогибов, депрессий и равнин.

В итоге можно отметить, что использование космической фотосъемки при составлении и уточнении карт поверхностей выравни-

вания позволит избежать многих условностей, субъективизма и схематизации, сделает возможным сравнение рельефа весьма отдаленных и различных территорий.

Степень информативности космических снимков при изучении долин в целом очень велика, однако она зависит от масштаба и типа материалов, времени и погодных условий съемки, ландшафтно-геоморфологических особенностей территории исследований и характера самих долин. По данным Л. С. Миляевой (1977 г.), на аэрофотоснимках и достаточно крупномасштабных космических снимках дешифрируются все порядки долин, на снимках, полученных с ОПС «Салют-4», видны долины начиная с IV порядка, а телевизионные снимки ИСЗ «Метеор» (масштаб 1:10 000 000—1:15 000 000) не имеют постоянной информативности, то приближаясь в этом отношении к снимкам с ОПС «Салют-4», то значительно им уступая. Как полагает Л. С. Миляева, причина различного изображения долин на снимках заключается в связи долин с разломами, а также с антропогенным влиянием — такими, как смог, откочки и т. д. Такие важные, на наш взгляд, причины, как тип и условия съемки, характер территории, к сожалению, не учитываются.

Космические снимки, полученные с ОПС «Салют-4», были использованы для анализа гидросети Г. М. Николаевской (1976 г.), которая высоко оценивает роль подобной информации и делает вывод о ее пригодности для составления карт долинно-балочного расчленения. Со своей стороны, заметим, что оригинальный масштаб снимков с ОПС «Салют-4» позволяет лишь рассматривать визуально сеть эрозионных форм, расчленяющих склоны крупных долин и междуречий. Составление же карт густоты или плотности расчленения в этом масштабе технически невозможно; для этого необходимо увеличение снимков по крайней мере в 3—4 раза. В своей работе Г. М. Николаевская дает сравнительную характеристику информативности космических снимков (1:1 500 000), аэрофотоснимков (1:140 000) и карт (1:300 000). Сравнение информативности материалов, столь отличных по масштабам, не всегда приводит к объективной оценке. Например, сопряженный анализ равномасштабных снимков и карт показывает, что при изучении крупных долин их информативность близка, а при анализе эрозионных форм 1—2-го порядков несравнима.

Информативность космических снимков при изучении эрозионного рельефа и типов расчленения по сравнению с топографическими картами очень высокая. Горизонталы на картах обычно сильно сглаживают рельеф. Даже на участках наибольшего сгущения изогипс междуречья читаются как овальные, в том числе и узкие отроги между близко расположенными притоками. Эрозионные врезы также воспринимаются как корытообразные с вогнутыми склонами и расширенными днищами. На космических снимках ясно видно, что на обширных территориях эрозионного рельефа Средней Азии и юга Сибири преобладают прямолиней-

ные склоны, узкие тальвеги долин и острые конусообразные гребни хребтов. Уплощенные или сглаженные формы для этого типа рельефа менее характерны, долины, как правило, имеют V-образные поперечные профили.

Чем расчлененнее поверхность и больше ее обнаженность, тем выше информативность аэрокосмических снимков в отношении распознавания деталей рельефа. Мелкая холмистость, бугристость, грядовость междуречий, обусловленная трещиноватостью или влиянием литологии при избирательной денудации, создают совершенно особые фотоизображения рельефа и позволяют детально его классифицировать. На картах же подобные детали лишь изредка отражаются замкнутыми горизонталями или их изгибами. На любом участке эрозионного рельефа можно найти много примеров того, как на крутых склонах долин на расстоянии 2—3 км аэрокосмическое фотоизображение фиксирует до 10—15 разных борозд и логов. На картах эти склоны выглядят нерасчлененными (рис. 8). В этом отношении разница между картами и снимками больше всего на залесенных площадях, где растительность, видимо, затрудняет топосъемки. В гольцовом и альпийском рельефе эти различия меньше.

Космические снимки позволяют изучать переходы между различными типами рельефа, например, смену троговых долин эрозионными, или переходы от поверхности выравнивания к крутым склонам. При этом намечаются различные переходные морфологические зоны, стадии омолаживания или расчленения рельефа. Подобные «динамические» реконструкции становятся возможными прежде всего благодаря тонкой реакции фототона на природные изменения. Этим преимуществ лишены топографические карты.

При анализе эрозионного рельефа сравнительная информативность одномасштабных снимков и карт меняется в зависимости от того, какие порядки долин подлежат изучению. С этой точки зрения все эрозионные формы можно ориентировочно разделить на три категории.

1. Формы первого порядка — мелкие лога, борозды, распадки на склонах долин, дробное овражное расчленение в предгорьях, детали пойменного рельефа крупных равнинных долин, безруловые ложбины водораздельных поверхностей. На картах средних и мелких масштабов они обычно не отражаются, и вся информация о них может быть получена только с космических снимков.

2. Формы второго и реже третьего порядка — мелкие долины с по-

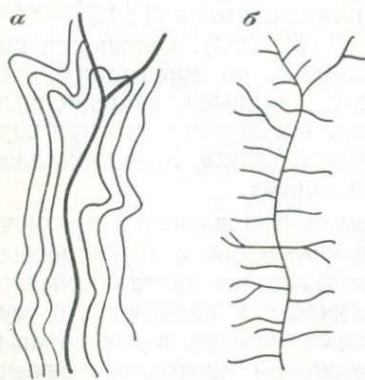


Рис. 8. Расчленение склонов долин Южной Сибири по топографическим (а) и дистанционным (б) материалам

стоянными водотоками, крупные балки и овраги, водораздельные ложбины, седловины, сквозные долины. Изображение подобных форм горизонталями обычно дается в обобщенном виде, без деталей. Космические снимки могут существенно дополнить и уточнить информацию об этих долинах.

3. Эрозионные формы водотоков третьего и более высоких порядков, достаточно подробно изображенные как на картах, так и на снимках.

Проведенная классификация дает возможность предварительно определять целесообразность использования тех или иных материалов при решении определенных вопросов, связанных с изучением гидросети.

На территории западного горного обрамления оз. Иссык-Куль и прилегающих с юга районов бассейна р. Нарын глубина и густота расчленения, судя по материалам дешифрирования космических снимков, имеют сложные пространственные закономерности. Глубины расчленения наибольшие на максимальных поднятиях — хребтах с альпийским рельефом. Крупные трюги имеют здесь весьма протяженные и достаточно крутые склоны. Однако дробность расчленения альпийских склонов невелика, и сеть логов редко имеет значительную густоту. Часто склоны трюгов сглажены, замыты. По-видимому, густота расчленения ограничивается здесь активностью склоновых процессов, длительной консервацией рельефа подо льдом и, возможно, ледниковой экзарацией, которая срезала мелкие формы склонов. Помимо этого разреженность врезов высокогорий может рассматриваться как следствие разрастания крупных склонов за счет мелких или освоения древних высокоподнятых поверхностей выравнивания.

Первый вариант наблюдается на склонах западного окончания хребта Кунгей-Алатау, где максимальные врезы сочетаются с пирамидальными скалистыми гребнями. Второй вариант характерен для южных склонов хребта Заилийский Алатау, спускающихся к долине р. Чуи. Наклонная на юго-запад денудационная поверхность осваивается здесь эрозией, что дает сочетание средних по глубине врезов и уплощенных междуречий. В пределах среднегорных возвышенностей и приподнятых предгорных шлейфов густота расчленения максимальная при сравнительно небольших амплитудах врезания. Причины этого — рыхлые породы, засушливость климата, обнаженность склонов и небольшая активность процессов их преобразования. Наконец, на пологонаклонных предгорных равнинах глубины расчленения уменьшаются до минимальных и одновременно становится меньше густота сети временных водотоков. Можно видеть, что с увеличением поднятий изменение глубины и густоты расчленения рельефа неодинаковые. Изучение этих вопросов по космическим снимкам дает ценные сведения о морфологии рельефа, суммарной интенсивности глубинной эрозии или «энергии рельефа».

В бассейнах р. Токрау и оз. Карасор (Центральный Казахстан) по характеру расчленения дешифрируются следующие геоморфологические комплексы.

1. Нерасчлененные днища депрессий и широких древних долин, где русла водотоков распознаются по фототону.

2. Денудационные равнины, расчлененные густой, но неглубокой сетью врезов. Долины узкие, их склоны не дешифрируются, придолинные зоны эрозии отсутствуют (начальная стадия преобразования пенеплена).

3. Низкогорья, расчлененные относительно широкими долинами с дешифрируемыми склонами.

4. Наиболее возвышенные массивы с высотами более 1000—1200 м, где склоны долин представляют собой сочетания эрозионных форм, четко дешифрируются и картируются на космических снимках съемочных масштабов (конечная стадия преобразования пенеплена).

Космические фотоизображения территории Сарысу-Тенизского междуречья ясно показывают, что эрозионное расчленение не играет большой роли в строении рельефа. В депрессиях долины не врезаны, придолинные зоны повышенного расчленения не прослеживаются, расчленение денудационных междуречий нерезкое, «вялое», местами останцово-ложбинное, с незакономерной сменой врезов разных порядков. В долинах рек Ишима и Нуры четко прослежена зависимость молодого расчленения от характера подстилающих пород. Вблизи долины Ишима западнее Целинограда на коренных породах овражно-балочная сеть не развита, хотя уклоны здесь наиболее значительные. Приводораздельные участки, покрытые чехлом суглинков, даже при меньших уклонах характеризуются крупными разветвленными системами балок и оврагов.

На космическом снимке северо-западного Копетдага в районе хребтов Кюрендаг и Карагез прекрасно видна подчиненность расчленения влиянию тектоники и литологии пород мезо-кайнозоя. Для полей распространения однородных и слабодислоцированных пород неогена характерно однообразное дробное и прихотливое расчленение. Водоразделы разных рангов с трудом выделяются, проведение границ между бассейнами крупных саев осложнено. В данном случае перед нами пример того, как многочисленные детали эрозионного рельефа затушевывают его основные особенности. Для анализа последних дополнительно к снимку целесообразно иметь топографическую карту с генерализованным изображением рельефа. Несмотря на хорошую читаемость элементов рельефа, их картографирование на принципах выделения генетически однородных поверхностей затруднено, поскольку все они представляют сочетания врезов и склонов 1—2-го порядков. В подобных условиях использование «синтетического» метода картографирования не менее удобно нежели «аналитического». Исходя из этого можно перечислить следующие выделяющиеся на космическом снимке типы расчленения северо-западного Копетдага.

1. Структурно-эрозионное на брахиантиклиналях в областях развития комплексов мела, палеогена и неогена. В результате препарировки склонов структур образуются сочетания продольных гряд, депрессий и уступов с поперечными долинами.

2. Эрозионное с прямыми склонами и пирамидальными гребнями на породах неогена. Градации дробности и глубины расчленения варьируют в зависимости от размеров поднятия.

3. Эрозионно-денудационное с выпуклыми склонами и округлыми междуречьями характерно для слабоприподнятых предгорий и шлейфов, втянутых в поднятия.

4. Слабое эрозионное расчленение плоских пролювиальных шлейфов и равнин. Руслу лишены склонов, их днища обрамлены невысокими вертикальными уступами.

На территории южного и юго-западного Приаралья геоморфологическая карта западных районов Средней Азии (1969 г.) показывает существование крупных солончаково-дефляционных впадин и обрамляющих их уступов — чинков, а также мелких форм рельефа — уступов, плоских останцов и западин — среди пластовых возвышенных плато (рис. 9). Первые очень четко дешифрируются и на космических снимках близких масштабов, так как фототон плато и депрессий различен, а крупные уступы имеют достаточные высоты для стереоэффекта. Мелкие формы в пределах плато не дешифрируются, поскольку фототон различных уровней возвышенных равнин практически одинаковый, но на топографических картах они изображены (рис. 10). Пример показателен в том отношении, что геоморфологическая информативность космических снимков на территории нерасчлененных денудационных или пластовых равнин в отдельных случаях может быть ниже информативности гипсометрических карт.

При работе над геоморфологической картой Алтайского края в пределах эрозионного среднегорья нами были выделены два

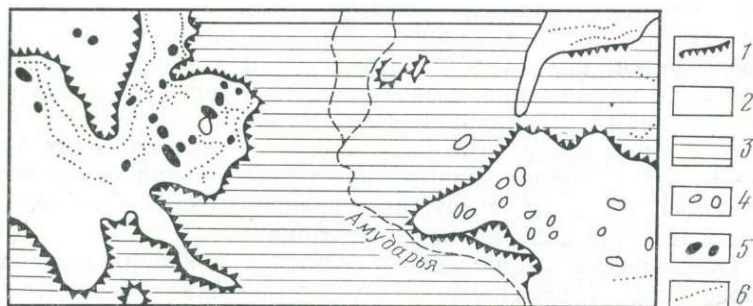


Рис. 9. Рельеф Южного Приаралья (по материалам геоморфологической карты западных районов Средней Азии масштаба 1:2 500 000, 1969 г.)

Формы рельефа, показанные на карте: 1—3 — дешифрируемые на снимках с ПКК «Салют-4» (1 — крупные уступы, 2 — поверхности плато и возвышенных равнин, 3 — поверхности низменных равнин), 4—6 — недешифрируемые на снимках с ПКК «Салют-4» (4 — солончаково-дефляционные впадины, 5 — плосковерхие останцы и кыры, 6 — мелкие уступы)



Рис. 10. Космический снимок дельты Амударьи, полученный с ОПС «Салют-4»
 1 — низменные равнины современной дельты. 2 — крупные уступы — чинки. 3 — плато и
 возвышенные равнины с мелкими солончаково-дефляционными впадинами, плосковерхими
 останцами и уступами

основных типа рельефа — массивно- и останцовогребневидный. Последующее изучение космических снимков подтвердило правильность подобного выделения. Каждая разновидность хорошо дешифрируется, имея особую структуру фототона. Вместе с тем космическая информация позволила существенно уточнить границы между двумя рассматриваемыми категориями рельефа, привязать их к зонам сочленения разновысотных тектонических блоков. В целом для областей значительного расчленения северного Алтая удалось выделить следующие разновидности склонов, имеющие отличительные особенности фототона.

1. Обнаженные выположенные нивально-конжelifлюкционные гольцовой зоны Теректинского хребта с преобладанием мерзлотно-солифлюкционных процессов.

2. Зеленые дефлюкционные склоны главным образом северных экспозиций, среди которых отмечены пологие слаборасчлененные и крутые с густым расчленением. Выделяются также склоны высокогорий с кедрово-пихтовыми лесами и аридизированных низ-

когорий, залесенных лиственничными лесами с примесью лиственных пород.

3. Обнаженные крутые дробно расчлененные склоны южных экспозиций с преобладанием гравитационных процессов.

Высотная поясность и экспозиция сильно осложняют выделение по космическим снимкам возрастных категорий рельефа. Препятствием является и структурно-литологический фактор, влияющий на характер расчленения, крутизну склонов, поперечные профили долин и форму междуречий. Дешифрирование снимков на Алтай показывает, что проводимое традиционными методами картографирования рельефа с повсеместным прослеживанием разновозрастных ярусов рельефа отличается формализмом и условностью. Стремление ограничить разновозрастные категории рельефа определенными высотными интервалами приводит к большой схематизации карт, которые лишь в очень грубой форме отражают динамику рельефа.

Выделенный нами на геоморфологической карте Алтайского края «придолинный» резкорасчлененный рельеф получил трактовку как более молодой, обусловленный распространением по долине Катунь эрозионного вреза позднего плейстоцена—голоцена. Это предположение имело логическое обоснование, поскольку амплитуды врезания Катунь на последних этапах развития ее долины значительны. Однако космические материалы ясно показали, что физиономичность придолинного рельефа прежде всего связана с аридизацией и большей обнаженностью нижних частей склонов. Это приводит к более дробному, хотя и менее глубокому их расчленению. Контуры придолинного эрозионного рельефа очень сложные, зависят от влияния экспозиции и литологии, с трудом картируются. Верхняя граница рассматриваемого рельефа показывает, что основной фактор его возникновения — не этапность формирования рельефа, а сочетания литолого-климатических факторов.

Региональный анализ мелкомасштабных космических снимков позволяет выделить три наиболее крупные разновидности поднятий горных областей юга Сибири, различающиеся характером расчленения (рис. 11).

1. Максимальные поднятия осевых частей высокогорных хребтов отличаются повсеместным резким эрозионно-ледниковым расчленением, сочетанием глубоких расширенных троговых долин и ледниковых цирков междуречий. Слабо расчлененные фрагменты древних поверхностей выравнивания практически отсутствуют.

2. Активные поднятия, занимающие пониженные части высокогорных хребтов и центральные части среднегорных поднятий, характеризуются глубоким и дробным эрозионным расчленением, которое уничтожило или сильно преобразовало формы ледниковой экзарации. Участки выположенного древнего рельефа здесь также невелики по площади и не оказывают большого влияния на структуру фототона.

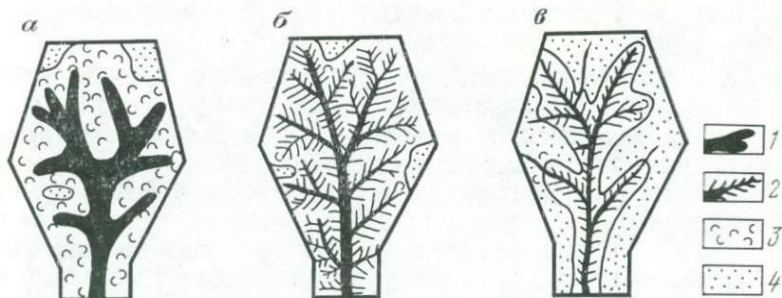


Рис. 11. Типы расчленения осевых частей хребтов юга Сибири на участках максимальных (а), активных (б) и умеренных (в) поднятий
Долины: 1 — ледниковые, 2 — эрозионные, 3 — ледниковые цирки, 4 — фрагменты поверхностей выравнивания

3. Умеренные поднятия осевых частей и склонов хребтов на флангах горных областей. Локально развитые ледниковые формы преобразованы эрозией и плохо сохранились. Структура фототона определяется сочетанием пенепленизированных нерасчлененных поверхностей на междуречьях и сравнительно узких зон эрозионного расчленения вдоль крупных долин.

Анализ относительной роли процессов эрозии и комплексной денудации был проведен по космическим снимкам съемочных масштабов Тувинской АССР в районе Кызыла. В депрессиях выделены поверхности денудации и препарировки литологической структуры с очень дробным, но неглубоким расчленением. Врезы практически не имеют склонов и подчеркивают геологическую структуру — простирающие породы, формы складок, сеть трещин. Это своего рода педименты, имеющие сравнительно молодой возраст. Расположенный выше рельеф останцовых массивов, предгорных гряд и отрогов представляет собой сочетание склонов и междуречий, причем последние подвержены главным образом избирательной денудации с препарировкой структуры. Еще выше картируется рельеф среднегорий и высокогорий с глубоким эрозионным расчленением, где геологическая структура просвечивает слабо и не определяет облик рельефа.

В бассейне Средней Олёкмы при движении к югу врезы долин в поверхности выравнивания увеличиваются, зоны придолинного расчленения становятся эффективнее, однако освоенность эрозией междуречий на юге меньшая. По-видимому, это можно считать результатом совместного влияния регрессивного врезания долин и более активного проявления мерзлотных процессов в центральной части Станового нагорья.

Интересны результаты дешифрирования космических снимков междуречий Алдана, Амги и Буотамы. Основные долины имеют здесь извилистые, часто коленообразные русла и в целом мало считаются с геологической структурой. Их крупные притоки с менее извилистыми долинами направлены в северо-западном и юго-

восточном направлении. Однако наиболее спрямлены и строго ориентированы в субмеридиональном направлении долины следующего, более низкого порядка. Таким образом намечается тесная связь со структурой долин определенного системного положения, размера и примерно одного возраста.

При движении к северо-востоку поле развития карбонатных пород нижнего кембрия сменяется полем конгломератов и песчаников раннеюрского возраста. При этом меридиональному направлению начинают подчиняться и наиболее крупные притоки Амги. Одновременно меняется расчленение междуречий — слабое на кембрии, более густое на отложениях нижней юры и максимальное на песчаниках и алевrolитах ранне-среднеюрского возраста. Ввиду того что густота расчленения нарастает одновременно со снижением высот междуречий с 600 до 300 м, напрашивается вывод о влиянии на морфологию литологических особенностей подстилающих пород.

При изучении по космическим снимкам типов расчленения и закономерностей развития эрозионного рельефа неизбежно приходится рассматривать разнообразные проблемы строения и картографирования речных долин. Одна из проблем касается выделения долин как форм рельефа на геоморфологических картах горных областей с глубоким эрозионным расчленением. Там, где древние поверхности выравнивания находятся в различных стадиях преобразования и влияют на морфологию междуречий, долинны комплексы обычно легко отделяются от водораздельных. В случаях же полного уничтожения реликтов древнего рельефа, как показывает анализ космических снимков Дагестана, Тянь-Шаня, Алтая и Тувы, речные долины не дешифрируются как самостоятельные формы рельефа, т. е. «придолинные» и «приводораздельные» склоны не выделяются. Большая часть склонов дешифрируется как морфологически и генетически единые элементы или грани рельефа, разделенные перегибами или ребрами-гребнями хребтов и тальвегами долин. Подобные примеры многочисленны на хребтах Тянь-Шаня в районе оз. Сонкель и бассейне р. Нарын. Всюду, где поверхности выравнивания уничтожены, склоны долин сопрягаются друг с другом, не оставляя места для «междуречного» рельефа. Даже антецедентные долины Нарына и Кокомерена, секущие хребты вкрест простирания, не окаймлены зонами повышенного расчленения. Исключением может служить участок долины Нарына ниже Кугартской котловины, где наклонная поверхность выравнивания на склонах хребтов Кекиримтау и Мольдотау с густой сетью слабоврезанных сухих долин расчленена ущельем Нарына с крутыми гравитационными склонами.

Тальвеги ущелистых долин практически лишены картируемых участков поймы и террас и выглядят на аэрокосмическим снимках как извилистые линии — «ребра» рельефа. На многих же геоморфологических картах они изображаются цветными контурами в связи с тем, что на топоосновах подобные днища оконтуриваются горизонталями, проходящими иногда на 50—100 м выше русел и

дающими ошибочную картину широкого распространения плоских дниц в долинах. Вышесказанное не относится к ледниковым долинам, обычно характеризующимся расширенными уплощенными дницами и склонами, подрабатывающими уровни альпийского экзарационного рельефа.

Дешифрирование космических снимков позволяет в каждом отдельном районе выделить два основных типа эрозионных долин — приуроченные к тектоническим линиям и «аструктурные». При прочих равных условиях первые в целом более широкие и часто по своим размерам и морфологии не соответствуют параметрам современных водотоков. Изучение космических снимков позволило сравнить характер расчленения склонов в зависимости от структурного положения долин. Приразломные спрямленные долины обычно имеют слабо извилистые русла и строго ориентированные склоны с выдержанными на протяженных участках падениями. Предопределенные тектоникой или тектонические склоны расчленены системами прямолинейных субпараллельных борозд и логов, перпендикулярных к руслу водотока. Впадение крупных притоков на участках тектонических склонов — крайне редкое явление. Там же, где долины основных водотоков эпигенетические, извилистые в плане, их склоны весьма разнообразны по крутизне и экспозиции.

Многие крупные эрозионные долины горных областей юга Сибири своими верховьями или верхними частями склонов проникают в альпийскую зону, а их нижние ярусы расположены в пределах таежного пояса. При этом на снимках можно видеть, как меняется характер расчленения склонов долин по обе стороны от ландшафтной границы. Обвально-осыпные или закурумленные склоны выше границы леса расчленены частыми, но неглубокими бороздами или лотками, по которым происходит движение материала. Основной фактор смещения обвально-осыпных масс на подобных склонах — гравитация, а прочие процессы (мерзлотно-солифлюкционные, эрозионные) имеют подчиненное значение. Аналогичное расчленение имеют и склоны ледниковых форм — цирков и трогов. В пределах лесного пояса дробность расчленения уменьшается, а глубина резко возрастает. Здесь на первое место выходят эрозионные процессы, а склоновые процессы, хотя и остаются достаточно активными, но подавлены и локализованы древесно-кустарниковым покровом (рис. 12).

Детальное изучение по космическим снимкам долины Ишима ниже Целинограда показывает, что закономерности строения русловых форм здесь достаточно сложные. Современные излуцины русла имеют вид то мелких свободных меандр диаметром 200—400 м, то спрямлены, а на некоторых участках имеют неправильные формы и достигают размеров 1,0—1,5 км. Помимо этого четко дешифрируются крупные древние излуцины, глубоко врезанные в коренные склоны долины. Неодинаковые размеры древних и современных излуцин Ишима позволили сделать определенные предположения об изменении водности реки на протяжении по-

следних этапов развития ее долины (И. А. Волков, 1967 г.). На наш взгляд, эти предположения были недостаточно обоснованными, в связи с тем что древние излучины Ишима нельзя рассматривать как свободные меандры, имеющие строгие зависимости размеров от водности [41]. Анализ космических снимков позволил получить дополнительный материал для решения этого вопроса. Выяснилось, что размеры современных излучин резко возрастают там, где река не имеет условий для свободного меандрирования. Мелкие свободные меандры наиболее многочисленны в расширениях долины, совпадающих, по-видимому, с участками прогибания. Размеры излучин колеблются также от водности проток.

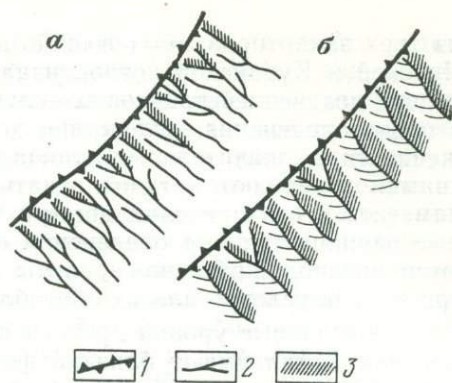


Рис. 12. Типы расчленения поясов рельефа по данным космических съемок:

а — бороздчато-лотковое расчленение склонов гольцовой зоны, *б* — ложково-ущелистое расчленение склонов таежной зоны.
1 — осевая линия хребта, 2 — тальвеги логов и борозд, 3 — склоны логов и борозд

Примером зависимости русловых форм от условий формирования долины является нижнее течение р. Нуры, расположенное в непосредственной близости от Ишима. От с. Рождественка русло сначала имеет крупные спрямленные излучины — как современные, так и древние. Участок долины между озерами Жаныбек-Шалкар и Шалкар характеризуется мелкими свободными меандрами, а около оз. Тенгиз снова преобладают крупные плавные излучины размером 1—2 км. Полученные данные свидетельствуют о зависимости размеров и форм излучин от нескольких факторов, а не только от водности. Сложное строение современных излучин не позволяет дать однозначный ответ на вопрос об их изменениях под влиянием колебаний климата и водности, хотя последние нельзя исключать.

Области аккумуляции и площадного распространения рыхлых отложений имеют в целом более однородный фототон на космических снимках. Дифференциация структуры фототона обычно достаточна для выделения наиболее крупных возрастных и генетических категорий рельефа, однако микроформы в пределах одного типа аккумулятивного рельефа не всегда четко распознаются, что затрудняет детальные морфогенетические характеристики. Расчлененные участки равнин имеют на космических фотоизображениях стереоэффект, который значительно увеличивает геоморфологическую информативность снимков. В связи с небольшими высотными амплитудами разновозрастных аккумулятивных образований для их индикации на космических снимках необходимы достаточные морфологические различия, влияющие на фототон. Например,

из трех закартированных возрастных генераций моренных равнин Чуйской и Курайской котловин на Алтае — среднеплейстоценовой и двух позднплейстоценовых — лучше всего дешифрируются поля второго оледенения, вследствие хорошей морфологической выраженности и значительных площадей. Более того, космические снимки позволяют детализировать рельеф второго оледенения и наметить в его пределах две-три промежуточные стадии. Моренные равнины первого оледенения сильно денудированы и выделяются предположительно, а следы последнего находятся в узких трогах, где условия для их обособления неблагоприятны.

Флювиальные уровни древней аккумуляции в упомянутых котловинах Алтая имеют близкий фототон и подразделяются с трудом. Почти неразличимы уровни водноледниковых заандров и равнины на озерных отложениях. Пролувиальные и водноледниковые отложения, близкие по генезису и имеющие постепенные фациальные переходы, также плохо различимы, хотя пролювий имеет более светлый фототон. Шлейфы у подножия Курайского хребта осложнены разрывными нарушениями, которые дешифрируются по смене рисунка расчленения. Достаточно четко оконтуриваются только уровни современной аккумуляции долины Чуи — пойма и низкая надпойменная терраса, имеющие белесый полосчатый фототон.

Как показали Н. В. Кобец и А. И. Гусев, на аэрофотоснимках можно распознавать большое количество морфологических вариантов моренных равнин европейской части СССР. На космических снимках эти подразделения менее детальные, поскольку микрохолмистость рельефа на них не прослеживается. За пределы разрешения космических снимков попадают микроэрозионная переработка рельефа морены, а также многие особенности микрорельефа озерно-ледниковых равнин. Волнистый рельеф заандровых поверхностей просматривается лишь в случае достаточных размеров грав и ложбин, т. е. на участках формирования рельефа достаточно мощными и быстрыми водотоками. Плоские заандровые равнины не имеют на космических снимках специфического фототона и могут сливаться с озерно-ледниковыми и аллювиальными.

Сравнительный анализ материалов аэро- и космических съемок показывает, что для тех аккумулятивных поверхностей, где первичный микрорельеф и вторичное микрорасчленение не играют большой роли (озерные равнины, области распространения покровных суглинков), информативность разномасштабных материалов сближается. Вместе с тем она различна при ярко выраженном микрорельефе на просадочных отложениях, термокарстовых и эоловых равнинах.

Преимущества обзорности космических снимков особенно заметны там, где пространственные сочетания морфологических типов аккумулятивного рельефа сложны и многообразны. Дешифрирование песчаного рельефа на восточную часть Каракумов и юго-западные Кызылкумы позволило выделить Н. А. Пшениной (1978 г.) более двадцати разновидностей песчаного рельефа.

В процессе дешифрирования областей аккумулятивного рельефа большое значение имеют установление его связи с подстилающими рыхлыми отложениями и определение генезиса последних. Ландшафтно-морфологическая интерпретация не всегда позволяет достаточно уверенно это сделать, так как наблюдаемая структура фототона зависит не только от первичного происхождения поверхности аккумуляции, но во многом и от ее вторичного рельефа, процессов преобразования — расчленения, денудации, переувлажнения, заболачивания и т. д. Таким образом, всесторонний дистанционный анализ площадей аккумуляции связан с разработкой как генетической, так и морфологической классификации рисунков фотонизображений [19]. В этом отношении методика изучения аккумулятивных поверхностей в определенной мере аналогична таковой при анализе поверхностей выравнивания, которые также представляют собой сочетания реликтов древнего рельефа и молодых наложенных геоморфологических комплексов — экзарационных, эрозионных и мерзлотных.

ГЛАВА 4. АНАЛИЗ РАЗНОМАСШТАБНЫХ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ И МАСШТАБНЫЙ РЯД ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Вопросы определения соотношений, особенностей и назначения масштабов карт всегда были важными в картографии и, в частности, в геоморфологическом картографировании. Каждый масштаб обладает своей «вместимостью» данных о рельефе, предполагает определенную генерализацию картографируемых форм и элементов, требует использования соответствующих принципов и методических приемов при разработке легенд карт. Решение перечисленных задач во многом зависит от наличия однородных и объективных источников информации о рельефе. До недавнего времени основным источником такого рода служила топографическая основа, а для крупномасштабных геоморфологических карт — также и аэрофотоматериалы. С появлением материалов космических съемок весьма совершенную фотооснову получили все масштабы, используемые в картографировании, — от крупных или детальных до обзорных или глобальных. Разномасштабность космических снимков и возможность одновременного анализа нескольких масштабов на данную территорию — большое и очень важное преимущество, которое теперь имеют все исследователи рельефа Земли. Это значительно расширяет наши представления о рельефе, дает возможность изучать его с разной степенью детальности и под различными углами зрения. Использование космических материалов позволяет быстро и объективно создавать любые масштабные ряды карт геоморфологического содержания и решать с их помощью самые разнообразные теоретические, методические и практические задачи геоморфологии.

В геоморфологической литературе существуют вполне определенные представления, касающиеся оптимальных масштабных

рядов карт. Предложенные классификации масштабов довольно близки друг к другу (табл. 1). Можно видеть, что «шаг» масштабных рядов или соотношение соседних величин масштабов колеблется в интервале 3—5. В отношении значений масштабов и их соотношений классификации геоморфологических карт в какой-то мере зависели от определенных масштабов топографических основ. Однако главным критерием, определяющим постоянство «шага» масштабных рядов, несомненно, была смысловая сторона генерализации. При трех-пятикратном изменении масштаба чаще всего наблюдалось существенное изменение содержания и принципов построения карт и в то же время сохранялась последовательность в замене одних элементов другими.

Анализ информативности материалов космических съемок привел к появлению ряда методических разработок по вопросам естественной генерализации природных объектов на космических фотоизображениях. Было выделено несколько ступеней или уровней генерализации и примерно определены масштабы каждого уровня (табл. 2). Предполагая, что в будущем космические фотоснимки будут широко использоваться в геоморфологическом картографировании, интересно сравнить данные таблиц 1 и 2. Можно видеть, что общее количество масштабных градаций (категорий масштабов и уровней генерализации) в целом осталось неизменным, хотя, по мнению отдельных авторов, космические снимки наиболее мелких (обзорных) масштабов могут делиться на две категории — с глобальным и континентальным уровнями генерализации. Укажем также на выделение В. Д. Скарятным [38] пяти уровней генерализации — 10^8 , 10^7 , 10^6 , 10^5 и 10^4 . На наш взгляд, стремление подразделить мелкие масштабы космических снимков должно отразиться на уточнении масштабных рядов геоморфологических карт. В связи с тем что нижние пределы масштабов космических съемок ограничены техническими возможностями и условиями экспонирования, а наиболее крупномасштабные карты составляют с использованием аэрофотоснимков, крайние правые графы таблиц 1 и 2 разномасштабные. Несоответствие масштабов прослеживается и в соседних графах, причем по мере

Таблица 1

Классификация масштабов геоморфологических карт

Автор, год	Обзорный (мелький)	Мелкий (средний)	Средний (крупный)	Крупный (детальный)
С. Г. Боч, И. И. Краснов, 1958	1 : 2 500 000	1 : 1 000 000—	1 : 200 000—	1 : 50 000
А. И. Спиридонов, 1958	и мельче	1 : 500 000	1 : 100 000	
А. Т. Доскач и др., 1959	—	1 : 1 000 000	1 : 200 000	1 : 50 000
	1 : 2 000 000	1 : 1 500 000—	1 : 300 000—	1 : 100 000—
	и мельче	1 : 500 000	1 : 100 000	1 : 50 000
Методическое руководство, 1972	1 : 10 000 000—	1 : 1 000 000—	1 : 200 000—	1 : 50 000—
	1 : 1 500 000	1 : 500 000	1 : 100 000	1 : 25 000

Уровни генерализации и примерно соответствующие им масштабы аэрокосмических снимков

Автор, год	Глобальный	Региональный	Локальный	Детальный (аэро)
В. В. Куприянов, В. Г. Прокачева, 1973	1:10 000 000 и мельче	1:10 000 000— 1:1 000 000	1:1 000 000 и увелич. до более крупных м-бов	1:100 000 и крупнее
В. Н. Брюханов и др., 1975	1:10 000 000	1:5 000 000— 1:2 000 000	1:1 000 000 и увелич.	То же
И. С. Гудилин, И. С. Комаров, 1978	1:10 000 000 и мельче	1:10 000 000— 1:1 000 000	1:1 000 000 и увелич. до более крупных м-бов	" "
В. К. Еремин и др., 1978	Глобальный Континен- 1:10 000 000 тальный 1:10 000 000	1:3 500 000— 1:2 500 000	1:1 000 000 и увелич.	
А. Л. Ревзон и др., 1979	1:10 000 000 и мельче	1:10 000 000— 1:1 000 000	1:1 000 000 и увелич.	1:60 000— 1:25 000

уменьшения масштаба оно нарастает и, например, масштабы обзорных геоморфологических карт ближе к региональному уровню генерализации космических снимков.

Существенное различие наблюдается в таких показателях таблиц, как колебания масштабов в пределах граф и между графами. Первый показатель больше у аэрокосмических снимков, а второй у геоморфологических карт. Указанное различие является следствием того, что классификации масштабов карт имеют большее смысловое значение, а выделение уровней генерализации космических снимков проведено формально, без должного учета их истинной информативности. В самом деле, вряд ли целесообразно относить к одному уровню генерализации снимки с 10-кратной разницей в масштабах, а двукратную разность считать достаточной для отнесения материалов к разным уровням генерализации. Искусственной выглядит и «десятичная ступенчатость» масштабных рядов аэрокосмических снимков, хотя не исключено, что для составления отдельных видов карт или схем дешифрирования она может использоваться.

Прежде чем высказать свое отношение к масштабным рядам геоморфологических космокарт, проведем анализ информативности разномасштабных аэрокосмических снимков с точки зрения изучения важнейших категорий рельефа — рельефообразующих структурных образований, морфогенетических комплексов и долин. В рассмотрение включены аэрокосмические снимки трех масштабов:

1) условно *крупного*, приближающегося к масштабам наименее детальных аэрофотоснимков;

2) условно *среднего*, примерно соответствующего масштабам государственных геоморфологических съемок (снимки, полученные с ОПС «Салют-22»);

3) условно *мелкого*, близкого к масштабам региональных и общесоюзных тематических карт (снимки, полученные с ОПС «Салют-4»).

Сравнительные материалы не всегда были одинаковые по таким параметрам, как тип съемки, время залета, качество печати, степень заснеженности и процент облачности. Поэтому для использования выбирались участки и формы рельефа, различия между которыми обусловлены главным образом масштабом и не маскируются прочими факторами.

Забегая вперед, отметим также, что масштабный анализ позволил выделить следующие три вида изображения геоморфологических объектов на космических снимках:

1) объекты определяют рисунок или структуру фототона, но *не распознаются* каждый в отдельности (обычно размеры отдельных форм или элементов рельефа при этом не превышают 0,2—0,3 мм);

2) объекты *распознаются* индивидуально, возможно определение их параметров, но они *не картируются* (размеры обычно в пределах 0,5—2,0 мм);

3) объекты *распознаются*, доступны измерениям и *картируются* (размеры — более 2 мм).

Разномасштабное изображение рельефообразующих структурных форм

Дешифрируемость структурных элементов (разломов, флексур, литологических контактов, отпрепарированных поверхностей, зон повышенной трещиноватости) на космических снимках разных масштабов зависит от размера или ранга структуры и ее выраженности в рельефе. В целом чем мельче структурная форма, тем крупнее масштаб требуется для ее распознавания и картографирования. Связь структуры с рельефом может быть относительно простой (уступ, прямолинейная долина) или достаточно сложной и неоднозначной (трассирование изгибами соседних долин, несколькими спрямленными отрезками долин, хребтов, ложбин). Обычно в первом случае структурность рельефа хорошо читается на разномасштабных снимках, а для второго желательна значительная генерализация фотонизображения, т. е. достаточно мелкий масштаб. Прослеживание на космических снимках среднего и мелкого масштабов протяженных тектонических зон или глубинных разломов — важнейшее преимущество нового вида информации, делающее ее незаменимой при изучении региональных закономерностей строения рельефа. Естественная генерализация снимает осложняющее влияние многочисленных деталей, обусловлен-

ных литологией пород, экзогенными процессами, почвенно-растительным покровом, и позволяет как бы «в чистом виде» выделить роль эндогенного фактора рельефообразования.

Установленные зависимости свидетельствуют о том, что с изменением масштаба и разрешения космической информации дешифрируемость структур земной коры меняется следующим образом. На снимках с разрешением 0,05—0,1 км распознаются структуры верхней части осадочного чехла с глубинами до 10 км, при разрешении 0,3—0,2 км распознаются структуры более глубоких слоев земной коры — 10—25 км, а при разрешении 0,8—1,5 км — структуры основания земной коры и верхней мантии — 20—60 км (Геологическое изучение..., 1978 г.). При этом не раскрываются причины приведенной закономерности. На наш взгляд, долгоживущие структуры при прочих равных условиях оказывают большое площадное влияние на ландшафтно-геоморфологические особенности земной поверхности, поскольку со временем ареалы этого влияния разрастаются. Помимо этого глубинные структуры, в отличие от поверхностных, «проектируются» на поверхности в виде широких зон с аномальным рельефом. В этом отношении глубинные разломы аналогичны глубокофокусным землетрясениям, поверхностные зоны влияния которых больше, нежели у неглубоких очагов сейсмичности. Совместное влияние долговременности и глубокого заложения создает над глубинными разломами широкие сложные ландшафтно-геоморфологические аномалии с весьма расплывчатыми границами. Аномалии состоят из элементов продольных и поперечных общему простираению разломов. Первые обычно более крупные и протяженные по сравнению со вторыми. В процессе генерализации поперечные детали аномалий становятся неразличимыми, а продольные сохраняются. Таким образом, линейность структурных форм на космических снимках мелких масштабов становится более четкой.

Изучение геоморфологической информативности космических снимков разных масштабов должно помочь решению вопроса о возможном изображении на картах рельефа крупных линеаментов, которые отражаются на мелкомасштабных снимках. Связь линеаментов с рельефом сложна, неоднозначна и во многих случаях неясна. Те из них, которые выражены в рельефе, часто трасируются сочетаниями мелких форм, хотя занимают большие площади и имеют значительную протяженность. Небольшое рельефообразующее значение осложняет показ линеаментов на мелкомасштабных картах. В крупных же масштабах они маскируются деталями рельефа и ландшафта, расплываются, теряют свою физиономичность и располагаются на картируемых площадях лишь небольшими отрезками. По-видимому, нужны особые приемы для картографирования подобных образований.

Определенное «омоложение» дешифрируемых разрывных структур при укрупнении масштабов космических снимков имеет важное значение для геоморфологии. Только на среднемасштабных снимках распознаются важнейшие детали новейшей струк-

туры, достаточно подробно прослеживается связь рельефа с тектоникой. Проведенное нами изучение материалов среднего масштаба на Центральный Казахстан показало, что они вполне пригодны для составления структурно-геоморфологических карт. Снимки мелкого масштаба можно использовать лишь для морфоструктурного районирования и выделения крупных структур древнего заложения.

Морфогенетические комплексы и долины

Распознавание и выделение элементов и форм рельефа, а также их сочетаний, которые можно назвать морфогенетическими комплексами, зависят от фототона и стереоскопичности изображения перегибов поверхности — уступов, тальвегов, тыловых швов и гребней. Стереозффект проявляется сильнее при укрупнении масштаба, и поэтому рельефность геоморфологических границ на детальных фотоизображениях всегда более яркая. Казалось бы, на крупномасштабных снимках и различия фототона должны улавливаться легче. Однако это имеет место лишь там, где смена одних комплексов другими происходит достаточно резко, совпадает с перегибами поверхности. При постепенном изменении рельефа и фототона границы обычно бывают расплывчатыми, проводятся по «принципу преобладания» тех или иных особенностей рельефа. Например, дешифрирование космического снимка, полученного с помощью МКФ-6 на район оз. Зайсан, показало, что более массивный рельеф гранитных интрузий достаточно четко выделяется по осветленному фототону от окружающего рельефа осадочных пород. На снимках укрупненного масштаба границы между указанными литоморфными категориями рельефа расплываются, и в ряде мест фототон вовсе не позволяет разделить площади интрузий и осадочных пород. Аналогичное положение наблюдается и в Таджикской депрессии, где в районе Нурекской ГЭС постепенные переходы от коренных склонов к областям накопления на аэрокосмических снимках среднего масштаба прослеживаются лучше, чем на крупномасштабных.

Таким образом, геоморфологические границы, связанные с перегибами поверхности или ребрами рельефа, в целом точнее фиксируются на более детальных масштабах. В то же время границы, обусловленные изменениями литологии поверхностных отложений или почвенно-растительного покрова и секущие единые грани рельефа (склоны или поверхности), часто приобретают четкость лишь при достаточной генерализации рельефа. Можно видеть, что их отражение на разномасштабных космических материалах близко к тому, что мы имеем для рассмотренных выше древних глубинных разломов земной коры.

Денудационные морфогенетические комплексы обычно занимают приводораздельное положение и не всегда отделяются от более расчлененного рельефа склонов резкими перегибами. Переходы здесь также в большинстве случаев постепенные. Поэтому

для регионального оконтуривания площадей древних поверхностей выравнивания весьма важна генерализация рельефа, которую дают космические снимки среднего и мелкого масштабов. В то же время анализ рельефа выровненных междуречий требует достаточно крупного масштаба. Так, на мелкомасштабных снимках расчленение денудационного рельефа на гранитных массивах в районе оз. Зайсан не читается. При дешифрировании среднемасштабных материалов хорошо видно все своеобразие этого расчленения. Врезы здесь разреженные, узкие, бороздчатые, неглубокие и крутосклонные. Дешифрируются лишь тальвеги, а склоны не распознаются. Прекрасно видна predeterminedность врезов системами трещин, хотя помимо ортогонального рисунка эрозионной сети местами прослеживается и древовидный. Несмотря на расчленение общая уплощенность рельефа полностью сохраняется. Врезы на осадочных породах имеют большую ширину, их сеть гуще, а связь с трещиноватостью меньше. Водоразделы имеют вид узких пирамидальных гребней.

Интересен сравнительный анализ разномасштабных аэрокосмических снимков на территории пустынных плато Средней Азии. Формы рельефа, осложняющие поверхности плато — балки, овраги, лога, западины, останцы, — в мелком масштабе практически не распознаются и не картируются. Большая информативность снимков среднего масштаба позволяет наметить определенную зональность рельефа плато и этапность их развития. Выделяются зона плато, не затронутая эрозией, зона развития системы субпараллельных спрямленных балок, не прорезающих поверхностные отложения, и зона расчленения плато густой сетью резких крутосклонных оврагов, врезанных в коренные отложения (рис. 13). Характерно, что слабо врезанные балки и лога имеют более темный фототон по сравнению с междуречьями, а тальвеги глубоких оврагов, напротив, выделяются очень светлым тоном.

Сопряженный анализ разномасштабных аэрокосмических снимков показал, что при дешифрировании эрозионной сети и типов расчленения каждый масштаб имеет свою информативность и только отчасти может быть заменен другим масштабом. Анализу подвергались черно-белые снимки трех масштабов

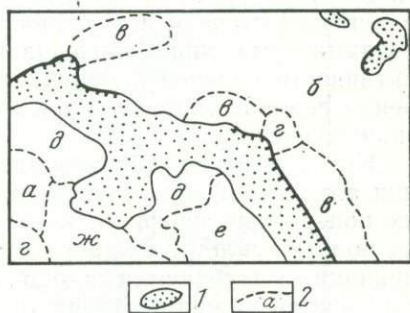


Рис. 13. Рельеф пустынного плато Средней Азии

Формы, дешифрируемые на среднемасштабном снимке: 1 — солончаквые впадины, обрамленные крутыми и выполюженными уступами, 2 — слабодифференцированные по фототону аккумулятивно-денудационные равнины, которые на крупномасштабном снимке дифференцируются на пластовые (а — нерасчлененные, изрезанные; б — с редкими слабо-врезанными руслами; в — с частыми слабо-врезанными руслами; г — с частыми глубоко-врезанными руслами, прорезающими поверхностные отложения) и на дефляционно-золотые (д — с редкогрядовыми, е — с частогрядовым и ж — грядово-ячеистым рельефом)

(условно мелкого, среднего и крупного) на территорию двух хребтов юга Восточной Сибири. Величины масштабов относились друг к другу примерно как 1:3:9.

Осевая часть высокогорного хребта имеет альпинотипный рельеф и сложное трогово-каровое расчленение. На снимках мелкого масштаба четко распознаются лишь наиболее крупные формы — цирки, троговые долины, эрозионно-нивальные водосборные воронки. Строение склонов и водораздельных гребней не читается. Сочетания многочисленных ледниковых цирков, обращенных в одну сторону, имеют своеобразный «чешуйчатый» рисунок (рис. 14, а).

По мелкомасштабным снимкам затруднительно оконтуривать области распространения эрозионного и экзарационного типов расчленения, так как на них читается только общий рисунок долин, а детали их строения находятся вне пределов дешифрирования. Ледниковые формы слабо отделяются от крупных эрозионных водосборов, а расширенные эрозионные долины очень похожи на троговые.

Снимки среднего масштаба позволяют дешифрировать основные черты бороздчатого расчленения склонов цирков. Сетка альпийских гребней-карлингов и борозд на снимках цирков создает «сетчато-бороздчатый» фототон. Дешифрирование борозд дает интересный материал для изучения механизма образования подобных форм. На снимках видны главным образом тальвеги борозд, а не их склоны. Последнее связано с тем, что борозды формируются главным образом обвально-осыпными процессами, лавинами и в меньшей степени деятельностью текучих вод. Гребни между бороздами интенсивно разрушаются благодаря крутым уклонам и активности гольцовой денудации. В результате дробность расчленения склонов гольцовой зоны велика, а глубины расчленения незначительны.

Крупный масштаб позволяет анализировать детали расчленения альпийской зоны: изменения борозд вниз по склонам цирков, их поперечные профили, ветвление, выклинивание при переходе на пологие склоны междуречных фрагментов поверхностей выравнивания. Различаются площади денудационных и аккумулятивных частей склонов. Видна структура солифлюкционных склонов на морене в депрессиях ледникового рельефа.

В осевой зоне хребта сохранились остатки древних поверхностей выравнивания, которые в настоящее время значительно изменены процессами гольцовой денудации. На мелкомасштабных снимках они выявляются с трудом и имеют однородный осветленный тон. Средний масштаб позволяет на пологих склонах гольцовых и подгольцовых междуречий дешифрировать бороздчатое параллельное или веерообразное расчленение, которое обусловлено существованием сопряженных безрусловых ложбин-деллей (рис. 14, б). Этот тип расчленения дешифрируется на снимках крупного масштаба с большей детальностью и на больших площадях. Хорошо читаются ветвление деллей, их различия в разме-

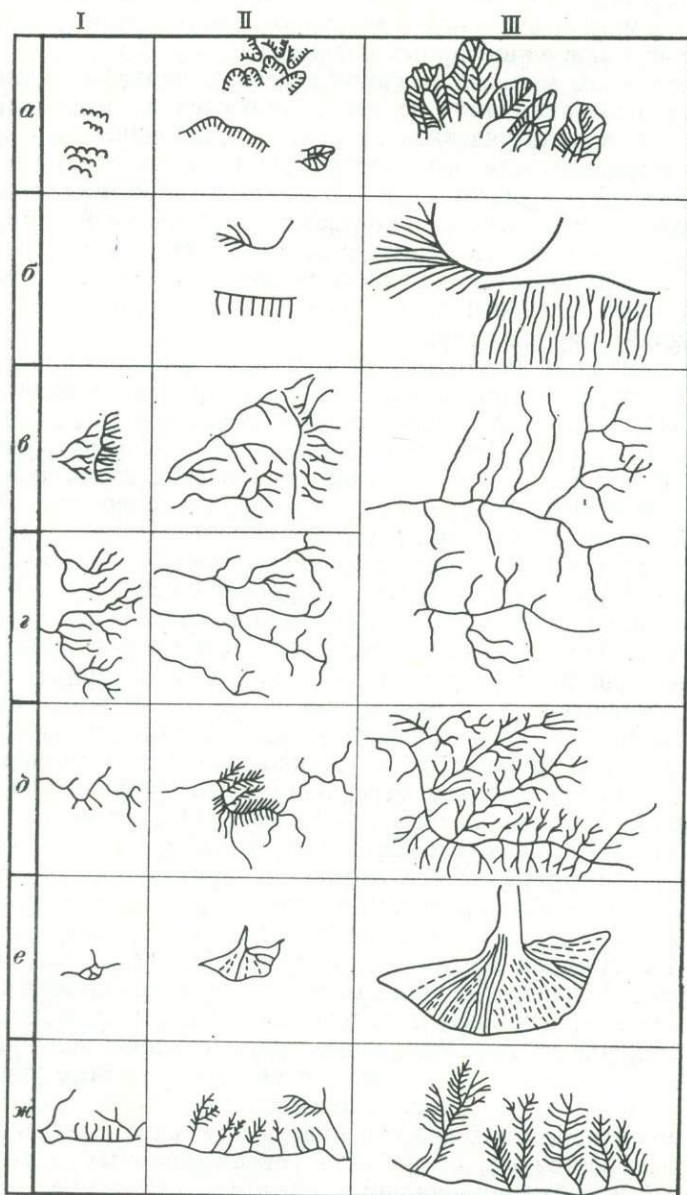


Рис. 14. Расчленение высокогорного хребта (по космическим снимкам условно
мелкого (I), среднего (II) и крупного (III) масштабов)

a — в области альпийского высокогорья, *б* — на поверхностях выравнивания в гольцовой и подгольцовой зонах, *в* — в области среднегорья западного и восточного склонов, *г*, *д* — в области среднегорья западного склона, *е* — на подгорной равнине, *ж* — на приразломных участках восточного склона

рах и глубине, изменения вниз по склонам, сочленение с долинами постоянных и временных водотоков, связь деллей с падениями пологих склонов водосборных воронок.

На снимках мелкого масштаба детали рельефа реликтов поверхностей выравнивания не дешифрируются, несмотря на то что их фототон в ряде участков не совсем однородный, а имеет слабую полосчатость или пятнистость. На снимках среднего и крупного масштабов помимо деллей опознаются многочисленные формы рельефа, связанные с процессами избирательной денудации, — останцы, холмы, гряды, западины, ложбины, седловины и т. д. Эти детали приобретают особую рельефность на участках разреженной растительности подгольцовых и гольцовых зон, а также на площадях крупных гарей.

На снимках мелкого масштаба можно отдешифрировать лишь наиболее крупные эрозионные формы, расчленяющие склоны хребта. На западном склоне это древовидная сеть долин, а на восточном — густая сеть субпараллельных коротких ущелистых врезов. Различия в густоте и типе расчленения очень четко видны на снимке и позволяют легко восстановить положение водораздельной линии хребта (рис. 14, *в*). Линия водораздела хорошо прослеживается и на снимках среднего масштаба, однако четкие различия в плановой структуре гидросети исчезают, поскольку более детальное дешифрирование врезов восточного склона привело к тому что черты «древовидности» появились и здесь.

Изменения рисунка долин западного склона при переходе от мелкого масштаба к более крупному могут считаться не только количественными, но и качественными. На снимках мелкого масштаба рисунок крупных (III—IV порядки) долин типично древовидный, с преобладанием северо-западных направлений, согласных общему падению склона хребта (рис. 14, *г*). Снимки среднего масштаба дают более сложный план гидросети. Это связано с тем, что дешифрирующиеся отдельные притоки I—II порядков имеют главным образом северо-восточные и юго-западные направления, совпадающие с простираем пород палеозойского фундамента. На снимках же крупного масштаба связь гидросети со структурой фундамента проявляется во всем многообразии. Многочисленные продольные и поперечные долины, ложбины, балки и разделяющие их куэстообразные гряды создают колеччатый рисунок эрозионной сети, где сочетаются субсеквентные участки более крупных долин. Склоны среднегорного хребта имеют более ярко выраженное блоковое строение и осложнены сетью продольных северо-восточных, поперечных северо-западных, а также субширотных и субмеридиональных разломов. Разломная тектоника определила рисунок наиболее крупных долин, что хорошо читается на снимках любого масштаба. Особенно эффектно выражено совпадение долин с крупными разломами, поперечными простираем хребта.

При переходе от мелкого масштаба к среднему связь долинной сети с разломами не теряется и даже отчасти делается релье-

ефнее, что объясняется лучшей дешифрируемостью рельефа. Вместе с тем густое перистое расчленение склонов, древовидный ветвистый рисунок многочисленных притоков, хорошо видимая извилистость русел в какой-то мере затушевывают структурность рисунка эрозионной сети.

Можно видеть, что в зависимости от геологического и тектонического строения хребтов характер связи долин с блоковой тектоникой различается, и это находит отражение на космических снимках разного масштаба. Для одного из хребтов с увеличением масштаба связь гидросети со структурой становится рельефнее, а для другого она маскируется, хотя остается достаточно очевидной.

Сравнение снимков мелкого и среднего масштабов позволяет сделать интересные выводы о соотношении долинного и овражно-балочного расчленения западного склона первого хребта. Дело в том что овраги и балки развиты здесь в целом слабо, но на отдельных участках образуют четко дешифрируемые максимумы, причины которых пока что не совсем ясны. На снимках мелкого масштаба сеть оврагов и балок не дешифрируется, а на средне- и крупномасштабных материалах закономерности их распространения и плановый рисунок распознаются довольно четко (рис. 14, д).

Основное внимание было обращено на расчленение приозерной (подгорной) равнины и крутого восточного склона первого хребта. На снимках мелкого масштаба подгорная равнина имеет весьма однородный слабо дифференцированный осветленный фототон. Нечетко прослеживаются лишь русла наиболее крупных водотоков. Аналогично равнина выглядит и на среднемасштабных снимках, если не считать несколько более четкой дешифрируемости сухих русел. Только крупный масштаб позволяет выделить в тыловой части равнины, главным образом вблизи выхода из гор крупных долин, участки бугристо-западинного рельефа, по видимому, связанного с накоплением у подножья хребта моренного материала. Эти участки хорошо отделяются от имеющих более однородный тон и представляющих собой слившиеся делювиально-пролювиальные конусы и шлейфы. При укрупнении масштаба зона сочленения равнины и хребта становится все менее четкой, ее проведение затрудняется на участках бугристо-западинного рельефа и повышенного эрозионного расчленения тыловой части наклонной равнины.

На примере конуса выноса можно видеть, как отличается информация, полученная с разномасштабных снимков. Мелкий масштаб позволяет различить на конусе лишь одно-два наиболее крупных русла. На снимке среднего масштаба два-три крупных русла дешифрируются отчетливо, а более мелкие образуют полосчатый фон и не разделяются. На крупномасштабном снимке хорошо видны детали строения десяти-двенадцати крупных действующих русел, днища которых обнажены и четко выделяются почти белым фоном. Между ними дешифрируются многочисленные отмершие русла с заросшими тальвегами более темного фона. Мес-

тами эти русла имеют вид прерывистых темных полос (рис. 14, е). Подгорная равнина у подножия среднегорного хребта имеет относительно более сложное строение — систему ступеней и террас в палеоген-неогеновых и четвертичных рыхлых отложениях, ряд довольно крупных террасированных долин. Отдельные формы рельефа равнины прослеживаются на космических снимках, однако хорошая хозяйственная освоенность района осложняет дешифрирование рельефа. Влияние техногенного фактора возрастает с увеличением масштаба и детальности изображения.

На восточном склоне высокогорного хребта мелкий масштаб дает возможность дешифрировать лишь наиболее крупные врезы, расчленяющие тектонический склон в соответствии с общим его падением. На снимках среднего масштаба картина расчленения усложняется за счет того, что становятся различимыми лога — притоки, расчленяющие склоны основных консеквентных логов. Тип расчленения из субпараллельного бороздчатого превращается в перистый. В свою очередь на снимках крупного масштаба распознаются борозды и промоины, расчленяющие склоны логов — притоков (рис. 14, ж). Можно видеть, что при увеличении масштаба примерно в три раза детальность изучения рисунка гидросети повышается на один порядок. Аналогичная закономерность прослеживается и на западном склоне хребта.

В зависимости от того, какие порядки долин имеют наиболее тесные связи со структурой, для анализа связей гидросети с тектоникой целесообразно использовать космические снимки различных масштабов. Этот вывод был сделан после сравнительной оценки материалов космических съемок на северную и среднюю части высокогорного хребта. На севере хребта четкая структурная предопределенность характерна главным образом для меридиональных отрезков относительно крупных долин, продольных по отношению к структурному плану. Широтные поперечные участки этих долин также в ряде случаев маркируют линии разрывных нарушений. Коленообразный рисунок долин высоких порядков лучше отображен на относительно мелкомасштабных снимках, а при укрупнении масштаба маскируется густой сетью водотоков первых порядков, имеющих менее четкую ориентировку.

В пределах монолитной средней части хребта наиболее крупные долины западного склона заложены вкрест структурных простираний, а их многочисленные притоки осваивают продольные структурно-литологические понижения на склоне хребта. В результате на мелкомасштабных снимках территории рисунок гидросети выглядит как древовидный. На снимках более крупных масштабов хорошо читается параллельное и коленообразное расчленение в верховьях долин, а информация о структурных закономерностях гидросети возрастает.

Приведенный выше материал показывает, что в зависимости от масштаба материалов аэрокосмических съемок можно решать определенные задачи, связанные с изучением гидрографической

сети. Это обусловлено тем, что смена масштаба вызывает не только количественные, но и качественные изменения информации. Снимки мелкого масштаба предпочтительно использовать для проведения региональных геоморфологических границ, анализа связей долин с тектоникой и при изучении типов долинного расчленения, которое образует своего рода «каркас» эрозионной сети. Средний и крупный масштабы необходимы при анализе деталей долинного расчленения, изучении типов расчленения эрозионных, денудационных или экзарационных склонов — овражно-балочного, дельтеобразного, бороздчатого. При анализе космических снимков укрупненных масштабов наглядно проявляются и связи долин с такими факторами, как литология пород, влияние экзогенных процессов, особенности ландшафтов.

Рассмотрим еще несколько вопросов регионального анализа эрозионного рельефа на разномасштабных космических материалах. На площадях среднегорного рельефа Алтая и Средней Азии снимки мелкого масштаба не позволяют картировать формы I—II порядков, хотя местами они и распознаются, определяя структуру фототона склонов. Если склоны долин осложнены только врезами I—II порядков, на снимках они кажутся нерасчлененными. При развитии на склонах системы врезов I—III порядков расчленение читается в генерализованном виде. Среднемасштабные снимки помогают распознавать врезы II порядка — крупные борозды, мелкие пади и овраги. Аэрофотоматериалы содержат практически исчерпывающую информацию о расчленении. Так, в аридных районах Средней Азии на них дешифрируются формы длиной 40—50 м, т. е. предельно мелкие. Дальнейшее укрупнение масштабов чего-либо существенного в этом отношении не дает.

Как известно, предгорья хребтов и окраины впадин Средней Азии имеют весьма густое сложное и разнообразное расчленение. На примере этих районов удобно сравнить информативность разномасштабных аэрокосмических снимков (рис. 15). Мелкий масштаб позволяет картировать дробнорасчлененные предгорные возвышенности и древние пролювиальные шлейфы как единые поверхности. Сеть эрозионных форм I—II порядков в их пределах создает кружевной фототон определенной структуры, но в отдельности врезы почти не распознаются (рис. 15, а).

Средний масштаб пригоден для распознавания практически всех форм, определения их параметров, но картирование мелких элементов рельефа связано здесь с большими трудностями (рис. 15, б). Наконец, аэроснимки дают возможность картировать все элементы эрозионного рельефа (рис. 15, в).

Примечательно, что подобные закономерности можно наблюдать и на одном снимке, если он охватывает территории с различным расчленением. Например, среднемасштабное фотоизображение Кавказа показывает, что в области высокогорья горизонтальное заложение и площади элементов рельефа вполне достаточны для их картирования. Склоны среднегорья мельче и картируются с трудом, а дробнорасчлененные предгорья могут показываться на

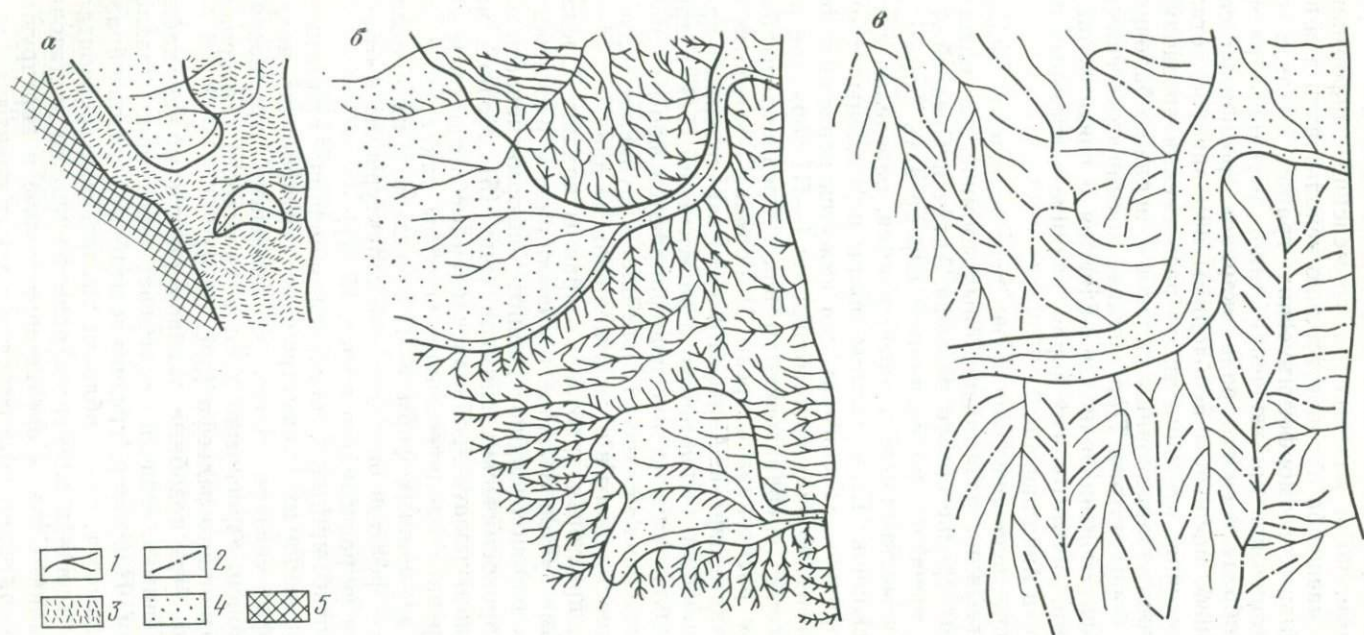


Рис. 15. Изображение эрозийных форм рельефа по космическим снимкам различного масштаба (шаг масштабного ряда — 3)
а — условно мелкий масштаб: формы в совокупности образуют определенную структуру фототона, но в отдельности не распознаются; *б* — условно средний масштаб: формы в отдельности распознаются, но их элементы не картируются; *в* — условно крупный масштаб: элементы форм распознаются и картируются формы рельефа: 1 — тальвеги временных водотоков, 2 — гребни водоразделов, 3 — дробнорасчлененный рельеф низкотерри, 4 — слаборасчлененные пролювиальные шлейфы. 5 — склон хребта

карте только как типологические категории рельефа или сложные поверхности без подразделения на элементы.

Анализ материалов по Центральному Казахстану и горным областям юга Восточной Сибири свидетельствует о следующей закономерности. При густом бороздчатом или овражно-балочном расчленении и преобладании эрозионных форм небольших размеров переход от мелкого масштаба к среднему (укрупнение в 3—4 раза) увеличивает информативность снимков на два порядка. Если гидросеть разреженная и верхние звенья ее не развиты, различия двух масштабов не столь велики и иногда сводятся к минимальным. Важно также и то обстоятельство, что при появлении на снимках форм низшего порядка последние сначала из неопознаваемых переходят в опознаваемые, а затем из опознаваемых в картируемые.

Увеличенные масштабы позволяют не только распознавать элементы более низких порядков, но зачастую меняют представление о строении рельефа в целом. Предгорная зона Рудного Алтая на междуречье Ишима и Бухтармы на снимках мелкого масштаба выглядит как состоящая из денудационных массивных возвышенностей и почти нерасчлененных депрессий с аккумулятивным рельефом. Укрупнение масштаба в 3—4 раза показывает, что возвышенности имеют сложный эрозионный рельеф, а депрессии расчленены неглубокими четкими врезами, не имеющими хорошо оформленных склонов.

Уступы (чинки) пустынного плато и соседних с ним возвышенностей различаются по высотам и характеру расчленения. В результате дешифрирования выделено четыре разновидности чинков, причем на изображениях разных масштабов строение этих форм неодинаковое (рис. 16). Космические снимки обзорных масштабов дают общее представление о распространении уступов и ограниченные сведения о деталях их строения (рис. 17). В отличие от обзорных, на среднемасштабных снимках видны ступенчатость уступов, тесная связь их морфологии с геологическим строением, стадийность развития системы овражно-балочных форм, активность современных процессов в зонах сочленения плато и впадин.

Крупномасштабные снимки дают полное представление обо всех деталях строения рельефа крупных хорошо оформленных долин, включая особенности микрорельефа. Средний масштаб помогает анализировать строение русловой части долин — меандры, старицы, протоки, острова и отмели. Пойменные уровни обычно хорошо отделяются от надпойменных и картируются. В мелком масштабе террасы даже крупных долин дифференцируются далеко не всегда, а русловые формы распознаются, но не картируются. Ввиду того что для стереоэффекта на мелкомасштабных снимках требуются амплитуды рельефа не менее 100 м, разграничение надпойменных террас в долинах и их отделение от пролювиальных шлейфов и конусов выноса обычно затруднено.

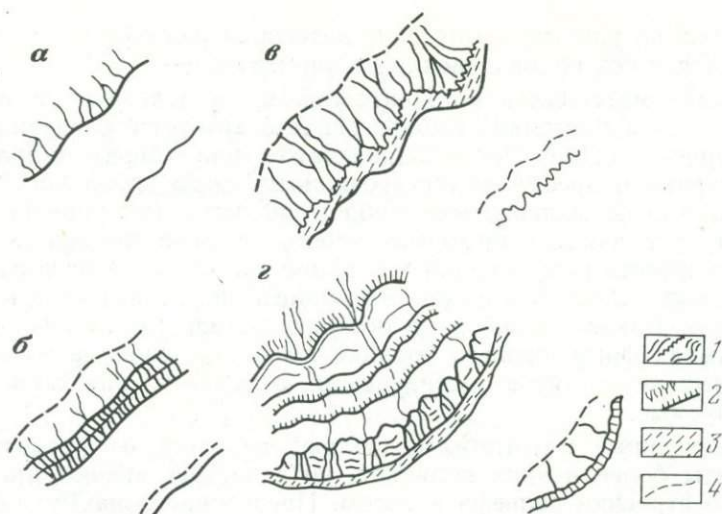


Рис. 16. Дешифрирование уступов (чинков) плато по разномасштабным аэрокосмическим снимкам

1 — уступы, 2 — эрозионное расчленение, 3 — пологие склоны плоскостного смыва над уступами, 4 — границы педиментов и шлейфов у основания уступов (а, б, в, г — детальное и обобщенное изображение различных по высоте и строению уступов)

Дистанционное изучение пролювиальных шлейфов по космическим снимкам мелкого масштаба практически не позволяет выделять разновозрастные генерации, а снимки среднего масштаба достаточно информативны в этом отношении. Этому способствуют как появление стереозффекта, так и четко дешифрируемые различия в расчленении конусов выноса разных этапов рельефообразования. В частности, в межгорных котловинах Алтая удается выделить до трех генераций пролювиальных равнин. Территории низменных аккумулятивных равнин — дельтовых, озерно-аллювиальных, эоловых — обычно не имеют столь четких закономерностей в соотношении размеров форм и элементов рельефа, как площади значительного расчленения. Поэтому информативность снимков при изменении масштаба меняется не так закономерно.

В целом можно отметить, что на мелкомасштабных космических снимках дифференциация морфологии аккумулятивных равнин очень мала, их фототон имеет значительную однородность. Так, эоловые равнины Северной Туркмении морфологически не разделяются, в пределах аллювиально-болотных равнин Прибайкалья по фототону выделяется не более двух градаций, слабо дифференцируется рельеф крупных дельт. Обычно на однородном фоне выделяются лишь наиболее крупные формы, комплексы или геоморфологические аномалии — основные протоки, массивы незакрепленных песков, участки подтопления.

Снимки среднего масштаба имеют достаточную информативность для выделения многочисленных морфологических разновид-



Рис. 17. Космический снимок территории, примыкающей к заливу Кара-Богаз-Гол, полученный с ОПС «Салют-4» (масштаб 1:2 500 000)

1 — структурно-эрозионные горы и возвышенности, 2 — пластовые равнины и плато, 3 — песчаные равнины, 4 — тақыры, 5 — солончаки, 6 — структурные уступы — чинки

ностей. Именно этот масштаб пригоден для уверенного картирования типов эолового рельефа, подразделения их на дефляционные и аккумулятивные, классификации их по степени закрепления и современной активности. Четкое прослеживание границ особенно важно для динамической интерпретации эолового рельефа, изучение процессов их наступления на аллювиально-пролювиальные или озерные равнины. Хорошо дешифрируется и динамика развития озерно-болотных равнин — стадии заболачивания и затопления (до 4—5 градаций), регрессии бассейнов, залесения болотных массивов. Возможность изучения динамики рельефа, характера проявления процессов рельефообразования — важная отличительная черта снимков среднего и крупного масштаба.

Обобщение изложенного выше фактического материала о геоморфологической информативности разномасштабных аэрокосми-

ческих снимков (табл. 3) показывает, что мелкий масштаб наиболее пригоден для составления схем морфоструктурного районирования или типологических геоморфологических карт с выделением сложных комплексов рельефа, крупных структурно-геоморфологических зон и основных эрозионных форм. Средний масштаб позволяет давать подробные характеристики элементам рельефа, вести картографирование с выделением генетически однородных поверхностей, составлять карты динамики рельефа. Исчерпывающую инженерную оценку рельефа, изучение роли литологического фактора, анализ микроформ целесообразно проводить на снимках наиболее крупного масштаба.

Использование разномасштабной космической информации облегчает решение вопросов о применении «аналитического» или «синтетического» принципа построения легенд карт рельефа. Как известно, оба принципа широко распространены и имеют своих сторонников. С одной стороны, считается правомерным выделение генетически однородных поверхностей в любых масштабах, и аналитический подход к изучению рельефа рассматривается как универсальный [4]. С другой стороны, предпочтение отдается синтетическим легендам, при составлении которых составителями проводится большая работа по интерпретации выделенных типологических подразделений [11]. В то же время многими исследователями признается большая пригодность аналитических легенд для крупномасштабного картографирования, а синтетических — для мелкомасштабного [46].

Изучение разнообразных материалов космических съемок по многим районам СССР позволило нам сделать вывод, что упомянутые основные принципы построения легенд имеют много общего, их разграничение в значительной мере искусственное, условное. Большая часть элементов или граней рельефа, выделяемых как генетически однородные поверхности, представляет собой сложные сочетания некартируемых элементов низшего порядка. Далеко не всегда последние имеют одинаковый генезис, и генетическая однородность выделяемых поверхностей во многих случаях является результатом генерализации. Чем мельче масштаб, тем картируемые элементы рельефа сложнее и ближе к типологическим геоморфологическим комплексам. Приведенный выше пример (см. рис. 15) показывает, как совокупность гребней, склонов, тальвегов — элементов эрозионного рельефа при генерализации превращается в неразделяемый типологический комплекс, который, однако, на мелкомасштабной карте может быть показан как генетически однородная аккумулятивно-эрозионная поверхность. Из сделанного ранее критического анализа карты поверхностей выравнивания видно, что многие сложные расчлененные области, которые имеют все признаки ледникового или эрозионного типа рельефа, могут одновременно рассматриваться и как сильно измененные поверхности выравнивания. Ввиду того что большинство граней рельефа делимо, обладает признаками типологических категорий рельефа, а большая часть выделяемых типологических ка-

**Геоморфологическая информативность материалов космических съемок
разных масштабов**

Формы и элементы рельефа	Условные масштабы		
	мелкий	средний	крупный
<p>Геоморфологические комплексы и аномалии, маркирующие линейные элементы и крупные глубинные разломы</p> <p>Спряженные формы рельефа, обусловленные геологической структурой</p> <p>Геоморфологические границы, совпадающие с перегибами поверхности</p> <p>Геоморфологические границы, обусловленные постепенной сменой факторов рельефообразования</p> <p>Денудационные поверхности выравнивания</p>	<p>Четкие</p> <p>Крупные — четкие, средние распознаются с трудом</p> <p>Четкие, иногда распознаются с трудом</p> <p>Четкие</p> <p>Практически не дифференцируются, распознаются элементы мезорельефа</p>	<p>Расплывчатые, прослеживаются неуверенно</p> <p>Крупные и средние — четкие, мелкие распознаются с трудом</p> <p>Четкие</p> <p>Четкие или расплывчатые</p> <p>Элементы мезорельефа картируются, микрорельеф распознается</p>	<p>Практически не прослеживаются</p> <p>Крупные — расплывчатые, средние и мелкие — четкие</p> <p>Четкие, иногда расплывчатые</p> <p>Расплывчатые, прослеживаются с трудом</p> <p>Элементы микрорельефа распознаются и картируются</p>
<p>Эрозионный рельеф</p>	<p>Врезы, склоны и гребни I—III порядков распознаются, IV и более высоких картируются</p>	<p>Врезы, склоны и гребни I—II порядков распознаются, III—IV порядков картируются</p>	<p>Распознаются и картируются врезы, склоны и гребни всех порядков</p>
<p>Ледниковый рельеф</p>	<p>Картируется в целом по фототопону, распознаются крупные формы (гребни, цирки, трюги)</p>	<p>Распознаются детали расчленения, элементы строения цирков, аккумулятивные формы</p>	<p>Детально анализируются структура склонов, микроформы областей аккумуляции, мерзлотные комплексы</p>
<p>Русла долин IV—VI порядков</p>	<p>Практически не дифференцируются</p>	<p>Мезорельеф картируется, микрорельеф распознается</p>	<p>Микрорельеф распознается и картируется</p>

Форма и элементы рельефа	Условные масштабы		
	мелкий	средний	крупный
Террасовые комплексы долин IV—VI порядков	Дифференциация затруднена	Пойменные террасы отделяются от надпойменных, последние расчленяются с трудом	Детальное расчленение террас, микрорельеф распознается и картируется
Разновозрастные пролювиальные шлейфы и конусы выноса	Практически не дифференцируются	Выделяются наиболее крупные возрастные генерации	Выделяются все возрастные генерации и детали строения каждой из них
Дельтовые, озерно-аллювиальные и эоловые равнины	Дифференцируются слабо, выделяются наиболее крупные комплексы	Мезорельеф картируется, микрорельеф распознается	Микрорельеф распознается и картируется

тегорий объединяет близкие по генезису элементы и рассматривается как генетически однородные поверхности, принципы построения легенд можно считать в определенной мере взаимозаменяемыми, особенно при составлении карт среднего масштаба.

Условность подобных принципов наглядно проявляется при рассмотрении космических снимков различных масштабов на сложно построенные территории, такие, например, как горные области Кавказа или Средней Азии. Информация наиболее крупного масштаба позволяет в полной мере использовать аналитический принцип при составлении карт геоморфологического содержания, поскольку даже в дробнорасчлененных «бэдлендах» предгорий склоны врезов I—II порядков картируются. По мере уменьшения масштаба наиболее мелкие склоны, врезы и гребни выходят за «пределы картирования», объединяются в типологические комплексы. В легенде карты появляются условные поверхности, выделяемые по одновысотности гребней. При дальнейшей генерализации фотонизображений можно наблюдать, как в условные поверхности переходят более расчлененные склоны среднегорного рельефа, а затем и высокогорий. Определенные изменения претерпевает и изображение аккумулятивных поверхностей с той лишь разницей, что здесь в большей мере генерализуется возраст рельефа.

Таким образом, чем более дробный рельеф подлежит изучению, тем более условным будет выделение в его пределах элементов рельефа и тем более оправданным будет применение синтетического принципа построения легенд при его картографировании. Использование космических фотооснов является лучшим путем решения вопроса: какой принцип целесообразно использовать, если известны территория работ, масштаб съемки и назначение карты?

Определение масштабного ряда карт также упрощается при достаточном наборе космических материалов. В первую очередь целесообразно просмотреть на всю территорию снимки среднего масштаба и представить соотношения размеров форм рельефа, которые могут быть различными. Формы будут либо нарастать постепенно, от порядка к порядку (наиболее ярко это выражено в областях эрозионного рельефа с древовидным расчленением), либо увеличиваться на несколько порядков, сохраняя преемственность в генезисе (эрозионный рельеф долины крупной транзитной реки со склонами, расчлененными мелкими притоками), либо составят сочетание элементов разного генезиса, между размерами которых отсутствуют какие-либо определенные соотношения (например, аккумулятивные равнина и расчленяющие ее овраги, денудационное плато и карстово-суффозионные западины на его поверхности, морская равнина и осложняющий ее эоловый рельеф).

Очевидно, для первого случая необходим наиболее длинный масштабный ряд карт, в котором размер шага будет равен 3—4 (как показано выше, именно при таком изменении масштаба информативность снимков чаще всего меняется на порядок гидро-сети). Во втором случае шаг масштабного ряда увеличится, его размеры будут зависеть от нарастания порядков долин. В последних примерах шаг масштабного ряда будет наибольшим, а закономерности его изменения — наименее строгими. При картировании территории со сложным и разнообразным рельефом трудно подобрать масштабный ряд, который был бы оптимальным (т. е. необходимым и достаточным) для всех участков. При этом следует разделить территорию на участки и для каждого попытаться составить свой масштабный ряд или обеспечить всю площадь наиболее полным рядом карт, необходимым для сложно расчлененных участков.

Оптимальные уровни генерализации или конкретные масштабы карт того или иного ряда — не формальные категории. Они определяются строением рельефа данной территории и варьируют в широких размерах. Масштаб обзорной карты ряда определяется размерами самых крупных категорий рельефа, морфоструктур или морфогенетических комплексов, которые требуется отобразить. Следующий, более крупный масштаб должен отличаться существенно иной информативностью или уровнем генерализации. В этом масштабе должны картироваться формы или их сочетания более низкого порядка. Масштаб детальной карты ряда определяется размерами минимальных форм и элементов рельефа, которые должны картироваться.

Использование аэрокосмической информации позволяет иметь при картировании фотоосновы любых масштабов, поскольку существуют широкие возможности изменения масштабов исходных материалов без заметного ущерба для их информативности. Подобранный с учетом реальных рубежей генерализации масштабный ряд аэрокосмофотооснов позволит составить серию карт геоморфологического содержания, которые в совокупности дадут

действительно полное представление о закономерностях строения рельефа той или иной территории.

Исходя из 3-кратного изменения масштабов, которое, на наш взгляд, оптимально при создании масштабного ряда геоморфологических карт многих районов, можно предложить для использования следующие примерные масштабы аэрокосмических снимков: глобальный (1:30 000 000—1:15 000 000), континентальный (1:10 000 000—1:5 000 000), крупнорегиональный (1:3 000 000—1:1 500 000), мелкорегиональный (1:1 000 000—1:500 000), локальный (1:300 000—1:150 000) и детальный (1:100 000—1:50 000).

Изложенные соображения имеют значение методического подхода к проблемам масштабных рядов тематических карт. Научное обоснование рядов для различных территорий является задачей дальнейших исследований и должно опираться на изучение космofотоматериалов на эталонных участках с характерными сочетаниями форм и элементов рельефа.

ГЛАВА 5. ТЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ И СОСТАВЛЕНИЕ СПЕЦИАЛЬНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

К специальным (или частным, по А. И. Спиридонову [45]) относятся геоморфологические карты, содержание которых охватывает одну или несколько близких характеристик рельефа и освещает строение земной поверхности с какой-либо одной стороны, под определенным углом зрения. Ограниченный набор характеристик позволяет отобразить их на картах с максимальной полнотой и детальностью, что весьма важно для решения определенных теоретических или прикладных задач. В настоящее время широкое распространение получили специальные карты следующего содержания: тектонические (современных и новейших движений), морфометрические (углы наклона, глубина и густота расчленения) и динамические (береговых процессов, селей, лавин, эрозии, заболачивания и т. д.).

Использование в специальном геоморфологическом картографировании материалов космических съемок предполагает целенаправленный отбор информации определенного вида со снимков различных типов, масштабов и периодов съемок. Методика специального геоморфологического дешифрирования космических снимков в настоящее время практически не разработана, а примеры подобных карт весьма немногочисленны. Ниже рассмотрены вопросы использования космической информации при составлении карт современных движений земной коры, динамики и морфометрии рельефа, а кроме того, изложены некоторые соображения по уточнению топографических карт.

Основной фактический материал по современным движениям земной поверхности получается в процессе высокоточного (I—II

классов) повторного или многократного нивелирования по определенным профилям или на полигонах. Обработка результатов инструментальных работ с учетом возможных ошибок дает суммарные количественные линейные характеристики движений за определенные отрезки времени. С учетом интервалов между нивелировками полученные данные преобразуются в скорости движений в мм/год. Вместе с тем во многих случаях инструментальные работы не дают достаточно полной и обоснованной картины современных движений по профилям. Это связано с такими причинами, как относительность получаемых значений при использовании условных реперов, небольшая детальность наблюдений при редком расположении точек (через десятки километров) или потерях реперов, разрывы трасс нивелирования (до 15—20% их общей длины). Поэтому важное значение придается работам по комплексному геолого-геоморфологическому обследованию трасс повторного нивелирования и геодинамических полигонов с изучением геологического строения, тектоники, рыхлых отложений и рельефа.

В настоящее время протяженность и густота геодезических профилей быстро растет, и их всестороннее обследование практически трудно осуществимо. Сложности особенно велики еще и потому, что новые нивелировки в ряде случаев выявляют не известные ранее закономерности или особенности в движениях, что требует организации повторного обследования трасс. Задачи геолого-геоморфологической документации трасс и полигонов могут успешно решаться при широком использовании материалов космических съемок. Изготовление трансформированных точно привязанных космофотопланов на участке геодезических работ и их постоянное обновление по мере поступления материалов новейших съемок обеспечит работы по изучению современных движений объективной и качественной фотоосновой. Дешифрирование последней с составлением ряда специальных карт позволит обеспечить все линии нивелирования необходимой документацией, позволяющей интерпретировать материалы инструментальных наблюдений. Документация профилей и полигонов на основе материалов космических съемок приобретает особую актуальность в связи с работами по составлению карты современных движений на территории СССР масштаба 1 : 2 500 000.

Важный этап изучения динамики земной коры на современном этапе — экстраполяция данных инструментальных наблюдений на территории ими не обеспеченные. В настоящее время сеть нивелирных трасс очень редка в Сибири и на Дальнем Востоке. Не охватывает она и многие горные районы Кавказа, Урала, Средней Азии. Оценку современных движений слабо изученных районов целесообразно проводить путем анализа всех имеющихся геолого-геоморфологических материалов с широким использованием данных дистанционного зондирования из космоса.

Можно указать на ряд преимуществ использования космических материалов при изучении современных движений земной ко-

ры по сравнению с аэрофотоснимками. Прежде всего это малые искажения масштаба на оригинальных снимках и практическое отсутствие искажений после трансформирования. Высокое качество космической информации и возможность использования временных рядов снимков позволяют анализировать мельчайшие детали пространственных и временных изменений рельефа и ландшафтов — расчленения, миграции русел, развевания песков, заболочивания, подтопления. Всесторонний анализ возможных причин этих явлений позволит увереннее судить о влиянии движений земной поверхности. Исключительная информативность космических изображений при изучении разломной тектоники позволит точнее представить связь движений с блоковым строением земной коры. На наш взгляд, эта проблема изучена еще недостаточно. Сравнительный анализ карт новейших и современных движений показывает, что первые составляются при значительно большем внимании к дизъюнктивным нарушениям. Изолинии на картах современных движений (особенно в платформенных областях) часто выглядят слишком сглаженными, осредненными; их рисунок свидетельствует о повсеместном развитии плавных складчатых деформаций современного этапа и малых градиентах скорости движений. Недостаточная точность и детальность фактического материала по современным движениям в ряде случаев объясняет подобные различия. Вместе с тем несомненно, что общие предпосылки новейших и современных движений едины, а их закономерности близки. В обоих случаях роль блоковой тектоники велика и должна найти соответствующее отражение при картографировании явлений.

Современные движения земной коры в подвижных орогенных областях тесно связаны с землетрясениями, а их изучение в значительной мере направлено на решение вопросов сейсмотектоники. Важное значение при этом придается изучению сейсмотектонических дислокаций (разрывных деформаций земной поверхности в зонах сильных землетрясений) и сейсмогравитационных дислокаций (гравитационных, предопределенных сейсмическими точками). Первые выражены в рельефе рвами, эскарпами и уступами, а вторые — обвалами, блоковыми оползнями, лавинно-селевыми явлениями. Сейсмодислокации обычно локализуются вдоль активных новейших разломов, но иногда сами бывают выражены в рельефе в виде протяженных разрывных нарушений. Отличительные особенности подобных структур — резкая морфологическая выраженность, дисгармоничность по отношению к эрозионно-денудационным формам рельефа, определенные закономерности пространственного расположения по отношению к эпицентрам землетрясений. Эти характерные черты сейсмодислокаций позволяют использовать крупномасштабные космические снимки для их опознавания, изучения их параметров, возраста, этапности формирования. Обзорность космических материалов дает возможность анализировать крупные сейсмоактивные зоны, фиксировать все участки, благоприятные для образования сейсмодислокаций, с целью

последующего уточнения и проверки результатов дешифрирования в ходе аэровизуальных или наземных исследований.

Составление карт современной динамики рельефа — одно из актуальных практически важных направлений геоморфологического картирования. Вместе с тем оно не получило достаточного развития. Одной из основных причин этого, на наш взгляд, являются трудности в получении фактического материала о процессах земной коры. Имеющиеся в распоряжении исследователей карты (топографические, геологические, четвертичные, геоморфологические) в основном позволяют судить лишь о предпосылках и факторах проявления тех или иных процессов. Оценка же динамики рельефа наземными исследованиями весьма трудоемка и длительна. Сочетание обзорности и детальности космических снимков делает их незаменимыми в рассматриваемых работах. Изменения фототона, зависящие от различий в расчленении, растительном покрове, задернованности, увлажнении, дефляции, заснеженности и т. д., позволяют весьма точно фиксировать и выделять динамические категории рельефа, определять тенденцию, стадийность, скорость их развития, влияние на окружающую среду и деятельность человека. Хорошие перспективы создания на космических фотоосновах оперативных геодинамических карт обусловлены тем, что искажения площадей на снимках из космоса лишь на 3—4% больше, нежели на картах соответствующего масштаба (Г. Б. Гонин и др., 1977), а также возможностью получения временного ряда материалов космических съемок.

Изучение динамики снежного покрова, возможное даже по обзорным снимкам, полученным с ИСЗ «Метеор», на первый взгляд, имеет чисто гидрометеорологический интерес. Между тем, данные о запасах снега и скоростях его таяния свидетельствуют о течении таких процессов как протаивание грунтов, солифлюкция, овражная эрозия, плоскостной смыв и т. д.

Распределение снежного покрова было изучено по космическим снимкам территории Верхнеленской возвышенности, Приольхонья и бассейна Витима. Весенние снимки на верховья Лены показали, что на участках глубокого расчленения (500—700 м) и крутосклонных долин понижения быстро освобождаются от снега, а верхние части склонов и междуречья остаются заснеженными. Хорошо прослеживается сход снега по тальвегам притоков и логов (рис. 18). Затемнение склонов северных экспозиций местами создает ложное впечатление о их более раннем освобождении от снега. На слаборасчлененных участках междуречий, где относительные высоты не более 100—300 м, скопления значительного по мощности снежного покрова в понижениях и долинах привели к тому, что лучше прогреваемые холмы и гряды раньше освободились от снега. Подобная закономерность имеет место и в верховьях Витима, где врезы долин не превышают 500 м.

Изученная по космическим снимкам закономерность в динамике снежного покрова — освобождение от снега сначала днищ крупных и глубоких долин, затем склонов и междуречий и позднее

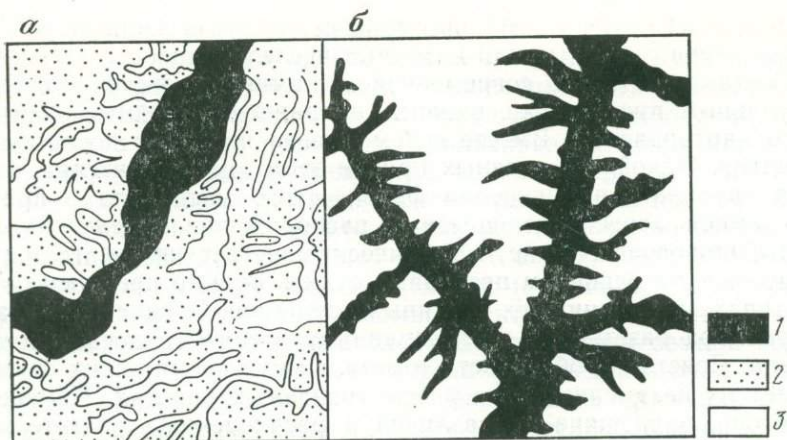


Рис. 18. Динамика схода снежного покрова на площадях слабого (а) и сильного (б) расчленения

1 — бесснежные днища и склоны глубоких долин и впадин, 2 — слабозаснеженные невысокие междуречья, 3 — сильнозаснеженные днища неглубоких долин (а) и высокие междуречья (б)

всего днищ водораздельных депрессий и верховьев долин — интересна в практическом отношении, так как влияет на характер весеннего стока, вскрытия рек, развитие склоновых и мерзлотных процессов. В частности, можно предполагать, что паводки на малых реках Прибайкалья должны быть относительно более резкими, со взламыванием ледяного покрова и разливами по мерзлой или даже заснеженной пойме («енисейский» тип половодья). Для крупных долин более характерен «волжский» тип с плавными подъемами и спадами воды.

По весенним (конец мая — начало июня) снимкам можно уверенно оконтуривать участки аномального скопления снега на склонах хребтов. Это объясняется тем, что после схода или распада площадного «фоновое» снежного покрова в местах повышенных мощностей снег сохраняется довольно долго и прекрасно дешифрируется на темном фоне обнаженных склонов. Так называемые снежные карнизы образуются в верхних частях подветренных склонов (для Прибайкалья обычно восточных и юго-восточных), в верховьях водосборов, на склонах ледниковых цирков и трогов. Крупные снежные карнизы — признак потенциальной лавинной опасности. Их образование достаточно закономерно, а места накопления обычно постоянные. Поэтому использование снимков даже одного года позволяет провести соответствующее районирование территории.

С использованием космических снимков среднего масштаба нами было проведено изучение снежных карнизов осевой части среднегорного хребта (рис. 19). Восточный крутой склон хребта расчленен густой сетью крутопадающих логов, над которыми на-

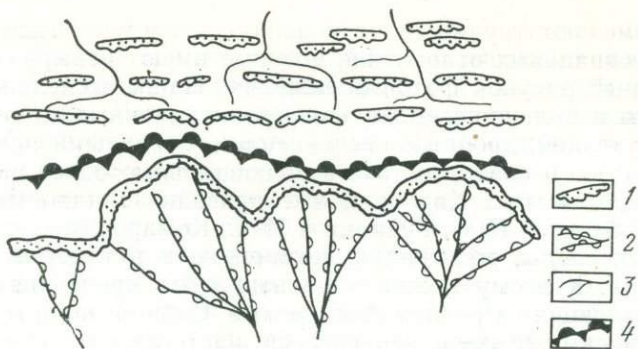


Рис. 19. Участки аномальных мощностей снежного покрова по космическому снимку (многократное увеличение)

1 — снежные карнизы на бровках крутых склонов; 2 — тальвеги русел, заполненные снегом (лавинноопасные водосборы); 3 — тальвеги водосборов, лишенных лавин; 4 — асимметричный гребень хребта

висают бровки водосборных воронок. Под бровками дешифрируются огромные протяженные полосы мощного накопления снега. Ниже в тальвегах логов также видны снежные скопления, местами целиком заполняющие русла. Неравномерное распределение снега позволяет относить подобные склоны к потенциально лавинноопасным. Грядовой рельеф более пологого западного склона хребта характеризуется асимметричными гребнями, к которым также приурочены небольшие снежные карнизы. Однако склоны ниже карнизов невысокие, не продолжаются руслами водотоков. Тальвеги долин направлены здесь в противоположную сторону и, судя по снимкам, лишены аномальных скоплений снега. Подобные склоны можно рассматривать как безопасные в лавинном отношении.

Использованный метод дистанционного анализа фактора лавинообразования более применим при изучении альпийских и гольцовых зон, где бесснежные тальвеги долин и логов обычно темнее склонов и, будучи заснеженными, резко выделяются на снимках. В лесном поясе склоны более залесены и темнее русел. В этих условиях заснеженность русел не вызывает резких изменений в соотношении тональности склонов и тальвегов и не позволяет достаточно уверенно фиксировать распределение снегозапасов.

Изучение снеговых карнизов с учетом прочих условий позволило наметить несколько участков вероятной лавинноопасности в исследованном районе.

Оценка экзогенных процессов в значительной степени зависит от точности определения состава поверхностных отложений. В настоящее время разработан ряд приемов диагностики рыхлых отложений по рельефу, растительности и увлажнению с использованием аэрокосмических материалов [10]. При этом используются связи между рельефом, генезисом отложений и их составом.

Авторы отмечают трудности разделения на снимках гравитационных и делювиальных отложений, которые имеют невыразительный однообразный рисунок фотоизображения. Наши исследования показали, что в большинстве случаев гравитационные склоны отличаются крутизной, дробным расчленением, неровными профилями, обнаженностью и скалистостью, а делювиальные более выположены, мягкие, замытые. Как типичные признаки зандровых равнин гумидных областей И. С. Гудилин и И. С. Комаров отмечают плоский рельеф, следы, развевания, мозаичную и пятнистую структуру фототона. К этому можно добавить, что в предгорьях и межгорных котловинах Средней Азии и юга Сибири зандры сближаются с конусами выноса и шлейфами, часто имеют значительные уклоны, их фототон на космических снимках полосчатый, струйчатый, расчленение дробное.

Динамика расчленения отображается на космических снимках во всех деталях и многообразии. В альпийских зонах повсеместно наблюдаются переходы от экзарационных форм к более мелким нивальным, а последних в эрозионные. Фототон фиксирует переходы от нерасчлененных площадей междуречий к пологим склонам с начальными фазами расчленения — потяжины, делли, ложбины стока и далее к верховьям промоин, борозд, логов. Многочисленные варианты эрозионного расчленения позволяют судить о геологии, тектонике и климате территории.

Дешифрирование переходных морфологических зон дает обширный материал по активизации или возобновлению тех или иных процессов, фиксирует самые первые стадии их развития, которые часто невозможно уловить даже в ходе детальных наземных исследований. Под показателем активности процесса понимается отношение свежих форм к их общему количеству на площади, причем активизация процесса приравнивается к его возобновлению (А. В. Садов, 1978). Последнее положение не совсем верное. Возобновление процесса предполагает его прекращение на определенном предшествующем отрезке времени, значительное изменение ранее образованных форм. Новообразованные формы (овраги, просадки, оползни) обычно резко отличаются от древних. В случае активизации процесса изменения в темпах и масштабах его развития могут быть небольшими и постепенными. При этом вовсе не обязательна резкая изменчивость форм; несколько стадий усиления процесса могут фиксироваться в пределах одной формы небольшими ступенями и перегибами. Если возобновление большинства процессов чаще всего легко установить по аэрокосмическим снимкам, то их активизация поддается расшифровке значительно труднее.

Дешифрирование на космических снимках пролювиальных шлейфов Иссык-Кульской котловины позволяет детально проследить их развитие. Хорошо выделяются нерасчлененные участки шлейфов (главным образом образам нижние, но иногда и вблизи коренных склонов), где различия фототона означают чередования участков современного и несколько более древнего осадконакопления.

Нерасчлененные участки сменяются расчлененными постепенно либо очень резко. Постепенная смена указывает на плавные деформации шлейфов или миграцию областей аккумуляции без влияния тектоники. Резкие изменения расчленения — признак разломов или брахиантиклинальных поднятий. Хорошо читается регрессивное и трансгрессивное расчленение шлейфов.

Своеобразные закономерности расчленения фиксируются и при анализе снимков низкогорных возвышенностей и древних наклонных денудационных поверхностей. Отчетливо видно, что их расчленение различное. В одних случаях долины вверх по склонам разветвляются, образуют водосборные воронки, расширяющиеся вверх по склонам (рис. 20, а). Это свидетельство регрессивного расчленения, снизу вверх от депрессии к осевой части хребта. Регрессивное расчленение либо охватывает весь склон до гребня, либо оставляет на междуречьях зоны отсутствия эрозии или более древнего слабого расчленения. В других случаях эрозионные врезы веерами расходятся от водоразделов вниз по склонам (рис. 20, б). Это может быть даже на участках вскрытия коренных пород. Подобный тип расчленения, по-видимому, можно считать реликтовым, унаследованным от того времени, когда поверхности были областями аккумуляции, участками предгорных шлейфов. Аккумуляция создала выпуклые поверхности с центробежной системой врезов, которые сохранились несмотря на поднятие и переход участка в область денудации. На низких коренных склонах, откопанных из-под рыхлого покрова, идет энергичная перестройка эрозионной сети путем разветвления верховьев долин. На подобных участках рисунки расчленения переходные или смешанные, отражающие обе тенденции врезания — регрессивную современную и трансгрессивную реликтовую (рис. 20, в).

Рассмотрим сезонные изменения в развитии древнего русла Узоя на основании изучения весенних (апрель) и летних (июль) снимков из космоса. За это время от воды освобождаются большие участки русла. Обводненные в июле плёсы, очевидно, относятся к наиболее глубоким и хорошо подпитываемым грунтовыми водами подруслового стока. Границы обводненных и сухих участков в ряде случаев практически не смещаются, что указывает на существование в русле Уз-

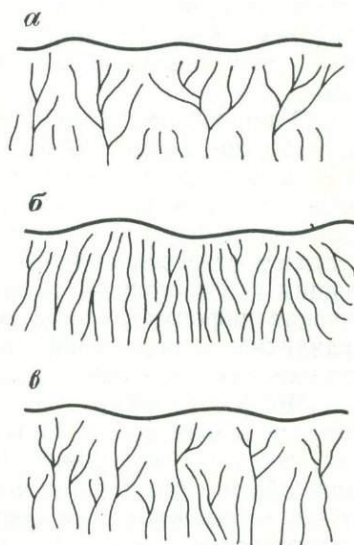


Рис. 20. Динамические типы расчленения склонов горного обрамления котловины оз. Иссык-Куль по материалам дистанционного зондирования

а — регрессивное расчленение высокогорных склонов, б — прогрессивное расчленение низкогорных склонов котловины, в — смешанное расчленение среднегорных склонов

боя довольно крутых перепадов или уступов. У подножия плато Челюнкры отмечены участки, которые в мае оказались более обводненными, чем в апреле. Подобное нарушение общей закономерности может быть связано с тем, что на сезонные процессы накладываются локальное влияние дождей. Интересная «игра фототона» наблюдается при сопоставлении апрельских и майских снимков на Узбой. По мере обсыхания русла фототон плёсов меняется от черного (вода) до белого (солончаки), а перекаатов — от черного (вода) до серого (аллювий, редкая растительность). В связи с этим на апрельских снимках более темными являются плёсы, а на майских — перекааты. Не имея временного ряда снимков, перекааты на летних фотонизображениях легко принять за относительно обводненные плёсы, поскольку, перепады высот в русле Узбоя недостаточны для получения стереоэффекта.

Используемые при дистанционных методах изучения экзогенных процессов фототон и структура фотонизображения считаются прямыми признаками дешифрирования [14]. На наш взгляд, это методически неправомерно, так как фотонизображение дает нам прямые сведения о формах рельефа, поверхностных отложениях и почвенно-растительных ассоциациях. Интерпретация их позволяет оконтуривать площади предполагаемого развития тех или иных процессов и оценивать активность явлений. Таким образом, прямые признаки дешифрирования имеют факторы и результаты процессов; последние же оцениваются по косвенным признакам.

Одно из замечательных качеств космических снимков, делающее их даже при первом взгляде весьма эффективными и впечатляющими, прекрасное и детальное изображение морфологии рельефа, его пластики, скульптуры, многообразных и неповторимых сочетаний форм и элементов. В полной мере этим качеством обладают стереоскопичные снимки областей значительного расчленения и повышенной обнаженности рельефа. Высокая морфологическая информативность делает снимки ценными для составления различного рода морфологических, морфометрических карт, а также для уточнения гипсометрических и топографических основ.

Морфологические характеристики на картах рельефа обычно представляют собой часть их общего содержания и редко находятся на первом плане. При изучении же космических снимков они обычно столь многообразны и легко читаемы, что могут служить материалом для составления полноценных интересных морфологических карт. На снимках горных областей хорошо выделяются разнообразные формы горных хребтов и водоразделов возвышенностей: зубчатые, пирамидальные, массивные выпуклые — гольцовые и скалистые вогнутые — типа карлингов, уплотненные, асимметричные и т. д. Видны спрямленность, извилистость, ломанность или чешуйчатость гребней в плане. Довольно точно можно нанести границы рельефа междуречий и долин, что весьма затруднительно сделать по топографическим картам. Склоны делятся на выпуклые, прямолинейные, вогнутые, ступенчатые.

Во всем многообразии выступает расчленение склонов — его глубина, густота, плановый характер, морфология. Столь же детально можно классифицировать русла, тальвеги и днища долин, которые на топографических картах часто выглядят довольно однообразно. Наложённый на крупные формы микрорельеф в виде бороздчатости, ступенчатости, гофрировки, западинности, гривистости и т. д. хотя и с трудом читается на обзорных космических снимках, но определяет специфику фототона склонов междуречий и днищ долин, позволяет получать дополнительный материал о внешнем облике рельефа. Важные сами по себе морфологические характеристики позволяют судить о направленности развития рельефа, разновозрастных его генерациях, структурности, связях с движениями земной коры.

Морфометрические карты, содержащие количественные характеристики рельефа, приобрели в настоящее время не только научную, но и большую практическую ценность. Они широко используются при поисках локальных структур в нефтегазопромысловых работах и россыпных месторождений в долинах, для целей инженерной оценки рельефа. Карты расчленения рельефа (густоты и глубины) оказались полезными для оценки условий образования наледей [48]. В результате комплексного морфометрического изучения территории была составлена карта неотектонического районирования восточной части Балтийского щита. При этом в основу выделения районов, характеризующихся различными скоростями и направленностью движений, были положены густота размещения по площади крутосклонных поверхностей ($20-30^\circ$), спрямленных элементов рельефа, а также его вертикальная расчлененность (В. Г. Легкова, В. Б. Соколова, 1978 г.).

Материалы космических съемок, имея исключительную детальность в изображении планового рисунка эрозионной сети, особенно ценны для составления карт густоты расчленения рельефа, которая наряду с глубиной расчленения входит в суммарный коэффициент интенсивности эрозионного расчленения (Э. Л. Якименко, 1967 г.). Материалы космических съемок пригодны и для составления других карт, показывающих закономерности планового рисунка эрозионной сети — длины долин и водоразделов одного порядка, спрямленных отрезков гидросети, типов расчленения, ориентировки долин, ширины пойм и т. д.

При изучении густоты расчленения преимущества космических снимков по сравнению с топографическими картами близких масштабов не всегда одинаковые и зависят от того, какие порядки долин включаются в анализ. Информация о малых эрозионных формах склонового расчленения — балках, оврагах, падах, бороздах — может быть получена главным образом со снимков. Фотоизображения дают более полную информацию и о долинах I—III порядков. Наиболее крупные эрозионные формы хорошо отображены как на снимках, так и на картах.

Анализ карты и космических снимков приводит к выводу, что детальность расчленения, снятая со снимка, возрастает главным

образом за счет добавления врезов первого порядка, расчленяющих склоны основных долин. Помимо этого на фотоизображениях более четко видна структурная ориентировка сети долин [42]. Это обстоятельство связано с тем, что крупные долины района заложены преимущественно вкрест простирания комплексов коренных пород, а их мелкие притоки согласны этим простираниям. Структурность рисунка гидросети на снимке более отчетлива также и потому, что здесь их спрямленность заметна особенно хорошо.

Углы наклона и распределение склонов по экспозиции тесно связаны с густотой и глубиной расчленения, являются их функцией. Поэтому оценка космической информации с точки зрения всех рассматриваемых морфометрических показателей примерно одинаковая. Снимки аккумулятивных равнин или пенеппенизированных денудационных поверхностей, особенно при наличии сплошного лесного покрова, мало информативны при анализе величин и распределения уклонов. Гораздо более ясную картину можно получить в результате изучения карты. Однако чем более расчленен рельеф и резче перегибы склонов, линии тальвегов и водоразделов, тем больше дополнительного материала дают снимки. Это касается главным образом распределения уклонов, проведения границ склонов различной ориентировки, районирования территории по категориям преобладающих уклонов. Составляя карты уклонов на территории сложного геоморфологического строения и разнообразной морфологии, можно заранее их подразделить на площади, где использование аэрокосмической информации может дать наибольший эффект, и площади, где дистанционные материалы менее информативны.

Для получения картины распределения склонов различной экспозиции достаточно схемы с отдешифрованными тальвегами долин и водораздельными линиями (рис. 21). Составление образцов подобных схем для территории резко расчлененного рельефа показывает, что распределение уклонов на карте в целом читается не столь детально, как на космическом снимке. Гребни хребтов и тальвеги водотоков на карте выглядят сглаженными в плане, что придает рельефу смягченный облик. На снимке четко прослеживается ориентировка гребней и долин, причем видны две системы структурных линий — северо-восточного и северо-западного направлений. Структурность рельефа обуславливает определенные ориентировки склонов различных румбов, делает их более прямолинейными, что незаметно на карте. Помимо этого на космическом снимке дробность расчленения некоторых склонов значительно больше, чем на карте.

Анализ космического и топографического изображений для пенеппенизированного рельефа показывает, что топографическая карта не уступает снимку, а иногда и превышает его по детальности. На снимке хорошо фиксируются лишь тальвеги наиболее глубоких врезов, а также резкие перегибы склонов и междуречий. Плавные изменения уклонов видны плохо, перегибы в областях

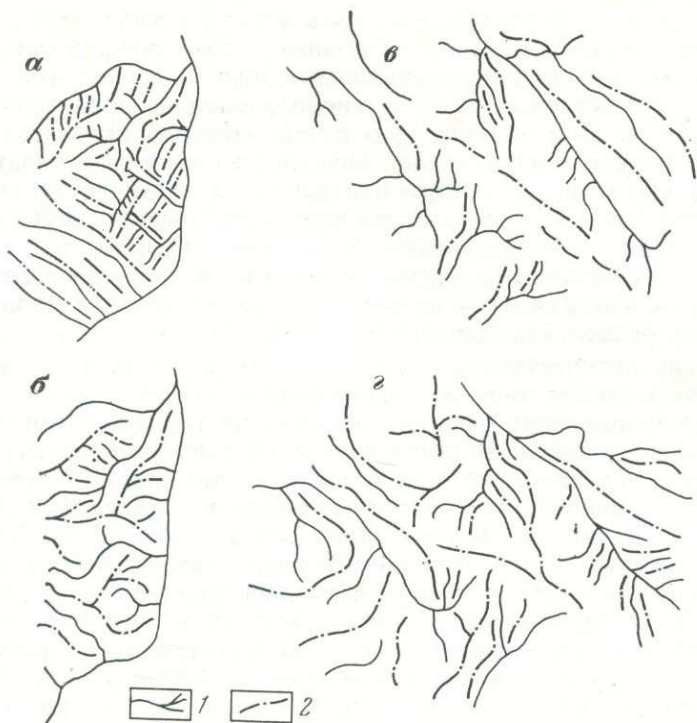


Рис. 21. Распределение уклонов и расчленение по дистанционным (а, в) и топографическим (б, г) материалам
1 — тальвеги долин, 2 — оси хребтов

междуречий на фотоизображениях читаются с трудом. По мере перехода от слаборасчлененных междуречий к склонам долин информативность снимков возрастает и вблизи долин становится больше, нежели таковая топографических карт. Облегчая количественный анализ рельефа, космические снимки помогают решать и некоторые методические вопросы морфометрии. Известно, что порядок данной эрозионной формы на карте зависит от масштаба последней и в целом уменьшается с уменьшением масштаба карты. В то же время какой-либо пропорциональности в изменении двух указанных величин не обнаружено (В. П. Философов, 1967 г.). Как показало изучение разномасштабных космических снимков (см. гл. 4), определенная зависимость в изменении масштабов и порядков имеет место, а именно: порядок меняется на единицу при 3—4-кратном изменении масштаба.

При составлении карт морфонозигипс — линий обобщения горизонталей — важное значение имеет исключение всех линейных и локальных форм экзогенного происхождения. Кроме этого проведение морфонозигипс требует контроля геоморфологического положения точек по геоморфологическим картам или аэрофотомате-

риалам. И то, и другое может быть успешно выполнено по космическим снимкам, близким к масштабу картографирования, которые позволяют почти безошибочно отделять структурные формы рельефа от экзогенных и дают генерализованное представление о рельефе, т. е. картину, близкую к той, которую стремятся получить с помощью морфонзогипс. Используя стереоскопичность космических снимков и высотную привязку необходимого числа точек на фотоизображении, можно составить предварительную карту морфонзогипс непосредственно на снимке. Однако с гораздо большей точностью это осуществимо на космофототопографической карте, которая, на наш взгляд, может рассматриваться как идеальная основа для подобного рода построений.

К числу количественных характеристик рельефа, которые можно получить посредством анализа космических снимков, относятся и «площади склонов», вернее, площади их горизонтальных заложений или проекций. В большинстве случаев этот параметр определяется как глубиной, так и густотой эрозионной сети, т. е. близок по значению к показателю интенсивности глубинной эрозии (Э. Л. Якименко, 1967 г.). Проведение границ склонов на фотоизображениях не представляет больших затруднений в связи с тем, что ребра и грани поверхности дешифрируются здесь очень четко. По топографическим картам выполнить эту работу с достаточной точностью невозможно из-за примерного и смягченного изображения горизонталями ребер рельефа. Карта площадей склонов, составленная только на основе космических материалов, безусловно, не может обладать точностью морфометрических карт. Однако простота ее построения на большие территории позволяет быстро получить сведения о региональных закономерностях в изменении «энергии рельефа».

Особое направление в «космической картографии» образуют вопросы обновления и уточнения по космическим снимкам топографических карт. Можно отметить несколько аспектов подобных работ. В первую очередь требует периодического обновления нагрузка топографических карт, связанная с деятельностью человека — появлением или исчезновением населенных пунктов, дорог, мостов, сельскохозяйственных угодий и т. д. Временной ряд космических снимков позволяет быстро и точно фиксировать эти изменения. Более сложны и трудоемки работы по изменению «природной» нагрузки топографических карт, уточнению планового рисунка гидросети (меандров, стариц, островов), контуров морских побережий, площадей заболачивания и развевания, участков обвалов, подмыва, овражной эрозии. В решении всех вопросов уточнения природной нагрузки топографических карт, в особенности рельефа, желательное непосредственное участие геоморфологов.

Работы по обновлению топографических карт на космических фотоосновах пока не получили широкого размаха, их методика и технология разработаны недостаточно. В связи с этим целесообразно изложить ряд соображений по этому поводу.

Изучение верхних ярусов рельефа хребтов с использованием материалов космических съемок и информации топографических карт примерно одного масштаба показало, что два указанных источника дают различные представления о морфологии крупных форм рельефа. На космических фотоизображениях видно, что гребни почти всех хребтов альпийской зоны рельефа острые, без каких-либо уплощенных или округлых вершин и фрагментов поверхностей выравнивания. Они образованы крутыми сходящимися склонами. Подобные формы невозможно показать горизонталями и, на наш взгляд, для их изображения необходимо использовать специальные знаки. На карте же острые гребни показаны лишь в отдельных местах, а большая часть водоразделов выглядит сглаженными или срезанными, имеющими уплощенные вершины (рис. 22). Во многих случаях гребни показаны островершинными лишь на отдельных участках, а по соседству они выложены без достаточного на то основания. Перспективное освещение снимков и неодинаковая освещенность склонов создают резко контрастный фототон на гребнях и в определенной мере подчеркивают их остроугольность. Однако площадной анализ показал, что и среди равномерно освещенных гребней много таких, которые по-разному читаются на снимках и картах. Ошибочная рисовка морфологии гребней в области развития экзарационного рельефа практически отсутствует. Она имеет место на сниженных участках гольцовой зоны, где гребни хотя и островерхие, но по скалистости и изрезан-

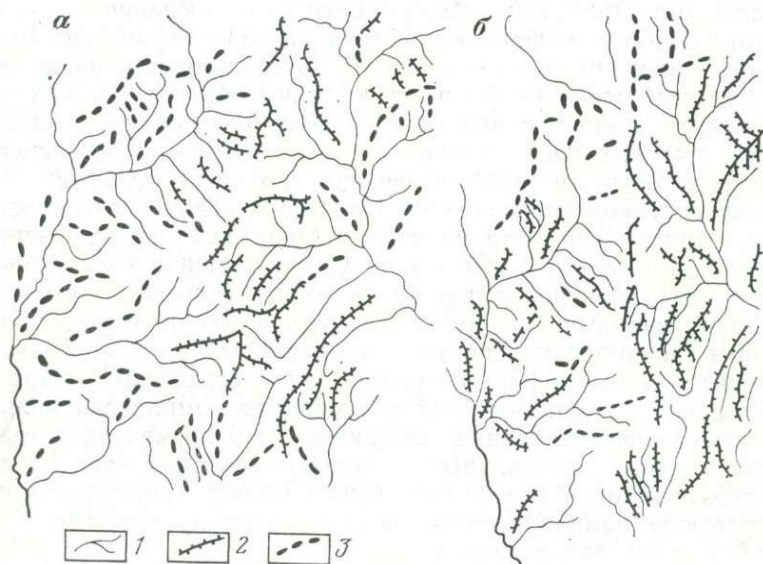


Рис. 22. Орографические схемы высокогорного хребта, составленные с использованием топографических (а) и дистанционных (б) материалов
 1 — тальвеги долин. Водоразделы: 2 — острые или гребневидные, 3 — уплощенные или округлые

ности уступают карлингам ледникового рельефа. Многие из этих гребней покрыты кустарниковой растительностью или редколесьем, которые придают водоразделам более мягкие очертания. Визуальные, односторонние наблюдения подобных форм могут быть недостаточными для правильного картографического их изображения.

На пологих (до 10°) склонах междуречий в зоне многолетнемерзлых пород Восточной Сибири и Забайкалья широко развиты делли — безрусельные ложбины. Системы деллей образуют характерное расчленение склонов и определяют своеобразный полосчатый фототон на снимках. Достаточно крупные размеры деллей (до нескольких сотен метров или первых километров) и специфические условия их развития требуют отображения этих форм на крупно- и среднемасштабных топографических картах специальными знаками, поскольку в горизонталях они не выражаются. Нагрузка топографических карт должна включать и условные знаки микрорельефа — карстового, западинного, мерзлотного, важность картографирования которого подчеркивает О. П. Космакова (1973 г.). С помощью снимков достаточно крупного масштаба вполне возможно оконтуривание площадей развития упомянутых форм и нанесение их на гипсометрические карты.

Разновозрастные генерации флювиального рельефа в пределах днищ долин не всегда четко выделяются на космических снимках. Так, в котловинах Тянь-Шаня пойменные уровни часто имеют близкий фототон с низкими террасами и слаборасчлененными пролювиальными шлейфами. Малоамплитудные эрозионные уступы при этом слабо дешифрируются, хотя на топографических картах близкого масштаба они показаны. С другой стороны, на космических фотоизображениях очень четко видны обрывы высоких уровней шлейфов к низким, переходы от подгорных равнин к склонам хребтов, тыловые швы террас — т. е. отрицательные перегибы рельефа, которые на топографических картах не читаются. Сглаживание рисунком горизонталей «входящих углов» поверхности — одна из причин того, что на топографических картах теряется структурность рельефа. Имея в виду, что большая часть положительных перегибов показывается на топографических картах специальными знаками, можно полагать, что резкие отрицательные перегибы также заслуживают специальных условных обозначений. Это повысило бы информативность гипсометрических карт при картировании аккумулятивных и долинных комплексов рельефа.

Важность использования материалов аэрокосмических съемок при составлении специальных геоморфологических карт обусловлена тем, что подобные карты обычно имеют непосредственную практическую направленность, используются проектными и производственными организациями.

**АЭРОКОСМИЧЕСКАЯ ФОТОИНФОРМАЦИЯ —
ОСНОВА РЕГИОНАЛЬНОГО
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
(НА ПРИМЕРЕ ПРИБАЙКАЛЬЯ)**

В геоморфологическом отношении Прибайкалье относится к одному из замечательных районов нашей страны. Охватывая центральную часть Байкальской рифтовой области, а также смежные территории Сибирской платформы, Северо-Байкальского и Станового нагорий, этот район отличается исключительной, а в некоторых случаях и уникальной сложностью, дифференцированностью и динамичностью рельефа, его удивительным разнообразием и неповторяемой красотой.

Байкал и его окружение издавна привлекали внимание многочисленных исследователей. Большой вклад в изучение геологического строения новейшей структуры и современного рельефа Прибайкалья внесли И. Д. Черский, В. А. Обручев, Е. В. Павловский, Н. В. Думитрашко, Н. А. Флоренсов, С. С. Воскресенский, В. В. Ламакин, В. П. Солоненко и др. Вопросы разломной тектоники и неотектонического строения Байкальской впадины освещены в работах В. С. Хромовских (1965 г.), С. П. Плешанова и Ю. А. Чернова (1969 г.), В. И. Галкина (1969, 1975 гг.), Н. В. Башениной (1977 г.), А. Н. Булгатова и др. (1977 г.) и С. И. Шермана (1977 г.).

Большое число работ посвящено важным проблемам геоморфологии Байкальской горной области. Так, происхождение и сохранность древних поверхностей выравнивания рассмотрены О. М. Адаменко и А. А. Кульчицким [1], а также Н. А. Логачевым и Н. А. Флоренсовым [22, 23]. Анализ развития эрозивной сети дан в трудах И. В. Даниловского (1939 г.), А. А. Яценко (1953 г.), В. С. Аносова (1964 г.), Л. Н. Ивановского (1977 г.), А. А. Кульчицкого (1977 г.), Д. В. Лопатина и Б. В. Томилова (1977 г.). Развитию древних оледенений посвящены исследования Н. П. Ладохина (1954 г.), Н. В. Башениной (1961 г.), А. А. Кульчицкого (1968 г.) и В. В. Заморуева (1971 г.).

Из аспектов геоморфологической изученности, пока что недостаточно освещенных, следует отметить геоморфологическое картирование. Наилучшими и практически единственными геоморфологическими картами Прибайкалья пока что остаются карты 50-х годов, составленные Н. В. Думитрашко и В. Н. Олюниным и требующие существенного уточнения и дополнения. Отсутствуют также достаточно содержательные и современные карты неотектони-

ки, новейших морфоструктур, морфометрии, современной динамики и инженерной оценки рельефа.

Изучение неоструктуры и рельефа Прибайкалья с использованием материалов космической съемки только начинается. Анализ трещиноватости и линеаментов отдельных участков Байкальской рифтовой зоны, приведенный А. Ф. Грачевым (1976 г.) по результатам дешифрирования снимков с ПКК «Союз-9», весьма схематичен, плохо привязан к топографии местности и во многом проблематичен. По снимкам, полученным с ИСЗ «Метеор», составлена первая космическая модель рифтовой зоны в масштабе 1 : 8 000 000 [9], на которой отражено блоковое строение территории и нанесены основные системы разломов. Более детальная интерпретация разломной тектоники Байкальского рифта по материалам дистанционного зондирования дана В. В. Козловым и Е. Д. Сулиди-Кондратьевым [18], которые подчеркивают наследованность рифтовых структур, коленчатое или кулисообразное строение крупных разломов, смещение активности рифтогенеза с юго-запада на северо-восток. В настоящее время космические методы в изучении рельефа юга Восточной Сибири широко применяются многими исследователями и коллективами, ведущими работы по проблемам, связанным со строительством Байкало-Амурской магистрали и освоением прилегающих к ней территорий.

Интенсивное хозяйственное освоение, практическая важность изучения природных условий и ресурсов Прибайкалья явились основанием для постановки экспериментальных работ с целью всестороннего изучения и оценки рельефа этого района путем наземных и аэровизуальных наблюдений с использованием материалов аэрокосмических съемок.

Дистанционные методы исследований с одновременным использованием имеющихся литературных материалов позволили в короткий срок составить на район несколько карт геоморфологического содержания, большое число частных схем дешифрирования, рассмотреть многие интересные вопросы строения, этапов развития и современной динамики рельефа.

В результате комплексного использования традиционных наземных и аэровизуальных методов с космическими удалось отработать методику дешифрирования космических снимков на отличающиеся по рельефу территории и для решения различных геоморфологических задач (морфоструктурный и морфоскульптурный анализ, изучение современной динамики рельефообразования, инженерно-геоморфологическая оценка района).

ГЛАВА 6. ОБЛАСТИ НОВЕЙШИХ ПОДНЯТИЙ, ЛЕДНИКОВОЙ ДЕНУДАЦИИ И ЭРОЗИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ

Морфоструктуры

На обзорных космических снимках области новейших поднятий Байкальской рифтовой зоны отличаются от впадин прежде всего неоднородной, дробной и сложной структурой фототона.

Это связано с частой сменой различно залесенных или неодинаково освещенных поверхностей. Дробность фототона в целом нарастает с увеличением густоты расчленения хребтов. В зависимости от типа расчленения (ледниковое, ледниково-эрозионное или эрозионное), а также в связи с неодинаковым рисунком гидросети (древовидный, перистый, ортогональный) структура фототона меняется, может быть ячеистой, лоскутной, однако эти изменения имеют частный характер. Даже мало измененные уплощенные фрагменты древних поверхностей выравнивания при достаточной генерализации часто приобретают неоднородный полосчатый фототон, хотя дробность контуров здесь не столь велика. Таким образом, структура фототона — основной признак дешифрирования областей поднятий, распознавания их на снимках.

Плотность фототона — ненадежный критерий при разделении областей поднятий и опусканий, так как в одних случаях фототон темнее на поднятиях (при сочленении залесенных склонов с безлесными пролювиальными или аллювиальными равнинами), в других случаях он светлее (если более залесены равнины), а иногда существенно не меняется.

При оконтуривании областей поднятий по космическим снимкам явление стереоэффекта позволяет получать объемное изображение рельефа. Однако при использовании мелкомасштабной информации для изучения стереоэффекта необходимы значительные высотные перепады между сопряженными типами рельефа, которые имеют место только при достаточно резком сочленении гор и равнин.

Сопряженный анализ топографических и аэрокосмических материалов, дополненный результатами аэровизуальных наблюдений, показал, что характер сочленения областей поднятий и опусканий подчиняется определенной закономерности и зависит от того, какие типы рельефа находятся по обе стороны от «шарниров» (перегибов складчатых структур) или «швов» (разрывных нарушений), служащих границами структур с разнонаправленными движениями. Прежде всего подобная закономерность была прослежена на берегах впадины оз. Байкал (рис. 23). Выяснилось, что на участках наиболее активных поднятий — высокогорий и подгольцовых среднегорий хребтов Байкальского и Хамар-Дабана — в зонах сочленения развиты аллювиально-пролювиальные и ледниковые подгорные равнины или узкие крутые пролювиальные шлейфы. Области предгорной аккумуляции сглаживают переходы от хребтов к впадине, делают их постепенными, лишенными резких скальных уступов. Учитывая, что зоны сочленения высокогорий с впадиной являются в целом участками максимальной дифференциации новейших движений, сглаженность рельефа в их пределах выглядит как своего рода парадокс. Последний объясняется тем, что рельеф во всех случаях формируется в процессе взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, и результаты этого взаимодействия могут иметь различную морфологическую выраженность.

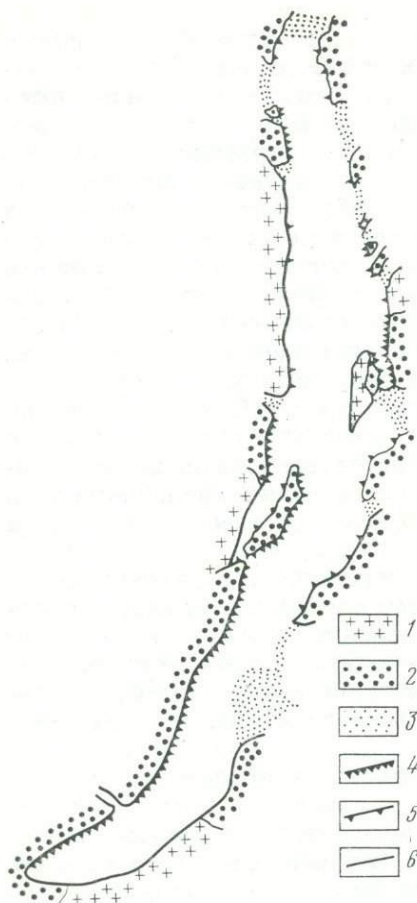


Рис. 23. Влияние рельефа горного обрамления Байкала на сочленение хребтов и впадин (по материалам аэровизуальных наблюдений и дешифрирования космических снимков)
 Хребты: 1 — высоко- и среднегорные, 2 — средне- и низкорные, 3 — аккумулятивные равнины. Морфология берегов: 4 — скальные уступы, 5 — чередование скальных уступов и пролювиальных шлейфов, 6 — шлейфы и подгорные равнины

ной аккумуляции выклиниваются, и заболоченные озерно-аллювиальные или озерно-болотные равнины непосредственно примыкают к склонам хребтов. Аналогичные соотношения наблюдаются и в области сочленения южной части Баргузинской котловины с низкорьями Икатского хребта.

Встречающиеся отклонения от рассматриваемой закономерности, очевидно, требуют объяснения. На северо-востоке Баргузин-

Там, где к берегам Байкала подходят среднегорные или низкорные склоны и отроги хребтов, зоны сочленения обычно имеют вид крутых или почти отвесных уступов, абрадированных озером или обрамленных узкими пляжами (склоны Приморского хребта, о-в Ольхон, побережье к югу от устьев рек Рели и Сосновки, отдельные отрезки берегов Чивыркуйского залива, Катковской гривы и Морского хребта). Морфологическая выраженность разломов подобных участков может привести к ошибочным выводам о скоростях и градиентах движений земной коры — к преувеличению, если не учитывать того обстоятельства, что ослабленный снос со склонов не стимулирует образование подгорных шлейфов, а отсутствие последних активизирует абразию коренных берегов и поддерживает их крутизну.

Рассматриваемая закономерность имеет место и в зонах сочленения хребтов с «суходольными» рифтовыми впадинами — Баргузинской и Верхнеангарской (рис. 24). Высокорные хребты горного обрамления впадин — Баргузинский, Верхнеангарский и Северо-Муйский — отделены от плоских днщ впадин наклонными подгорными равнинами, сглаживающими рельеф переходных областей. Однако на участках среднегорных или низкорных отрогов, кулис и периферийных окончаний хребтов зоны подгор-

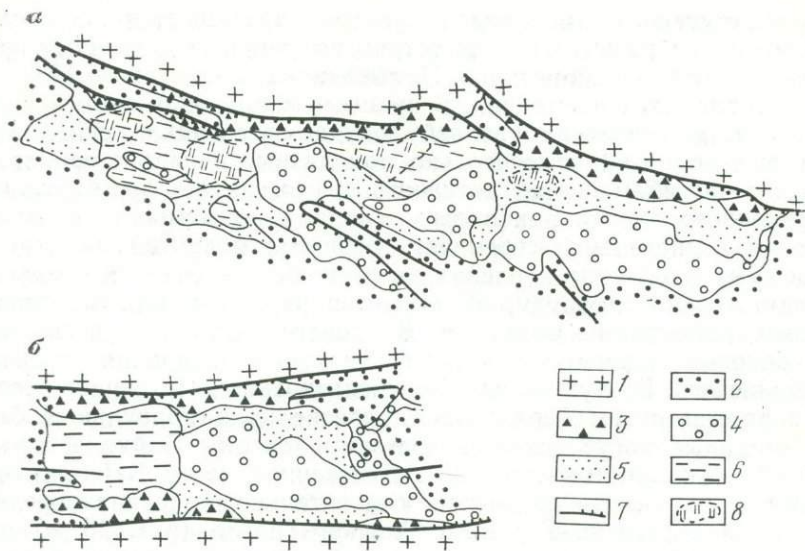


Рис. 24. Морфоструктура Баргузинской (а) и Верхнеангарской (б) впадин (по материалам дешифрирования космических снимков)

Склоны сводово-блоковых поднятий: 1 — максимальных, 2 — умеренных и слабых. Равнины впадин: 3 — водноледниково-пролювиальные, 4 — водноледниково-эоловые, 5 — элювиальные, 6 — аллювиально-болотные, 7 — разломы, 8 — зоны новейшего погружения, по Н. А. Логачеву (1974 г.)

ской котловины низкогорья Икатского хребта плавно сочленяются с повышенными, слабо наклонными эолово-аллювиальными равнинами, без заметных уступов в рельефе коренных склонов. Ввиду того что поступление обломочного материала со склонов хребта здесь не очень значительное, высокое гипсометрическое положение аккумулятивных равнин и «облекание» ими коренных склонов следует объяснить либо втягиванием дна котловины в поднятие, либо эоловым навеванием материала на склоны хребта.

На юго-востоке Верхнеангарской впадины переход от крутого «фаса» Северо-Муйского хребта к плоским заболоченным аккумулятивным равнинам очень резкий, поскольку полоса подгорных шлейфов либо имеет небольшую ширину, либо прерывается. Морфология склонов хребта не оставляет сомнений в том, что поднятие здесь весьма активное, а снос материала со склонов значителен. Поэтому слабое развитие шлейфов объясняется энергичным опусканием впадины и погребением пролувия. Это подтверждается проникновением площадей заболоченных плоских равнин почти до коренных склонов хребта, а также резкими коленообразными изгибами русел рек Гонкули и Сикели при выходе их в пределы впадины.

Положительные морфоструктуры области рифтогенеза Прибайкалья в большинстве своем не монолитны по строению, а разбиты на ряд разноприподнятых блоков. Различия в высотах отдельных

блоков, ступенчатость склонов хребтов определяются сложным многоэтапным развитием морфоструктур. Эпиplatformенный орогенез начался на территории Прибайкалья в олигоцене [28] и продолжался до плейстоцена. В процессе коробления земной коры и деформации древних уровней денудации возникли складчато-блоковые поднятия, относительно монолитные и плавно сопрягавшиеся с прогибами. Этап активного рифтогенеза — формирования современного облика рифтовых впадин — охватывает главным образом плейстоцен. Особенность развития поднятий на втором этапе — их дробление и распад за счет откалывания и оседания окраинных блоков по дугообразным, циркульным или зигзагообразным, колеччатым разломам. В процесс распада втягиваются как боковые склоны, так и периклинальные окончания хребтов Байкальского, Баргузинского, Верхнеангарского. Примером распада поднятия путем образования разновеликих циркульных блоков оседания могут служить восточные склоны Байкальского и Приморского хребтов (рис. 25). В северной части Байкальского хребта к его склону примыкает относительно опущенная средне-низкогорная ступень Горемыко-Тыйского плато (рис. 25, а), отчлененная от хребта крупным дугообразным разломом, состоящим из нескольких ветвей. К северу ступень постепенно повышается и сочленяется с южным окончанием хребта Сынныр. В юж-

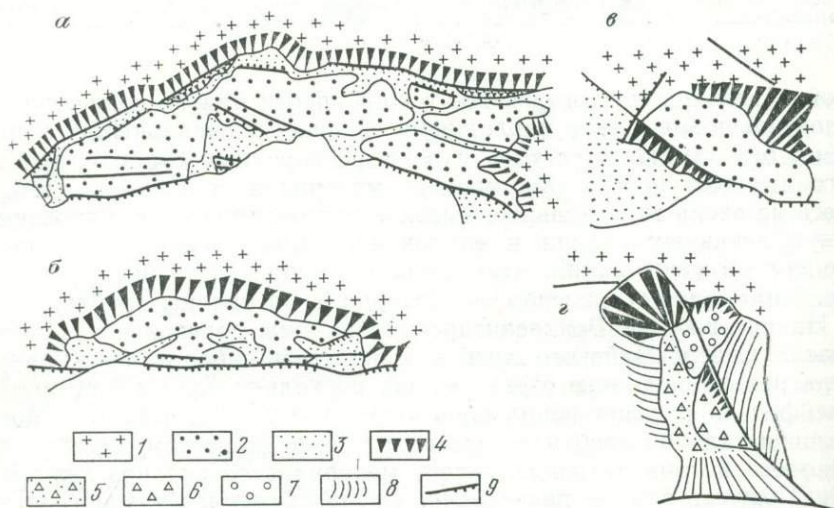


Рис. 25. Дугообразные блоки-ступени, осложняющие восточные склоны Байкальского и Приморского хребтов

Горемыко-Тыйское плато (а), Кочериковская депрессия (б), сеймотектонический блок оседания Рита (в), сейсмогравитационная структура Южная Рита (г). Соотношение масштабов: 1 : 2 : 15 : 30

1 — осевые части хребтов. Опущенные блоки: 2 — области денудации и транзита, 3 — области аккумуляции, 4 — приразломные обвально-осыпные склоны. Стадии сейсмогравитационных обвалов и оползней: 5 — первая, 6 — вторая, 7 — третья, 8 — склоны долин; 9 — тектонические уступы и линеаменты

ной части хребта его склон осложнен меньшим по размерам циркульным блоком Кочериковской депрессии (рис. 25, б), который в виде огромного прилавка открывается к Байкалу. Еще меньшие блоки образуют сейсмогенные структуры Рита (рис. 25, в) и Шартла. Наконец, микроблок на склоне Приморского хребта образует серию обвалов сейсмоструктуры Южная Рита (рис. 25, г). Перечисленные структуры западного побережья Байкала нависают в виде ступеней над крутым подводным склоном озерной котловины и могут рассматриваться как осложнения единого тектонического уступа, имеющего общую высоту более двух километров (вместе с подводной частью). В условиях столь значительного перепада высот, большой крутизны и мощного тектонического дробления роль гравитации в образовании блоков оседания не должна исключаться. Однако если ее влиянием на образование крупных ступеней типа Горемыко-Тыйской и Кочериковской можно пренебречь, то сейсмоструктуры Шартла и Рита в определенной мере могут рассматриваться как блоки бортового отпора, а обвалы структуры Южная Рита главным образом гравитационные, для которых сейсмические толчки являлись лишь фактором потери равновесия.

Треугольные и клиновидные блоки оседания характерны главным образом для склонов Баргузинского хребта. За свою необычную форму они получили образное название «защербов» [20] и образованы в результате пересечения разломов северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений. Различия в морфологии блоков, установленные по материалам дешифрирования космических снимков, позволяют наметить несколько стадий в их развитии (рис. 26).

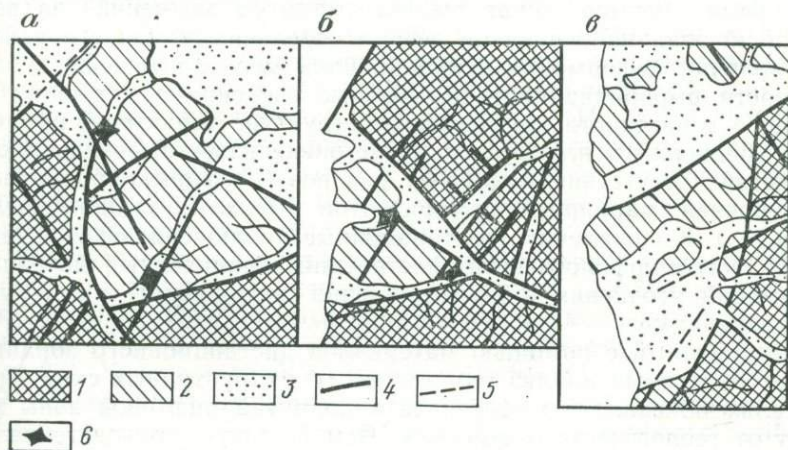


Рис. 26. Стадии развития клиновидных блоков-грабенов (по материалам дистанционных наблюдений)

а — начальная, *б* — промежуточная, *в* — завершающая.
 Тектонические блоки: 1 — поднимающиеся, 2 — отстающие в поднятии, 3 — опускающиеся.
 Разломы: 4 — в коренных породах, 5 — в рыхлых отложениях, 6 — сквозные долины-седловины

Одна из начальных стадий распада поднятого блока хорошо прослеживается в бассейне р. Светлой, где идет активное погружение юго-западной части Верхнеангарской котловины и дробление прилегающих склонов хребтов. В результате опускания по системе разломов образовался пониженный блок правобережья р. Светлой, имеющий перекося в северном направлении и погружающийся под рыхлые отложения депрессии. Отчленение блока от склона хребта пока что небольшое, на что указывают узкие приразломные долины и постепенные изменения высот при переходе от поднятых блоков к относительно опущенному.

Следующая стадия отчленения, промежуточная, характерна для блока бассейна оз. Фролиха, где опущенная ступень значительно ниже окружающих ее склонов и отделена от них расширенными и глубокими долинами — грабенами.

Одна из завершающих стадий отчленения опущенных блоков или развития защербов типична для клиновидной структуры в низовьях рек Сосновки и Таркулика. Опущенная ступень из денудационной превратилась в область аккумуляции и погребена под толщей рыхлых отложений. В рельефе выражены только окраинные ее участки и изолированные повышения. Различия в гипсометрическом положении опущенного клина и соседних блоков Баргузинского хребта достигли здесь 1000—1500 м. Следующая, заключительная стадия развития защерба может привести к образованию на его месте залива Байкала.

Плановые закономерности поднятий Прибайкалья и их морфология достаточно хорошо изучены. Вместе с тем детальный анализ амплитуд движений в пределах отдельных блоков и этапности развития морфоструктур затруднен. По существу в настоящее время имеются общая оценка амплитуд движений за весь новейший этап на основании весьма осредненных и часто условных величин деформации денудационной мел—палеогеновой поверхности выравнивания и отрывочные сведения о движениях в голоцене, в частности, сейсмогенных структур. Характер и ритмичность движений в плиоцене и плейстоцене известны очень плохо вследствие отсутствия надежных реперов — деформаций террасовых уровней, маркирующих горизонтов в рыхлых толщах котловин и т. д. К сожалению, дистанционные наблюдения также дают для палеогеоморфологических построений ограниченный материал, требующий уточнения и подтверждения детальными наземными исследованиями.

Выполненный с помощью материалов дистанционного зондирования совместный анализ геологических и структурных схем Прибайкалья показал, что особенности поднятий рифтовой зоны зависят от геологического строения. Чем большую роль в геологии хребтов играют метаморфические комплексы архея—протерозоя с четко ориентированными простираниями, тем больше соответствие этих простираний и новейшего структурного плана, тем менее «рваные» очертания имеют положительные морфоструктуры. Действительно, клиновидные блоки оседания или защербы, кули-

сообразное строение склонов и сильная диагональная раздробленность хребтов характерны для площадей развития интрузий западных склонов Баргузинского и Икатского хребтов, южной половины восточного склона Баргузинского хребта, берега Чивыркуйского залива, побережья Байкала в бассейнах рек Рели и Сосновки. Там, где геологическое строение определяется метаморфическими комплексами (гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, известняками), большая унаследованность новейших структур создает плавные очертания поднятий, спрямленные границы морфоструктур. Это имеет место на восточном склоне Приморского и Байкальского хребтов от Култука до долины р. Кичеры, в северной половине восточного склона Баргузинского хребта, на п-ове Святой Нос, побережье Байкала южнее устья р. Сосновки, а также на Катковской гряде.

Положительные морфоструктуры Прибайкалья созданы различными сочетаниями складчатых и блоковых движений. На этом принципе основаны их классификации. Выделяются блоковые морфоструктуры на юге Баргузинского и западе Верхнеангарского хребтов, сводово-блоковые на севере Байкальского и Баргузинского и западе Северо-Муйского хребтов, сбросово-сводовые на востоке Верхнеангарского и юге Байкальского хребтов и, наконец, сводовые — хребты Икатский и Хамар-Дабан [13]. Использование указанного принципа классификации надо признать удачным, однако четкость классификации и ее обоснованность недостаточны. Для выделения сводовых структур и их отделения от блоковых прежде всего необходимы доказательства деформации поверхностей выравнивания, которые отсутствуют. Критерий, положенный в основу выделения блоковых структур, не ясен. Судя по всему, эти структуры отличаются от остальных повышенной мозаичностью, однако в условиях значительного дробления всех поднятий рифтовой зоны показатель мозаичности следует определить более четко. Сводовых структур в пределах рифтовой зоны нет, так как даже наиболее «простое» поднятие — Икатский хребет осложнен несколькими продольными и диагональными разломами. То же самое можно сказать и о Хамар-Дабане. Логичнее ограничить классификацию выделением двух-трех первых подразделений и при необходимости детализировать ее.

Использование материалов космических съемок с учетом имеющегося литературного материала позволило разработать единую для Северного Прибайкалья классификацию морфоструктур, которая положена в основу составления морфоструктурной карты (рис. 27). К первой группе отнесены морфоструктуры, испытывающие непрерывные поднятия на протяжении всего новейшего этапа тектонического развития региона. Здесь выделяются наиболее активные поднятия — центральные части хребтов рифтовой зоны с высотами более 2000 м. Учитывая значительную раздробленность разломами и подчиненную роль складчатых деформаций, эти структуры следует отнести к разряду сводово-блоковых. Менее приподнятые крылья активных поднятий и значительные части

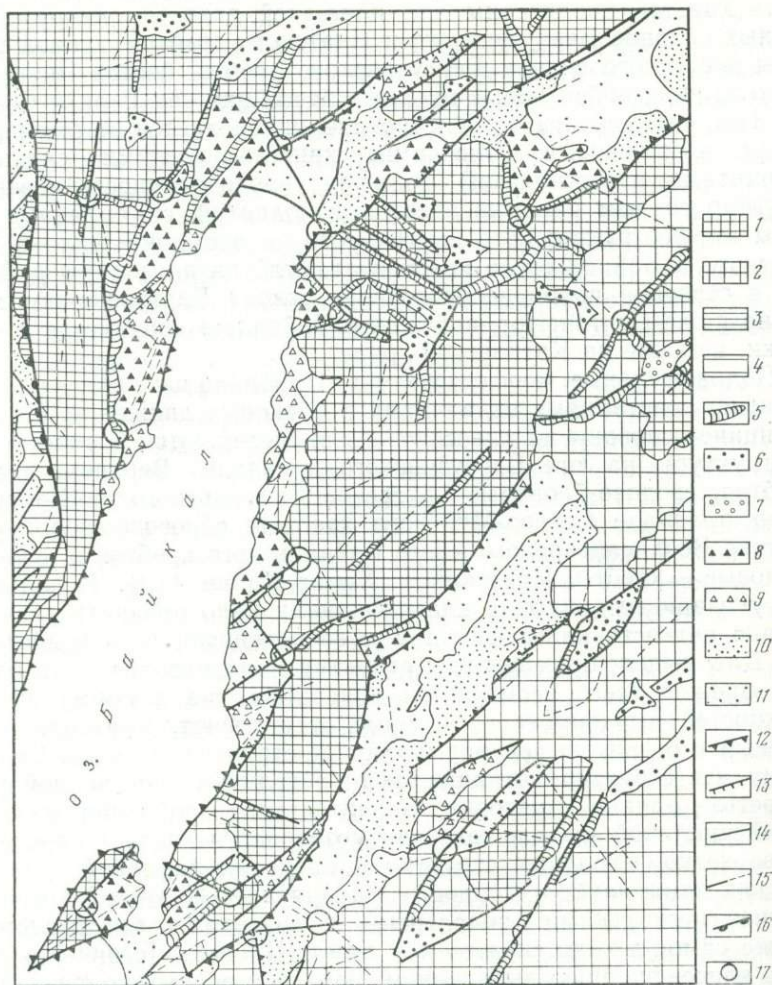


Рис. 27. Морфоструктуры Северного Прибайкалья (по материалам дешифрирования космических снимков).

Морфоструктуры дифференцированных поднятий: 1 — сводово-блоковые массивы и хребты активных поднятий, 2 — блоково-сводовые массивы и хребты умеренных поднятий, 3 — моноклиналильные хребты и косые горы умеренных поднятий, 4 — блоково-сводовые плато и брахиантклиналильные возвышенности слабых поднятий. *Морфоструктуры замедленных поднятий и последующих опусканий:* 5 — приразломные долины и линейные грабены, малые рифтовые впадины и структурные депрессии; 6 — с малыми амплитудами погружения, 7 — со значительными амплитудами погружения. Предгорные блоки-ступени и клиновидные грабены; 8 — с малыми амплитудами погружения, 9 — со значительными амплитудами погружения. Морфоструктуры дифференцированных опусканий. Складчато-блоковые структуры рифтовых впадин и Предбайкальского прогиба; 10 — относительно приподнятые — участки древней аккумуляции, 11 — опущенные — участки современной аккумуляции. *Разломы:* 12 — высокоамплитудные, контролирующие крупные рифтовые впадины; 13 — среднеамплитудные, контролирующие малые рифтовые впадины, предгорные блоки-ступени и клиновидные грабены; 14 — малоамплитудные, разделяющие блоки крупных морфоструктур; 15 — малоамплитудные внутривблоковые; 16 — разлом-флексура на границе рифтовой зоны и платформы, 17 — морфоструктурные узлы

хребтов окраинных частей рифтовой зоны с высотами до 2000—2200 м относятся к умеренным поднятиям. В строении этих структур видна преобладающая роль складчатых деформаций большого радиуса или сводовых движений, осложненных разрывными нарушениями. Поэтому их логичнее считать блоково-сводовыми.

Умеренно приподняты и моноклиналиные крылья поднятия Байкальского хребта, которые осложнены разломами и выражены в рельефе асимметричными грядами типа куэст или косых горстов. К морфоструктурам слабых поднятий отнесены отдельные периферические части хребтов в пределах рифтовой зоны и главным образом возвышенные платообразные участки Предбайкальского прогиба, имеющие слабо расчлененный эрозионно-денудационный рельеф. Высоты их не превышают 1000 м, а структурная дифференциация наименьшая. Тем не менее даже эти морфоструктуры не следует относить к сводовым, поскольку разломы также влияют на их строение.

Особую группу составляют локальные отрицательные морфоструктуры, осложняющие центральные части крупных поднятий рифтовой области и зоны перехода от положительных структур к отрицательным. На первых этапах орогенеза в условиях слабодифференцированных умеренных по размаху движений (олигоцен—ранний плиоцен) локальные структуры характеризовались в целом поднятиями, хотя возможно и относительно замедленными. Их морфологическая выраженность была слабой, границы нечеткими. Этап активного рифтообразования (поздний плиоцен—плейстоцен) характеризовался резкой активизацией движений по разломам, осложняющим региональные морфоструктуры. Особенностью тектонического развития региона явился процесс разрастания рифтовых впадин за счет поднятий и раскалывания осевых частей положительных морфоструктур на блоки. В областях сочленения хребтов и впадин на данном этапе активно шли процессы образования циркульных блоков-ступеней и клиновидных грабенов, а внутри поднятий разрастались линейные грабены, малые рифтовые впадины и структурные депрессии. В настоящее время структуры рассматриваемой группы сохраняют свою активность, тенденцию к относительному прогибанию и находятся на различных стадиях развития. Наиболее опущенные из них превращены в области аккумуляции.

Третья группа морфоструктур образует области дифференцированных стабильных опусканий в пределах рифтовых впадин и Предбайкальского прогиба. Неодинаковые масштабы прогибания предопределили морфологическую неоднородность рельефа впадины. Участки замедленного опускания оказались в настоящее время относительно приподнятыми, вышли из сферы влияния процессов аккумуляции и в ряде случаев заметно расчленены. Наиболее погруженные участки котловин характерны активными процессами современного осадконакопления, заболачивания и подтопления. Отрицательные морфоструктуры активного некомпенсированного прогибания погружены под уровнем Байкала. Границы

морфоструктур областей прогибания проведены нами по морфологическим признакам и, возможно, на ряде участков нуждаются в уточнении, поскольку экзогенные процессы рельефообразования (подгорная аккумуляция, боковая эрозия, золотое переотложение материала) приводят к некоторому пространственному несоответствию морфологических и структурных рубежей.

Важнейшие особенности геоморфологии областей поднятий Прибайкалья определяются формированием их тектонической структуры и проявлением комплекса экзогенных процессов, преобразовавших морфоструктурную основу рельефа. Придерживаясь традиционного выделения в рельефе денудационных поверхностей выравнивания, древнеледниковых альпинотипно-гольцовых гор и денудационно-эрозионных гор и холмогорий, обратим особое внимание на результаты их исследования с использованием материалов космических съемок.

Древнеледниковые альпинотипно-гольцовые горы

Высокогорный рельеф распространен в осевых, наиболее возвышенных и расчлененных частях хребтов центральных областей Байкальской рифтовой зоны. Важнейшие его особенности — максимальные для рассматриваемых территорий абсолютные и относительные высоты, резкость гребней хребтов, крутизна и обнаженность склонов, повсеместные яркие следы деятельности древних оледенений (рис. 28).

В зависимости от расчленения и развития форм ледниковой экзарации высокогорный рельеф можно подразделить на два основных подтипа — альпинотипный и гольцовый. В общем случае первый сменяется вторым при движении к периферии осевых частей хребтов, однако площадные взаимоотношения между ними достаточно сложные.

Аэровизуальные наблюдения показывают, что исходный рельеф больших площадей альпинотипно-гольцового комплекса представлял собой выровненную пологосклонную поверхность. Об этом свидетельствуют одновысотность гребней, разделяющих ледниковые цирки, срезание водоразделов выдержанными уровнями, уплотненность вершин гольцового рельефа, положение ледниковых форм на массивных «пьедесталах», имеющих трапециевидную форму.

Одновысотность ледниковых форм, их приуроченность к узкому вертикальному интервалу наблюдались в верховьях р. Кичеры, в бассейне р. Гоуджекит, в центральных частях севера Баргузинского хребта.

На участках блокового строения поднятий альпинотипный рельеф имеет определенные закономерности. В центральных частях блоков преобладают расширенные плоскодонные цирки с невысокими карлингами, чередующиеся с депрессиями и пологосклонными долинами, а по краям — преимущественно глубокие кары, резкие, с вертикальными стенками, местами как бы сжатые

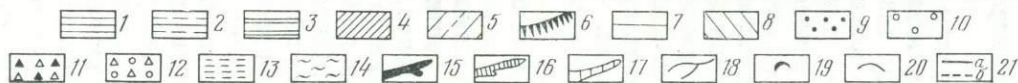


Рис. 28. Геоморфологическая схема Северного Прибайкалья. Составлена с использованием материалов космических съемок *Альпинотипно-гольцовый рельеф*. Поверхности: 1 — холмистые, осложненные карами, экзарационно-денудационные; 2 — останцово-котловинные, экзарационно-аккумулятивные; 3 — волнистые, курумово-денудационные. Крутые склоны: 4 — бороздчатые, прямолинейно-вогнутые, расчлененные, нивально-гравитационные; 5 — мягкорасчлененные, выпуклые гравитационно-курумовые; 6 — дробно и глубоко расчлененные, прямолинейные, гравитационно-дефлюкционные. *Денудационно-эрозионный рельеф*. 7 — волнистые поверхности комплексной денудации, 8 — дефлюкционные умеренно расчлененные склоны средней крутизны. *Аккумулятивный рельеф*. Поверхности аккумуляции: 9 — холмисто-западные ледниковые, 10 — плоские и волнистые водноледниковые, 11 — наклонные расчлененные пролювиальные, 12 — наклонные плоские и волнистые водноледниково-пролювиальные, 13 — плоские аллювиально-болотные, 14 — наклонные плоские озерные. *Днища долин*. 15 — расширенные ледниковые, 16 — суженные или террасированные эрозионные, 17 — слабо расчлененные эрозионные. *Формы рельефа*. 18 — гребни хребтов, 19 — ледниковые цирки, 20 — моренные валы и гряды, 21 — разломы, выраженные спрямленными формами (а — в коренных породах, б — в рыхлых отложениях)

по горизонталям (высота приближается к ширине), сменяющиеся столь же глубокими узкими трогами долин-притоков или расположенные непосредственно на склонах крупных долин.

Площади развития альпинотипного рельефа хорошо дешифрируются на космических снимках различных масштабов, поскольку отличаются своеобразным фототонном — ячеистым, местами чешуйчатым или сложнодендритовым при сочетании каров и троговых долин, а кроме того осветленным в связи с безлесностью гольцовой зоны.

Теневые эффекты оказывают большое влияние на фототон альпинотипного рельефа, так как все затененные склоны, имеющие преимущественно северо-западную экспозицию, имеют темный фототон. Строгая ориентировка затененных склонов создает ложное впечатление ориентированности большей части ледниковых форм с юго-запада на северо-восток (при положении солнца на юго-востоке). Прочие ориентировки прослеживаются менее отчетливо, и это в определенной мере искажает действительную картину планового расположения цирков и каров.

Степень заснеженности осевых частей альпинотипных хребтов, зависящая от их высот, экспозиции склонов и увлажнения, также сильно осложняет сравнительный анализ высокогорного рельефа соседних поднятий.

Несмотря на чрезвычайную сложность и дробность расчленения альпийского рельефа, видимую хаотичность расположения форм, их плановые очертания отражают основные закономерности блоковой тектоники хребтов. Примером служат система субмеридиональных разломов на севере Байкальского хребта, монолитность северной части Баргузинского хребта и центробежный рисунок его расчленения, северо-восточное простираание комплексов коренных пород на юго-восточном склоне Баргузинского хребта к северу от устья р. Гарги и менее ориентированный рисунок первых порядков гидросети южнее, в области развития гранитоидов.

Тектоническая структура поднятий проявляется не только в рисунке крупных форм рельефа, но также и в сочетании ледниковых образований — гирлянд или цепочек цирков одной ориентировки, расположенных на одной линии нескольких сквозных долин или седловин, спрямленных альпийских гребней — карлингов.

Моноклинальное залегание коренных пород приводит местами к образованию куэстового рельефа, в котором асимметрия форм создается под влиянием как эрозии, так и экзарации. На северном склоне Муяканского хребта склоны западной экспозиции всех трогов более пологие, менее скалистые и совпадают с наклоном горизонтов пород к западу. Противоположные склоны крутые, скалистые, часто почти отвесные. Аналогичная закономерность наблюдается на западном склоне Байкальского хребта в верховьях р. Левый Улькан.

Изучение закономерностей распределения ледниковых форм — их ориентировки, размеров, структурной обусловленности — следует проводить на космических снимках масштаба не менее

1 : 1 000 000. При этом необходимо, чтобы снеговой покров на хребтах либо отсутствовал, либо не был сплошным. Этого можно достигнуть при съемках в летне-осенний период, поскольку даже на весенних снимках склоны цирков и трогов имеют значительную заснеженность.

По сравнению с альпинотипным гольцовый рельеф, с одной стороны, более сложен для изучения дистанционными методами, так как его расчленение невелико и на протяжении восьми-девяти месяцев в году его площади покрыты сплошным снеговым покровом, полностью маскирующим детали морфологии. С другой стороны, несколько больший бесснежный период и почти одновременное освобождение от снега значительных площадей гольцовых междуречий (в отличие от имеющих большой высотный диапазон альпинотипных форм) облегчает их изучение.

Степень распознавания гольцового рельефа на обзорных космических снимках и его отделение от таежных склонов во многом зависят от расчленения и характера растительности. Значение ландшафтных признаков при этом часто определяющее, поскольку особенность Байкальской горной области — частая смена таежных комплексов гольцовыми при неизменном макрорельефе. В подобной обстановке различия между двумя типами рельефа заключается главным образом в характере выветривания, динамике склоновых процессов и развитии микроформ, не читающихся на обзорных космических снимках.

При значительном по густоте расчленении даже слабоврезанными верховьями долин гольцовые междуречья плохо отделяются от более изрезанных склонов, где эрозионные формы маскируются растительностью. В случае площадного развития кустарникового покрова (кедровый стланник, карликовая береза, ива) фототон междуречий имеет примерно такую же плотность, как и в верхних частях склонов, где разреженные лиственничники не дают достаточного затемнения на фотозображении. В общем случае переходы от гольцовых междуречий и склонов к таежным для Байкальской горной области постепенные, а проведение границ между этими комплексами затруднено. Информация, имеющаяся на обзорных космических снимках, в этом отношении ограничена.

Достаточно подробную многоплановую характеристику древнеледникового рельефа целесообразно проводить по космическим снимкам среднего масштаба. В первую очередь, только здесь ледниковые формы дешифрируются достаточно отчетливо для того, чтобы уверенно проводить границы между экзарационным и резкорасчлененным эрозионным рельефом, отличать кинжалообразные или округлые с выпуклыми склонами верховья эрозионных долин от седловин с вогнутыми склонами нивальных водосборов и цирков. Пользуясь этими признаками и различиями в фототоне, можно точно оконтурить территории гольцовой зоны.

Сравнение площадей альпинотипно-гольцового рельефа, полученных с использованием материалов дистанционного зондирования и материалов топографических съемок, показало, что первые

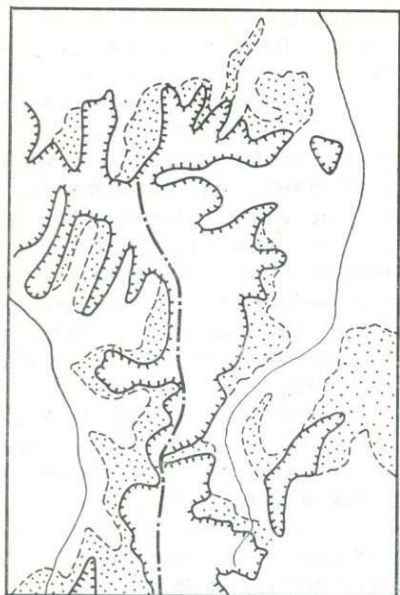


Рис. 29. Сравнительная оценка площадей альпийно-гольцового рельефа хребта Хамар-Дабан, проведенная с использованием топографических и дистанционных материалов
 1 — площади альпийно-гольцового рельефа по топографическим материалам, 2 — приращение тех же площадей при использовании дистанционных материалов, 3 — осевая часть поперечного поднятия хребта, 4 — тальвеги долин

шафтно-геоморфологических комплексов. Изученная северная часть Икатского хребта в бассейне р. Гарги представляет собой деформированную поверхность выравнивания, расчлененную вдоль долин зонами современной эрозии. Наиболее возвышенные между-речные участки поверхности выравнивания с высотами 1550—1600 м и более на картах четко оконтурены как лишенные растительности, относящиеся к гольцовой зоне. Космические же снимки лишь в одном-двух случаях дают слабое осветление фототона на максимальных отметках между-речий, которое недостаточно для проведения контуров. Более того, в ряде случаев поверхности выравнивания имеют более темный фототон по сравнению с окружающими залесенными склонами. Это привело к дополнительным наземным исследованиям по интерпретации фототона в целях геоморфологического картографирования.

Среднемасштабные космические материалы позволяют достаточно подробно анализировать строение крупных ледниковых форм — цирков и трогов. Хорошо читаются форма поперечных про-

обычно превышают вторые (рис. 29). В определенной мере это расхождение можно объяснить тем, что переходные участки редколесий на границе таежной и гольцовой зон при топографической съемке были отнесены к таежным залесенным площадям, а фототон на снимках сближает их с гольцовыми ландшафтами. Видимо, в какой-то мере повли-яли и пожары последних лет, площади которых читаются как лишенные растительности. Вместе с тем значительные расхождения в площадях являются результатом неточности топографических карт, на которых значительные территории обнаженных гребней и крутых склонов долин показаны как залесенные. Исследование осевой части Приморского хребта в бассейнах рек Анга и Сарма также показали, что гольцовые и подгольцовые площади, лишенные лесного покрова, на топографических картах сильно обобщены и искажены.

Космическая информация не во всех случаях позволяет уточнить границы гольцовых ланд-

филей трогов, степень их асимметрии, вогнутость склонов, морфология гребней (уплощенные, остроугольные, ровные или зигзагообразные в плане), наличие снеговых карнизов и нивальных ниш под гребнями. Детали строения склонов трогов и цирков дешифрируются неодинаково в зависимости от освещенности склонов. Затемненные склоны местами вообще черные, а на оптимально освещенных четко прослеживаются борозды, лога, лавиносборы. Последние наиболее отчетливы при сохранении в тальвегах снега.

При достаточно широких и уплощенных аккумулятивных днищах в цирках и трогах на снимках четко отбиваются границы склонов сноса и транзита с полосчатым рисунком фототона и поверхностей аккумуляции с мелкопятнистым фототонном, с бугристо-западниным рельефом. В случае освобождения озер цирков от льда они очень четко дешифрируются, а при сохранении льда даже без снега опознавание озер облегчается на фоне бесснежных склонов и сильно затруднено на фоне заснеженных сухих западин и депрессий моренного рельефа. На склонах трогов хорошо читаются структурные ступени и перегибы, обусловленные выходами устойчивых пород или наличием тектонических, местами сейсмогенных, трещин и рвов. Перегибы легко дешифрируются за счет изменения рисунка бороздчатого расчленения на участках склонов различной крутизны.

Среднемасштабные материалы, позволяя относительно подробно изучать ледниковый рельеф высокогорий, одновременно имеют достаточную обзорность. Они дают представление о сложнопостроенном рельефе среднегорья всего восточного Хамар-Дабана и значительной территории альпинотипного высокогорья в бассейнах рек Мишихи и Переёмной. Дешифрирование ледникового рельефа позволяет подметить региональные отличия гляциальных комплексов на юго-западном и северо-восточном склонах высокогорного массива (рис. 30). На снимках отчетливо видно, что склоны бассейна р. Мишихи, имеющие менее глубокое расчленение, изобилуют хорошо оформленными цирками с озерами в верховьях долин. Цирки переходят в короткие расширенные трогов с полями моренного рельефа на днищах. На относительно слабую расчлененность северо-восточных склонов указывает и хорошая

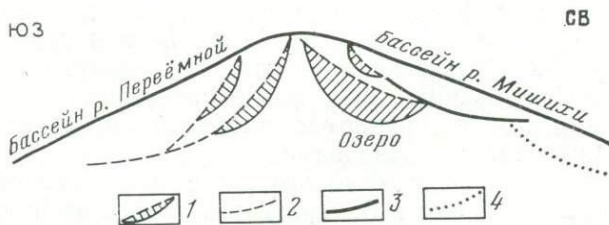


Рис. 30. Эрозионно-экзарационное расчленение склонов хребта Хамар-Дабан
1 — ледниковые цирки. Тальвеги долин: 2 — доледниковых, 3 — ледниковых, 4 — послеледниковых

сохранность фрагментов поверхности выравнивания в верховьях р. Лево́й Мишихи и ее притоков.

Юго-западный склон в бассейне р. Переёмной глубоко расчленен крупными V-образными долинами, плановое расположение которых отчетливо увязывается со структурным планом. Долины либо спрямленные, либо дугообразные. В их верховьях расположены ледниковые цирки. Однако развитие последних ослабленное по сравнению с противоположным северо-восточным склоном, а морфологическая выраженность нечеткая. Ниже цирков все долины с прямолинейными склонами, узкими тальвегами, без ясных следов преобразования ледниковой экзарацией, хотя древнее оледенение в целом охватывало верховье р. Переёмной. Озера на юго-западном склоне также распространены слабо.

Отмеченные различия в строении склонов обусловлены, по всей видимости, влиянием как структурно-орографического, так и климатического факторов. Неодинаковая раздробленность и доледниковое расчленение привели к образованию массивного восточного и расчлененного западного склона хребта. Оледенение, наложенное на эрозионный рельеф, имело большие масштабы на восточных склонах, где преобразование эрозионных доледниковых долин было активнее. Это еще больше усилило различие в морфологии склонов. Рассмотренный пример показывает, что использование аэрокосмических материалов может быть полезным при выяснении вопроса о связях ледникового рельефа с климатом, а также с неотектонической структурой территории.

Снимки более крупного масштаба отличаются главным образом тем, что позволяют дешифровать перечисленные выше детали строения гляциального рельефа в цирках и трогах значительно меньших по размерам — диаметром более 300—350 м. Это имеет значение при изучении районов локального оледенения Прибайкалья, таких как Икатский и юг Байкальского хребта, южные районы Северо-Байкальского нагорья. Перечисленные участки характеризуются развитием небольших ледниковых форм — мелких или плоских цирков, коротких трогов, крупных нивальных ниш. Сильное послеледниковое изменение этих форм (выполаживание, разрушение, задернение) требует для их изучения материалов повышенной информативности, которые позволяют распознавать обвальную-осыпную формы на склонах, лавинные конусы, солифлюкционную гофрировку пологих обнаженных склонов и их мелкое деллеобразное расчленение. Часто детали рельефа, видимые на обзорных космических снимках, столь мелкие, что не поддаются дешифрированию без предварительного увеличения. Эти же детали с более крупномасштабных космических фотоизображений снимаются довольно легко.

Проследим смену альпийотипного рельефа гольцовым и эрозионным при снижении высот Байкальского хребта на широте мыса Заворотного (рис. 31).

Можно видеть, как от центра оледенения к его окраинам типичные ледниковые цирки с озерами, аккумулятивными днищами,

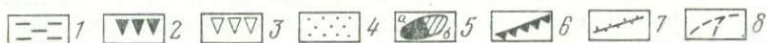
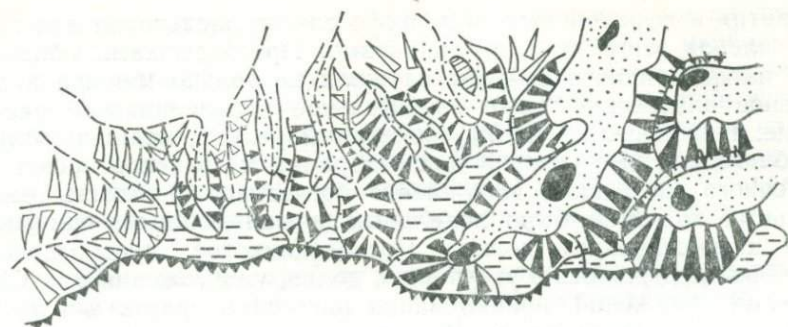


Рис. 31. Морфология водосборов осевой части Байкальского хребта (по аэро-космическим материалам)

1 — фрагменты гольцовых поверхностей выравнивания; 2 — обвално-осыпные склоны ледниковых цирков; 3 — солифлюкционные закурумленные склоны нивально-эрозионных водосборов; 4 — днища цирков, покрытые моренной; 5 — котловины моренных озер (а — сохранившихся, б — спущенных); 6 — осевая часть хребта; 7 — островеишинные гребни-карлинги; 8 — русла водотоков

выполненными моренными отложениями, с крутыми дробнорасчлененными обвално-осыпными склонами и островеишинными гребнями-карлингами сменяются вначале меньшими по размерам и глубинам цирками со спущенными озерами или без озер, со слабо оформленными днищами, менее крутыми склонами, разделенными не карлингами, а фрагментами поверхности выравнивания. Далее слабо оформленные цирки переходят в нивально-эрозионные водосборные воронки с выположенными солифлюкционными закурумленными склонами, без аккумулятивных днищ. Причины подобных различий — неодинаковое доледниковое расчленение, различное воздействие ледниковой экзарации на исходный рельеф и разная степень переработки ледниковых форм после отступления и исчезновения ледниковых покровов.

Неодинаковый фототон склонов ледниковых цирков Хамар-Дабана и Баргузинского хребта, отмеченный на детальных снимках, позволил сделать предположение о их различной обнаженности. Аэровизуальные наблюдения показали, что днища и нижние части склонов цирков Хамар-Дабана в бассейне р. Мишихи заняты альпийскими лугами, а цирки Баргузинского хребта находятся в зоне тундры, имеют обнаженные склоны. Задернение склонов цирков Хамар-Дабана — следствие большего увлажнения и меньшей суровости климата. Растительность заметно препятствует выветриванию и смещению склонового материала, ослабляет процессы денудации в гольцовой зоне.

Дистанционные методы исследования позволяют наметить морфологический ряд комплексов древнеледникового рельефа — от резкорасчлененного долинно-карвового до пенепленизированного, лишенного резких врезов и экзарационных форм. Особенности

развития и выраженность в рельефе следов оледенения для крайних членов этого ряда неодинаковые. Предпосылками образования альпинотипного рельефа служили не только мощное и длительное оледенение, но и значительное предледниковое расчленение. Наложившись на крутосклонный рельеф, ледники получили благоприятные условия для экзарации и транспортировки обломочного материала. Накопление последнего в области максимальных поднятий было локальным и маломощным, приуроченным к расширениям долин. Послеледниковое преобразование рельефа заключалось в углублении долин, уничтожении в них ледниковых отложений, пропиливания ригелей в трогах и устьевых частях ледниковых цирков. Итогом рассмотренной последовательности рельефообразования явились хорошая морфологическая выраженность экзарационных форм и ничтожное развитие аккумулятивных.

На флангах Байкальской рифтовой зоны к началу оледенения сохранились большие площади холмисто-увалистой нерасчлененной поверхности выравнивания верхнего мела — палеогена. Они охватывались относительно маломощным и кратковременным оледенением, которое при небольших уклонах рельефа было и малоактивным. Его экзарационная деятельность сводилась к сглаживанию доледниковых форм, их денудации без образования трогов и каров. Сносимый с междуречий обломочный материал откладывался в плоскодонных и пологосклонных понижениях, где наблюдается в неизменном виде до сих пор, поскольку послеледниковое расчленение было незначительным. Таким образом, в отличие от областей максимальных поднятий, следы деятельности древних оледенений в таких районах как, например, бассейн р. Витима фиксируются в депрессиях и представлены аккумулятивными формами. Моренные накопления и группы озер в котловинах и долинах бассейна Витима, дешифрируемые на космических снимках, позволяют относить к областям древних оледенений многие гольцовые возвышенности, полностью лишённые ледниковых форм.

Изучение следов древних оледенений, проведенное с использованием космических снимков, позволило восстановить следующий типологический ряд ледников, которые были характерны для Прибайкалья.

1. Полупокровные малоактивные ледники подножий хребтов.
2. Ледоемы внутренних депрессий на хребтах.
3. Крупные долинны ледники.
4. Долинно-каровые ледники.
5. Каровые ледники без языков.
6. Ледники плоских вершин.
7. Фирны и снежники.

Типам оледенения соответствует ряд древнеледниковых форм: моренные равнины, экзарационно-аккумулятивные равнины, трог основных долин и малых долин притоков, цирки, гольцовые вершины, нивальные водосборы и воронки.

В различные стадии оледенения типы ледников имели неодинаковое развитие. Ледниковые покровы занимали наибольшие площади в эпоху максимума оледенения. По мере отступления ледников их сеть разрывалась, крупные долинные ледники исчезали и относительно большее значение приобретали короткие крутопадающие ледники боковых долин. Каровое оледенение доминировало на конечных стадиях оледенения, а снежники и редкие фирны имеют значительное рельефообразующее влияние до сих пор.

Блоковое строение хребтов Прибайкалья, их массивность и слабое расчленение осевых частей обусловили сохранность среди резкорасчлененного рельефа уплощенных плато и депрессий. В северной части Баргузинского хребта и в верховьях р. Холодной депрессии имеют структурно-литологическое происхождение и резко вытянутую форму. В эпоху оледенений депрессии являлись участками активной аккумулятивно-экзарационной деятельности ледников. На их склонах образовывались многочисленные мелкие расширенные цирки или короткие троговые долины, а днища представляли собой своеобразный холмисто-западинный рельеф в коренных породах с небольшими полями маломощных ледниковых отложений. Многочисленные ванны и котловины изометричных форм глубиной до нескольких десятков метров в настоящее время заняты озерами, которые соединяются друг с другом руслами без врезов. Ступенчатые склоны, ригели и скалистые останцы дают представление обо всем многообразии «выпахивающей» и «полирующей» работы льда. Краевые части депрессий либо оборваны, либо расчленены верховьями долин и преобразуются под влиянием процессов послеледниковой стадии развития рельефа.

То обстоятельство, что экзарация в депрессиях древней поверхности выравнивания проявилась столь ярко и неравномерно, на первый взгляд кажется несколько необычным, поскольку вряд ли оно связано со сложным доледниковым рельефом. Известно, что на участках транзита в троговых долинах образуются ригели, однако их сглаженность и локальное распространение несравнимы с экзарацией высокоподнятых депрессий. По-видимому, это отчасти можно объяснить особенностями доледниковой стадии развития рельефа депрессий. При формировании поверхности выравнивания на трещиноватых или сложностроенных породах развитие коры выветривания происходит крайне неравномерно. В результате образования «карманов» сильно выветрелых пород по зонам контактов, разломов и повышенной трещиноватости формируется сложная поверхность неизменных коренных пород, неровности которой гораздо больше, чем у дневной поверхности. Ледники на плато и в плоскодонных депрессиях не обладали достаточной активностью для преобразования рельефа неизменных пород, но для сноса рыхлого покрова коры выветривания их энергия была достаточной. Моделирование поверхности выравнивания, вскрытие ее коренного рельефа и обусловили появление резких котло-

вин и останцов, а после отступления ледника — многочисленных озер.

Резкость форм на днищах древнеледниковых депрессий поддерживалась после исчезновения ледников и поддерживается в настоящее время деятельностью снежников и морозного выветривания, образованием площадок нагорных террас, мерзлотно-солифлюкционных педиментов и морозобойных ниш.

При анализе высокоподнятых областей ледниковой экзарации и локальной аккумуляции мы затрагиваем вопрос о степени дешифрируемости ледниковых озер, занимающих многочисленные замкнутые депрессии и цирках или на докольных плато. Топографические карты в пределах соответствующего масштаба помогают сразу оценить озерность этих территорий, поскольку озера даны синим цветом на белом или коричневом фоне и изображаются несколько преувеличенными. На космических снимках гольцовые зоны почти всегда в той или иной мере закрыты облаками или заснежены. Поэтому озера часто плохо дешифрируются, а мелкие и вовсе неразличимы. Наилучшей информативностью в этом отношении обладают фотоизображения второй половины лета и ранней осени, на которых отчетливо читаются темные площади достаточно крупных и глубоких ледниковых озер. Фототон мелководных озер не столь темный и менее отличим от тона задернованных понижений моренного рельефа.

Расположение ледниковых форм в верхнем поясе гор и их малая доступность затрудняют изучение плановых закономерностей строения этого рельефа традиционными наземными методами. Даже аэровизуальные наблюдения дают при этом ограниченный материал вследствие больших высот и большой сложности орографии альпийского рельефа. Отсюда вытекает первостепенное значение, а в ряде случаев незаменимость аэрокосмической информации.

Денудационно-эрозионные горы и холмогорья

Широко распространенный на склонах хребтов Прибайкалья и в Предбайкальском прогибе таежный, местами остепненный, денудационно-эрозионный рельеф в связи с большой залесенностью имеет на космических снимках наиболее темный фототон. На участках ослабленного расчленения фототон наименее дифференцированный, с плавными переходами от более темных тонов к более светлым. По мере нарастания расчленения четче проявляется дендритовый рисунок фототона, который подчеркивается различной освещенностью склонов в зависимости от их крутизны и залесенности, неравномерной освещенностью склонов разной экспозиции и светлыми тальвегами долин. Освещенность фототона наибольшая на остепненных склонах Байкальского и Баргузинского хребтов, где одновременно весьма четкая и дифференцированность фототона, из-за дробного эрозионного расчленения.

Наиболее плотный фототон изображений эрозионного рельефа дают площади распространения первичных хвойных лесов. Территории вторичного залесения, гарей и вырубок по фототону приближаются к безлесным участкам, в том числе и к аккумулятивным равнинам. В этих случаях основными признаками дешифрирования при разделении областей сноса и накопления являются расчленение рельефа, морфология долин и междуречий.

Детальность распознавания рисунка и густоты речной сети эрозионного рельефа по космическим снимкам значительно большая по сравнению с топографическими картами близких масштабов. Проведенный для Северного Прибайкалья анализ показал, что эта детальность примерно в два раза больше для постоянных водотоков. Что касается сети временных водотоков и логов, расчленяющих приразломные склоны хребтов, в частности тектонические фасы восточного склона Баргузинского хребта, то здесь относительная информативность снимков еще больше, поскольку формы временных водотоков попадают в сферу генерализации на картах среднего масштаба, а изображение их значковыми формами не всегда практикуется. В результате изменения дробности расчленения, длины водотоков и площадей элементы рельефа на космических снимках прослеживаются очень хорошо.

Информативность космических материалов при изучении склонов различной освещенности далеко не одинаковая, а наиболее крутые и высокие склоны, имеющие максимальную затененность (преимущественно северо-западной экспозиции), практически выпадают из анализа, имея черный недифференцированный фототон.

Структурность рельефа денудационно-эрозионных гор и холмогорий повышает дифференцированность фототона. Эта закономерность хорошо проявляется в Предбайкальском прогибе при движении от его центральных частей к окраинным — от бассейна Улькана к верховьям Киренги и Лены, вверх по долинам западного склона Байкальского хребта, вниз по долинам левых притоков Киренги — рек Гарбича и Береи. Наименее дифференцированный фототон наблюдается на участках распространения интрузивных пород по окраинам Верхнеангарской и Баргузинской котловин.

Сравнительный анализ различных дистанционных методов изучения эрозионного рельефа левобережья Киренги в бассейнах Береи и Окуикты показал, что каждый из них дает свою информацию о морфологии поверхности. Аэровизуальные наблюдения позволяют видеть лишь слаборасчлененный рельеф, лишенный определенных закономерностей строения. Сплошное залесение территории, сглаженность форм и недостаточная обзорность не дают представления о структурной ориентировке долин, асимметрии водоразделов, затушевывает влияние литологии и тектоники. Изучение топографических карт дает возможность наблюдать отчетливую меридиональную ориентировку долин, их коленообразные изгибы, приуроченность отрезков соседних долин к линиям одного

направления. Однако все разнообразие связей речной сети со структурой видно только на космических снимках. Фотоизображения показывают разветвленную систему эрозионных форм, подчеркивают меридиональные простирания горизонтов пород и основных разрывных нарушений. Структурные линии трассируются не только логами и долинами, но также седловинами и ложбинами междуречий, перегибами склонов, уступами в пределах поверхностей выравнивания и цепочками останцов, что не прослеживается на топографических картах. В верховьях Берей и Окукикты структурный рельеф четко ограничен серией нарушений и ближе к Хандинской депрессии сменяется слаборасчлененной денудационной поверхностью выравнивания. Пограничная зона повышенного дробления подчеркивается аномальными по глубине и резкости эрозионными врезами.

Приведенная ниже классификация типов денудационно-эрозионного рельефа в определенной мере условна, так как переходы между выделенными категориями постепенные, а критерии выделения каждого типа пока что недостаточно уточнены. В дальнейшем признаки дешифрирования целесообразно дополнить количественными показателями глубины и густоты расчленения, крутизны склонов и т. д.

На склонах Байкальского, Баргузинского, Верхнеангарского и Северо-Муйского хребтов, предопределенных крупнейшими разломами рифтовой зоны, формируется резко и глубоко расчлененный (до 500—600 м) эрозионный рельеф с преобладанием гравитационных склонов крутизной более 20°, скалистыми водоразделами и узкими, часто ущелистыми тальвегами долин (см. рис. 28). Несмотря на положение в лесной зоне, рассматриваемый рельеф довольно сильно обнажен. Причины этого — крутосклонность и остепнение в связи с положением на подветренных восточных склонах хребтов. Границы «приразломного» рельефа и его морфология определяются главным образом тектонической структурой склонов и их геологическим строением — степенью дробления пород, густотой сетки разломов и трещин, амплитудами смещения блоков и ступеней вдоль разломов, дифференцированностью движений в зонах сочленения склонов и подгорных равнин, сейсмичностью. Энергия рельефообразования тектонических склонов наиболее велика там, где поднятые крылья разломов находятся в области альпийнотипно-гольцового рельефа, а опущенные погребены в рифтовых котловинах. Разломы, пересекающие пониженные таежные части хребтов, сопровождаются зонами меньшего расчленения. Остепнение склонов не может коренным образом повлиять на их крутизну и расчленение, однако придает эрозионному рельефу характер «бэдленда», подчеркивает резкость форм, ускоряет процессы выветривания и сноса. Это наиболее ярко выражено на восточном склоне Байкальского хребта.

Западные склоны Байкальского хребта в структурном отношении представляют собой крупную моноклинали или флексуру, вздернутую к востоку и осложненную разломами. Эрозионное рас-

членение и препарировка косых горстов создали здесь своеобразный рельеф асимметричных куэст и разделяющих их продольных депрессий. Поперечные долины расчленили гряды на отдельные звенья и прорезали днища понижений, в результате чего образовался колеччатый рисунок гидросети. Структурность рельефа моноклиналных склонов проявляется очень четко — это цепочки скальных останцов на днищах продольных депрессий, ступенчатость и строгая ориентировка склонов гряд, асимметрия гребней. Экзогенные процессы в настоящее время в основном подчеркивают морфоструктуру рельефа. В частности, господство западных ветров и накопление снега на подветренных восточных склонах междуречий способствуют образованию здесь нивальных ниш, которые увеличивают структурную асимметрию водораздельных гряд. Расположенные вкрест падения горизонтов восточные склоны к тому же менее увлажнены и залесены, подвергаются активному влиянию эрозии и расчленения, что поддерживает их крутизну.

Склоны хребтов, обусловленные спокойными пликативными деформациями и лишь осложненные разломами, имеют умеренно расчлененный (100—400 м) эрозионный рельеф с преобладанием уклонов 5—15°. Его площади и разнообразие достаточно велики, однако возможно выделение нескольких разновидностей, хорошо фиксирующихся на космических снимках. Наиболее приподнятые и глубокорасчлененные участки имеют хорошо развитую сеть долин и логов постоянных и временных водотоков. Эрозионные формы обычно четко оформлены, имеют узкие днища, прямолинейные склоны, резкие бровки склонов.

Эрозионные процессы являются ведущими в развитии рассматриваемого рельефа, для которого характерна линейность как положительных, так и отрицательных форм. Основания склонов хребтов, а также изолированные возвышенности среди аккумулятивных равнин имеют ослабленное эрозионное расчленение. Формы рельефа здесь часто изометричные, сеть долин и понижений слабо оформлена. Подобные отличия обусловлены большой ролью процессов площадной денудации, главным образом дефлюкции, в преобразовании рельефа. Наконец, выделяются остепненные участки пониженных склонов хребтов, где в рельефообразовании преобладают процессы эрозии и делювиального смыва. Данная разновидность характеризуется несколько большей обнаженностью и скалистостью склонов, многочисленными сухими распадками и логами, особой мягкостью переходов от склонов к междуречьям. Аридные предгорья основания склонов широко распространены в южной части Баргузинской котловины.

ГЛАВА 7. ОБЛАСТИ НОВЕЙШИХ ОПУСКАНИЙ И КОМПЛЕКСНОЙ АККУМУЛЯЦИИ

К опускающимся территориям Байкальской горной области помимо впадины Байкала относятся суходольные рифтовые депрессии: Тункинская, Баргузинская, Усть-Баргузинская, Верхнеангар-

ская и Нижнеангарская или Кичерская котловины. Относительным прогибанием и аккумуляцией характеризуются также депрессии меньшего масштаба, такие как Среднеангарская или Светлинская, Итанцинская, Ямбуйская, а кроме того многочисленные понижения на окраинах хребтов и в пределах древних слабоизмененных поверхностей выравнивания. С развитием рельефа Байкальской рифтовой зоны тесно связано и формирование Предбайкальского прогиба, который входит в рассматриваемый район от верховьев р. Лены на юге до широты с. Казачинского на севере.

Отрицательные морфоструктуры Байкальского рифта можно отнести к областям прогибания лишь при общем районировании и сравнении их с активными поднятиями хребтов. Более детальный анализ показывает, что каждая крупная впадина имеет сложное дифференцированное блоковое строение, отдельные участки депрессий испытывают неодинаковые погружения или относительные поднятия. Совокупное влияние неравномерных движений во впадинах и денудационно-аккумулятивных процессов в системах хребет—впадина обуславливает разнообразие типов рельефа котловин и особенности их современной динамики.

На космических фотоизображениях области новейших опусканий выделяются в первую очередь относительно однородным слабодифференцированным фототонем, который приобретает контрастность главным образом на участках значительных скоплений озер в пределах озерно-болотных равнин пониженных частей Верхнеангарской, Кичерской и Баргузинской котловин. Особенность фототона аккумулятивных равнин Прибайкалья — пятнистость и расплывчатость контуров, в отличие от полосчатости и четкости контуров областей новейших поднятий. Это является отражением изометрии большей части форм рельефа в областях прогибания и активного осадконакопления, которая нарушается на шлейфах и предгорных пролювиальных равнинах или на приусловых участках высоких террас.

При изучении областей опускания аридных территорий — Тянь-Шань, Оман — было установлено, что фототон впадин светлеет по мере увеличения мощностей рыхлых отложений (Космическая фотосъемка, 1975 г.). Смысловая сторона и причины подобной закономерности не раскрываются. Можно предполагать, что большие мощности осадков обусловлены более активным прогибанием впадин, энергичным накоплением материала, а осветленный фототон — меньшей выветрелостью поверхностных отложений, слабой задернованностью и местами значительной засоленностью днщ депрессий. Может также влиять и характер расчленения, поскольку эродированные и неравномерно освещенные периферические территории впадин обычно имеют более темный фототон.

Для впадин Прибайкалья, также имеющих черты аридности, фототон зависит от степени залесения и заболоченности. Подгорные пролювиальные равнины на площадях залесения очень темные, а при остепнении максимально светлые. Аллювиальные равнины в случае залесения также имеют очень темный фототон, а

их безлесные участки значительно осветлены. Озерно-болотные равнины слабо залесены и в целом осветлены, причем по мере нарастания заболоченности фототон становится менее темным. Значительное потемнение этих равнин связано с подтоплением и заливанием в периоды паводков. Таким образом, закономерности изменения фототона впадин Прибайкалья достаточно сложны и меняются во времени. Участки наибольшего современного прогибания и заболачивания в целом светлее приподнятых бортовых залесенных участков, если пренебречь антропогенным влиянием (распашка, вырубки) и процессами сезонного подтопления. Вместе с тем суммарные мощности рыхлых отложений во впадинах являются результатом всей их геологической истории, и их распределение не обязательно должно соответствовать современным движениям земной коры.

Повышенные аккумулятивно-денудационные равнины

Среди областей новейших тектонических опусканий и комплексной аккумуляции наиболее повышенные участки занимают равнины древнего осадконакопления, которые в настоящее время прорезаны долинами и по современной динамике рельефообразования могут относиться к денудационным. Однако их расчлененность незначительная, и вдали от крупных долин развитие рельефа идет по пути дальнейшего выравнивания, перераспределения поверхностных отложений. Рыхлые накопления подобных равнин разнообразны по происхождению (ледниковые, озерно- и водноледниковые, делювиально-пролювиальные) и не выдержаны по мощности. На отдельных участках аккумулятивный покров ограничивается маломощными горизонтами склоновых или элювиально-солифлюкционных образований. Эти участки представляют собой мало измененные поверхности мел-палеогенового пенеэпена. Наибольшие площади аккумулятивно-денудационных равнин сохранились в бассейнах рек Киренги, Улькана, на междуречьях Верхней и Средней Ирели, Кунермы, Умбеллы и Окунайки в Предбайкальском прогибе. В результате позднейшего расчленения (до 50—100 м) равнины местами приобрели холмистость или грядовость, что сближает их с денудационными холмогорьями. Вместе с тем повсеместное присутствие на междуречьях рыхлых отложений плиоцена—среднего плейстоцена позволяет говорить о вторичном расчленении этих равнин древней аккумуляции.

Отличительная черта фотозображений аккумулятивно-денудационных равнин, как, впрочем, и холмогорий,—отсутствие стереозффекта из-за слабой расчлененности, малых амплитуд эрозийных врезов и небольших уклонов. Поэтому на космических снимках различия в рельефе подчеркиваются здесь преимущественно сменой растительных комплексов. Согласно проведенному анализу, осредненные пределы стереозффекта для изображений мелкого масштаба равны 200—250 м, среднего масштаба 70—100 м и сравнительно крупного масштаба — примерно 50 м. Пре-

дела стереоэффекта зависят не только от глубины, но и от резкости расчленения. Мелкие, но резкие лога и овраги с врезами до 50 м могут иметь стереоскопичное фотоизображение, а полого-склонные долины с общей глубиной в 100—150 м не всегда рельефны на космических снимках. Стереоэффект усиливается и при постепенном изменении фототона, например, при его медленном потемнении от междуречий к тальвегам долин. Резкие границы фототона даже при значительных перепадах высот менее стереоскопичны.

Монотонность поверхностей повышенных равнин, их повсеместная залесенность и однородность фототона затрудняют изучение этих категорий рельефа как традиционными, так и аэрокосмическими методами, комплексирование которых приобретает в этом случае особое значение.

Поверхности ледниковой аккумуляции

Как было показано при рассмотрении областей новейших поднятий, Байкальская горная область относится к территориям активного древнего оледенения. Площади сноса и транзита древних ледников обширны, а области накопления моренного материала в целом невелики, локальны, располагаются в зонах сочленения хребтов и впадин. Тем не менее они разнообразны по морфологии, и использование материалов космических съемок позволяет выяснить многие интересные особенности их строения.

Вопрос о количестве древних оледенений Прибайкалья в настоящее время не может считаться окончательно решенным. В. В. Ламакин (1952) и С. С. Воскресенский (1959) доказывают множественность древнеледниковых эпох, а Н. В. Думитрашко (1952) и Н. П. Ладохин (1954) считают оледенение единым, но имевшим несколько стадий развития или отступления. Вторая точка зрения по существу не нуждается в особых доказательствах, так как в большинстве крупных долин можно наблюдать несколько конечноморенных образований — от побережья Байкала или днищ котловин до ледниковых цирков. Они наглядно свидетельствуют о неравномерном сокращении ледников в условиях сложнорасчлененного ступенчатого рельефа. Доказательство же нескольких самостоятельных ледниковых эпох пока что недостаточно убедительно, так как межледниковые отложения в районе не обнаружены, и данные о полном исчезновении ледниковых покровов в плейстоцене отсутствуют. Такие аргументы в пользу двух или нескольких ледниковых эпох, как различия в литологии и возрасте морен, большая или меньшая денудированность рельефа моренных равнин, неодинаковое гипсометрическое положение следов оледенений, не могут считаться надежными, поскольку все эти особенности могут возникать во время одной длительной ледниковой эпохи, имеющей несколько динамических фаз.

Дистанционные методы исследования с использованием космических снимков дают ограниченный материал для суждения о ко-

личестве оледенений, взаимоотношениях разновозрастных генераций гляциальных комплексов. Вместе с тем они достаточно эффективны при изучении таких вопросов как механизм ледниковой экзарации и аккумуляции в различных зонах оледенений, морфология ледникового рельефа и его связь с геолого-структурными особенностями территории.

На мелкомасштабных космических снимках ледниковые равнины либо с трудом отделяются от водноледниковых и аллювиальных, либо неотличимы от них. Это зависит от того, что специфичный пятнистый фототон моренных равнин на обзорных снимках не читается. Местами можно видеть лишь наиболее крупные формы ледниковой аккумуляции — холмы, западины, конечные валы. Относительно крупномасштабные космические снимки позволяют дешифровать многие детали строения ледниковых равнин — валы боковых морен на склонах долин в пределах расширенных депрессий Предбайкальского прогиба, серии моренных валов, озерно-западинный рельеф, следы отсутствия ледниковых озер в крупных моренных котловинах. Фототон моренных равнин обычно более темный по сравнению с окружающими территориями из-за глинистости осадков, слабого дренажа депрессий, заболоченности и залесенности. Участки озерно-ледниковых отложений, имеющих песчаный состав, выделяются более светлыми пятнами на фоне холмисто-моренного рельефа. Следует подчеркнуть, что признаки дешифрирования ледниковых отложений отчетливы только при их достаточной мощности и ослабевают на участках неглубокого залегания коренных пород.

В результате комплексных дистанционных исследований выяснено, что существует несколько морфологических разновидностей моренных равнин. На днищах локальных депрессий и широких троговых долин в пределах поднятий накопление ледниковых отложений было небольшим в связи с преобладанием их транзита. После отступления ледников депрессии были выполнены главным образом донной мореной, которая распределена равномерно и образует волнистые аккумулятивные равнины. Холмы, западины и валы для подобных равнин не характерны. Плоские моренные равнины отдешифрированы на космических снимках в продольной депрессии Горемыко-Тыйского плато и в трогах долин рек Светлой, Томпуды, Шегнанды, Курумкина, Шаманки, Улюгны в Баргузинском хребте.

На участках сочленения альпийских хребтов и котловин ледники небольших крутопадающих долин при выходе в депрессию образовали наклонные моренные равнины типа «шлейфов» и «конусов». Их рельеф чрезвычайно неровный, образован беспорядочным нагромождением крупноглыбового материала, который ступенями спускается к равнине. Моренные конусы или амфитеатры четко прослеживаются в устьях горных долин восточного склона Баргузинского хребта, а кроме того встречаются у подножия хребтов Байкальского, Верхнеангарского и Северо-Муйского.

В пределы Предбайкальского прогиба и котловин выходили главным образом ледники наиболее крупных долин влажных западных склонов Байкальского и Баргузинского хребтов. В большинстве случаев расширенные участки подобных долин совпадают с участками активного новейшего прогибания — клиновидными грабенами или грабен-синклиналями. Благодаря приуроченности окончаний ледников к отрицательным структурам, накопление моренного материала имело место на очень низких гипсометрических уровнях в условиях незначительных уклонов. Сформированные в результате мощной аккумуляции конечно-моренные равнины в послеледниковое время не претерпели существенного преобразования и четко дешифрируются на космических снимках. Крупные поля холмисто-западного рельефа с многочисленными озерами наблюдаются в низовьях Окунайки, Кунермы, Нижней и Верхней Ирели на западном склоне Байкальского хребта. Известны они и в Чарской котловине при выходе из гор долин Среднего Саукана, Икабья и Икабьёкана. В отличие от них, области древнеледниковой аккумуляции на восточном побережье Байкала (устье долин Фролихи, Томпуды, Шегнанды, Большой и Сосновки) имеют весьма сглаженные поверхности и почти полностью лишены озер. Даже крупные моренные валы дешифрируются с трудом. Указанные различия требуют объяснения, учитывая близкие структурно-морфологические условия ледниковой аккумуляции. В этой связи обратим внимание на сведения о сохранности холмисто-западного моренного рельефа на подводном склоне Северного Байкала против устьев рек Фролихи, Томпуды и ряда других долин. Ледниковые отложения прослеживаются до глубин в несколько сотен метров, что указывает на положение окончаний древних ледников подножий и участков максимальной разгрузки обломочного материала. Вышележащие отрезки долин, которые в настоящее время являются приустьевыми, были областями транзита материала и отложения главным образом донной морены и водноледниковых осадков. Лишь в процессе отступления ледников здесь могли формироваться отдельные стадийные моренные валы и ступени боковых морен, которые в настоящее время служат важным доказательством выхода ледников к Байкалу.

Относительно сглаженный рельеф без озер имеют моренные равнины в низовьях Умбелла, Ярал, Средняя и Маркина Ирель у подножия Байкальского хребта. Долины этих рек не приурочены к тектоническим депрессиям Предбайкальского прогиба, являются главным образом эрозионными, имеют большие уклоны.

Отмеченные морфологические различия конечно-моренных равнин объясняются тем, что в зависимости от размеров и энергии ледников области их конечной аккумуляции располагались на разных морфоструктурах (поднимающиеся блоки и депрессии, зоны сочленения с разнонаправленными движениями, активно прогибающиеся впадины). Тектоническая обстановка большей частью предопределила особенности накопления материала, рельеф равнин и условия их позднейшего развития. Наибольшей выразитель-

ности моренный рельеф достигал там, где активная аккумуляция компенсировалась прогибаниями.

Выделяются четыре основные разновидности ледниковых равнин: а) на донной морене в областях поднятий (имеют уплощенный рельеф на маломощных отложениях с близким залеганием коренных пород); б) на донной морене в областях опусканий (имеют плоский рельеф на отложениях значительной мощности с погруженным коренным основанием); в) на конечной морене в областях поднятий или дифференцированных движений (слабо заозерены, имеют значительные уклоны, часто ступенчатые); г) на конечной морене в областях активных опусканий (максимально заозерены и заболочены, имеют незначительные уклоны).

Поверхности перигляциальной аккумуляции

Во время древнего оледенения, главным образом на стадиях его сокращения, днища трогов, низовья долин и практически все крупные депрессии Прибайкалья были областями мощного накопления осадков перигляциального комплекса [27]. Источники поступления материала и условия его отложения были неодинаковыми. Помимо этого последующие изменения характера осадконакопления и рельефообразования на перигляциальных равнинах также были различными. В настоящее время среди них выделяется несколько разновидностей аккумулятивных поверхностей.

При рассмотрении механизма аккумуляции приледниковых областей нами были сформулированы основные признаки отложений, которые следует называть «водноледниковыми» [40]. Было показано, что подобные отложения могут существовать в долинах водотоков, ледниковые паводки которых выше снеговых или дождевых. В древнеледниковые эпохи области господства ледникового питания в общем балансе стока рек были гораздо больше, и повидимому, распространялись до границ горных районов и охватывали межгорные депрессии. Сейчас трудно восстановить гидрографы рек Прибайкалья для ледникового периода, но можно предполагать, что для таких водотоков как Кунерма, Верхняя и Средняя Ирель, Тья, Кичера, Верхняя Ангара, Баргузин, Томпуда и т. д. роль ледникового стока в общих расходах была очень велика. Этот вывод основывается на том, что более половины всей площади Прибайкалья были охвачены оледенением (без учета территории Байкала), в то время как неледниковые площади из-за небольших высот и относительно слабого увлажнения давали сравнительно малые объемы стока.

На окраинах межгорных понижений в местах выхода на равнины долин малых неледниковых рек происходило накопление небольших объемов перигляциального аллювия, который по строению был очень близок к водноледниковым осадкам. Помимо этого общие условия отложения тех и других в областях активного прогибания еще больше сближали констративные толщи речных

осадков. В центральных частях впадин одновременно с блуждающими водотоками существовали временные озерно-болотные бассейны, осадки которых сложно перемежаются с речными.

Роль ледникового стока как основного источника поступления обломочного материала в приледниковые депрессии была значительной. Поэтому при региональном анализе перигляциальные отложения эпохи максимального развития оледенения в крупных долинах и котловинах можно считать преимущественно водноледниковыми. Именно эти отложения слагают верхние части разрез впадин и определяют особенности рельефа повышенных уровней в котловинах.

Слабо измененные водноледниковые равнины отдешифрированы на космических снимках в низовьях Кунермы, Средней и Маркиной Ирели в пределах Байкальского хребта, на междуречье Кичеры и Верхней Ангары и в низовьях Акуликина и Акули в Кичерской впадине, на северо-востоке Верхнеангарской котловины, а также на небольших площадях по берегам Байкала. В зависимости от близости к горам размеров водотоков и общего наклона фототон поверхностей меняется от темного однородного до осветленного полосчатого, обусловленного ветвлением приледниковых водотоков.

«Струйчатый» рисунок фототона отчетливо наблюдался лишь в бассейнах Средней и Маркиной Ирели. В отдельных местах ступени рельефа или аномалии фототона указывали на разрывные нарушения, «просвечивающие» сквозь толщи рыхлых отложений значительной мощности. Плоский рельеф слабо измененных водноледниковых равнин связан с их причленением к ледникам подножий и с малыми уклонами доледникового рельефа. Их хорошая сохранность объясняется как первичной уплощенностью, так и сплошным залесением и заболачиванием при достаточном увлажнении и затруднении стока поверхностных вод.

В центральных частях крупных глубоких котловин Байкальской рифтовой зоны — Тункинской, Баргузинской, Верхнеангарской, Муйской и Чарской — широко развиты повышенные аккумулятивные уровни, сложенные перевейными с поверхности песчаными отложениями. Общими предпосылками перевевания были легкий механический состав толщ и относительная сухость климата окружающих горами перигляциальных котловин. Дополнительными факторами дефляции являлись пожары, а в историческое время — хозяйственная деятельность человека.

Роль ветрового переотложения в строении верхних частей разрез песчаных толщ очень велика. Ввиду того что западные и юго-западные склоны Икатского хребта на большом протяжении облекаются песчаным материалом, перевевание скорее всего было связано с ветрами юго-западных румбов. Такая же ориентировка характерна для древнеэоловых форм и для современных дефляционных западин на поверхностях куйтунов Баргузинской котловины.

О сложной истории преобразования рельефа водноледниковых равнин свидетельствует и вторичное их расчленение. Аэровизуальные наблюдения показали, что в северо-восточной части песчаного массива Бадар в Тункинской котловине и на приречных участках древнего уровня в Муйской котловине наблюдается сеть ложбин и балок, наложенная на эоловый бугристо-западинный рельеф. По-видимому, закрепление песков и образование дерново-мохового покрова способствовало усилению поверхностного стока и образованию эрозионных форм. В целом на древних песчаных уровнях можно наблюдать следующие комплексы форм: первичные водноледниковые, вторичные эоловые и вторичные эрозионные.

На космических снимках водноледниково-эоловые равнины имеют светло-серый фототон слабополосчатой или тонкоячеистой структуры. Последняя — следствие деятельности эоловых процессов, наличия многочисленных гряд и холмов (более светлых), а также западин (темных). Несмотря на закрепление и даже залесение, древний эоловый рельеф отчетливо дешифрируется. Участки современного развевания в виде овальных или сильно вытянутых котловин и сопряженных с ними эоловых бугров или грядкосичек выделяются почти белым фототоном. Как видно на снимках, большая часть очагов перевевания расположена на окраинах песчаных массивов, вблизи бровок уступов или склонов долин. В определенной мере это результат навевания песчаного материала из склоновых обнажений и образования присклоновых дюн. В настоящее время значительные площади равнин в Тункинской и Баргузинской котловинах распаханы, что привело к общему осветлению фототона.

Современное перевевание водноледниковых отложений безусловно стимулируется антропогенным влиянием. Этому способствует также климатическая обстановка. Очаги развевания наблюдаются на современных формах рельефа — озерных барах, в устьях рек, на пойменных террасах, косах и отмелях среди русел.

Сочленение древних песчаных уровней с более молодыми неодинаковое, что хорошо видно на примере Баргузинской котловины. С севера на юг по течению Баргузина эрозионные уступы песчаного уровня постоянно нарастают, достигают 60—70 м в устье р. Аргоды, а далее снижаются и южнее устья р. Ины погружаются под отложения аллювиально-болотной равнины. Наибольшие высоты уровня совпадают с периклинальным окончанием Аргодинского отрога, который вдается в Баргузинскую котловину и образует структурную перемычку коренного ложа по линии Аргодинский отрог — Улюнский отрог. Не исключено влияние и второй диагональной перемычки, идущей от междуречья Гарги и Хахарая на юго-запад к Шаманскому отрогу. Таким образом, весьма вероятно тектоническая причина региональных изменений гипсометрии водноледниковой равнины. Формы рельефа, связанные с эоловой переработкой аккумулятивной поверхности, наложены на крупные структурные неровности и осложняют их.

Интересен вопрос о происхождении протяженных уступов древних песчаных массивов, обращенных к руслам Баргузина и его левых притоков — Гарги, Аргоды, Улан-Бурги. Только глубинной эрозией рек объяснить их трудно, так как, например, русло Баргузина на больших участках активно меандрирует или дробится на рукава, лишено террас и имеет все признаки аккумулярующего. Видимо, неровности дна котловины предопределены дифференцированными тектоническими движениями. Баргузин следовал по оси наибольшего прогибания, активно блуждал и подрабатывал перегибы древнего уровня на участках их наибольшей крутизны. Там же, где погружение водноледниковой толщи под современные отложения было постепенным, эрозионные уступы не образовались. В отличие от продольной долины Баргузина, поперечные русла Гарги, Аргоды и Улан-Бурги врезались по мере снижения основного базиса эрозии. Долины этих рек относительно узкие, а склоны созданы главным образом глубинной эрозией.

К водноледниково-пролювиальным равнинам следует относить наклонные подгорные шлейфы у подножия Байкальского, Баргузинского, Верхнеангарского и Северо-Муйского хребтов. В эпоху оледенения, когда окончания ледников выходили в котловины, конусы выноса подгорных равнин формировались только из водноледниковых отложений и сопрягались с конечными моренами. В послеледниковый период ослабленное поступление обломочного материала из областей поднятий и врез в моренные равнины должны были бы привести к повсеместному расчленению конусов. Однако этому препятствовали сокращение водности водотоков, прогибание подгорных равнин и выполаживание конусов, а также загромождение русел мощными селевыми выбросами. Ярко выраженный паводково-селевой режим водотоков обусловил перекрытые водноледниковых толщ осадками временных водотоков, превращение равнин в слаборасчлененные пролювиальные.

За исключением отдельных участков, в Баргузинской котловине подгорные шлейфы Байкальской рифтовой зоны залесены и имеют темный фототон. На космических снимках обычно более четко прослеживается тыловой шов равнины, сочленяющийся с осветленными склонами хребтов. Однако при расчленении тыловых частей шлейфа эта граница может быть и нечеткой. В этих случаях она примерно проводится по вершинам конусов выноса, которые отличаются обнаженными руслами водотоков. Если русла селевые, их белый фототон особенно заметен на темном фоне равнины. Безлесные площади пролювиальных шлейфов и прилежащие к ним оголенные коренные склоны трудно различимы на снимках, особенно если их расчленение примерно одинаковое. Нижняя граница подгорных равнин хорошо видна при сочленении шлейфов с озерно-болотными уровнями и на участках подработки конусов руслами. Такое положение чаще имеет место в низовых подтопленных частях котловин. При постепенной смене конусов террасами или древнеэоловыми поверхностями границы распычатые.

Укрупненный масштаб космических снимков позволяет отличать такие детали рельефа шлейфов, как участки выдвигания на равнины моренных валов и амфитеатров, а также выходы коренных пород — те и другие имеют осветленный пятнистый фототон. Отсутствие стереоэффекта затрудняет подразделение подгорных равнин по степени расчленения. Однако при резких изменениях этого показателя фототон меняется. Примером служит шлейф западного побережья Байкала у м. Саган-Морян, где влияние коренных пород с развитием останцовых сопок и западин дает аномалии фототона.

Как уже отмечалось при рассмотрении областей поднятий, морфология и развитие подгорных шлейфов отражают характер сочленения хребтов и рифтовых котловин, который определяет крупность и объемы поступающего материала. Всюду, где днища котловин сопряжены с альпинотипно-гольцовыми склонами, подгорные шлейфы имеют достаточную ширину. У подножия среднегорных массивов, пониженных блоков-ступеней, отчлененных кулис шлейфы очень узкие или вообще отсутствуют.

У подножий Приморского и Байкальского хребтов условия для образования подгорных равнин весьма неблагоприятны, поскольку их склоны резко опускаются под уровень Байкала. Однако шлейфы отсутствуют только вдоль склонов Приморского хребта, где высоты немного превышают 1000 м. На побережье Малого Моря высоты хребта более 1500 м, и его склоны уже окаймлены узкой полосой пролювиальной равнины. Наибольшей ширины шлейфы достигают севернее, под склонами с высотами до 2000 м и более (м. Саган-Морян, бухта Солонцовая).

В северо-западной части Верхнеангарской котловины подгорная равнина примыкает к единому крутому склону хребта и достигает значительной ширины. Восточнее долины р. Иномакиткан котловина и периклиналь хребта разделены пониженным блоком, который наполовину погребен под чехлом рыхлых отложений и ослабляет снос материала с хребта. Следствием является резкое сочленение денудационного низкорного рельефа с озерно-аллювиальной равниной, признаки подтопления склонов. Основная зависимость заключается в том, что близость высоких хребтов увеличивает как объемы сноса материала, так и его крупность, мощность водотоков определяет небольшие уклоны шлейфов и их значительную ширину. Дополнительный фактор усиленного наращивания шлейфов — древнее оледенение, благодаря которому к подножию хребтов доставлялись большие объемы грубообломочного материала, а расходы и транспортирующая способность водотоков на подгорных равнинах становились особенно значительными.

До сих пор недостаточно изучен вопрос о влиянии рельефа коренного основания депрессий на строение водноледниково-пролювиальных равнин. По-видимому, это влияние значительно на западных берегах Байкала, поскольку среди пролювиальных шлейфов обнаружены выходы коренных пород — мысы Саган-Морян,

Коврижка, Котельниковский и др. Подгорная равнина Баргузинской котловины в районе Курумкана совпадает со ступенью фундамента и имеет очень малые мощности осадков (Ю. А. Зорин, 1977 г.). Наши исследования показали, что рельеф дна и сочленения с хребтами Верхнеангарской впадины, фиксируемый на космических снимках, отражает структуру впадины. По данным геофизики, амплитуды смещения по Верхнеангарскому разлому уменьшаются к северо-востоку с 3500 до 2000 м. В этом же направлении увеличивается плавность сопряжения хребта и впадины, что отчетливо видно на космическом снимке. Максимальное прогибание в юго-западной части впадины отражается обширной зоной заболачивания и подтопления, сопряженной с подгорной равниной. Северо-восточная периферия впадины характеризуется полосой низкогорного рельефа, который постепенно погружается под осадочный чехол. Днище впадины здесь слабо заболочено и даже несколько расчленено. Сочленение впадины с Северо-Муйским хребтом более резкое, чем с Верхнеангарским. Здесь почти на всем протяжении озерно-аллювиальная равнина смыкается с узким подгорным шлейфом. Относительно слабое расчленение склонов хребта и крутизна «фаса» свидетельствуют о молодости этого борта впадины. Это, а также активное стягивание окраины впадины в прогибание объясняют узость подгорного шлейфа в бассейнах рек Секели, Гонкули и Янчуя. Резкость перехода от впадины к хребту подтверждается и данными геофизики; на всем протяжении юго-восточного склона амплитуда смещения по разлому равна 2500 м. Как геофизика, так и данные космических съемок согласно указывают на отсутствие резкой асимметрии Верхнеангарской впадины, которая столь характерна для Кичерской и Баргузинской котловин.

Пролувиальные равнины Прибайкалья формируются в обстановке прогибания окраин впадин. Поэтому вызывают интерес немногочисленные примеры расчленения их низовых частей, как это наблюдается в юго-западной части Верхнеангарской котловины западнее выхода из гор р. Катеры. Пока что трудно сказать, какова причина этого явления: стягивание ли в поднятие Северо-Муйского хребта или снижение базиса эрозии в результате активного современного прогибания прилежащих участков котловины? Учитывая расчленение нижних частей шлейфов, естественнее связывать его с стягиванием подгорной равнины в опускания, а не в поднятие.

Подтопление пролувиальных равнин уровнями озерно-болотной аккумуляции представляет собой важную особенность их современной динамики и является ярким показателем активного опускания рифтовых котловин. Следы подтопления наблюдаются в Баргузинской котловине на конусе р. Шаманки у с. Заимка, на конусе р. Курумкан, у селений Ягдаг, Улунхан, Алла, Улюн. Озерный рельеф в зонах пролувиальной аккумуляции Чарской, Муйской, Верхнеангарской и Кичерской впадин также указывает на активное молодое прогибание, которое не компенсируется осад-

конакоплением. Участки подтопления характеризуются своеобразным сочетанием волнистого рельефа конусов и западных озерно-болотных ландшафтов, группами отмерших деревьев среди болот.

Прилежащие к склонам хребтов участки подгорных шлейфов отличаются не только большими уклонами, но и повышенным расчленением. Аккумуляция здесь осуществляется не крупными водотоками, имеющими истоки в центральной части хребта, а временными склоновыми, которые даже в эпоху оледенения большей частью не имели постоянного стока и выносили на равнину пролювиально-селевые отложения. Большие уклоны и близость к коренным склонам определяют присутствие здесь и склоновых фаций, главным образом солифлюкционных. При анализе достаточно информативных материалов дистанционного зондирования наблюдается чередование солифлюкционно-пролювиальных шлейфов с долинами более крупных водотоков. Последние имеют области аккумуляции ближе к центру котловины, их профили ниже, а тальвеги на 10—20 м ниже. Создается кажущееся впечатление последующего «расчленения» шлейфов.

Помимо крупных котловин, солифлюкционно-пролювиальные шлейфы имеют широкое распространение в многочисленных небольших депрессиях рассматриваемого района. Ввиду того что подобные депрессии обычно дренируются небольшими водотоками, ведущая роль в их выполнении осадками принадлежит солифлюкционным и пролювиальным фациям. К наиболее крупным котловинам подобного типа относятся Онгурено-Кочериковская в Приольхонье, Езовский грабен Баргузинского хребта, Гаргинская депрессия Икатского хребта, долины рек Ковыли и Амахан в верховьях р. Баргузина и т. д.

Выделенные нами солифлюкционно-пролювиальные поверхности аккумуляции близки к равнинам на мерзотно-солифлюкционных отложениях (В. Н. Олюнина, 1955 г.). Вместе с тем мы считаем, что отнесение к подобному типу равнин Нижнебаргузинской и центральных частей Верхнеангарской котловины неправомерно ввиду удаления этих территорий от зон активного перемещения склоновых отложений.

В итоге рассмотрения рельефообразования в пределах подгорных аккумулятивных равнин Прибайкалья среди них можно выделить следующие основные типы: 1) водноледниковые слабо измененные; 2) водноледниковые, измененные процессами перевевания и локального расчленения; 3) водноледниково-пролювиальные слабо наклонные и нерасчлененные, 4) солифлюкционно-пролювиальные наклонные, расчлененные на окраинах крупных котловин и нерасчлененные в малых депрессиях.

Аллювиально-болотные равнины

Наиболее пониженные и активно опускающиеся центральные части Баргузинской, Верхнеангарской и Кичерской котловин, а также устья многих впадающих в Байкал крупных рек представ-

ляют собой сильно заболоченные низменные равнины, где сложно взаимодействуют процессы аллювиального и болотного осадконакопления. Относительная роль того или другого процесса зависит от уклонов и превышения уровня аккумуляции над урезом озера или замыкающим низовым створом реки. Это в свою очередь определяется скоростью погружения и темпами осадконакопления, зависящими от размеров дренирующего водотока.

На космических снимках всех масштабов аллювиально-болотные равнины четко выделяются специфичным «кружевным» фототонном, обусловленным сложным переплетением протоков, стариц, озер, болот и массивов низкой поймы среди них. Окраинные территории равнин характеризуются также останцами древних уровней перегляциальной аккумуляции. Плотность фототона обычно не столь велика, как на окружающих залесенных поверхностях, но больше чем на безлесных незаболоченных равнинах. Зоны современного подтопления в зависимости от времени года меняют фототон от черного до темно-серого, редко заливаемые уровни серые или светло-серые, их фототон однороднее и менее изменчив в течение года.

Космические снимки мелких масштабов позволяют распознавать лишь наиболее крупные протоки и озера. Укрупненные материалы дают возможность выделять различные по высотам и степени заливаемости участки поймы — чем ниже, тем плотнее фототон участков заболачивания и светлее изображения прирусловых валов, отмелей и островов. Кроме того можно анализировать изменения морфологии русел и динамику развития процессов боковой эрозии и аккумуляции.

Признаки дешифрирования позволяют выделить среди аллювиально-болотных равнин две разновидности: относительно повышенные преимущественно аллювиальные и относительно пониженные преимущественно болотные.

Первые больше распространены в верховых частях котловин, на их окраинах, в пределах малых межгорных депрессий. Главная особенность их рельефообразования — активное меандрирование русел. Изучение меандров Баргузина и Верхней Ангары в верхних частях котловин, а также рек Аргоды, Гарги, Катеры, Тампуды и Большой показало, что рассматриваемые русла находятся в состоянии, близком к равновесному. Поэтому можно говорить о примерной компенсации прогибания этих участков осадконакоплением или об их стабильном тектоническом состоянии. В пределах преимущественно болотных равнин зоны активных боковых миграций русел и преобладания аллювиальных процессов занимают меньшие площади, а большие охватываются лишь сезонными паводками и характеризуются затрудненным стоком и повсеместным заболачиванием. Переходы между отмеченными разновидностями обычно резкие и связаны с исчезновением активных протоков.

По мере движения к участкам максимального опускания меняется и морфология русел. На подгорных равнинах русла имеют

значительные уклоны, спрямлены и характеризуются различными степенями ветвления в зависимости от соотношений объемов твердого и жидкого стока. При уменьшении уклонов русла переходят в меандрирующие, причем длина участков меандрирования и полнота развития меандров также обусловлены рядом факторов — уклоны, расходы, крупность и объем транспортируемого материала. Наконец, в областях наименьших уклонов, отсутствия врезов русел и истощения потоков взвешенных наносов сохраняются либо мелкие неактивные меандры, либо неправильные угловатые излучины среди озер и болот. Подобные изменения наблюдаются в руслах Верхней Ангары, Баргузина, Аргода, Турки (рис. 32).

Материалы дистанционного зондирования позволяют детально изучать низменные равнины Баргузинской котловины, которые начинаются при выходе из гор р. Баргузина и уже здесь обнаруживают признаки значительного прогибания. Так, на междуречье Баргузина и Чильчигира, где вынос материала и осадконакопление ослаблены, заболачивание и подтопление соседствуют непосредственно с коренными склонами. Вместе с тем в северной части котловины преобладают аллювиальные участки равнины, что, по-видимому, связано с мощным поступлением наносов из долин Баргузина, Улюгны, Джирги и других рек. На участке с. Алла — с. Курумкан низменная равнина совпадает с долиной Баргузина, которая имеет ширину до 5 км и ограничена четкими ус-

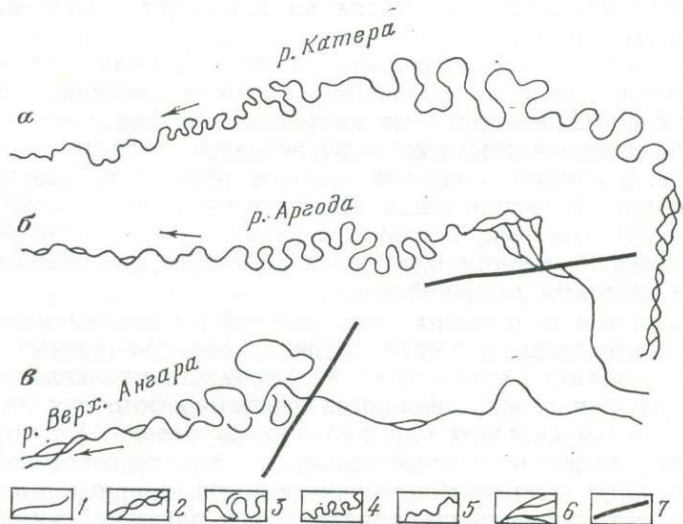


Рис. 32. Типы русел рифтовых котловин Прибайкалья: а — Верхнеангарской, б — Баргузинской, в — Кичерской

1 — спрямленные неразветвленные, 2 — спрямленные дробящиеся, 3 — с крупными правильными меандрами, 4 — с мелкими правильными меандрами, 5 — с неправильными угловатыми излучинами, 6 — ветвящиеся во внутренних дельтах, 7 — разломы

тупами. На активное меандрирование указывают хорошо дешифрируемые обнаженные прирусловые отмели, выделяющиеся светло-серым фототонем среди задернованных и заросших кустарником площадей поймы. Выше устья р. Гарги вновь появляются признаки подтопления, наложения вееров блуждания Баргузина на древний золотый рельеф. Эти признаки становятся более отчетливыми ниже Курумкана, где площадь равнины расширяется, берега излучин становятся заросшими, на границе с древнеаккумулятивными уровнями появляются зоны заболачивания или засоления. На участке от устья р. Аргоды до с. Хилгана долина Баргузина сужена и для нее характерно активное меандрирование русла. В южной части котловины аллювиально-болотная равнина достигает своего максимального развития. Основные площади заняты здесь топяными и сплавинными болотами, среди которых слабо ветвятся протоки Баргузина и едва возвышаются пойменные участки. Слабое развитие прирусловых валов и вееров блуждания свидетельствует о подавлении аллювиального процесса болотным. В районе Большого Алгинского озера низменная равнина вплотную подходит к склонам Икатского хребта и характеризуется значительным засолением. На наш взгляд, солевая аномалия контролируется структурными условиями. На космических снимках здесь отдешифрированы разломы, пересекающие склоны Икатского хребта и прослеживающиеся на юго-запад под рыхлыми отложениями. На пересечении этих разломов с резкой флексурой борта котловины, видимо, образовалась зона повышенного дробления пород и выхода на поверхность глубинных минерализованных вод.

Участки активного прогибания днища Баргузинской котловины, совпадающие с аллювиально-болотными равнинами, в целом подтверждаются материалами геофизики. Вместе с тем наиболее северный геофизический максимум несколько больше геоморфологического, а южный, напротив, меньше области заболачивания и подтопления. Вероятно, здесь наблюдается пример влияния ортографического фактора, который частично нейтрализует роль тектоники в верхней части впадины и действует в одном направлении с движениями в нижней части.

Выделенные в пределах Баргузинской котловины участки активного погружения и распространения озерно-болотных равнин [28] не находят отражения на космических снимках (см. рис. 24, а). В пределах низменных равнин по фототону трудно выделить участки больших или меньших опусканий. Возможно, основанием для разграничения равнин послужили сведения о мощностях рыхлых отложений или данные геофизики, которые не всегда отражают современную направленность движений земной коры. Не совсем логичным выглядит и отнесение участков активного прогибания к озерно-болотным равнинам среди озерно-аллювиальных. Несмотря на положение в центральных частях депрессий, участки, прилегающие к руслам, отличаются преобладанием аллювиальной аккумуляции. Заболачивание и подтопление господ-

ствуют на окраинах низменных равнин, где скорости опускания могут быть несколько меньшими. Примеры озерно-болотного осадконакопления можно наблюдать в низовьях рек Уро, Суво, Улан-Бурга, Жаргаланты, а также вдоль западных границ древнего аккумулятивного уровня выше устья р. Аргоды, т. е. далеко от центральных частей аллювиально-болотных равнин.

Верхнеангарская котловина имеет те же закономерности изменения рельефа низменных равнин — смену аллювиальных поверхностей болотными при движении вниз по течению Верхней Ангары и Катеры, ослабление боковых смещений русел и нарастание роли пойменных процессов в осадконакоплении (см. рис. 24, б). В юго-западной части котловины признаки современного прогибания выражаются в превышении русел над поймами, подтоплении устьев горных падей, в соседстве горных отрогов и коренных останцов с грядово-мочажинными болотами. Интересна и зона активного прогибания вдоль склонов Северо-Муйского хребта, прослеживаемая до низовьев р. Янчуй. Озерно-болотные комплексы в низовьях рек Секели и Гонкули примыкают к крутым присклоновым шлейфам хребта, как бы обрывая их. При выходе на равнину русла рек делают резкие изгибы и следуют вдоль склонов хребта по оси прогиба. В связи с этим сошлемся на материалы М. Д. Демьяновича и др. (1969 г.), согласно которым в Чарской котловине наиболее активно развиваются депрессии у подножия Удокана. Оформившиеся в позднем плейстоцене и голоцене, эти впадины фиксируют зоны современной разрядки напряжений земной коры. Если учесть, что подобные явления нами отмечены в Баргузинской котловине (участок сочленения с Икатским хребтом в районе оз. Большое Алтинское), напрашивается вывод о позднейшей активизации процесса рифтообразования у юго-восточных бортов котловин на значительной части Байкальской рифтовой зоны. Усиление роли разломов на «пологих» бортах рифтовых впадин представляет большой интерес. Это явление заслуживает детального изучения еще и потому, что его рельефообразующая роль пока не очень велика. Экзогенные процессы не успели замаскировать тектонические формы, как это имеет место на противоположных, северо-западных, бортах впадины. Результаты тектонической дифференциации пока что можно наблюдать «в чистом виде», что важно для решения многих вопросов неотектоники, динамической геоморфологии и сейсмогеологии.

В сложной тектонической обстановке происходит развитие аллювиально-болотных равнин Северо-Байкальской, или Кичерской впадины. Согласно материалам геологических съемок, впадина асимметрична, с опущенным северо-западным крылом и участком наибольшего прогибания в долине Кичеры при ее выходе в котловину. Вдоль юго-восточного борта фундамент залегает неглубоко и местами выходит на поверхность. Дешифрирование космических снимков позволяет говорить и о поперечном перекосе впадины. Ее северо-восточная часть, ограниченная с запада разломом меридионального простиранья, относительно приподнята и

занята мало измененными водноледниковыми равнинами. Западнее разлома последние постепенно сменяются низменными аллювиальными равнинами, т. е. областями миграции русел Верхней Ангары и Кичеры. Аллювиальные равнины центральной части депрессии на юго-западе граничат с зоной современного опускания и подтопления Байкала. Основная причина подтопления — подъем уровня озера после перекрытия р. Ангары в створе Иркутской ГЭС. Вместе с тем граница зоны подтопления хорошо совмещается с разломом северо-западного простираения, идущим от устья р. Холодной к северо-восточному углу Байкала. Четкий треугольный контур площади подтопления указывает на его предопределенность блоковой тектоникой. Таким образом, Северо-Байкальская впадина в структурном отношении может рассматриваться как своеобразный «веер», состоящий из трех клиновидных блоков. Каждый блок, помимо погружения к северо-западу (продольная асимметрия впадины), имеет перекосяк к юго-западу (поперечная асимметрия). Современное строение впадины показывает, что максимум прогибания приходится на ее юго-западную часть.

Основные тектонические линеаменты Северо-Байкальской впадины четко прослеживаются не только на снимках, но и при аэровизуальных наблюдениях. Водноледниковые равнины отделяются от аллювиальных сплошной залесенностью. Последние хорошо отличимы от зоны подтопления, где среди воды разбросаны лишь отдельные островки «суши» или сплавинных болот.

Крупным ареалом развития аллювиально-болотных равнин Прибайкалья за пределами рифтовой области является Хандинская депрессия на левобережье Киренги. Информативные фотонизображения показывают, что топографические карты дают не совсем точное представление о характере перехода залесенных склонов депрессии в ее безлесное заболоченное днища (рис. 33). На космических снимках видно, что лишь в немногих местах эти границы четкие, а в большинстве случаев расплывчатые. Многие безлесные на карте площади имеют фототон залесенных территорий. На снимке хорошо видны и многочисленные залесенные «острова» среди заболоченных равнин. Расчленение пологих склонов депрессии на карте не отражено. Материалы дешифрирования выявляют здесь большое количество безрусельных ложбин-делей, рисунок которых придает фототону своеобразную полосчатость.

Космические методы изучения аккумулятивных равнин Прибайкалья позволяют уточнить тектоническое строение впадин и определить тенденции их современного развития. Это имеет и практическое значение, из-за интенсивного освоения впадин человеком.

Сочетание различных методов исследований наиболее плодотворно при изучении освоенных и легко доступных террасированных аллювиальных поверхностей. В то же время сильно обводненные озерно-болотные равнины часто доступны лишь для дистанционного обследования.

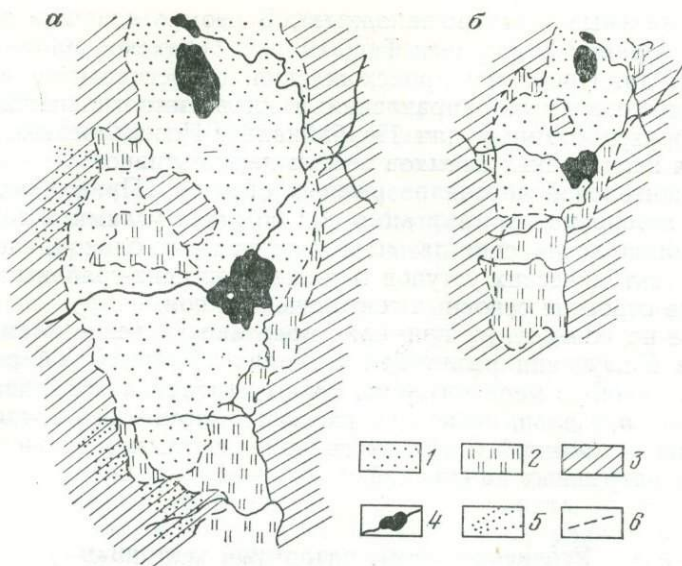


Рис. 33. Ландшафтно-геоморфологические схемы депрессий по дистанционным (а) и топографическим (б) материалам

Участки депрессий: 1 — практически безлесные, сильно заболоченные; 2 — слабо залесенные и менее заболоченные; 3 — залесенные, слабо заболоченные; 4 — русла и озера; 5 — безрусловые ложбины (делли); 6 — границы ландшафтно-геоморфологических комплексов

ГЛАВА 8. РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА И ЕЕ РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ

Байкальская рифтовая зона — одна из наиболее сложных и интересных областей Северной Евразии по густоте, активности разломов, их выраженности в рельефе и степени дешифрируемости на космических снимках. Крупные рифтогенные разломы, такие как Обручевский, Приморский, Баргузинский, прослеживаются на самых мелкомасштабных космических фотоизображениях. Снимки позволяют значительно дополнить и уточнить любую из имеющихся на этот район геологическую или тектоническую карту.

Значение разломной тектоники в структуре Прибайкалья трудно переоценить, но все же в большинстве случаев разломы сложно сочетаются со складчатыми деформациями. Для всей Байкальской рифтовой зоны нельзя делать вывод о дискордантности рифта по отношению к древним структурам [8] или об унаследованности [18]. В разных частях рифтовой зоны пространственные соотношения разновозрастных структур различны — от полного совпадения в ориентировках до значительных углов пересечения.

Для тектоники Прибайкалья характерно развитие двух основных систем разломов: продольной по отношению к рифтовым структурам (субширотные и северо-восточные) и поперечной (суб-

меридиональные и северо-западные). В этом отношении рассматриваемый район аналогичен Тянь-Шаню, Туранской плите, Забайкалью и др. Проблемы происхождения, относительного возраста разломов различных направлений и их взаимоотношений — одни из малоразработанных для Прибайкалья. Использование для их решения космических снимков весьма перспективно.

Отличительной чертой разрывных структур Прибайкалья служит их ветвление, или виргация под острыми углами. Следствием этого являются широкое развитие клиновидных блоков, частые переходы тектонических уступов в узкие депрессии-грабены, кулисообразное строение основных тектонических зон.

Ниже на конкретных примерах показано значение космических методов в изучении разломной тектоники Байкальской рифтовой зоны. В какой-то мере материал главы перекликается с изложением других разделов, поскольку рассмотрение любого вопроса неотектоники и геоморфологии этого района так или иначе требует анализа разрывных нарушений.

Уточнение схемы разломной тектоники Байкальской рифтовой зоны по материалам космических съемок

Уточнения и дополнения существующих схем разломов центральной части Байкальской рифтовой зоны могут быть различными в зависимости от масштаба и типов используемых космических снимков, детальности их обработки, поставленных задач. Остановимся на наиболее важных и достоверных, с нашей точки зрения, моментах.

Главный Саянский разлом четко и непрерывно прослеживается на космических снимках от Байкала примерно до верховьев р. Онота. Западнее он дешифрируется хуже. В бассейне р. Китоя разлом помимо уступов подчеркивается резкими изгибами речных русел. Это обстоятельство свидетельствует об активном прогибании опущенного приразломного крыла и о заложении долин в линейных депрессиях — прогибах. По мере движения к востоку приразломный уступ снижается, и в районе петли р. Иркута разлом трассируется крупными линейными депрессиями. Здесь его амплитуды невелики, а выраженность в рельефе обуславливается в значительной мере избирательной денудацией. Наименее четко Саянский разлом дешифрируется вблизи Байкала.

В области низкогорного рельефа к северу от Саянского разлома на снимках прослеживается несколько структурных линейаментов северо-восточного и субмеридионального простираний. Все они отсутствуют на геологических картах.

В пределах Тункинской котловины дешифрируются три разлома север-северо-западного направления, отсутствующие на картах, хотя в литературе указывалось на их существование. Один из этих разломов ограничивает с востока массив Бадар, второй проходит

через с. Аршан и третий обрамляет впадину с востока. Все эти структуры пересекают Тункинский разлом и продолжают в Тункинских гольцах.

Крупная и сложнопостроенная меридиональная структурная зона рассекает Хамар-Дабан в бассейнах рек Зун-Мурин и Цакарка. Она читается по спрямленным участкам долин и седловинам на междуречьях. В северной части зона распадается на две-три ветви, а в среднем течении р. Зун-Мурин пересечена несколькими широтными разломами. Последние, в отличие от меридиональной зоны, нанесены на карты.

Вблизи западного окончания петли Иркутта Саянский разлом пересекается с меридиональным, который продолжается на юг до осевой части Хамар-Дабана, а на север примерно на 25 км. Разлом ограничивает с востока Торскую котловину.

Сложное поднятие хребта Хамар-Дабан между долинами рек Зун-Мурин на западе и Снежная на востоке разбито многочисленными разломами субширотного и субмеридионального направлений. Интересно, что первые имеются на картах, а вторые полностью отсутствуют. Один из меридиональных разломов от верховьев р. Хара-Мурин прослежен до Слюдянки и с перерывами далее на север через долину р. Иркутта до долины р. Оды у с. Савватеевка. Выраженность этого разлома на космических снимках не очень четкая, но он интересен тем, что ограничивает с запада подводную часть котловины оз. Байкал. Наиболее крупный разлом Хамар-Дабана совпадает с долиной р. Снежной. Он прекрасно выражен в рельефе, особенно в низовьях, где эрозионное расчленение максимальное. На геологических же картах разлом трассируется только в верховьях и по правому притоку р. Снежной.

Не менее четко дешифрируется и разлом северо-западного направления — продолжения Саянского разлома. Он идет вдоль берега, пересекает долину р. Снежной и протягивается почти до долины р. Темник. Прерывистое фотоизображение этого разлома объясняется тем, что он сечет наиболее крупные долины Хамар-Дабана и трассируется их притоками. Интересно, что и этот разлом показан на карте только в приосевой наименее расчлененной части хребта на правобережье р. Светлой.

На участке Слюдянка—Танхой береговая линия Байкала имеет пилообразную форму. Выступы берега образованы крупными участками пролювиально-делювиальных равнин в устьях рек Утулик, Хара-Мурин и Снежной. Вместе с тем очертания берега в определенной мере контролируются складками основания и сеткой разломов северо-западного и северо-восточного направлений, подходящих к Байкалу под разными углами. В частности, тектоника влияет на простираание береговой линии в районе Байкальска и около устья р. Снежной. По отношению к тектонической структуре рассматриваемый берег (так же, как и на участке Маритуй—Голоустное) можно считать диагональным. Продольные берега на участках Танхой—Бабушкин и Голоустное—Бугульдейка значительно более выровненные в плане.

Система разломов восточного Хамар-Дабана также образована зонами двух направлений: северо-восточного и северо-западного, или субмеридионального. Дробность блоков повышенная в бассейнах рек Переёмной и Мишихи, где большая часть отдешифрованных разломов северо-восточного направления не показана на картах. На междуречье Темника и Удинги ориентировка долин подчеркивает густую сеть мелких разломов и трещин северо-западного направления. Два коротких меридиональных разлома сходятся у Байкала и контролируют очертания берегов залива Посольский Сор. Таким образом, положение опустившегося блока-залива, вероятно, предопределено пересечением береговой линии озера с одной из крупных тектонических зон Прибайкалья.

Спряmlенность долины р. Ангары от истоков до Иркутска указывает на возможную связь ее с крупным поперечным разломом Байкальского рифта, который глубоко вдается в пределы Иркутского амфитеатра. На космическом снимке хорошо видны структурные различия участков по обе стороны от разлома. Сеть параллельных логов и падей северо-восточного направления на правом берегу Ангары обусловлена простираем коренных пород и согласными с ним разломами. Кроме нескольких уже известных разломов, находящихся вблизи Байкала, нами отдешифрованы разломы в бассейне р. Ушаковки, часть которых перебрасываются на правый берег реки. Притоки Ангары на левом берегу образуют ветвящуюся систему, лишенную ориентировки. Разломы правобережья лишь в редких случаях прослеживаются на противоположном берегу. Геологическое строение блоков, разделяемых долиной Ангары, примерно одинаковое. Поэтому различия в типах расчленения может указывать на то, что каждый блок развивался по-своему на протяжении новейшего этапа, испытывая различные деформации, напряжения, дробление и расчленение.

Большая часть разломов Приморского хребта строго наследует простираения складчатых комплексов протерозоя и кембрия и нанесена на карты. Известны также и основные поперечные разломы этой части горного обрамления Байкала. Дешифрирование космических снимков позволило лишь уточнить отдельные детали тектоники этого района. Помимо вновь нанесенных нескольких продольных разломов, проведены поперечные структурные линии вдоль левого притока р. Голоустной, вдоль правого притока р. Бугульдейки, продолжение на северо-запад Сарминского разлома, структурный линеамент вдоль долины р. Левая Иликта. Дешифрирование показало также, что южная часть Приморского хребта отличается резким продольным расчленением, а северная, отделенная от Байкала опущенным блоком Приольхонья, более массивная. Граница между этими частями совпадает с поперечным разломом в устье р. Бугульдейки.

Использование материалов дистанционного зондирования (рис. 34) позволило дополнить схемы разломной тектоники Приольхонья [31, 32, 34]. Разлом вдоль долины р. Бугульдейки про-

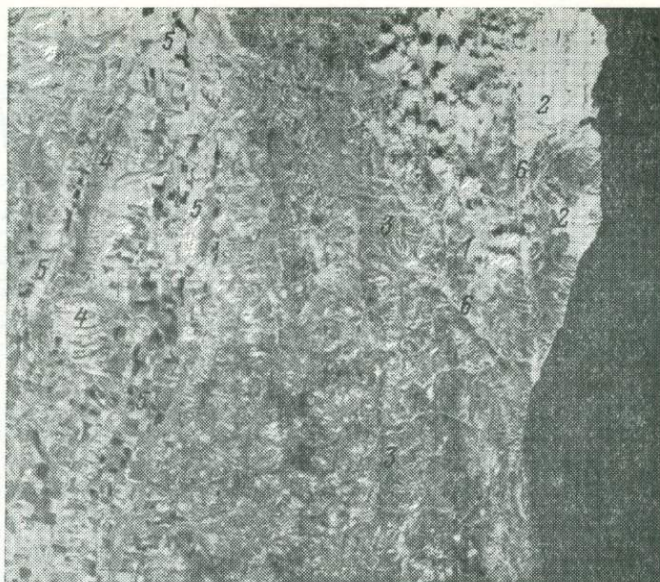


Рис. 34. Космический снимок территории горной части Предбайкалья, полученный с ПКК «Союза-22»

1 — денудационная поверхность осевой части хребта, 2 — останцово-грядовый рельеф опущенного блока хребта, 3 — моноклиальный склон хребта, расчлененный ортогональной системой долин, 4 — структурные возвышенности предгорного прогиба с густым овражно-балочным расчленением, 5 — аллювиально-пролювиальные равнины в пределах котловин, 6 — разломы, выраженные в рельефе

слежен дальше по течению реки. Выяснено, что в устьевой части река отклоняется на 1—1,5 км к востоку от разлома, который выражен в рельефе сквозной седловиной. В 2—3 км западнее долины р. Бугульдейки фиксируется параллельный ей разлом, прерывисто трассируемый спрямленными участками небольших долин и также обрывающийся в Байкал (рис. 35).

В осевой части Приморского хребта в бассейнах рек Бугульдейки, Анги и Сармы отдешифровано несколько структурных линеаментов, согласных с общим направлением складчатости пород фундамента. Это преимущественно линии литологических контактов, однако прослеживание линеаментов в пределах полей интрузий говорит в пользу тектонического происхождения некоторых из них.

Густая сеть поперечных северо-западных разломов на Приморском хребте вблизи Обручевского сброса, нанесенная на схеме А. А. Ромазиной [34], по данным аэрокосмического дешифрирования почти не прослеживается. Многие разломы показаны как активизированные в эоплейстоцене, что еще больше не увязывается с их слабой дешифрируемостью.

На западных склонах Приморского хребта морфоструктура рельефа формируется в условиях моноклиального залегания по-

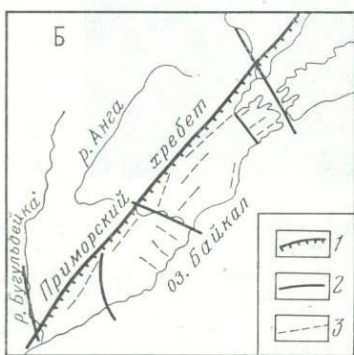
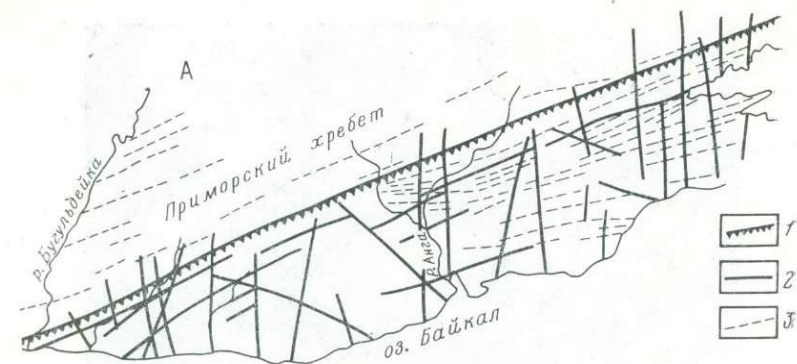


Рис. 35. Разломная тектоника Приольхонья

А — по материалам автора (результаты дешифрирования космических снимков). 1 — сброс, выраженный в рельефе уступом; 2 — разломы опущенного блока Приольхонья, маркируемые спрямленными долинами и ложбинами; 3 — линейные гребни и уступы, маркирующие литологические контакты.

Б — по С. П. Плешанову и А. А. Ромазиной (1975 г.). Разломы: 1 — разделяющие блоки первого порядка, 2 — разделяющие блоки второго порядка, 3 — осложняющие блоки второго порядка

род с общим падением на запад и частой сменой разноустойчивых горизонтов. Падения особенно значительны в верховьях рек Анги и Бугульдейки, где рифтовая зона ограничена крутой флексурой пород верхнего протерозоя. При активной рельефообразующей роли литологического фактора трассирование разрывных нарушений по рисунку гидросети затруднено. Прямолинейные участки долин в равной степени могут наследовать активные и пассивные структурные линии. Вместе с тем многочисленные спрямленные долины, секущие литологические границы, свидетельствуют о большом влиянии разломов на заложение долин. Наиболее дискуссионным, пожалуй, является вопрос о существовании крупного разлома в зоне флексуры на границе рифтовой зоны, где морфологическая выраженность крутопадающих литологических контактов и разрывных нарушений примерно одинаковая.

Опущенный по Обручевскому сбросу тектонический блок Приольхонья разбит густой сетью разломов и трещин. Это главным образом поперечные к рифту разломы северо-западного простирания, секущие сложную складчатую структуру блока. Лишь некоторые из этих разломов пересекают Обручевский сброс и продолжают на его поднятом крыле до оси хребта. В целом же

рассматриваемая система блоковой тектоники автономна и отражает специфику данной морфоструктуры. Не столь многочисленны разломы рифтового направления в ряде случаев проведены предположительно, так как они трудно отличимы от литогенных линейаментов. Лишь на правом берегу р. Анги, где разломы секут складки под острыми углами, интерпретация линейных структур более надежная.

Гривисто-ложбинный рельеф Приольхонского плато в равной степени отражает влияние тектонического и литологического факторов. Если первый определяет в основном морфологию поперечных форм и приразломной части плато, то второй обуславливает ориентировку многочисленных продольных гряд и ложбин. При этом влияние обоих факторов связано с избирательной денудацией.

Совокупным влиянием разнонаправленных разломов объясняются коленчатый рисунок гидросети и угловатость контура берегов Байкала. Береговая линия также предопределена ветвью Обручевского сброса, однако процессы абразии и отседания сильно изменили ее первоначальные очертания, и спрямленные участки берега встречаются здесь редко.

Разлом по долине р. Анги, известный геологам, на космических снимках определенно не прослеживается. Дешифрирование показывает, что в низовьях река использует отдельные участки разломов, секущих долину. В целом же долина Анги наследует здесь зону контакта гранитной интрузии и комплекса метоморфических пород.

Сложно сочетается с блоковой тектоникой и поперечная долина р. Сармы. На ее правом берегу дешифрируются отдельные трещины, на продолжении которых к северо-западу располагаются строго ориентированные долины противоположного склона Приморского хребта. Похоже, что долина Сармы смещена по отношению к одноименной структурной зоне.

Материалы дешифрирования часто не дают ответ на вопросы о времени активизации разломов и степени их унаследованности. С этой точки зрения дополнять существующие схемы трудно. Вместе с тем у авторов схем нет достаточно надежных критериев для подобной классификации разломов Приольхонья. Особенно неясны признаки омоложения многочисленных безамплитудных разломов.

Сложная боковая тектоника Приморского и Байкальского хребтов от Приольхонья до м. Котельниковского хорошо читается на снимках различного масштаба. Четко выделяются участки берегов Байкала, контролируемые рифтогенными разломами, сейсмические блоки оседания вблизи устьев ручьев Рита и Шартла, трещины на контакте коренных склонов и пролювиальных шлейфов. Космические снимки впервые позволили проследить ряд разломов в рыхлых отложениях в устьях рек Хайрем, Рита, Солнце-Падь, Заворотная, вблизи мысов Саган-Морян, Малый Солонцовый. Дополнительные сведения получены о поперечных разло-

мах, которые отмечены в бассейнах Глубокой, Солнце-Пади, Большой и Малой Лены.

Рассмотрим тектоническое строение бассейнов рек Турки и низовьев Баргузина, площадь которых обеспечена детальными геологическими картами (рис. 36). Как можно видеть, известные геологам разломы составляют меньшую часть отдешифрированных структурных линеаментов. Многие из закартированных разломов не дешифрируются, представляя собой пассивные в новейшее время образования. Крупные рифтогенные разломы — уступы, сильно измененные процессами абразии или эрозии (Баргузинский и Катковский), потеряли свою линейность и четкость на снимках.

Разломы северо-западного направления показаны на картах лишь на Катковской гриве, где они слабо дешифрируются. Основная часть поперечных разрывных нарушений, нанесенная по снимкам, на картах отсутствует. В рельефе они выражены главным образом спрямленными участками долин и седловинами на между-



Рис. 36. Разломы бассейнов рек Баргузина и Турки

Разломы, показанные на геологических картах: 1 — дешифрируемые на космических снимках; 2 — не дешифрируемые; 3 — слабо дешифрируемые в связи с активной эрозией и абразией; 4 — разломы, отсутствующие на геологических картах и нанесенные по материалам дешифрирования; 5 — области аккумуляции

речьях. Наиболее интересны, на наш взгляд, разломы северо-восточной оконечности Катковской гряды, крупные разломы в низовьях Баргузина, по долине Большого Чивыркуя и на п-ове Святой Нос.

Схема разломов Баргузинского района показывает, что на этом участке рифтовой зоны происходит смена направления разломов, своеобразный поворот всей системы нарушений. Если в бассейне р. Турки продольные разломы имеют северо-восточное направление, то на Икатском хребте их ориентировка чаще приближается к субмеридиональной. Соответственно, направление поперечных разломов к северу меняется с северо-западного на субширотное. Этим изменениям соответствует и изгиб северной части Байкала, что позволяет говорить об унаследованности рифта от древней тектонической структуры.

В пределах западного склона Баргузинского хребта от широты п-ова Святой Нос до оз. Фролиха выраженность разломов в рельефе уменьшается при движении от Байкала к осевой части хребта. В связи с этим анализ космических снимков позволил уточнить схему разломной тектоники главным образом на участках побережья и предгорных возвышенностей.

Разлом, контролирующий берег Байкала севернее п-ова Святой Нос, прослежен по снимкам под чехлом рыхлых отложений примерно до слияния русел рек Сосновки и Будармы. Впервые намечен и разлом северо-восточного направления на левобережье р. Туркулик, дешифрируемый во всех ярусах рельефа хребта от гольцов до аккумулятивной равнины. На междуречье Курумкана и Большой прослежен крупный структурный линеймент северо-западного направления протяженностью до 30 км. По материалам дешифрирования отрог Баргузинского хребта между долинами рек Кабанья и Езовка может рассматриваться как горст, обрамленный с двух сторон тектоническими уступами. Уточнены разломы в низовьях рек Урбукан и Иринда. Разлом в устье р. Томпуды по геологической карте тянется к северу в 2—3 км от берега, а на снимке он обрывается в озеро около устья р. Сев. Амнундакан.

Диагональные сбросы западного склона Баргузинского хребта и треугольные блоки оседания или защербы подробно описаны В. В. Ламакиным [20]. Судя по его схеме, все разломы обращены на юг и юго-запад, а все прогибы и горсты являются односторонними. Отдешифрированные нами разломы Большереченский, в низовьях р. Кабанья, в районе оз. Фролиха имеют опущенные северо-западные крылья. Таким образом, структура береговой зоны здесь более сложная, характеризуется развитием линейных блоков, с двух сторон обрамленных разломами, а также угловатых клиновидных грабенов на участках пересечения разнонаправленных разломов.

Западный склон Баргузинского хребта — яркий пример разрастания Байкальской впадины к востоку и распада, дробления массивного сводово-блокового поднятия. Большая часть разломов

уменьшает свои амплитуды при удалении от озера, т. е. омоложению подверглись их прибрежные участки. Несмотря на то что и в центральных частях хребта разломы маркируются долинами, прямых доказательств их активности в период рифтообразования нет.

Дистанционный анализ района оз. Фролиха на северо-западе Баргузинского хребта позволил уточнить тектонику котловины озера и получить дополнительные обоснования закономерностей батиметрии этого бассейна, которая детально рассмотрена в работе А. А. Рагозина (1972 г.). На космических снимках отчетливо видно, что спрямленность берегов озера и торцовые окончания его правой и левой ветвей (устья рек Правой илевой Фролихи) обусловлены разломами северо-восточного и северо-западного направлений. В совокупности оба направления образуют сетку разломов, своего рода канву, контролирующую плановые очертания озера (рис. 37). Кроме того можно предполагать, что структурный план находит отражение в распределении глубин озерного бассейна. Разломы, пересекающие впадины, совпадают с поперечными поднятиями — перемычками на его дне. Перемычки имеют сложное строение (судя по изобатам) и, видимо, связаны с моренными накоплениями. Вместе с тем совпадение их с разломами позволяет предполагать, что предпосылкой для образования перемычек послужили дифференцированные движения дна. С подвижками были связаны структурные уступы, которые впоследствии могли превратиться сначала в ригели ложа ледников, а позже — при отступании ледников и преобладании аккумуляции — в гряды моренного рельефа.

На тектоническую предопределенность торцовых окончаний озерных депрессий помимо данных космических съемок и спрямленных очертаний торцов указывают и резкие перепады глубин. В случае подтопления полого поднимающихся дна ледниковых долин берега в вершинах заливов не были бы столь приглубыми. Сейчас же на торцах промерами обнаружены подводные склоны-уступы крутизной 15—20°, резко опускающиеся на 50—70 м и переходящие в плоские днища центральных частей впадин. Столь резкие перепады трудно объяснить влиянием неровностей моренного рельефа. Смещение же уступов вниз по долинам относительно разломов

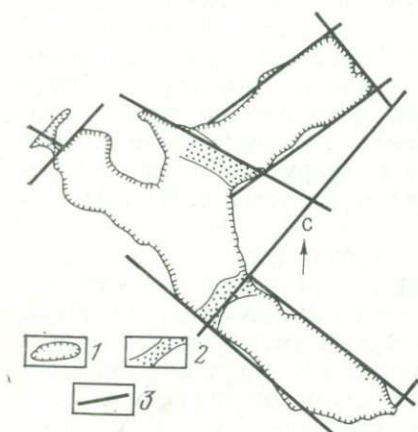


Рис. 37. Разломная тектоника озера Фролиха

1 — контур озера; 2 — поперечные перемычки на дне озера, разделяющие его левую, правую и центральную части (по данным детальных промеров); 3 — разломы, отдешифрированные на аэрокосмических снимках

можно объяснить аккумуляцией и некоторым выдвиганием дельтовых участков рек Левой и Правой Фролихи.

Судя по морфологии дельт на концах озера и по рельефу долин, направленность развития обеих котловин озера примерно одинаковая. На наш взгляд, нет оснований рассматривать впадину Правой Фролихи зоной современного опускания, а впадину Левой Фролихи поднимающейся, как это считается по данным геологосъемочных работ.

Озеро Фролиха, также как озеро Ничатка в хребте Кодар или Телецкое озеро на северо-восточном Алтае,— сложные тектонические опускания, моделированные эрозией и экзарационно-аккумулятивной деятельностью ледников. Лишь совместное влияние этих факторов приводит к образованию столь замечательных форм рельефа.

На севере Баргузинского хребта по материалам геологических съемок нанесено несколько разломов северо-западного направления. К этим разломам приурочены спрямленные участки долин рек Верхней и Нижней Акули и Акуликана. Приразломное положение этих долин доказывается особенностями их морфологии, несмотря на активное преобразование эрозионно-тектонических форм ледниковой экзарацией. К сожалению, на карте поперечные структурные зоны не протягиваются на юго-восток до долины р. Светлой, что хорошо видно на снимках. Помимо этого дешифрирование показало наличие северо-западных линеаментов на междуречье Светлой и Томпуды. На левобережье р. Светлой в бассейнах ее притоков Илокалуя и Богодикты нанесено несколько не известных до сих пор разломов северо-восточного направления, которые контролируют общую ориентировку гидросети.

Выделенные на геоморфологической карте севера Баргузинского хребта склоны, предопределенные разломами, указывают на большую роль нарушений земной коры в строении рельефа, однако, судя по геологической карте, на участках таких склонов далеко не везде прослежены геологически доказанные разломы. Это противоречие во многих случаях может быть устранено с помощью материалов дистанционного зондирования. Так прямолинейность и слабое расчленение склонов долины Светлой ниже устья р. Илокалуя свидетельствуют о их приразломном положении. В то же время обусловленность тектоникой склонов Баргузинского хребта, обрывающихся к дельте р. Светлой, не подтверждается материалами дешифрирования.

При изучении дистанционными методами северной части Байкальского хребта было обращено внимание на ее сочленение с Предбайкальским прогибом. Как показано выше, ряд признаков (зона передовых гряд-куэст, расширенные долины рек при выходе из гор, продольные денудационно-тектонические понижения) говорит в пользу существования здесь не разлома, а резкой флексуры, которая на отдельных участках возможно осложнена нарушениями. Так или иначе, но западный склон хребта — это тектоническая форма рельефа, и называть его «денудационно-тектони-

ческим уступом» не следует (А. А. Кульчицкий, 1973 г.). Денудация здесь стремится сгладить резкость форм, но ни в коей мере не является фактором образования уступа.

Продольные разломы, рассекающие центральную часть Байкальского хребта и определяющие направления крупных речных долин, закартированы к северу от верховьев р. Слюдянки. По космическим снимкам они могут быть продолжены значительно южнее — до верховьев р. Верхней Ирели.

Хорошо дешифрируемая ромбическая система долин притоков на левобережье р. Кунермы и на правобережье р. Гоуджекит указывает на густую сеть трещин, предопределившую заложение гидросети. Севернее сквозной поперечной долины Кунерма — перевал Даван—Гоуджекит подобное дробление не наблюдается; расчленение здесь не столь значительное. По-видимому, тектонический режим крупных блоков хребта, разделяемых поперечной долиной, неодинаковый, что служит дополнительным основанием для увязки поперечной долины с тектоническим нарушением.

Опущенная ступень Байкальского хребта в бассейнах рек Горемыки, Рели, Тыи и Нюрундукана ограничена с запада и востока сложными зонами разломов, состоящими из ряда кулис. Приразломная зона у подножия хребта на всем протяжении подчеркивается грабенами. Возможно, что их происхождение в определенной мере связано с силами растяжения и смещением в восточном направлении Горемыко-Тыйского плато. По данным дешифрирования, западный разлом пересекает долину р. Куркулы и выходит к Байкалу в 15 км к юго-западу от устья этой реки. Приразломное положение берега Байкала хорошо читается по снимкам между м. Котельниковский и устьем р. Горемыки, к югу от устья р. Слюдянки и между дельтой р. Тыи и Нижнеангарском. Кроме того отчетливо виден разлом по правому борту долины р. Слюдянки, который выходит к Байкалу и контролирует участок берега. Редкие разломы, отдешифрированные в центральных частях плато, большей частью не связаны со структурой хребта, автономны.

Новейшая структура Горемыко-Тыйского плато наложена на дорифтовый структурный план, который в разной степени омоложен и различен в южной и северной частях плато. Если южная часть имеет меридиональную ориентировку структур, то севернее долины р. Горемыки сеть разломов перекрестная с преобладанием северо-восточного направления. Субмеридиональные трещины определяют направление долины р. Тыи, а северо-восточные — долин рек Слюдянки, Горемыки и Нюрундукана. Помимо этого мелкие притоки долин Тыи и Нюрундукана заложены по четко прослеживающейся системе трещин северо-западного направления. Деформации плато по разломам северо-восточного направления создали прогиб в бассейнах рек Рели и Слюдянки, а прогиб вдоль долины Тыи обусловлен влиянием меридиональных структур. Подобное строение опущенного блока — следствие его нахождения на изломе рифтовой зоны.

Северо-западная часть территории Прибайкалья относится к Предбайкальскому предгорному прогибу. Как платформенная структура прогиб не подвергался резко дифференцированным активным движениям новейшего этапа, характерным для соседней области рифтообразования. Тем не менее эти движения имели место и в определенной мере являлись отражением тектонических перестроек в области Байкальского рифта.

Использование космических снимков позволило осветить некоторые интересные особенности новейшей тектоники Предбайкальского прогиба. В его южной приподнятой части, в бассейнах рек Тонгоды, Киренги и Улькана на геоморфологических картах нанесено несколько разломов северо-восточного направления, диагонально секущих прогиб. Однако эти разломы немногочисленные, короткие, выглядят как нарушения местного значения. Дешифрирование позволило выявить здесь ряд крупных структурных линейментов, которые определяют рельеф прогиба — контуры фрагментов древних поверхностей выравнивания, направления древних долин, рисунок современной гидросети. На многих участках разломы совпадают с границами разновозрастных комплексов пород кембрия. Тем не менее резкие уступы, направленные на северо-запад, т. е. по падению горизонтов, свидетельствуют о тектонической, а не литологической предопределенности перегибов рельефа. Важно отметить, что диагональные разломы сохраняют северо-восточную ориентировку и в бассейнах рек Улькана и Ирели, где структуры Байкальского хребта имеют меридиональную ориентировку. Следовательно, новейшие движения прогиба наследовали главным образом наиболее древние структурные направления Прибайкалья.

Начиная от бассейна р. Верхняя Ирель и далее на север до р. Умбеллы сеть разломов Предбайкальского прогиба перекрестная, состоит из линий меридионального и северо-восточного направлений. На геологических картах система нарушений показана далеко не полно. Меридиональное направление отражено в простирации основных брахиантиклинальных возвышенностей прогиба — кражей Аверичева и Суринского. Как видно по снимкам, брахиструктуры осложнены разломами. Их можно рассматривать как горст-антиклинали.

Разломы северо-восточного направления практически не фиксировались в процессе геологосъемочных работ, что, видимо, объясняется их относительно слабой выраженностью в рельефе осадочного чехла прогиба. Вместе с тем они определяют важные черты морфологии этого района. Диагональные разломы в бассейнах рек Нижней Ирели и Куермы обусловили положение двух прогибов северо-восточного направления, которые отклоняют к юго-западу русла названных рек после их выхода из пределов Байкальского хребта. Во время оледенения по этим прогибам двигались ледники, здесь накапливались мощные отложения гляциального комплекса, возникали системы озер. В настоящее время прогибы резко отличаются рельефом ледниковых равнин от ок-

ружающих их более приподнятых денудационных поверхностей.

Космические снимки дали много полезной информации для уточнения тектоники Предбайкальского прогиба на междуречье Киренги и ее левого притока Ханды. По материалам геологосъемочных работ эта территория характеризуется субмеридиональным простиранием структур коренного основания, сложенного породами кембрия и нижнего ордовика. Многочисленные протяженные зоны литологических контактов, хорошо выраженные в рельефе, затрудняют анализ тектоники района. Отчасти поэтому на картах зафиксированы лишь крупные разрывные нарушения в верховьях р. Ханды и в центральной части междуречья на границе полей ордовикского и кембрийского ярусов. Из многочисленных структурных линеаментов, отдешифрированных на снимках, безусловно лишь некоторые предположительно могут считаться разрывными, и для их точной интерпретации необходимы дополнительные исследования. Однако многие из них секут под различными углами простирания горизонтов, весьма прямолинейные и по всей видимости принадлежат к разломам. Например, в бассейне р. Туколонь литологические контакты север-северо-западного направления секутся несколькими четкими линеаментами, ориентированными на северо-восток. На площадях распространения пород ордовика, где вскрытые денудацией контакты имеют весьма извилистые очертания, также прослежено несколько прямолинейных разломов субмеридионального направления. Аналогичная картина наблюдается и севернее низовьев р. Окунайки, на денудационно-аккумулятивной равнине. Здесь ориентировка складчатых структур довольно слабая, а линеаменты имеют строгое направление на север-северо-восток.

Разломная тектоника впадин северного Прибайкалья, расположенных в бассейне р. Верхней Ангары, при использовании космических снимков предстает в новом виде. От крупного морфоструктурного узла, расположенного в нижнем углу Нижнеангарской (Кичерской) впадины, отходит несколько разломов, выраженных в рельефе аккумулятивных равнин. Разлом запад-северо-западного направления служит продолжением структурной зоны долины р. Акуликана и совпадает с Северо-Байкальским баром. С ним связан перепад рельефа между впадиной Байкала и низовьями Верхней Ангары и Кичеры. Разлом северо-западного направления, прослеживаемый также по долине р. Холодной, отделяет подтопленную часть впадины от ее более повышенной центральной части, занятой озерно-аллювиальной равниной. На снимке он запечатлен в рисунке соров, болот и русел. Наконец, два близко расположенных разлома, имеющие субмеридиональные направления, разделяют центральную и еще более приподнятую восточную часть котловины, представленную моренными и водноледниковыми слабозаболоченными увалистыми равнинами. Ограниченная крупными разломами хребтов Сынныр и Баргузинский, Нижнеангарская впадина имеет вид веера, секторы которого об-

разованы разноприподнятыми блоками. Подобное строение депрессии соответствует ее положению на участке поворота рифтовой зоны с севера на северо-восток. Нижнеангарская впадина — типичное звено сочленения в системе более крупных морфоструктур Байкальского рифта.

Структура перемычки между Нижне- и Верхнеангарской впадинами определяется сочетанием широтных молодых разломов, контролирующих простирающиеся склоны Верхнеангарского и Баргузинского хребтов, и разломов древнего заложения, имеющих северо-восточную ориентировку и омоложенных в период рифтогенеза. Центральная (расширенная) часть перемычки занята поясом блуждающей меандр Верхней Ангары, заболочена, а ее западное и восточное окончания относительно приподняты. Поэтому и орографически, и тектонически перемычка может рассматриваться как небольшая самостоятельная впадина. Для нее подходит название — Среднеангарская, или Светлинская. Зигзагообразная форма перемычки в плане обусловлена влиянием трех хорошо дешифрируемых разломов северо-восточного направления, диагонально ее пересекающих. На геологической карте показаны два разлома — вдоль русла Верхней Ангары, на северо-восток по склонам хребта, и на участке выхода из пределов хребта долины р. Светлой. Прослеживается и третий разлом, расположенный между ними. Он совпадает со склоном Верхнеангарского хребта ниже устья р. Светлой и трассируется линейными ложбинами на склонах Баргузинского хребта. По мнению отдельных авторов, перешеек между двумя крупными рифтовыми впадинами — Нижне- и Верхнеангарской — образовался в процессе крупного сдвига, по которому западное крыло сместилось к северо-западу примерно на 30 км. Плановые очертания структур этого района действительно как будто не противоречат этому. Вместе с тем непрерывное прослеживание разломов со склонов хребтов на днища депрессий и далее на противоположные склоны не подтверждает наличие столь крупных горизонтальных смещений.

Морфоструктура Верхнеангарской впадины четко выражена на космических снимках как грабен, с четырех сторон ограниченный разломами. При этом торцовые разломы, идущие по долинам рек Светлой и Сарта, позволяют причленить к отрицательной морфоструктуре опущенные блоки, имеющие в основном эрозионный рельеф. Западный блок находится между низовьями Светлой и оз. Иркана, а восточный занимает междуречье Чуро и Верхней Ангары перед их выходом в котловину. Сопряжение опущенных периклинальных блоков с днищем Верхнеангарской котловины плавное, они как бы погружаются под уровни современной аккумуляции. Северо-Муйский разлом выражен на снимках более четко, нежели Верхнеангарский, хотя и имеет несколько меньшие амплитуды. Это связано с его активизацией на последних этапах неотектонического развития.

Частая решетка разломов определяет блоковую структуру Делануранского и Северо-Муйского хребтов в бассейне р. Верхней

Ангары. Эта структура напоминает разбитую тарелку или торцовую мостовую и характеризуется глубоким расчленением и ортогональной сетью долин. Разломы неодинаковы по амплитудам, активности, ориентировке и выражены в рельефе уступами, спрямленными долинами, линейными формами склонов и т. д.

Наиболее восточный из обследованных районов Байкальской рифтовой зоны расположен в бассейнах рек Витима, Муи и Муякана. Схема его разломной тектоники, составленная по космическим материалам, показана на рис. 38. Разлом междуречья Ангаракана и Муякана, контролирующей сквозную долину на трассе БАМ, пересекает долину Муякана, образуя ее расширение, и внедряется в склон Муяканского хребта. Депрессия при слиянии рек Муи и Муякана расположена на месте пересечения нескольких разломов, определяющих морфологию понижения. Крупный разлом, ограничивающий долину Муи с юго-востока и Муйскую котловину с северо-запада, прослеживается до Витима, несколько раз меняет направление смещений и морфологическую выраженность. За исключением Муйской котловины, долина Витима в пределах исследованной территории следует по разломам. При этом основной субмеридиональный разлом долины четко прослежен севернее поворота реки в бассейн р. Нерпо и далее по Витиму до с. Синюга. Контуры котловины оз. Орон не предопределены крупными тектоническими линеаментами, но, видимо, контролируются оперяющими их трещинами. В отличие от более крупных соседних котловин (Чарский и Верхнеангарской), Муйская депрессия скорее может быть отнесена к клиновидным грабенам. С юга и северо-запада она ограничена разломами, а на северо-

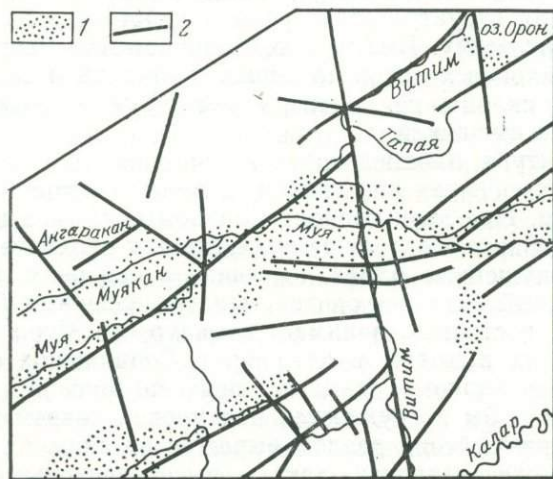


Рис. 38. Разломная тектоника района Муйской впадины по результатам дешифрирования космических снимков

1 — рифтовые котловины и долины, 2 — разломы

востоке относительно плавно смыкается с моноклинальным склоном хребта Кодар. Система разломов и рисунок речной сети Сюльбанской перемычки между Муйской и Чарской впадинами в целом имеют северо-восточное простирание, однако русла секут разломы под острыми углами.

Анализ соотношений речной сети и разломов показывает, что долины наследуют наиболее древние структурные зоны. Многочисленные нарушения молодого возраста обычно секут основные долины, контролируют мелкие эрозионные формы притоков и склонов, а иногда совершенно не увязаны с морфологией эрозионного рельефа. Сложность зависимости долинной сети от разломной тектоники свидетельствует о том, что значение уклонов, литологии и экзогенных факторов также повсеместное.

О поперечных разломах Байкальской рифтовой зоны

Поперечные разломы Байкальского рифта привлекают особое внимание исследователей, занимающихся изучением разрывной тектоники этого района. Одна из причин такого внимания — повышенная сейсмичность участков сочленения продольных рифтогенных и поперечных зон повышенного дробления земной коры. Особенностью поперечных структур являются малые вертикальные смещения, относительно слабая активность в новейший и современный этапы развития, подчиненное рельефообразующее значение и выраженность в рельефе преимущественно спрямленными участками речных долин. В ходе полевых геологосъемочных работ поперечные разломы фиксируются с большим трудом, а геоморфологические признаки не всегда считались достаточными для картирования этих структур. Поэтому, в отличие от продольных разломов, определяющих основные черты рельефа рифтовой зоны, поперечные нарушения слабо отражены на картах.

Одним из первых, кто подробно останавливался на этих вопросах, был В. В. Ламакин [20], широко использовавший геоморфологические методы в своих исследованиях. В. В. Ламакин полагал, что поперечные разломы не пересекают рифтовые впадины и быстро затухают при удалении от берегов Байкала. По материалам аэромагнитных исследований и особенностям границ магнитных полей в Прибайкалье было выделено несколько северо-западных разломов. Эти зоны контролируют поведение продольных глубинных разломов, которые кулисообразно смещаются, прерываются и меняют ориентировку в узлах пересечения разнонаправленных нарушений. Как считает С. И. Шерман (1977 г.), малоамплитудные поперечные разломы моложе продольных. Они связаны преимущественно с кайнозойской активизацией и уже существовали к началу этапа рифтогенеза.

Развитие поперечных разломов получило достаточно полное отражение только в последние годы на тектонических схемах, составленных на основе материалов космических съемок. В. В. Козлов (1976, 1977 гг.) относит их не к трансформным, а к древним

структурам, активизированным в новейшее время. По данным Р. И. Гришкяна и др. [9], в центральной части рифтовой зоны от Култука до верховьев р. Верхняя Ангара прослежено примерно двадцать поперечных разломов, которые дешифрируются в связи с омоложением в эпоху рифтообразования. К поперечным структурам принадлежат также широкие зоны длительного развития, при пересечении которых продольные разломы ветвятся или меняют простирание [39].

Наши исследования показали, что поперечные разломы в центральной части Байкальского рифта весьма многочисленны. Однако они распространены главным образом на структурах юго-восточного (забайкальского) крыла рифта — на хребтах Хамар-Дабан, Икатский и Баргузинский. Западнее Байкала эти структуры дешифрируются лишь в отдельных местах и, видимо, развиты не столь широко. Интересно, что довольно густые сетки поперечных нарушений наблюдаются только на опущенных блоках северо-западного крыла рифта — в Приольхонье и на Горемыко-Тыйском плато. Разломы северо-западного направления не характерны и для Прибайкальского прогиба.

Большая часть поперечных разломов осложняет строение крупных сводово-блоковых морфоструктур рифтовой зоны и может рассматриваться как локальные. Вместе с тем немало примеров прослеживания их от поднятий в пределы впадин, в том числе во впадину Байкала. Не исключено, что наиболее крупные из поперечных структур пересекают всю рифтовую зону.

Сложным и во многом еще не решенным является вопрос об активизации поперечных разломов в период рифтообразования. Выводы о том, что активизация доказывается только выраженностью разломов в рельефе [9, 32], недостаточно основательны. Резко дифференцированные движения по основным рифтогенным разломам привели к возникновению многочисленных новых базисов эрозии и к врезанию большинства долин на склонах поднятий. Долины осваивали и препарировали ослабленные структурные зоны вне зависимости от их активности. Более важную роль играли предшествующая «подготовка» зон к освоению (дробление, выветрелость, водоносность пород) и их ориентировка по отношению к новым уклонам рельефа. В настоящее время общая выраженность поперечных разломов в рельефе ярче вблизи зон сочленения хребтов и впадин и уменьшается при удалении от них. Однако трудно в каждом отдельном случае сказать, с чем это связано — с неодинаковой активизацией или с постепенным продвижением зон расчленения в пределы поднятий. Относительно уверенно говорить о молодых движениях по зонам поперечного заложения можно лишь там, где они обуславливают дифференциацию рельефа аккумулятивных равнин в пределах крупных рифтовых впадин.

Ответ на вопрос о трансформности поперечных разломов во многом зависит от того, по отношению к каким структурам и формам данное явление рассматривать. Внутри блоков эти структу-

ры контролируют многие формы, определяют рисунки гидросети и в большинстве случаев вполне конформные. О трансформности трудно говорить и там, где поперечные разломы определяют формы рифтовых впадин и перемычек между ними. Дорифтовое заложение поперечных структурных зон показывает, что скорее крупные формы рифтовой зоны следует рассматривать как наложенные, секущие поперечные разломы. Трансформность же поперечных разломов часто кажущаяся, связана с их омоложением в процессе рифтогенеза, а не с заложением после оформления той или иной рифтовой морфоструктуры.

О возрасте и классификации разломов

Космические снимки, предоставляя широкие возможности для изучения региональных закономерностей распространения разломов, дают ограниченный материал о их генетических и возрастных характеристиках. Масштаб и разрешающая способность снимков не всегда достаточны для анализа деталей, позволяющих судить о характере и величинах смещений или об этапах омоложения участков крупных тектонических зон. Основной метод изучения подобных вопросов по материалам дистанционного зондирования — анализ геоморфологической выраженности разломов.

По признакам дешифрирования разрывные нарушения расчленяемого региона подразделяются на следующие категории.

1. Разломы, нанесенные на геологические карты и плохо дешифрирующиеся, а то и просто невидимые на снимках. К ним относятся неактивные хорошо залеченные нарушения древнего заложения, которые не подверглись омоложению на последних этапах геологической истории. Влияние подобных разломов на рельеф и распространение почвенно-растительного покрова незначительно и не улавливается в изменениях фототона снимков. В то же время полевые геологические методы позволяют их легко обнаруживать.

2. Разломы, имеющиеся на геологических картах и легко дешифрируемые на снимках. Прежде всего к ним относятся основные рифтогенные разломы Байкальской рифтовой зоны, выраженные в рельефе крупными уступами и определяющие рельеф территории. В тех случаях, когда тектонические склоны-уступы значительно видоизменены экзогенными процессами — экзарацией, эрозией или абразией, их фотоизображения теряют свою четкость, отдельные участки разломов прослеживаются с трудом. Отступание склонов и их выполаживание снижают точность нанесения нарушений на карты. Несмотря на эти осложнения, рифтогенные разломы хорошо видны на космических снимках любых масштабов. Поперечные безамплитудные и малоамплитудные разломы, фиксируемые на картах и снимках, не столь многочисленны. По результатам полевых исследований такие разломы во многих случаях относятся к предполагаемым, и космические съемки приобретают важное значение для их подтверждения. В качестве

примеров безамплитудных разломов данной категории можно назвать меридиональные структурные зоны в восточной части хребта Хамар-Дабан, секущие разломы на Котковской гриве, фрагменты разломов северо-западного направления на севере Баргузинского хребта.

3. Разломы, четко прослеживаемые на снимках, но отсутствующие на геологических и тектонических картах или схемах района. К ним принадлежат главным образом поперечные малоамплитудные нарушения и зоны повышенной трещиноватости, выраженные в рельефе спрямленными формами. Причины отсутствия подобных разломов на картах различны — требования генерализации, отсутствие надежных геологических доказательств, недостаточная изученность или трудная доступность территории. Большое значение имеет и то обстоятельство, что изданные карты составлялись много лет назад без использования материалов космических съемок.

Можно согласиться с взглядами С. П. Плешанова, Ю. А. Чернова и С. И. Шермана о достаточно древнем, дорифтовом, заложении поперечных разломов Прибайкалья. В вопросе же возраста и степени их омоложения еще много неясного. Омоложенными можно считать те участки поперечных разломов, которые пересекают области современной аккумуляции в рифтовых впадинах и влияют на их рельеф. Примером является линеамент северо-западного направления в Кичерской впадине, разделяющий область подтопления и приподнятую озерно-болотную равнину.

Разработка зон разломов долинами и седловинами на поднятиях не может рассматриваться как доказательство их омоложения. В большинстве случаев это связано с образованием новых базисов эрозии и активным углублением долин в эпоху рифтогенеза, а также с избирательной денудацией в пределах хребтов.

Среди разломов, фиксируемых только на снимках, особое место занимают нарушения, секущие все формы современного рельефа, включая наиболее молодые его генерации — молодые шлейфы и конусы, долины временных водотоков, пади и борозды на склонах. Вдоль таких разломов еще не успели заложиться даже небольшие эрозионные формы, а приразломные уступы не освоены расчленением. Структурный линеамент подобного рода отдешифрован на космическом снимке в северной части Баргузинского хребта, на левом берегу долины р. Светлой. Трансформность разломов по отношению к наиболее молодым образованиям — свидетельство их современного заложения и вероятной связи с резкими сейсмогенными подвижками земной коры.

Исследования по космическим снимкам блоковой тектоники Икатского хребта в бассейнах рек Аргода и Гарга освещают вопросы возрастных генераций разломов и их выраженности в рельефе. Линии тектонических смещений или дробления коренных пород выражены здесь уступами, спрямленными участками долин или линейными котловинами грабен-синклинального строения (рис. 39). При этом на одних участках приразломные склоны со-

вершенно не расчленены (имеют первичный тектонический рельеф), на других их расчленение редкое и неравномерное, а на третьих приразломные зоны освоены густой сетью логов, падей и оврагов.

Дистанционные методы исследований не позволяют провести всестороннее изучение факторов, влияющих на различную выраженность в рельефе разрывных нарушений. Трудно оценить амплитуды приразломных уступов и врезов, влияние литологии коренных пород и региональных уклонов, значение ландшафтно-климатических факторов. Вме-

сте с тем естественно объяснить неодинаковую эрозионную освоенность приразломных зон различиями во времени их омоложения. Неизменные эрозией склоны скорее всего являются наиболее молодыми — голоценовыми. Примером служат участки одной из ветвей Гаргинского разлома.

Используя только дистанционные методы и геоморфологические критерии, затруднительно предложить достаточно обоснованную возрастную классификацию разломов Байкальской рифтовой зоны. Вместе с тем даже приблизительная оценка возраста очень важна для расшифровки этапов формирования тектонической структуры и рельефа этого района. На наш взгляд, характер и степень выраженности разломов в рельефе позволяют разделить их на следующие возрастные группы.

1. Невыраженные в рельефе и не фиксируемые на снимках или дешифрируемые по ландшафтным признакам. Неактивизированные или слабо активизированные в новейшее время.

2. Выраженные в рельефе уступами, определяющими важнейшие черты морфологии рифтовой зоны. Активизированные на всем протяжении этапа рифтогенеза.

3. Малоамплитудные, выраженные в рельефе спрямленными формами — долинами, седловинами, ложбинами. На площадях денудации степень и время активизации неясны. В пределах аккумулятивных равнин движения обычно не древнее возраста поверхностных отложений.

4. Дающие уступы, секущие рифтовые формы и расчлененные сетью долин и логов. Активизированы на поздних этапах рифтогенеза.

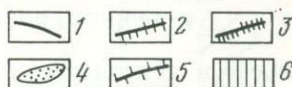
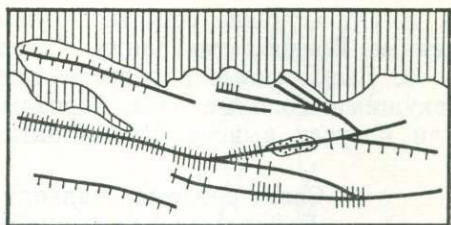


Рис. 39. Разломы, выраженные в рельефе Икатского хребта

1 — нерасчлененными уступами, неглубокими слабообработанными долинами; 2 — резко расчлененными уступами или долинами со слабо расчлененными склонами; 3 — резко расчлененными уступами или глубокими долинами с дробно расчлененными склонами; 4 — линейными грабен-синклинальными депрессиями; 5 — уступами на дробно расчлененных склонах; 6 — Баргузинская котловина

5. Образующие уступы, секущие рифтовые формы и нерасчлененные. Время активизации — последние тысячи лет.

6. Выраженные в рельефе зияющими трещинами или рвами, секущими молодые лога, борозды и русла на склонах, шлейфах или конусах выноса. Время активизации — последние сотни лет.

Связь разломов надводной и подводной частей Байкальской впадины по данным батиметрии и дешифрирования космических снимков

Рельеф и тектоническая структура Байкальской впадины — единое целое, искусственно «разорванное» береговой линией. Космические снимки, дающие генерализованное и очень наглядное изображение структур побережья, к сожалению, не позволяют просматривать их под водой в связи с большими глубинами озера. Вместе с тем, продолжая мысленно береговые структуры в пределы Байкала и пользуясь материалами батиметрических съемок, можно детализировать или уточнить многие особенности строения впадины.

Рассматривая строение побережий Байкала с севера «по часовой стрелке», прежде всего отметим, что прямолинейное очертание северного замыкания озера видимо предопределено разломом, на что указывает строгое совпадение аккумулятивного бара с крупной зоной тектонического нарушения, проходящей по долине р. Акуликан (рис. 40). Несмотря на изменение уровня Байкала и значительное подтопление Нижнеангарской впадины, бар не изменил своего положения и не превратился в серию аккумулятивных форм. Это обстоятельство свидетельствует в пользу того, что его положение фиксировано перегибом рельефа дна.

Несколько южнее в устье р. Фролихи к Байкалу также подходят активизированные поперечные разломы северо-западного направления. Возможно, они продолжают и на дне озера, однако мощные моренные накопления в заливах Фролиха и Ая маскируют рельеф коренных пород и определяют батиметрию подводного склона впадины.

На междуречье Шегнанды и Кабаньей в рельефе четко прослеживается серия разломов северо-восточного направления, секущих береговую линию. На продолжении этих разломов в пределах озера, по данным промеров отмечается прибрежная тектоническая ступень, постепенно расширяющаяся в южном направлении и являющаяся как бы составной частью Ириндинского горста побережья. Склоны ступени расчленены ложбинами, одни из которых находятся на продолжении долин рек Кабанья и Большая и скорее всего эрозионные, а происхождение других не ясно и, возможно, обусловлено поперечной раздробленностью ступени.

Отмеченные Э. М. Колокольцевой (1978 г.) в пяти километрах к западу от м. Урбакан на глубине 500 м резкий горст и ров также подтверждают продолжение береговых структур на дне озера.

Разломы междуречья Большой и Сосновки (Большереченский,

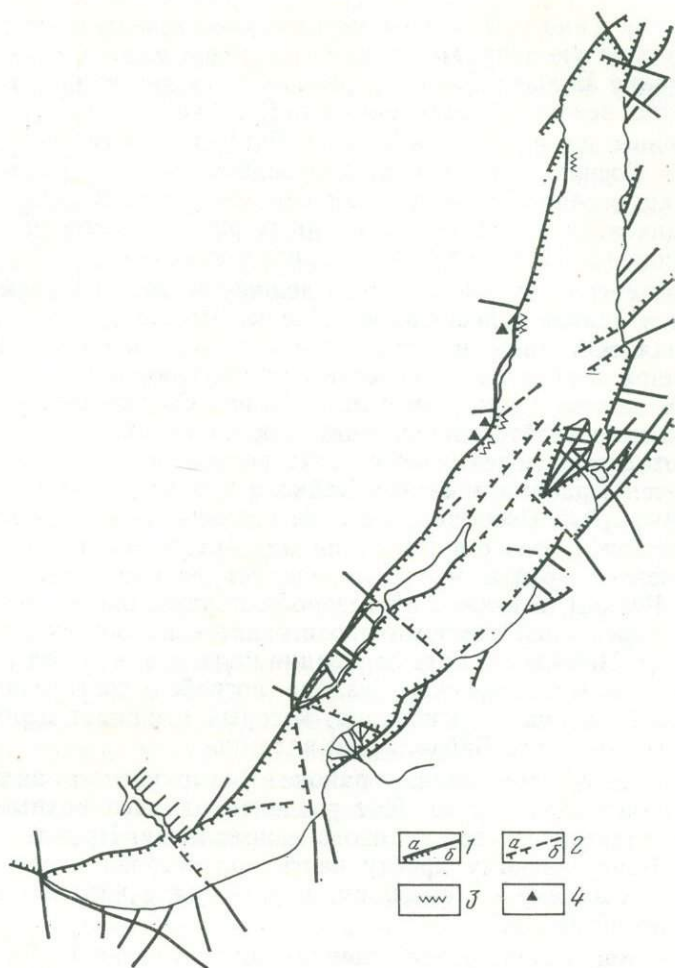


Рис. 40. Разломы прибрежной и подводной частей Байкальской впадины (по данным батиметрии и космического дешифрирования)

1 — разломы прибрежной части впадины (выраженные: *a* — уступами, *b* — спрямленными формами), 2 — то же, для подводной части впадины; 3 — резкие приразломные обрывы на дне Байкала; 4 — крупные палеосейсмодислокации

Таркуликский и др.) имеют четкое продолжение на склоне Байкальской впадины до глубин 600—800 м. Если учесть, что с западного берега навстречу им могут быть протянуты оперяющие разломы Обручевского сброса (от устьев падей Риты и Шартла), то в этом месте Байкала вырисовывается перемычка коренного ложа впадины, параллельная структурам Академического хребта.

Согласно данным А. Н. Булгатова и др. (1977 г.), продолжением разломов района Шартлы на восточном склоне являются

разломы бассейна р. Томпуды, которые объединены в единую Томпуда-Нерпинскую зону. Не отрицая подобной увязки, отметим, что продолжение Большереченских разломов на дне впадины гораздо более четко, нежели Ириндинских или Езовских.

Ложбины на подводном склоне Байкала против устьев Таркулика и Сосновки, возможно, предопределены тектоникой, однако, на наш взгляд, безоговорочное отнесение всех подобных форм, находящихся на продолжении крупных речных долин, к желобам растяжения (В. И. Галкин, 1975 г.) неправомерно.

Густая сетка разломов хорошо дешифрируется на космических снимках в районе п-ова Святой Нос и Чивыркуйского залива. Разломная тектоника предстает здесь в роли основного фактора повышенной изрезанности берегов залива. Оборванные новейшим прогибом залива структурные линии п-ова Святой Нос и склонов Баргузинского хребта хорошо увязываются между собой. Так разлом, проходящий через осевую часть полуострова и м. Курбулик, сопрягается с разломом берега Байкала между устьями рек Большой Чивыркуй и Сосновка. Разлом, ограничивающий полуостров с юго-востока, через о-в Бакланий перебрасывается на склоны Баргузинского хребта и предопределяет заложение продольной долины. Разлом, отсекающий северо-восточную оконечность полуострова, через о-в Лохматый протягивается на восток по долине р. Большой Чивыркуй. Есть основание полагать, что под рыхлыми отложениями Чивыркуйского залива погребен достаточно сложный рельеф коренного основания, который отражает особенности тектоники этой части Байкальской впадины.

Космическое изображение района Чивыркуйского залива показывает, что п-ов Святой Нос разделен на две равные части крупным сдвигом северо-западного направления. Причленявшаяся ранее к Баргузинскому хребту часть полуострова переместилась по сдвигу к западу на 8—10 км, в результате чего образовался Чивыркуйский залив.

Катковская грива, расположенная южнее устья р. Баргузина, на опубликованных схемах разрывных структур (В. И. Галкин, 1975 г.) с востока обрамлена дугообразными (циркульными) разломами. Вместе с тем ее прямоугольные формы наводят на мысль, что с юга и севера она ограничена нарушениями северо-западного простирания. Существование подобных нарушений подтверждается особенностями рельефа дна Байкала. На продолжении северного нарушения располагается крупная ступень дна Байкала, которая обрывает структуры п-ова Святой Нос и имеет амплитуды до 400—500 м. Южное нарушение также подчеркивается перегибами на дне озера, хотя и не столь отчетливыми.

Приразломные берега Катковской гривы и Морского хребта, очевидно, имеют подводное соединение в виде ступени на дне Байкала. Эта ступень имеет сложнорасчлененную поверхность и поэтому нечетко выделяется на батиметрической карте. Однако на ее уступе обрываются некоторые поперечные ложбины, идущие

щие от береговой линии, что указывает на самостоятельность ступени. По материалам Э. М. Колокольцевой (1978 г.), в 10 км к северо-западу от берегов бухты Таланки на глубине 1000 м находится уступ дна Байкала, отделяющий прибрежную ступень от глубоководной части впадины.

Материалы дистанционного зондирования позволяют уточнить строение Приселенгинского сектора Байкальской впадины. Спрямоленные контуры выдвинутой в озеро части дельты указывают на то, что ее тыловой шов проходит по разлому. Затем на одной линии расположены спрямленный северо-восточный край дельты, обрывающийся к заливу Провал, северный склон перемычки между южной и средней котловинами впадины Байкала, а также разлом, идущий по правому притоку р. Бугульдейки. Таким образом намечается структурно обусловленная северо-восточная граница сектора. Его юго-западное обрамление также предопределено тектоникой и выражено прекрасно дешифрируемым разломом долины р. Бугульдейки и резким уступом меридионального простираения на дне Байкала, который продолжается на юг крупным структурным линейamentом восточной части хребта Хамар-Дабан. Помимо этого с юга к побережью в районе залива Посольский Сор подходят два разлома, которые упираются в его юго-западные и северо-восточные окончания и, по-видимому, предопределили размеры и положение блока оседания, соответствующего заливу.

Спрямоленность долины Ангары при ее выходе из Байкала, ее положение на одной линии с уступом дна озера, который пересекает всю южную впадину, а также продолжающий этот уступ разлом на склоне Хамар-Дабана — все это указывает на существование структурного линейамента, секущего большую часть рифтовой зоны. Примечательно, что полностью этот линейament до сих пор не был нанесен ни на одной схеме разломов рассматриваемого района.

Большой интерес вызывает продолжение к востоку главного Саянского разлома, который в районе пос. Култук подходит к Байкалу. На одних схемах он продолжается примерно до устья р. Хара-Мурин, где и обрывается. В других работах от устья р. Хара-Мурин разлом поворачивает к северо-востоку, на соединение с разломом противоположного берега озера в районе устья р. Голоустной. На космических же снимках отчетливо прослеживается продолжение этого разлома к юго-востоку по склонам и осевой части Хамар-Дабана до долины р. Темник, т. е. примерно на 70—75 км. Продолжение разлома не трассируется крупными речными долинами (в отличие от нарушений типа разлома долины р. Снежной), но в то же время по признакам дешифрирования является одним из самых выразительных структурных линейamentов Байкальской рифтовой зоны.

Положение западной оконечности Байкала обычно не связывается с особенностями структуры. Однако на космических снимках прослежен разлом субмеридионального простираения, который

протягивается от Култука на 25 км к северу и на 25—30 км к югу. Северная половина этого линеамента, в пределах Иркутского амфитеатра, выражена менее четко по сравнению с южной.

Устье р. Бугульдейки может считаться одним из важнейших морфоструктурных узлов Байкальской впадины, где сходятся по крайней мере четыре разлома. Кроме двух упомянутых (по Бугульдейке и ее притоку), следует указать на ветви Приморского разлома, которые обрамляют опущенный блок Приольхонья и выражены в рельефе крупными уступами. Все четыре структурные линии четко выражены на снимках. Морфоструктура Приольхонского плато пересекается на несколько блоков короткими разломами северо-западного направления. Их особенностью является затухание на пересечении с основной ветвью Приморского разлома. Пока что нет никаких доказательств их продолжения и после пересечения с Ольхонской ветвью разлома, т. е. в пределах впадины Байкала. По всей видимости, это в основном внутриблоковые нарушения, хотя и вписывающиеся в общую систему поперечных разломов рифтовой зоны.

Помимо уже рассмотренных разломов вблизи устьев падей Рита и Шартла, которые, возможно, имеют подводное продолжение на северо-восток, аналогичным является и разлом, обрывающийся береговой линией у м. Арал. Его продолжение на склоне Академического хребта, отчетливо видимое на батиметрической карте, отделяет мелководную впадину Малого моря от замыкания северной котловины Байкала.

Заканчивая рассмотрение взаимоотношений прибрежных и подводных разрывных структур Байкальской впадины, остановимся на крупных структурно-геоморфологических аномалиях, расположенных на приразломных участках берегов Байкала. Имеются в виду блоки оседания и зияющие рвы вблизи устьев падей Рита, Шартла и Среднекедровая. По материалам В. П. Солоненко и др. [35], эти структуры классифицируются как наиболее крупные палеосейсмодислокации западного побережья Байкала. При оценке факторов образования этих структур обращает на себя внимание их положение в тех участках побережья, которые примыкают к наиболее крутым, часто обрывистым, склонам подводной части впадины. На батиметрических картах такие участки выделяются особыми обозначениями. Другая особенность палеосейсмодислокаций — их тяготение к местам пересечения или ветвления разломов, к наиболее сложным в тектоническом отношении участкам. Очевидно, повышенная раздробленность пород коренного основания, резкая дифференцированность движений отдельных блоков, их слабая гравитационная устойчивость на крутых тектонических склонах рифтовой впадины — все эти факторы в совокупности подготовили условия для образования крупных сейсмогравитационных структур. Резкие же импульсные подвижки или сейсмические толчки являются лишь «заключительным аккордом», приведшим к разгрузке напряжений и изменениям в рельефе.

Оценка и прогноз землетрясений занимают видное место в комплексе геолого-геоморфологических работ последних лет, проводимых на территории Прибайкалья. Они имеют важное теоретическое значение и большую практическую ценность для проектирования разнообразных инженерных сооружений в зоне строительства Байкало-Амурской магистрали. Среди сеймотектонических исследований выделяется метод изучения палеосейсмодислокаций — форм рельефа, образованных в результате крупных землетрясений недавнего прошлого [43, 44]. В пределах Байкальской рифтовой зоны было обнаружено несколько десятков структур — блоков оседания, систем рвов и трещин, крупных обвалов и скальных оползней, которые рассматриваются как сейсмогенные [13, 35]. Значительная часть этих образований первоначально была обнаружена при дешифрировании аэроснимков, а при последующих аэровизуальных и наземных наблюдениях их строение уточнялось, составлялись детальные схемы сейсмодислокаций и оценивалась их сейсмичность. Следует полагать, что широкое внедрение космических методов в сеймотектонику позволит детализировать схемы сейсмического районирования многих районов Прибайкалья и обосновать проведение ряда мероприятий по увеличению сейсмостойкости объектов строительства. Проведенные с этой целью дешифрирование космических снимков и обследование зон повышенной сейсмичности дали интересные предварительные результаты.

Известные сейсмогенные структуры западного побережья Байкала — Аральская, Элигей, Южная Рита, Рита, Шартла, Солонцовая и Среднекедровая — хорошо дешифрируются на аэрокосмических снимках достаточно крупного масштаба. Камеральные методы анализа аэрокосмической информации позволяют построить общие схемы строения для наиболее крупных палеосейсмодислокаций. Например, на структурах Шартла и Рита видны крутые обвально-осыпные склоны-эскарпы на участках отрыва блоков, хаотичный бугристо-западинный рельеф на поверхности осевших массивов коренных пород, свежие трещины на склонах хребта и на поверхности предгорных шлейфов и конусов выноса (рис. 41, а).

Результаты дешифрирования позволили по аналогии с известными сейсмоструктурами выделить несколько предполагаемых, для подтверждения которых требуются детальные наземные исследования. Структура Улан-Хан, обнаруженная в пределах склонов одноименной долины, представлена четким разломом, пересекающим русло реки, и современными эрозионно-гравитационными амфитеатрами. Последние аналогичны таковым на структурах Сарма и Шартла и, находясь рядом с разломами, могут обуславливаться помимо гравитационных процессов и сейсмической активностью. Структура Аральская-II образована пересечением Обручевского сброса, омоложенного в устьевой части долины р. Арал,

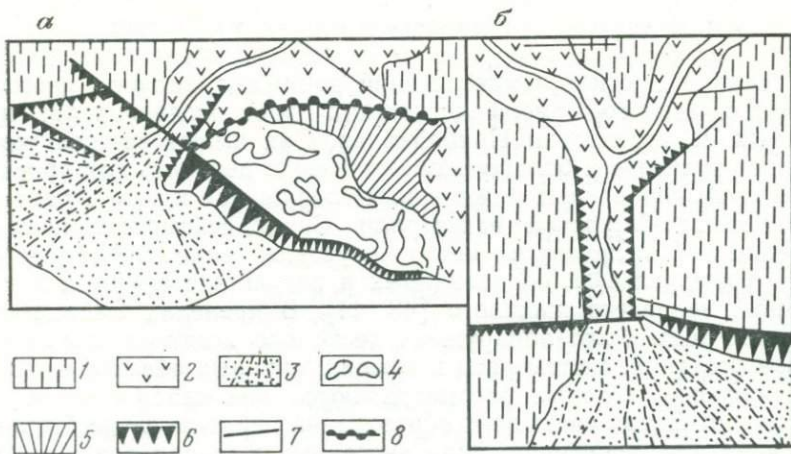


Рис. 41. Структурно-геоморфологические схемы выявленной (а) и предполагаемой (б) сейсмодислокаций Байкальской рифтовой области

1 — среднегорный грядово-холмистый рельеф; 2 — овально-осыпные склоны; 3 — конусы выноса и русла временных водотоков; 4 — бугристо-западный рельеф опущенного сейсмогравитационного блока; 5 — сейсмогравитационные склоны; 6 — сейсмогенные разломы, выраженные уступами; 7 — прочие разрывные нарушения; 8 — линия отрыва сейсмогенного оползня

с двумя разломами по склонам указанной долины, которые придают эрозионному врезу коробчатую форму (рис. 41, б). В плане бровки приразломных склонов совершенно прямолинейные. Длина грабена 1,5—2,0 км; ширина 500 м. Структура находится в непосредственной близости от эпицентра сильного землетрясения. Структура Глубокая, выделенная южнее устья одноименной долины, имеет вид четкого тектонического уступа, омоложенного в современный этап развития. Аналогичная выраженность в рельефе характерна и для структуры Элигей-II, обрывающейся непосредственно к озеру. По признакам дешифрирования она ничем не отличается от известной сейсмоструктуры Элигей. Структура Шартла-II обнаружена на правобережье одноименной пади, на пересечении двух разломов. На правом берегу пади разломами образован четкий клиновидный грабен, секущий под углом склоны долины. С осевой частью клина на левобережье пади совпадает линия обрыва опущенного блока палеосейсмодислокации Шартла. Наконец, структура Заворотная выражена двумя разломами, отделяющими подгорную равнину и конус выноса от склона Байкальского хребта. Разломы трассируются среди рыхлых отложений и возможно связаны с резкими современными подвижками.

При обследовании структуры Среднекедровой, выраженной системой зияющих трещин и рвов на восточном склоне Байкальского хребта, выяснено, что осыпные шлейфы и абразивные уступы и подножья склона сложены ярко-желтыми сильно выветренными породами. Выветривание коренных пород — процесс весьма длительный. Следовательно, повышенная трещиноватость и

дробление пород на склоне существовали до возникновения молодых сейсмогенных форм. Сейсмодислокации, по-видимому, следует рассматривать как наиболее поздний из нескольких этапов омоложения Обручевского сброса, а сейсмогенные формы — как предопределенные более древними разрывами.

На западном склоне Байкальского хребта, в верховьях р. Правой Тонгоды, была обследована Тонгодинская структура, выделенная по анализу аэрокосмических снимков как возможно сейсмогенная. Аэровизуальные наблюдения показали, что прямолинейные рвы на склонах и дамбы в руслах рек не являются сейсмогенными образованиями, а связаны с препарировкой древних структурных элементов и с эрозионной деятельностью приледниковых потоков, пропиливших ущельеобразные врезы на склонах долин по контактам льда и коренных пород. Аналогичные результаты были получены и при обследовании предполагаемой сейсмоструктуры Холодной вблизи Нижнеангарска. Здесь к сейсмогенным были отнесены спрямленные уступы конуса выноса, которые при более детальном изучении оказались связанными с боковым подмывом со стороны Байкала и р. Кичеры. Доказательством экзогенного происхождения уступов служит несовместимость их в плане с линией разлома у подножья хребта.

С землетрясением 1967 г. связан обвальный склон-сброс на правом берегу долины р. Светлой при ее выходе в долину Верхней Ангары. Анализ космических снимков показывает, что сейсмогенный обвал находится на разломе северо-западного простириания, который прослеживается в северном направлении до устья Светлой, где он перекрыт современными осадками, а в южном — до верховьев р. Няндони. Важность оценки сейсмичности обнаруживаемого разлома связана с тем, что его северное окончание выходит непосредственно к трассе БАМ.

К предположительно сейсмоактивным можно отнести и хорошо дешифрируемый разлом северо-северо-восточного направления левобережья р. Светлой, пересекающий долину выше устья р. Улюг и совпадающий с долиной р. Срамной. На молодость разлома указывает то обстоятельство, что он рвет русла, склоны, тальвеги мелких логов и борозд. На вершине отрога хребта в 5 км к юго-востоку от устья р. Улюг разлом образует зону дробления, которая делает вершину усеченной.

При обследовании сейсмоструктуры Дзелинда на южном склоне Верхнеангарского хребта установлено, что она совпадает с одним из оперяющих разломов тектонической зоны северо-восточного простириания, которая трассируется спрямленным руслом Верхней Ангары, пересекает долину р. Дзелинды в ее низовьях и диагонально пересекает склон хребта до его осевой части.

Аэрокосмическая информация, существенно облегчая проведение сеймотектонических исследований, естественно, не может осветить все дискуссионные и нерешенные вопросы, возникающие при оценке сейсмической опасности территории. Это положение относится и к методу анализа палеосейсмодислокаций, теоретиче-

ские основы которого пока разработаны недостаточно, а результаты практического применения не всегда достаточно убедительны.

Определению относительной роли различных факторов в их образовании придается большое значение. Все структуры подразделяются с этой точки зрения на три основные группы [44]. К сейсмотектоническим относятся опущенные блоки, открытые разрывы, флексуры, складки, которые образуются главным образом при разрядке напряжений земной коры. В образовании гравитационно-сейсмотектонических структур — сбросо-обвалов, клиньев, сколов вершин хребтов — определенная роль принадлежит гравитационным процессам. В третью группу включаются сейсмогравитационные образования: обвалы, оползни, крупные лавины и сели. Импульсные движения земной коры служат лишь начальным толчком и влияют на размеры этих явлений, развивающихся в основном под влиянием гравитации и других факторов экзогенного рельефообразования.

Вместе с тем анализ факторов образования сейсмогенных структур и их классификация неполные, а оценка балльности не всегда достаточно обоснованная. В настоящее время слабо разработаны методы, позволяющие отделять результаты одного сильного землетрясения и нескольких относительно слабых. Без этого трудно обосновать балльность палеосейсмодислокаций, выраженных в рельефе примерно одинаковыми формами. Недостаточный учет геоморфологического положения структур и роли в их образовании медленных движений земной коры, а также экзогенных процессов мешает правильному пониманию зависимости этих образований и от сейсмичности. В связи с этим целесообразно все изученные структуры именовать структурно-геоморфологическими аномалиями, обусловленными совокупным влиянием движений земной коры и экзогенных процессов. Как показывает фактический материал, все разнообразие структурно-геоморфологических аномалий можно подразделить на четыре основные группы (табл. 4).

Участие гравитационных процессов в образовании аномалий I группы минимальное. Рельефообразующее значение медленных движений земной коры здесь также невелико, а их дифференцированность недостаточна для создания резких форм рельефа. Подобные образования естественно связывать только с импульсными подвижками земной коры и сейсмическими толчками большой силы. В зависимости от параметров структур (площади развития, протяженность, глубина и т. д.) их балльность может быть большей или меньшей, но во всех случаях она должна быть достаточно высокой.

Аномалии II группы характерны для областей сочленения хребтов с рифтовыми впадинами и осложняют тыловые части подгорных шлейфов и конусов выноса. Роль гравитации в их образовании незначительна. Ввиду того что рифтогенные швы характеризуются весьма интенсивными резко дифференцированными современными движениями земной коры и высокой сейсмичностью, оце-

Структурно-геоморфологические аномалии
Байкальской рифтовой зоны

Группа	Геоморфологическая характеристика	Тип и факторы образования	Название структур и балльность*
I	Разрывы, складки и клинья в осевых частях хребтов и на пологих склонах вдали от активных рифтогенных разломов	Сейсмогенные. Ведущий фактор образования — сейсмичность. Второстепенные факторы — неотектоника и гравитация	Китойская X
			Приморская X
			Тонта X
			Огней IX
			Большереченская IX
			Посольская X
			Танхойская XI
			Кедровая XI
			Снежная XI
			Хара-Мурин X
			Солзан X
Бабха X			
II	Разрывы и деформации у подножья тектонических склонов в зонах активных рифтогенных разломов	Сейсмотектонические. Ведущие факторы образования — сейсмичность и современные движения земной коры	Торская X
			Анга X
			Солонцовая X
			Янчуканская X
			Дырен X
			Сухитке X
			Алла X
			Шаманка X
			Саранхур X
Нестериха IX—X			
III	Трещины и оползни — блоки на крутых тектонических склонах в зонах активных рифтогенных разломов	Гравитационно-сейсмотектонические. Факторы образования — гравитация, современные движения земной коры и сейсмичность	Шумацкая X
			Красноярковская X
			Сарма X
			Аральская
			Элигей
			Рита XII
			Шартла XII
			Среднекедровая X
Грамна XI			
IV	Обвалы, оползни, лавинные и селевые конусы у подножья тектонических и эрозийных склонов	Сейсмогравитационные. Ведущий фактор образования — гравитация и экзогенное рельефообразование при влиянии сеймики как начального толчка	Южная Рита XII

* По В. П. Солоненко и др. [35].

нить роль медленных и импульсных движений в образовании структурно-геоморфологических образований затруднительно. Не случайно интерпретация именно этих нарушений, имеющих широкое распространение в областях активной новейшей тектоники, вызывает оживленные дискуссии исследователей. Отнесение их к типу сейсмотектонических, на наш взгляд, отражает большую роль в их образовании как тектонических так и сейсмических подвижек. В то же время если определяющее влияние сейсмичности в формировании подобных структур доказано, их балльность должна быть достаточно высокой (соответственно параметрам).

Общие предпосылки для возникновения аномалий III группы — активная современная тектоника в зонах сочленения крупных морфоструктур, повышенное дробление пород и постоянное действие гравитации, стимулирующей отседание, соскальзывание блоков, расхождение трещин. В подобной обстановке даже небольшие сейсмические толчки и подвижки могут привести к значительным нарушениям профилей склонов.

Гравитация и экзогенные процессы (выветривание, увлажнение, отседание) имеют определяющее значение при образовании форм IV группы, однако начальным толчком в ряде случаев могут служить и импульсные подвижки земной коры.

Приведенная классификация не может быть основой для определения балльности палеосейсмодислокаций, однако позволяет сделать определение коррективы в этом отношении. Наивысший балл сейсмоструктур Байкальской рифтовой зоны — XII. Этот балл, на наш взгляд, естественно было бы видеть у наиболее крупных структур первой группы, таких как Танхойская, Снежная и Кедровая. В то же время балльность структур третьей группы — Риты и Шартлы — можно понизить, учитывая большую роль гравитации в их образовании. Требуется дополнительные исследования для доказательства сейсмогенности ряда структур второй группы, таких как Алла, Шаманка и Нестериха. Завышенной выглядит балльность структуры Южная Рита, в образовании которой ведущую роль играли гравитационные процессы и общие структурно-геоморфологические предпосылки. Сомнения, высказанные Н. А. Флоренсовым (1978 г.) в отношении связи структур Рита, Шартла и Сарма с крупными землетрясениями, достаточно обоснованы и также показывают, что палеосейсмический (или палеосейсмогеоморфологический, по выражению этого автора) метод еще во многом проблематичен.

Разрывные нарушения Прибайкалья формируются при активном участии горизонтальных растяжений. В этих условиях для приразломных зон типично образование блоков отседания, выколов, крупных скальных оползней и раскрытых трещин. Как показал В. С. Хромовских [50], при образовании Китой-Кинской сейсмоструктуры сводово-блоковые движения Китойского хребта вывели блок выше точки равновесия, что привело впоследствии к его проседанию. Следовательно, перед образованием структуры тектонический блок уже находился в неустойчивом состоянии, и для

его смещения был достаточен небольшой толчок. Подобные же условия могли создаваться на тектонических склонах вдоль основных рифтогенных разломов — Обручевского, Приморского, Баргузинского. В. П. Солоненко [44] отмечает, что сейсмичность участков и зон распространения крупных палеосейсмодислокаций обычно невелика. Эта закономерность, с одной стороны, объяснима периодичностью накопления напряжений и их разрядки, но помимо этого может обуславливаться тем, что связь крупных геоморфологических аномалий с сильными землетрясениями необязательна.

Использование материалов космических съемок оказывается весьма полезным для изучения наиболее сложных в структурном отношении участков района, представляющих собой узлы пересечения нескольких разломов. Как считают И. П. Герасимов и Е. Я. Ранцман (1973 г.), подобные «морфоструктурные узлы» отличаются особой контрастностью рельефа, сложным рисунком гидросети, обилием гравитационно-тектонических смещений типа обвалов, оползней, селей. С ними нередко связаны и наиболее крупные землетрясения. Аналогичные закономерности наблюдаются и в Прибайкалье, где на пересечениях продольных и поперечных разломов фиксируются ареалы повышенной плотности землетрясений (Л. А. Мишарина, Н. В. Солоненко, П. М. Хренов, 1973 г.).

ГЛАВА 9. СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Основные условия развития речных долин Прибайкалья — геологическое строение, неотектонические движения земной коры, дифференцированность климата, этапы развития рельефа — достаточно сложны. Важнейшими особенностями речной сети Байкальской горной области являются: тесные и многообразные связи типов расчленения и отдельных эрозионных форм с тектоникой, разнообразие морфогенетических типов долин, динамичность современного развития и сложная новейшая история.

Изучение речных долин — один из ключевых методов познания истории развития новейшей структуры и рельефа любого района. Поэтому практически во всех работах, посвященных неотектонике геоморфологии или сейсмичности Прибайкалья, затрагиваются проблемы образования гидросети. Однако, несмотря на многочисленность работ, определенными пробелами следует считать отсутствие сводных исследований, освещающих плановые закономерности строения гидросети и ее морфогенетические особенности с учетом всех новейших данных. Подобная работа может быть выполнена на основе космических материалов.

Типы расчленения как отражение тектонической структуры Прибайкалья

Плановые закономерности строения гидросети Байкальской горной области зависят от ряда факторов долинообразования и достаточно изменчивы. Рассматривая расчленение с точки зрения

возраста и этапности формирования, можно наметить несколько его разновидностей.

1. Древнее дорифтовое расчленение на фрагментах поверхностей выравнивания, представляющее собой сочетание грив, останцов, а также линейных эрозионно-тектонических депрессий и ложбин — остатков отмершей эрозионной сети. Примеры подобного расчленения наиболее многочисленны на флангах рифтовой зоны и в пределах Предбайкальского прогиба, а в центральной части рифта в Приольхонье и на о-ве Ольхон. Сглаженность древних форм, выполнение осадками и оторванность от современных базисов эрозии — причины их относительно плохой дешифрируемости на космических снимках. Часто их можно выделить только по косвенным ландшафтным признакам. Своеобразным типом расчленения дорифтового рельефа служат системы безрусельных ложбин — деллей, которые подробнее рассмотрены ниже.

2. Основные территории Прибайкалья характеризуются сложным эрозионным расчленением, которое формировалось в течение всего новейшего этапа развития района. Выделяются его варианты, обусловленные преобразованием долин ледниковой экзарации, сгущением эрозионных форм на приразломных склонах хребтов, дробностью расчленения на остепненных склонах котловин. Возрастные категории этого типа расчленения варьируют от систем долин на склонах хребтов, развивающихся с позднего палеогена — раннего миоцена, до бороздчатого расчленения уступов в пределах палеосейсмодислокаций, возраст которых исчисляется несколькими сотнями лет.

3. Расчленение аккумулятивных равнин рифтовых впадин, в целом наиболее молодое по возрасту, но весьма разнообразное, сочетающееся с неэрозионной холмистостью или западинностью ледниковых, озерно-болотных и эоловых равнин.

Использование космических снимков позволяет подметить такие детали в характере расчленения и в энергии эрозионного рельефа, которые совершенно не видны на гипсометрических картах. Особенно хорошо видны границы «волн» эрозии, смена расширенных тальвегов верховьев суженными в средних частях или суженных тальвегов в низовьях расширенными и заболоченными тальвегами в средних течениях.

Каждый из отмеченных типов расчленения по своему реагирует на литологию и тектоническую структуру пород фундамента. Рельеф древних поверхностей выравнивания, претерпевший длительную историю избирательной денудации и перигляциального выравнивания, в целом может быть охарактеризован как наиболее литоморфный и наименее тектонический. В процессе его развития неровности поверхности сглаживались, а литологические различия пород выступали в рельефе все отчетливее. Проведенное нами дистанционное изучение осевой части Приморского хребта на междуречье Анги и Сармы показало, что литологическую обусловленность имеют многие возвышенности-останцы и мелкосопочные группы с относительными высотами до 200 м. В то же время

разломы фундамента, дешифрируемые на космических снимках, практически не выражены в рельефе и мало влияют на строение долинной сети. Большое рельефообразующее значение разломной тектоники наблюдается на площади опущенного блока Приольхонья. Однако здесь имеет место совпадение простираний разломов и литологических комплексов архея, и довольно трудно провести разграничение тектонических и литогенных форм рельефа. На площади дорифтового рельефа Прибайкальской части восточного Хамар-Дабана зависимость рисунка гидросети от сетки разломов также невелика. Направление речных долин подчиняется здесь общему уклону поверхности выравнивания (рис. 42).

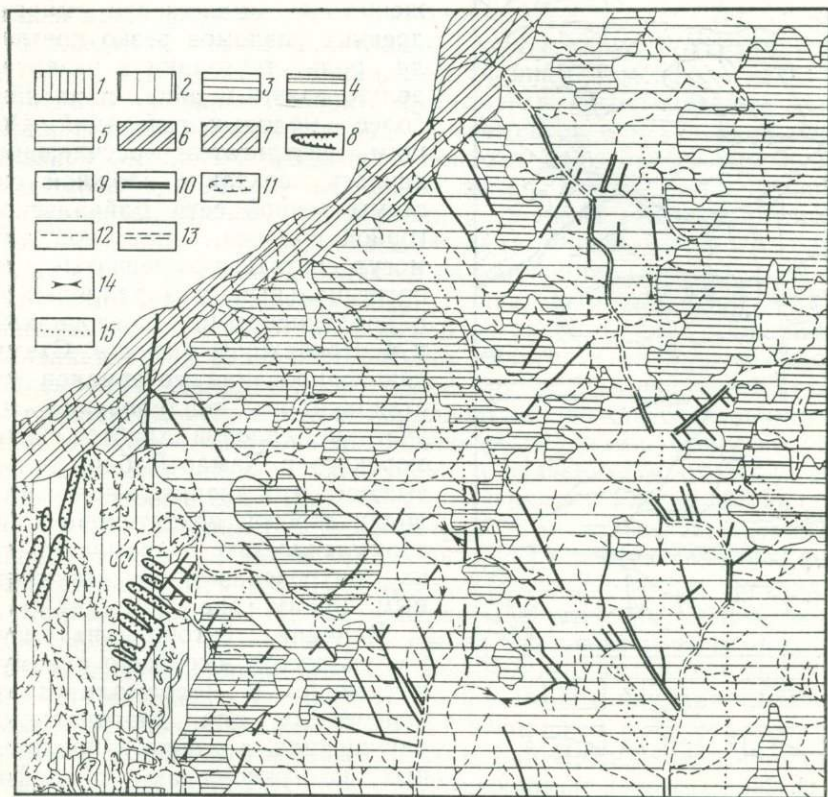


Рис. 42. Структурно-геоморфологическая схема юго-восточного побережья Байкала (по материалам дешифрирования)

Рельеф активных поднятий: 1 — гольцовый, 2 — альпийский. *Рельеф умеренных поднятий:* 3 — денудационный, 4 — эрозионный слабо расчлененный, 5 — эрозионный резко расчлененный. *Рельеф слабых поднятий или относительных опусканий:* 6 — эрозионный слабо расчлененный, 7 — эрозионно-аккумулятивный. *Долины спрямленные, обусловленные структурой:* 8 — троговые, 9 — V-образные, 10 — трапециевидные. *Долины извилистые:* 11 — троговые, 12 — V-образные, 13 — трапециевидные, 14 — сквозные долины и седловины, 15 — разломы, отдешифрированные по комплексу форм рельефа

Развитие эрозионного рельефа эпохи горообразования и рифтогенеза привело к сложным и неоднозначным зависимостям расчленения от разломной тектоники. На ранних стадиях расчленения (олигоцен—миоцен) слабодифференцированные пликативные деформации поверхности выравнивания приводили к перестройке уклонов, в соответствии с которыми закладывались системы долин на склонах будущих хребтов. Врезаясь в неоднородную поверхность фундамента, долины вскрывали ослабленные зоны разломов и приспосабливались к ним. При этом крупные и наиболее древние долины, имевшие значительные врезы, менее зависят от структурного плана, нежели более молодые. На поздних стадиях

расчленения (плиоцен — плейстоцен) активизация блоковых движений и омоложение многих древних разломов резко повысили роль тектоники в развитии долин, главным образом их наиболее молодых генераций. Общим результатом расчленения явилось создание сложной системы речной сети Байкальской горной области, где основными могут считаться коленчатый или ортогональный и параллельный, а подчиненными — древовидный и центробежный рисунки. Схемы дешифрирования материалов дистанционного зондирования на участки склонов хребтов Приморского и Хамар-Дабана показывают, что значительная часть долин строгой ориентировкой и спрямленностью указывают на их приуроченность к структурным линиям (рис. 43).

Влияние тектоники на рисунок гидросети выражено преимущественно в малоамплитудных поперечных или диагональных нарушениях, а также в продольных по отношению к морфоструктурам рифта нарушениях, оперяющих основные рифтогенные разломы. Избирательная препарировка и вскрытие таких нарушений во многом зависят от их соответствия первичным уклонам рельефа. Поэтому гидросеть часто лучше подчеркива-

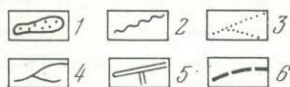
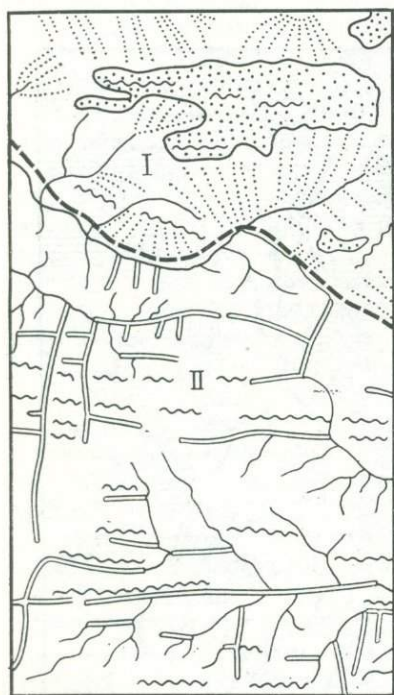


Рис. 43. Связь гидросети Приморского хребта с морфоструктурой и морфоскульптурой рельефа (схема дешифрирования космического снимка)

1 — останцовые возвышенности, 2 — структурно-литологические гряды и куэсты. Долины: 3 — безруслые (делли); 4 — извилистые, нечетко ориентированные; 5 — прямолинейные, структурно обусловленные; 6 — граница между пенепленизированной осевой частью (I) и расчлененными склонами (II) хребта

ются не преобладающие, а второстепенные разломы. Этим объясняется то обстоятельство, что многие малоактивные поперечные разломы Байкальской рифтовой зоны на больших протяжениях подчеркиваются речными долинами, а продольные нарушения маркируются уступами на склонах хребтов.

Наглядный пример зависимости расчленения от разломной тектоники дает изучение космических снимков Икатского хребта в бассейнах рек Ямбуя и Ины. Приразломные долины здесь активно углубляются и расчленены на всех уровнях, а соседние «внеразломные» имеют плоские днища и отстают от снижения междуречий. В результате создаются два типа расчленения: 1) с выпуклыми склонами, узкими тальвегами и уплощенными междуречьями и 2) с вогнутыми склонами, расширенными долинами и междуречьями останцового типа.

В пределах рифтовых котловин рисунки гидросети подчиняются главным образом региональным уклонам и морфологии аккумулятивных равнин. Разломы фундамента «просвечивают» через толщи осадков котловин в виде линеаментов и в условиях однообразной литологии осадочного покрова редко определяют характер и направление отдельных долин. Вместе с тем разломы во многом определяют дифференциацию типов рельефа котловин и распределение уклонов, оказывая таким образом косвенное влияние на строение рельефа областей аккумуляции.

Асимметрия основных хребтов Байкальской рифтовой зоны — Байкальского, Приморского, Верхнеангарского, Баргузинского — проявляется и в различиях рисунка гидросети на противоположных склонах. Приразломные, более крутые, юго-восточные склоны расчленены густой сетью параллельных долин, спрямленных в плане в связи с чрезвычайно большими уклонами. Более пологие склоны северо-западной экспозиции в зависимости от геологического строения и структуры имеют коленчатую или дендровидную систему расчленения с меньшими уклонами тальвегов, крутизной склонов и густотой долин. На космических снимках подобные различия проявляются весьма отчетливо. Особенно четко они видны на Байкальском хребте, где контрасты в строении гидросети зависят не только от асимметрии хребта, но также и от климатических различий (сильное увлажнение северо-западного и аридизация юго-восточного склона) и неодинакового влияния базисов эрозии (уровень Байкала в 455 м расположен в 2—5 км от оси хребта, а равные по высотам створы долин Предбайкальского прогиба — на расстоянии десятков километров).

Контрасты в расчленении склонов Баргузинского хребта несколько меньше из-за меньшей асимметрии хребта и обратного влияния базисов эрозии (уровни Баргузинской котловины выше Байкала на 40—50 м). Сглажены различия и на Верхнеангарском хребте в связи меньшей климатической дифференциацией.

Рисунки эрозионной сети и морфология отдельных долин чутко реагируют на изменения тектонической структуры хребтов. Например, восточный склон Баргузинского хребта образован не-

сколькими кулисами единого глубинного разлома, которые разделены продольными тектоническими депрессиями — грабенами. На участках кулис и в местах изменения ориентировки разлома, его «переломов» параллельное поперечное расчленение хребта меняется, появляются расширенные продольные долины. Сильное влияние на рисунок долин оказывает и литология пород Баргузинского хребта. Ориентировка долин строго выдержана и наследует простирание пород на участках развития метаморфических комплексов, а в пределах интрузий гранитоидов системы долин менее определенные. Аномальная глубина и ширина долин обычно связаны с их приуроченностью к участкам пересечения нескольких разломов, к «морфоструктурным узлам». На Байкальском хребте к подобным относятся долины рек Куркулы, Молокона, Грамны, Кичеры, а на Баргузинском — Фролхи, Большой и Шаманки.

Морфология долин и ее связь с тектоникой

Среди морфогенетических типов долин, хорошо дешифрирующихся на космических снимках, наиболее четко выделяются эрозионно-солифлюкционные на выровненных междуречьях, ледниковые или троговые в областях древнего оледенения, узкие и глубокие эрозионные на склонах хребтов и широкие пойменные (либо слаботеррасированные) в котловинах.

Эрозионно-солифлюкционные долинообразные ложбины (делли) имеют широкое распространение на пологих слабозалесенных склонах междуречий, не освоенных современной эрозией. Наиболее детальный анализ этих форм проведен нами в Приольхонье. Осевая часть Приморского хребта в бассейнах рек Анги и Сармы имеет вид свода, осложненного многочисленными грядами, холмами и останцами с высотами 1500—1650 м — гольцы Харгитуй, Сарминский, Табун-Тологой. Указанные формы образованы избирательной денудацией и препарировкой геологической структуры пенепленизированной поверхности. Со всех сторон денудационные формы окружены пологими склонами с высотами 1000—1300 м и ландшафтами таежных редколесий. По формам профилей склоны преимущественно вогнутые в верхних частях и выпуклые в нижних, имеют средние падения 5—12°. Ниже склонов располагаются седловины и плоские водосборы со слабоврезанными верховьями долин.

Судя по рисунку горизонталей на топографических картах, поверхности пологих склонов (они занимают наибольшие площади осевой части хребта) равномерно залесены и не расчленены. Лишь на отдельных участках горизонтали позволяют предполагать слабое расчленение. Анализ аэрокосмических снимков позволяет по-иному представить строение пологих склонов. На снимках отчетливо видно, что почти все склоны изборождены прямолинейными или дугообразными ложбинами, которые располагаются в строгом соответствии с уклонами (рис. 44). На склонах с неизменной ориентировкой они параллельны, а в водосборных во-

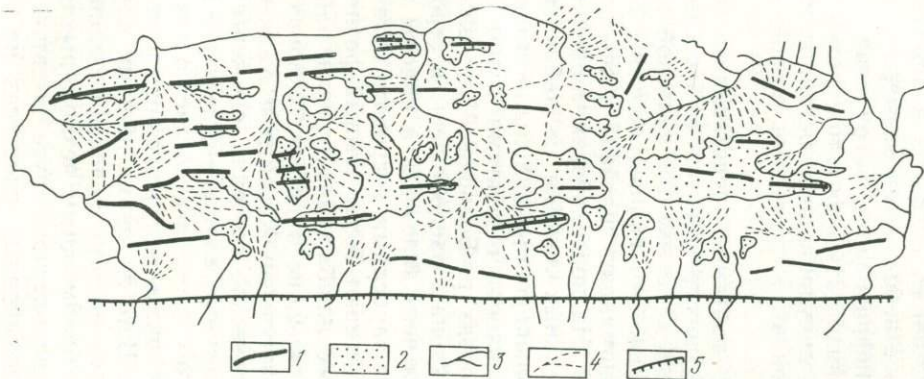


Рис. 44. Расчленение осевой части Приморского хребта

1 — структурно-литологические гряды, 2 — останцово-денудационный рельеф, 3 — тальвеги долин, 4 — безрусловые ложбины — деллы, 5 — разлом

ронках сходятся и образуют веера типа «конских хвостов» или «силовых линий магнитного поля». Ложбины либо безрусельные, либо с неявно выраженными русловыми формами. Следствием расчленения склонов ложбинами—деллями является их неравномерная залесенность. Тальвеги ложбин имеют относительно разреженное залесение, отчасти заболочены и выделяются светлыми полосками на фоне залесенных склонов и межложбинных повышений. Днища наиболее крупных ложбин по фототону приближаются к склонам денудационных останцов и заболоченных днищ крупных долин. В связи с небольшими размерами деллеобразных ложбин точное их дешифрирование затруднено. Их сочетания создают перистый или полосчатый фототон, резко отличающийся от пятнистого фототона денудационных останцов и равномерного тона более крутых склонов за пределами осевой части Приморского хребта.

Склоны, изрезанные деллями, представляют особый широко распространенный морфологический тип в бассейнах рек Ципикана, Чины и Витимкана на стыке Байкальской горной области и Витимского плоскогорья. Эти склоны пологие, сопрягаются с днищами депрессий, напоминают шлейфы в основании коренных склонов возвышенностей. На поверхностях, лишенных чехла рыхлых отложений, безрусельных ложбин не наблюдается. Однако наиболее пологие солифлюкционные склоны не имеют хорошо развитых ложбин. Форма склонов с деллями слабо выпуклая или прямолинейная. В верховьях р. Большой Чуи делли наблюдаются на многих пологих склонах, расположены в строгом соответствии с уклонами. Их тальвеги залесены, а склоны и межложбинные повышения покрыты зарослями кедрового стланника. На космических снимках делли имеют более темный фототон.

Системы безрусельных ложбин междуречий наблюдались на Северо-Байкальском нагорье, на западных склонах Байкальского хребта, а также на междуречье Киренги и Ханды. Эти области имеют различное геологическое строение, сложены гранитоидами, кварцитами, кристаллическими сланцами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Это обстоятельство дает основание полагать, что литология пород не оказывает решающего влияния на формирование сети ложбин. В то же время общими для всех районов развития деллей являются пологие уклоны (крайние пределы 5—20°), покрытие склонов маломощным чехлом рыхлых отложений, положение в верхнем редколесном ярусе таежной зоны, активность мерзлотно-солифлюкционных процессов на склонах. Видимо, сочетание этих условий и приводит к широкому развитию столь своеобразных форм рельефа.

В работах, затрагивающих происхождение деллей [30, 37], активное мерзлотно-солифлюкционное движение склонового материала признается важнейшим фактором их образования. Сеть ложбин именуется полосами стока надмерзлотных вод, сортированными полосами, формами струйчатого смыва, полосами течения материала. Важно отметить, что в зависимости от конкретных

ландшафтных условий тальвеги деллей в одних случаях обнажены и дешифрируются как светлые полосы на более темном фоне, а в других задернованы или залесены и выглядят как темные полосы. На наш взгляд, это мало исследованная закономерность может пролить свет на механизм образования и стадии формирования деллей. Аэрофотоснимки склонов с полосчатым расчленением показывают, что рисунок деллей подчиняется уклонам и образует сеть параллельных или сходящихся, извилистых или спрямленных полос. Однако, в отличие от эрозионных форм рельефа, они могут расходиться и дробиться при движении вниз по склону. В связи с этим вызывает сомнение высказывание Ю. Г. Симонова о том, что делли никогда не сливаются вниз по течению и что, напротив, на мысах они расходятся. Помимо того что это утверждение не соответствует материалам дистанционных исследований, оно и нелогично, так как расхождение деллей на мысах должно сменяться их схождением на склонах водосборных воронок.

Весьма многочисленны и разнообразны по морфологии ледниковые долины рифтовых хребтов Прибайкалья. Среди них существуют практически все разновидности, отмеченные для горных областей Л. Г. Бондаревым (1975 г.), который выделял трогги продольных долин синклинального типа, трогги грабенных, поперечные и сквозные трогги. Сложная блоковая тектоника Прибайкалья предопределила преимущественное развитие трогов-грабенных и приразломных долин и относительно малое распространение ледниковых долин синклинального типа. Структурная обусловленность характерна также для многих поперечных и сквозных трогов, которые связаны с зонами сгущения тектонических трещин или с безамплитудными разломами.

Узкие троговые долины-притоки в осевых частях хребтов переходят в расширенные крупные трогги таких долин как Светлая или Томпуда на севере Баргузинского хребта. Расширенные трогги открываются в экзарационные депрессии как, например, в верховьях р. Холодной или в аккумулятивные впадины у подножия хребтов. Соотношения эрозии, экзарации и тектоники как факторов образования трогов при этом меняются. Нетипичны для Прибайкалья, но заслуживают внимания затопленные трогги — фьорды на побережье Байкала в заливах Фролиха, Аяя, а также на оз. Фролиха. На их морфологию повлияли также озерная аккумуляция и абразия. Аномальные по размерам и глубинам ледниковые долины образованы в местах, где тектоника, эрозия и оледенения были особенно активны и действовали в одном направлении. Подобные долины характерны для зон пересечения нескольких разломов, которые были освоены крупными долинами, а впоследствии оказались в областях усиленной экзарации. Значительные переуглубления на днищах аномальных трогов в настоящее время заняты крупными озерами (Фролиха, Грамна, Кичерское).

Приразломные троговые долины помимо прямолинейности или циркульности в плане обладают и другими характерными особенностями. Их склоны при значительных высотах и крутизне от-

носительно слабо расчленены. Открывающиеся в основную долину трог-притоки или ледниковые цирки имеют очень высокие устьевые ступени. По-видимому, это объясняется тем, что приразломная долина еще в доледниковый период значительно опережала в своем углублении притоки, что привело к образованию всеяких устьев боковых долин. Во время оледенения неодинаковая экзарация крупных и мелких ледников еще больше подчеркнула эту особенность долин.

Троги, заложенные вдоль разломов, отличаются также асимметрией поперечного профиля. Примером может служить долина р. Верхняя Акули на севере Баргузинского хребта. Ее левый борт менее крутой, достаточно расчленен цирками и короткими трогами притоков, а правый монолитный, осложнен короткими крутопадающими логами с лавиносборами и имеет прямолинейный профиль. Указанные различия, очевидно, накапливались на протяжении всего периода развития долины. Заложенная по разлому, долина с самого начала имела разные площади водосборов на противоположных склонах, так как вздернутый блок приподнятого крыла, наклоненный от долины, отдавал сток в соседний бассейн. Его расчленение было ослабленным и замедленным по сравнению с опущенным и наклоненным в сторону долины блоком. Оледенение еще более увеличило морфологические различия между склонами. Асимметрии долин способствовало и положение русла у подножия крутого склона, его подработка рекой и отступление.

Заложенные по ортогональной системе разломов расширенные троговые долины Байкальского хребта на космических снимках хорошо выделяются на фоне многочисленных суженных «аструктурных» долин. Особенно эффектны «кресты» из перпендикулярно сходящихся трогов в бассейнах Рели, Кунермы, Окунайки, Савкиной и Мини.

Развитие троговых долин на противоположных склонах хребтов рифтовой зоны протекало неодинаково, также как и формирование систем расчленения в целом, о чем было сказано выше. В качестве примера рассмотрим различия в морфологии ледниковых долин на западном склоне Байкальского (рис. 45, *а*) и восточном склоне Баргузинского (рис. 45, *б*) хребтов. Западный склон Байкальского хребта расчленен крупными извилистыми в плане долинами-трогами рек Кунермы, Сухой, Ярала, Нижней и Верхней Ирели, Улькана и др. Все ледниковые долины расширенные, имеют корытообразные днища, перекрытые маломощной мореной. Несколько выше «фаса» хребта, т. е. границы его сочленения с Предбайкальским прогибом, трог резко расширяются, их днища преобретают вид холмисто-моренных равнин с многочисленными валами и озерными западинами. Языки моренных равнин выдвигаются в прогиб на 15—20 км. Морфология ледниковых долин восточного склона Баргузинского хребта иная. Троги имеют здесь очень крутые продольные профили, суженные тальвеги, лишённые моренных накоплений, и прямолинейные резкорасчлененные склоны. Следы экзарации почти не сохранились в морфо-

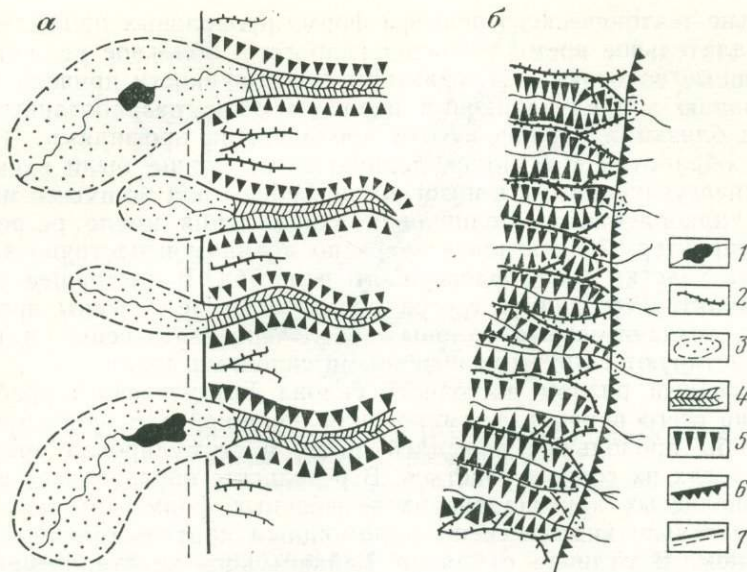


Рис. 45. Морфология ледниковых долин на склонах, обусловленных пликативными (а) и дизъюнктивными (б) дислокациями

1 — русла и моренные озера, 2 — гребни боковых отрогов, 3 — моренные равнины, 4 — расширенные днища трогов, 5 — склоны трогов, 6 — разлом, 7 — структурные гряды в области флексуры

логии долин. О том, что долины были вместителями ледников, косвенно свидетельствуют конусы моренных отложений в тыловой части подгорной равнины, на участках выхода долин из пределов хребта. Причиной плохой сохранности форм ледниковой обработки являются активные процессы обрушения, осыпания, эрозии, лавинной и селевой деятельности, которые преобразовывали склоны трогов в послеледниковый период. Помимо этого следы экзарационно-аккумулятивной деятельности оледенения здесь не столь яркие, как на склоне Байкальского хребта, в связи с тем что ледники были короткими, маломощными и существовали относительно недолго.

Перечисленные различия в особенностях ледникового рельефа объясняются главным образом неодинаковой тектонической структурой склонов хребтов. Зона сочленения Байкальского хребта с Предбайкальским прогибом представляет собой флексуру, осложненную на отдельных участках разрывными нарушениями. Постепенное увеличение углов падения горизонтов палеозоя и протерозоя по мере приближения к структурному шву и отсутствие единого разлома обусловили плавное сочленение поднятия и прогиба. Переходная зона между ними имеет рельеф асимметричных куэстовых гряд, обращенных крутыми склонами на восток и повышающихся в этом направлении. Пологие западные склоны гряд постепенно переходят в наклонные денудационно-аккумулятивные поверхности прогиба. Умеренная крутизна склонов хребта, соот-

ветствие тектонического рельефа форме продольных профилей долин, длительное время развития гидросети, обильное увлажнение и мощные водотоки — эти факторы в совокупности привели к образованию в предледниковый период хорошо разработанных долин с близкими к равновесным продольными профилями. В процессе обработки этих долин ледниками их днища были расширены и переуглублены, а в низовьях погребены под мощными моренными накоплениями. Ледниковая аккумуляция имела регрессивный характер, продвигалась вверх по долинам и частично захватывала участки выше флексурного перегиба. В настоящее время аккумулятивные днища трогов практически не освоены эрозией, имеют незначительные уклоны, заболочены, заозерены и резко контрастируют с крутыми коренными склонами долин.

Активный разлом восточного склона Баргузинского хребта в течение всего периода формирования долинной сети поддерживал перегибы продольных профилей долин и стимулировал врезание в пределах их горных участков. В результате образовалась система ущелистых крутопадающих эрозионных форм, которая была незначительно видоизменена маломощным кратковременным оледенением. В отличие от долин Байкальского хребта, имеющих «раструбы» при выходе на равнину, врезки Баргузинского хребта даже несколько сужаются перед разломом и в плане имеют вид конусов с вершинами на разломе. В полосе сочленения хребта и впадины горные долины отделены друг от друга треугольными склонами — «фасетами» тектонического происхождения, местами перегорожены поперечными коренными отрогами или «шпорами» и отделены ими от вершин пролювиальных конусов выноса или моренных накоплений у подножия хребта.

Если рассматривать с такой же точки зрения склоны других хребтов рифтовой зоны, можно видеть, что западный склон Баргузинского хребта по строению и особенностям развития долин близок к западному склону Байкальского хребта, а аналогами охарактеризованного приразломного склона Баргузинского хребта являются оба борта Верхнеангарской котловины и в какой-то мере северо-западное побережье Байкала. Последнее на участке м. Заворотный—м. Котельниковский охватывалось оледенением, о чем свидетельствуют цирки в верховьях долин и моренные отложения на подгорной равнине. Однако сами долины не имеют формы трогов; они созданы и преобразуются активными процессами эрозии и гравитации.

Определенная при помощи космических снимков примерная форма продольных профилей рек Переёмной и Мишихи (см. рис. 30) хорошо согласуется с профилями этих рек, изображенными на рис. 46, который позаимствован из работы С. С. Воскресенского [6]. Действительно, на обоих рисунках верхние участки профилей имеют вогнутую форму, причем в бассейне Мишихи входящий угол в верховьях значительно больше и острее; низовья Мишихи имеют в целом выпуклый профиль, а Переёмной — вогнутый; крутизна профиля Переёмной гораздо больше. Вместе с тем

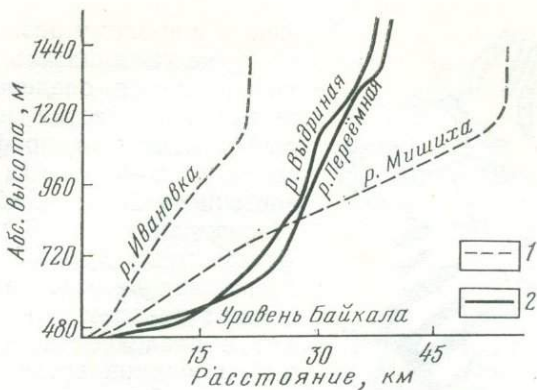


Рис. 46. Продольные профили долин рек Переёмной и Мишихи хребта Хамар-Дабан. По С. С. Воскресенскому

1 — эрозионных, выпуклых в нижней и средней частях; 2 — ледниковых, вогнутых в нижней и средней частях

указанные различия продольных профилей следует объяснить влиянием нескольких факторов и неодинаковой историей развития долин, а не ледниковым происхождением долины р. Переёмной и эрозионным происхождением долины р. Мишихи. Даже если допустить, что по долине Переёмной ледник спускался до низовьев, вогнутый профиль долины нельзя объяснить экзарационным воздействием льда на коренное ложе. Для того чтобы продольный профиль р. Переёмной из прямолинейного превратился в вогнутый, следовало его понизить в средних частях долины примерно на 200 м. Это нереально, учитывая небольшую в целом способность ледников к глубинной эрозии. Кроме того последние исследования [15] свидетельствуют о том, что масштабы оледенения хребта Хамар-Дабан были сильно преувеличены, и по долине Переёмной ледник значительно не доходил до Байкала. Узкие тальвеги и прямолинейные склоны долин в верховьях р. Переёмной не свидетельствуют о их существенной обработке ледниками, а спрямленная или дугообразная форма в плане является, как показало изучение космических снимков, результатом связи долин с системой структурных линий хребта (рис. 47). Следовательно, профили долин рек Переёмной, Выдринной и других были вогнутыми и до оледенения. Значительные стрелы прогиба профилей объясняются первичной формой склонов хребта, его сильной раздробленностью и совпадением долин с разломами, а также увлажнением склонов и активным врезанием многоводных водотоков. Самые верхние участки долин, имеющие вогнутые профили меньшей кривизны, с большим основанием могут обуславливаться экзарацией, так как они располагаются в области влияния длительного существовавших долинно-каровых ледников.

Верховья «надледниковой» [6] долины р. Мишихи в значительной мере обязаны своим вогнутым профилем активному оледене-

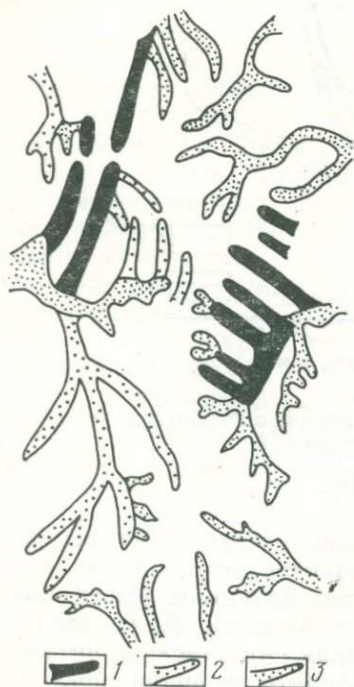


Рис. 47. Строение гидросети восточной части хребта Хамар-Дабан

Долины: 1 — прямолнейные, 2 — дугообразные, 3 — извилистые

расчленил лишь устьевые части трогов-притоков и ледниковых цирков, а в крупных долинах голоценовые врезы измеряются первыми метрами. В большинстве случаев послеледниковые врезы имеют одну плохооформленную террасу высотой от 2 до 7—10 м. На участках малых уклонов преобразование днищ трогов происходит главным образом путем боковой миграции русел, подработки склонов моренных холмов и освоения западин ледникового рельефа. В подобных случаях уступы вдоль русел не выдержаны по высотам и не могут использоваться для оценки масштабов глубинного врезания.

Долины, морфология и этапы развития которых определяются в основном эрозионной деятельностью водотоков, имеют наиболее широкое распространение в Байкальской горной области. Оконтуривание площадей развития эрозионных долин является основным методом выделения эрозионных типов рельефа. Однако это не всегда легко сделать в верхнем ярусе рельефа, поскольку переходы от долин междуречий к расчленению склонов часто постепенные. Смена эрозионных долин поверхностями аккумуляции

нию и широкому развитию каров, о чем уже упоминалось выше. Не охватывавшиеся оледенением лежащие ниже участки имеют выпуклый продольный профиль в связи со сводово-блоковым поднятием восточного Хамар-Дабана и существованием в осевой части хребта фрагментов древней поверхности выравнивания. Последняя как бы служит цоколем для трогов и цирков и разделяет верхний ледниковый и нижний эрозионный участки долины. Различная сохранность древнего рельефа на западе и востоке хребта объясняет и неодинаковую протяженность выпуклых участков профилей сравниваемых нами долин рек Переёмной и Мишихи.

Послеледниковое расчленение долин трогов Байкальской горной области в целом невелико, хотя и неодинаковое в разных бассейнах и долинах. Низовья ледниковых долин обычно имеют небольшие уклоны и невысокое положение над базисами эрозии, что не способствует врезанию водотоков. Регрессивная же эрозия в центральных частях хребтов успела значительно

обычно более резкая, четко фиксируемая на картах и фотоизображениях.

Слабо врезанные расширенные и заполненные обломочным материалом верховья долин — частое явление в Прибайкалье. Об этом упоминала еще Н. В. Думитрашко [12], указывавшая на классические примеры Приольхонья и осевых частей многих хребтов. Уплощенность верхних звеньев гидросети, на наш взгляд, объясняется несколькими причинами. Формы расчленения древних пенепленизированных поверхностей до настоящего времени развиваются по пути выполаживания и выполнены отложениями дорифтового этапа рельефообразования. Типичные примеры таких полупогребенных денудированных долин и ложбин встречаются на о-ве Ольхон, а также на слабоподнятых плато в бассейне р. Витима. В осевых частях хребтов рифтовой зоны формы древнего расчленения сильно преобразованы или уничтожены процессами гольцовой денудации, верховья молодых долин обычно нерезкие, а мощности рыхлых отложений повышенные. Это связано с развитием долин гольцового пояса под совокупным влиянием эрозии и активных склоновых процессов — криогенного смещения, солифлюкции, курумообразования. В доледниковый период долины главным образом углублялись и врезались в междуречья, а в эпохи оледенения перерабатывались процессами перигляциальной денудации. Факторы активных мерзлотно-солифлюкционных процессов существуют и сейчас, хотя они и ослаблены. Погребенные верховья долин и мощные накопления склоновых отложений в пределах таежного пояса могут рассматриваться как реликты ледниковой эпохи.

Слабая оформленность звеньев гидросети может быть также следствием начальных стадий эрозионного расчленения междуречий на современном этапе рельефообразования. Таким образом, задача состоит в определении динамической фазы или стадии развития верховьев долин — углубляются они, нивелируются или находятся в состоянии динамического равновесия?

Как было показано выше на примере верховьев р. Переёмной в Хамар-Дабане, при глубоком расчленении доледникового рельефа, его слабом преобразовании ледниками и последующем активном врезании бывшие ледниковые долины мало напоминают трогги. Морфология долин в таких случаях является ненадежным показателем при оконтуривании границ распространения оледенений.

Вместе с тем можно привести и примеры резкой смены эрозионных долин формами междуречий или трогами. Это имеет место там, где развитие древнего расчленения шло в условиях малых уклонов, ослабленной эрозии и активной денудации. Так, на восточном Хамар-Дабане очень наглядна смена пологосклонных ложбин древней поверхности выравнивания крутосклонными логами в бассейне р. Правой Мишихи. В бассейне р.левой Мишихи столь же четко прослеживается переход от расширенных уплощенных днищ троговых долин к активно врезающимся тальвегам современной эрозионной сети.

Поперечные профили эрозионных долин, зависящие от размера, возраста, структурного положения форм, литологии коренных пород, экспозиционно-ландшафтных факторов и т. д., достаточно разнообразны. Преобладают V-образные профили, меньшим распространением пользуются трапециевидные профили, когда склоны разделены достаточно широким плоским дном. На плато-вых возвышенностях Предбайкалья встречаются долины, имеющие ступенчатые профили склонов. Как отмечала Н. В. Думитрашко, ущелья долин образуются главным образом вдоль тектонических зон и на участках прорыва конечных морен. Между тем повышенная трещиноватость и выветрелость пород приразломных зон, а также наличие узких грабенных впадин вдоль разломов стимулируют и расширение долин, образование эрозионно-тектонических депрессий. Ущелья же в конечно-моренных валах неглубокие, имеют локальное распространение. Региональный фактор образования ущельистых долин Байкальской горной области — сбросовые тектонические склоны рифтовых впадин. Ущелья обусловлены здесь резкими перепадами рельефа, тектоническим дроблением пород, обнаженностью аридизированных склонов.

Предопределенность эрозионных долин разрывными нарушениями по-разному проявляется в зависимости от рисунка гидросети. Так, протяженные долины пологих склонов хребтов образуют совместно с притоками древовидные рисунки расчленения. На фоне такого расчленения легко выделяются прямолинейные участки долин, связанные с поперечными или диагональными разломами. По сочетаниям дендритового и коленчатого рисунков можно судить о роли блоковой тектоники в образовании долин, например, в бассейнах рек Аргоды, Акулы, Богунды и Чильчира на Икатском хребте, а также в бассейнах рек Фролихи и Большой на хребте Баргузинском. Долины крутых приразломных склонов обычно заложены в строгом соответствии с уклонами, параллельны друг другу и спрямлены. Распознавание поперечных разломов по рисунку таких долин затруднено и часто требует учета дополнительных данных, таких как аномальные размеры долин, асимметрия их продольных профилей, прослеживание структурных линий от верховьев долин через осевую часть хребта на противоположный склон, трассирование разлома в пределах предгорных равнин и т. д.

Рядом особенностей отличаются долины пологих пликативных склонов хребтов рифтовой зоны, имеющие асимметричные поперечные профили и дугообразную форму в плане. В. В. Ламакин [20] назвал их «циркульными», и этот термин впоследствии был использован другими исследователями. Циркулярные долины имеют более крутые выпуклые склоны, которые обычно обращены в сторону осевых частей хребтов. Вогнутые склоны более пологие, хотя данная закономерность не всегда выдерживается. По строению циркулярные долины различны. Иногда они образованы участком одной долины, а на западном склоне Байкальского хребта принадлежат к бассейнам двух рек (рис. 48). В последнем слу-

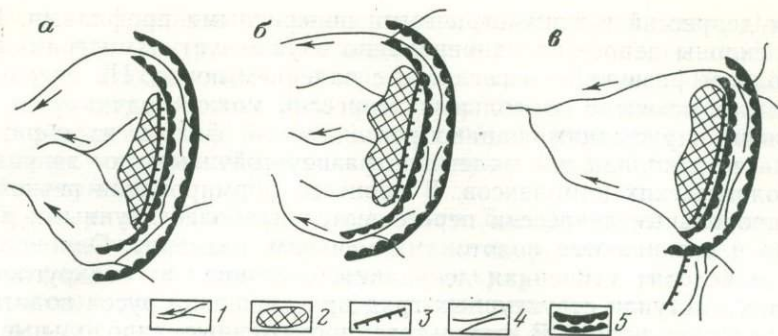


Рис. 48. «Циркулярные» долины Западного склона Байкальского хребта по материалам космических съемок)

а, б, в — примеры долин. 1 — тальвеги долин и направления стока, 2 — пологие склоны и вершины структурных гряд, 3 — крутые склоны куэст, 4 — сквозные структурно-эрозионные депрессии, 5 — «циркулярные» долины

чае центральная часть долины представляет собой водораздельную седловину, которая с двух сторон осваивается верховьями водотоков. Таким образом, по происхождению подобные циркулярные понижения могут считаться денудационно-эрозионными.

Согласно представлениям В. В. Ламакина [20], циркулярные долины рифтовой зоны Прибайкалья предопределены дугowymi зонами горизонтального растяжения земной коры. Направления растягивающих сил различны: в южной части Байкальской впадины они направлены к юго-западу, а в северной — к северо-западу. С этим связана определенная ориентировка дугообразных участков долин. В частности, на западном склоне Байкальского хребта все дуги обращены своими концами на северо-запад.

Анализ материалов дистанционного зондирования показал, что схема распространения циркулярных долин В. В. Ламакина и ее интерпретация вызывают определенные возражения. Включенные в схему участки долин выбраны произвольно; искусственно объединены в дуги и долины разных бассейнов. Площадная оценка рисунков гидросети показывает, что помимо выделенных В. В. Ламакиным дуг, существует много циркулярных участков других ориентировок. Таким образом, в своей плановой части эта схема формальна. Что касается генетического толкования циркулярных долин, то лишь немногие из них совпадают с разломами, подтвержденными геологическими данными или хотя бы материалами дешифрирования снимков. Не отрицая возможностей связи участков речных долин с дугообразными разломами и зонами растяжения (примеры этого приведены выше, при анализе долин бассейна р. Переёмной), отметим, что на участках моноклиального залегания пород западного склона Байкальского хребта образование дугообразных долин можно объяснить иначе. В условиях пологого и выдержанного падения пород избирательная денудация и эрозия приводят к образованию продольных структурно-литологиче-

ских депрессий с асимметричными поперечными профилями. Крутые склоны депрессий одновременно служат уступами гряд-куэст, а пологие развиваются согласно с падением пород. На отдельных участках развитие продольных депрессий может подчиняться разрывным нарушениям, однако региональный фактор их образования — моноклинальное залегание разноустойчивых к денудации литологических комплексов. В процессе формирования речной сети продольные депрессии пересекаются наиболее крупными долинами и осваиваются водотоками меньших размеров. Одновременно происходит усиленная денудация, срезание и «закругление» резких выступов структурных гряд при смещении русел водотоков по падению пород. В результате протяженные продольные депрессии распадаются на изолированные звенья, которые вместе с близлежащими участками эрозионных долин образуют дугообразные понижения, четко дешифрирующиеся на космических снимках.

К последнему из широко распространенных морфогенетических типов долин Прибайкалья относятся долины аккумулятивных равнин в пределах предгорных прогибов и межгорных впадин. Отличительные их признаки, фиксируемые на космических снимках: нерезкость границ в связи со слабым развитием террас и небольшим врезом в поверхности аккумуляции, большая ширина, сложный рисунок русла и его активные деформации. Извилистость или дробление русел на равнинных участках долин наиболее хорошо видны при дистанционных исследованиях. Несмотря на то что излучины и меандры относятся к сравнительно небольшим формам рельефа, их изучение с использованием материалов аэрокосмических съемок вполне возможно благодаря четкости фотоизображения. Ценность подобных методов особенно велика потому, что анализ динамики русел путем сопряженного анализа топографических карт и лотий очень несовершенен в связи со схематичностью лотий, обедненным их содержанием и нередко встречающимся упрощенным показом русловых форм на топографических картах.

Временные ряды аэрокосмических снимков, как многолетние так и внутригодовые, также незаменимы при теоретических и прикладных исследованиях русловых процессов.

Проследим на нескольких примерах характер изменения русловых форм водотоков рифтовых котловин и дадим этому возможную интерпретацию (см. рис. 32).

В долине р. Катеры, левого притока Верхней Ангары, горная часть характеризуется суженным ветвящимся руслом, которое сохраняется и на конусе выноса в котловине, а в пределах аллювиальной равнины сменяется меандрами. Эта смена объясняется сокращением твердого стока реки и выполаживанием ее уклонов. В приустьевой части долины, где русло реки проложено среди подтапливаемой в паводки аллювиально-болотной равнины, размеры меандр уменьшаются в 2—3 раза, что должно быть следствием изменения руслоформирующих расходов. Очевидно, на аллювиальной равнине русло достаточно врезано, и паводки в целом умещаются в нем. Руслоформирующими расходами, опреде-

ляющими размеры и кривизну меандров, являются здесь максимальные расходы реки. При переходе в зону сезонного подтопления русло Катыры практически теряет врез. Паводковые уровни при этом проходят над руслом, а скорости их движения невелики. В результате извилистость русла обуславливается только небольшими меженными расходами, которым и соответствуют параметры меандров.

Русло р. Аргоды перед выходом в Баргузинскую котловину слабо извилистое, практически лишено островов. Ниже разлома, разделяющего области врезания и аккумуляции, река образует внутреннюю дельту с сильно разветвленным руслом. На периферии дельты ветвление русла прекращается и оно начинает меандрировать. Меандры р. Аргоды занимают участок протяженностью примерно 25 км и могут считаться классическими за свои геометрически правильные формы и выдержанность параметров. При отходе русла от склонов Аргодинского отрога меандры исчезают, сменяются неправильными излучинами с редким ветвлением, которые характерны для прируслового участка долины. Меандрирование реки также свойственно отрезку долины, имеющему средние уклоны и умеренное количество наносов, не перегружающее русло, но достаточное для построения хорошо развитой поймы.

Русло р. Верхней Ангары в пределах восточной части Кичерской котловины спрямлено, в средней части активно меандрирует, а перед впадением в Байкал вновь спрямляется, но уже с ветвлением.

Как показывает дешифрирование, три указанные типа русла приурочены соответственно к территориям водноледниковой, аллювиально-болотной и озерно-болотной равнин. Каждый тип характерен своими уклонами, врезом русла, строением аллювия, высотой паводков.

В целом для территории Прибайкалья характерны две разновидности участков активного блуждания и меандрирования русел — в крупных впадинах и на побережье Байкала, где опускания и аккумуляция привели к выравниванию продольных профилей водотоков, и в центральных частях небольших высокоподнятых депрессий, куда еще не проникла современная эрозия. Типичными примерами участков первой группы могут служить низовья крупных рек — Верхней Ангары, Баргузина, Турки, Кики, Большого Чивыркуя, Томпуды и др. В настоящее время процессы меандрирования здесь осложнены или нарушены подпором в результате подъема уровня Байкала. Это привело к развитию так называемых «ленивых» меандров, у которых различия в крутизне, высоте и задернованности выпуклых и вогнутых берегов незаметны, а бровки пойменных уступов возвышаются над урезом воды на 0,5—1,0 м. Берега подобных излучин слабо возвышаются над заболоченными и заозеренными поймами, и даже внутри меандров среди пойменных грив часто встречаются болота и озера.

Участки второй группы встречаются в верхних частях бассейна рек — Лены, Киренги, Баргузина, Турки, Светлой и Витимка-

на. Маловодные водотоки блуждают здесь на плоских днищах древних депрессий среди озерных и склоновых отложений. Отмечая активное меандрирование рек Лены и Киренги, Н. В. Думитрашко обратила внимание на выдержанную ориентировку меандров и объяснила данную закономерность влиянием трещиноватости. В связи с этим следует подчеркнуть, что излучины русел рек, предопределенные структурой коренных пород, не развиваются по законам свободного меандрирования и не могут называться меандрами. Такие особенности излучин Лены и Киренги, как подмыв выпуклых берегов, наличие поймы или террасированность вогнутых берегов, также свидетельствуют о «вынужденном» характере изгибов рек, обусловленном влиянием рельефа коренного ложа долин.

Устья рек Байкальской впадины

На строение и динамику развития устьевых участков рек, впадающих в Байкал, оказывали или оказывают влияние многие факторы: тектоника, оледенение, речная эрозия и аккумуляция, береговые процессы, колебания уровня озера. Последний фактор, а именно повышение уровня Байкала на 1,4 м после строительства Иркутской ГЭС, имеет решающее значение для развития устьевых процессов на современном этапе. Подпор Байкала резко активизировал абразионные процессы и размыв берегов, увеличил вдольбереговое перемещение наносов и линейный рост аккумулятивных береговых форм (валов, баров, пересыпей и кос) при одновременном некотором размыве их со стороны озера. В результате этих изменений имело место подтопление устьевых участков долин с образованием лагун, заболоченных русел и пойм. Масштабы и характер подтопления были различными и зависели в первую очередь от рельефа и уклонов в дельтах рек. С этой точки зрения можно выделить три основных типа устьев рек Байкала: пролювиальные конусы западного побережья, блокированные устья восточного и северного побережья и дельта р. Селенги.

Исследователи уже обращали внимание на различную морфологию выдвинутых дельт рек западного берега Байкала — Голоустной, Бугульдейки, Сармы, Рытой, Шартлы, Тыи и отшнурованных устьев рек восточного берега — Кика, Турки, Баргузина, Большого Чивыркуя и Большой (А. В. Пинегин, 1975 г.). Вместе с тем в литературе отсутствует объяснение этого явления. Дельты западного побережья Байкала расположены у подножия крутых приразломных склонов Байкальского и Приморского хребтов в устьях крутосклонных ущелистых долин. Преобладание обнаженных обвально-осыпных склонов, большие уклоны тальвегов долин на всем их протяжении, значительная тектоническая раздробленность коренных пород создают условия для выноса в озеро огромных масс обломочного материала, который целиком откладывается в пролювиальных дельтах-конусах. Этому способствуют также увеличенные площади склонов долин и глубины врезов в

связи с выпуклым профилем склона хребта и вогнутыми профилями тальвегов. Несмотря на отмечавшиеся В. В. Ламакиным признаки опускания западного берега и усиленную абразию последних лет, дельты сохранили свою выдвинутость в озеро. Более того, интенсивное перемещение материала вдоль берега обусловило нарастание береговых валов на периферии некоторых дельт и появление между валами замкнутых лагун.

Устья рек восточного побережья находятся на значительных расстояниях от верховьев и областей наибольшего сноса. Прилегающие к ним мягкие залесенные склоны эрозионного рельефа поставляют в долины небольшое количество материала. Вогнутые склоны хребтов и конформные им профили тальвегов обуславливают относительно небольшие врезы долин, сокращенные площади склонов и меньшие объемы сносимого материала на единицу площади бассейнов. Поэтому в настоящее время поступление наносов в озеро с востока относительно невелико. В эпохи оледенения оно было больше, о чем свидетельствуют мощные накопления гляциального комплекса в низовьях долин. Однако теперь переотложение этих осадков и их вынос в озеро незначительны в связи с ничтожными уклонами в дельтах. Нижние участки крупных долин восточного берега, в отличие от западнобережных, располагаются в тектонических прогибах или защербах, имеющих длительные тенденции к опусканию. Прогибы являются аккумуляторами обломочного материала, причем накопление начинается часто далеко от устьев. Слабое выдвигание дельт в озеро полностью уничтожается спрямлением береговой линии в результате абразивной деятельности озера и движения наносов вдоль берегов. Блокировка устьев рек еще больше затрудняет сток, стимулирует дополнительное накопление осадков, заболачивание и заозеривание. Все эти процессы усилены также и подтоплением со стороны Байкала после повышения его уровня. В настоящее время дельтовые равнины долин восточного берега несколько повышены вблизи озера за счет активной озерной аккумуляции и образования дюнного эолового рельефа. При удалении от берега грядово-холмистый рельеф смещается заболоченными аллювиально-озерными равнинами. Наибольшие площади подтопления наблюдаются на севере Байкальской котловины, в низовьях рек Кичеры и Верхней Ангары.

Дельта р. Селенги отличается от устьевых участков других долин своими размерами, классической формой, строением и особенностями развития. В пределах дельты четко выделяются три основных уровня, каждому из которых соответствуют определенный рельеф и ландшафты [3, 29]. Низкий уровень дельты — область современного осадконакопления с превышением над озером до 2 м. По данным Б. А. Богоявленского, в его пределах можно выделить площади низкой и высокой поймы, или Кабанской террасы, которые отличаются степенью затопления и заболоченности. Дешифрирование космических снимков показало, что в результате повышения уровня Байкала даже наиболее возвышенные участ-

ки Кабанской террасы по фототону теперь мало отличаются от ежегодно заливаемых. Их несколько более светлые оттенки обусловлены луговыми ландшафтами, а фототон заболоченных площадей затемненный и пятнистый в связи с многочисленными островами леса.

Площадь современной аккумуляции Селенги может рассматриваться как типичная дельтовая равнина, формирующаяся под влиянием длительных паводков и сложной миграции протоков и рукавов. Процессы рельефообразования количественно неодинаковые в разных частях дельты и зависят от глубины и длительности затопления, но качественно они едины. Поэтому выделение среди заливаемых участков дельты площадей болотно-дельтовых и плоских пролювиальных равнин (по В. Н. Олюнину) нелогично.

Сравнение топографических и дистанционных материалов позволило оценить степень затопления и сокращение площадей дельты Селенги за период 1949—1975 гг. (рис. 49). До повышения уровня озера волновая деятельность и перераспределение материала на авандельте привели к относительному выравниванию контура дельты. Однако рельеф последней, несмотря на уплощенность, все же не был идеально ровным. Это проявилось при повы-

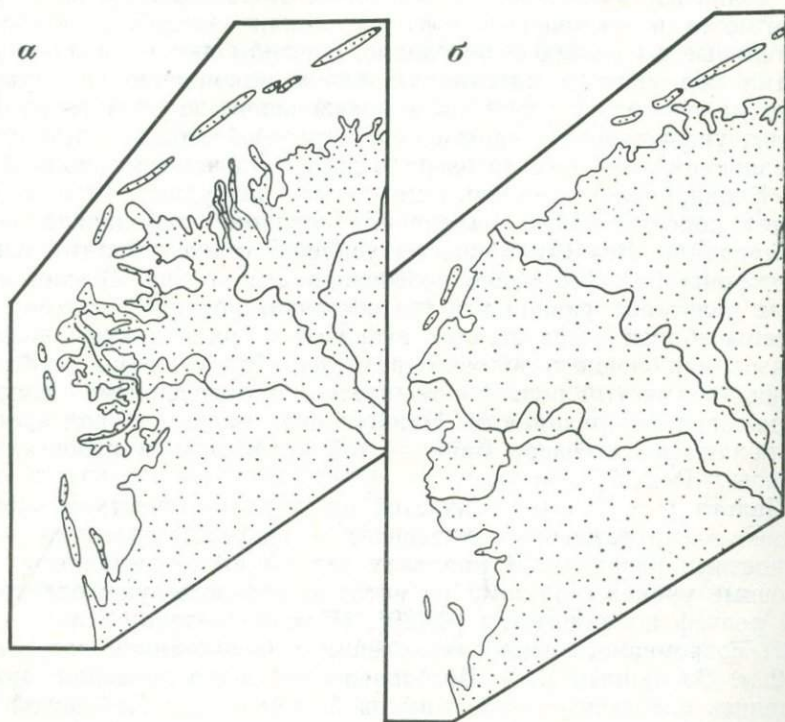


Рис. 49. Дельта р. Селенги по материалам дешифрирования космических снимков 1975 г. (а) и топографическим картам 1949—1950 гг. (б)

шении уровня и затоплении пониженных участков, в результате чего контур дельты стал весьма извилистым. На космических снимках удалось отдешифрировать большее число баров авандельты, чем нанесено на картах. Это особенно заметно в заливе Посольский Сор, где цепочка островов и баров почти полностью блокировала залив. Вместе с тем положение существовавших аккумулятивных форм не изменилось. Таким образом, материалы дистанционного зондирования наглядно указывают на активное наращивание береговых форм Байкала в результате абразии коренных берегов и увеличение размеров несмотря на затопление.

Средний уровень дельты р. Селенги — Кударинская терраса Б. А. Богдавленского — имеет относительные высоты над урезами в 20 м. Его уступы четко дешифрируются, осложнены амфитеатрами. Фототон террасы резко осветленный на обрабатываемых и осветненных площадях и темный на участках залесения.

Высокий уровень дельты, называемый Фофановской террасой и имеющий превышения до 80 м, считается боровым и на большой площади покрыт сосново-лиственничными лесами.

Материалы разных спектров съемки на дельту р. Селенги несут различную информацию о ее строении. Так, снимки коротковолновых зон спектра ($\lambda=0,48-0,60$ мкм) фиксируют четкий ареал мутности на мелководье перед дельтой. На снимках инфракрасной зоны ($\lambda=0,81$ мкм), где проникновение лучей в глубину наименьшее, мутьевые ареалы не прослеживаются. Интересно, что на этих снимках не видны даже аккумулятивные бары авандельты, которые имеют значительные площади осушки.

Развитие долин и их перестройки

Развитие речных долин Байкальской горной области рассмотрено во многих работах [2, 12, 25]. Однако обоснованные данными стратиграфии схемы развития гидросети существуют, пожалуй, только для Приольхонья, где сохранились мощные толщи древнего аллювия. Этапы формирования долин Байкальского и Баргузинского хребтов, Хамар-Дабана и Северо-Байкальского нагорья восстанавливаются по плохо сохранившимся фрагментам палеодолин, в которых рыхлые отложения уничтожены, либо не обнаружены. В результате предлагаемые схемы страдают неопределенностью возрастных датировок и пространственной ограниченностью. Опираясь на представления различных исследователей, можно нарисовать примерную картину развития эрозионной сети этого района.

Наиболее ранний период формирования речных долин совпадает с этапами развития древней поверхности выравнивания Прибайкалья и охватывает длительное время с конца мезозоя до начала олигоцена. К реликтам долин этого периода относятся погребенные ложбины малоизмененного пенеппена Приольхонья, денудационные депрессии слаборасчлененных междуречий на флангах рифтовой зоны, а также палеодолины Селенги и Витима.

Следующий период, охватывающий олигоцен — начало плейстоцена, может быть назван добайкальским. С ним связано заложение основных морфоструктур района и образование большей части речных долин. Дифференцированные движения неотектонического этапа привели к разрыву систем долин палеогена и к формированию нового рисунка расчленения, соответствовавшего тектоническим уклонам рельефа. Безусловно, отдельные участки гидросети первого этапа были при этом использованы водотоками и вошли в состав молодых долин, однако в целом системы долин бассейнов Лены, Киренги, Баргузина, Верхней Ангары и других оформились на втором этапе. Рассматриваемый этап представляется весьма сложным и неоднородным для разных бассейнов. Омоложение разломов земной коры, избирательная денудация, неравномерные движения привели к значительному усложнению рельефа. Речные долины в процессе врезания постоянно перестраивались, приспособлялись к новым условиям. Расчленение рельефа шло одновременно как по пути вскрытия приразломных зон и литологических контактов с образованием линейных эрозионно-тектонических депрессий, так и по пути врезания эпигенетических долин в соответствии с региональными уклонами местности, и в результате образовалась сложная дендровидно-коленчатая система долин. На наш взгляд, не следует резко разграничивать во времени этапы формирования продольных субмеридиональных и поперечных субширотных долин, как это принято для Байкальского хребта, т. е. считать первые более древними, а вторые молодые. Заложение этих двух систем долин было примерно одновременным, по мере нарастания поперечных уклонов продольные долины все больше отставали в своем углублении от поперечных и в конце концов оказались отмершими. На периклинальных окончаниях хребтов Сынныр, Баргузинский и Икатский, где региональные уклоны соответствуют направлению продольных долин, последние развиваются до сих пор — бассейн рек Тыи, Холодной, Турки, Чивыркуя.

Процессы речной аккумуляции на втором этапе были приурочены главным образом к тектоническим депрессиям. В пределах поднятий аллювий значительной мощности образовался только в древних долинах Приольхонья (бассейн рек Бугульдейки, Анги и Манзурки). Можно полагать, что аномальная для рифтовой зоны аккумуляция эоплейстоцена вне пределов впадин была связана с существованием крупного поперечного прогиба, пересекающего рифтовую зону с юго-востока на северо-запад. В рамках прогиба расположены долина р. Селенги, Усть-Селенгинская депрессия, а также погребенные долины Приольхонья. Длительная история развития поперечного прогиба отразилась и в деформациях исходной поверхности выравнивания. Прогиб разделяет Байкальский свод на две приподнятые части, очерченные изогипсами поверхности выравнивания в 1500 м [23].

Последний крупный этап развития долин — Байкальский. Он отличается от предыдущего двумя важными особенностями: пере-

стройкой гидросети в связи с образованием Байкала и оледенением. Поскольку возраст Байкала, по материалам последних исследований [2, 25, 26], считается ранне-среднеплейстоценовым, этот возрастной рубеж и следует принять за начало этапа образования долин. Тем более что появление ледников относится примерно к этому же времени. Как видим, этот рубеж не совпадает с началом общей активизации тектонических движений в Прибайкалье и со сменой раннеорогенного этапа позднеорогенным (конец раннего — начало среднего плейстоцена). Эпоха превращения сводовых поднятий Прибайкалья в блоковые, а пологосклонных котловин в рифтовые впадины безусловно имеет важнейшее значение для развития рельефа и, в частности, речных долин. Вместе с тем активизацию врезания и общие усложнения структуры гидросети нельзя считать принципиальными изменениями в истории формирования эрозионных форм. Подобные изменения происходили в течение всей эпохи долинообразования, начиная с олигоцена, а на флангах горной области (бассейны рек Лены, Киренги, Кунермы, Окунайки и Витима) происходят до настоящего времени. Поэтому при выделении последнего этапа развития гидросети следует подчеркнуть, что наиболее ярко он проявился на западном побережье Байкала в районах тектонических перестроек гидросети, менее ярко — на участках ледниковых перестроек и вовсе не выделяется во внеледниковых областях. Основными результатами последнего этапа являются дробное эрозионное расчленение восточных склонов Приморского и Байкальского хребтов и обезглавливание долин противоположных склонов, образование трогов и раздвоенных устьевых участков долин на северо-восточном берегу Байкала.

При восстановлении рисунков гидросети прошедших этапов и оценке масштабов перестроек важное значение имеет определение antecedентности суженных участков долин. Доказывая antecedентное происхождение того или иного сужения, мы определяем, что данный участок долины древнее пропиленных ею поднятий и что плановые перестройки эрозионной сети в этом районе отсутствуют. Иначе говоря, широкое распространение antecedентных долин и значительное изменение рисунка гидросети несовместимы. На склонах хребтов Байкальской горной области можно найти немало сужений долин на участках пересечения отрогов, боковых хребтов и даже осевых частей крупных поднятий. Плохая сохранность террасовых уровней в ущелистых долинах и отсутствие детальных направленных исследований террас не позволяют привести строгие доказательства antecedентности хотя бы одного сужения долины Прибайкалья (имеются в виду данные о прослеживании одновозрастных уровней и их деформациях). Имеющиеся в литературе неоднократные упоминания об antecedентных долинах рассматриваемой области основаны только на чисто логических рассуждениях. Так, В. Н. Олюнин [29] отмечал, что водоразделы хребта Хамар-Дабана не совпадают с наиболее высокими частями этого поднятия и смещены к югу. По данным С. П. Пле-

шанова и А. А. Ромазиной [32], активное поднятие Приморского хребта стимулировало образование antecedentных речных долин Приольхонья — Голоустной, Сармы, Анги. Как полагает А. А. Кульчицкий (1977 г.), antecedentными являются участки долин рек Кунермы, Окунайки и Мини на западных склонах Байкальского хребта. Согласно нашим наблюдениям, аналогичная закономерность прослеживается на северных склонах Северо-Муйского и юго-восточных склонах Баргузинского хребтов, где долины рек Янчуя, Катеры, Улюна и Аллы пересекают хребты более высокие по сравнению с верховьями этих рек.

Для правильного понимания развития речных долин необходим анализ морфотектоники перечисленных выше хребтов. Все они имеют массивное сводово-блоковое строение, слабо расчленены в центральных частях и пересечены глубокими долинами на периферии. Превышение внутренних областей поднятий в целом не меньше, чем окраинных, а небольшие различия высот могут быть связаны с влиянием литологии. Поднятия разбиты системами разломов, по которым заложены структурно-литологические депрессии. Развитие долин началось одновременно с активизацией движений земной коры и шло на фоне превращения малоамплитудных складчатых поднятий в блоковые, обрамленные разломами. Заложение эрозионных форм во многих случаях определялось положением поперечных разломов или зон повышенной трещиноватости пород. Перечисленные обстоятельства позволяют считать, что antecedentный характер многих поперечных долин рифтовой зоны можно признать с определенными оговорками. По существу, подобная региональная antecedentность характерна для любой долины, где террасы имеют хордовое строение, т. е. максимальны по высотам в средних течениях и снижаются в сторону верховьев и устьев. В данном случае повышенные врезы средних участков долин обусловлены их приразломным положением и особенно четко выражены в рельефе. Коленчатый рисунок гидросети с сопряжением различных по морфологии и возрасту участков свидетельствует о неоднократных перестройках долин, перехватах и прорывах. Этому способствовали и поперечные разломы. Все это также затрудняет интерпретацию многих сужений долин как antecedentных.

В частности, вызывает сомнения antecedentный характер долин на юго-восточном склоне Приморского хребта в Приольхонье [32]. Как указывают авторы, образование этих долин началось одновременно с активизацией поднятия в плиоцене — раннем плейстоцене и перестройкой гидросети. Следовательно, вновь сформировавшиеся долины подчинялись новым уклонам, а не сохраняли свое положение, что необходимо для их antecedentности. Они развивались одновременно с дифференциацией блоков по склонам хребтов, закладывались по системе продольных и поперечных разломов и в основном имеют кажущуюся antecedentность. О большой роли перехватов в образовании долин Приольхонья

свидетельствуют их «крючковидная форма в плане и положение верховьев на северо-западном склоне хребта.

Результаты дистанционных исследований не позволяют согласиться с трактовкой суженного участка долины р. Холодной в хребте Сынкыр как antecedентного. Периклинальное окончание хребта осложнено несколькими продольными тектоническими депрессиями, которые предопределили положение долин. Одна из таких продольных долин четко прослеживается на снимках в верховьях р. Холодной и по долине р. Нюрундукана (рис. 50). Древность продольной долины подтверждается находкой на водоразделе рек Нюрундукана и Холодной желто-бурых глин со щебнем мощностью до 10 м. Цвет отложений указывает на их доледниковый возраст. Это могут быть остатки либо коры выветривания палеогена, либо охристого молассового орогенного комплекса позднего плиоцена — раннего плейстоцена (Н. А. Логачев, 1968 г.). Выдержанные уклоны депрессии к юго-западу свидетельствуют о ее единстве и освоении одной рекой. В эпоху оледенений депрессия выполнялась льдом и моренными отложениями. В это время, по-видимому, происходил сток по молодой активно врезавшейся долине низовьев р. Холодной, заложенной по разлому. Причиной перестройки гидросети здесь могло быть образование долины прорыва в связи с распадом древней депрессии, а также перехват продольной долины поперечной. После перестройки сужение р. Холодной могло развиваться как antecedентное, поскольку поднятие пересеченного ею хребта продолжается. Вместе с тем коэффициент antecedентности этой долины ничтожен, и она в большей мере связана с перестройкой речной сети этого района.

Долина р. Южный Биракан на междуречье Большой и Таркулика в Баргузинском хребте внешне обладает всеми признаками antecedентности. Однако ее верховья вблизи долины Таркулика погребены под мощной толщей моренных накоплений и были резко приподняты в эпоху оледенения, русло Южного Биракана было

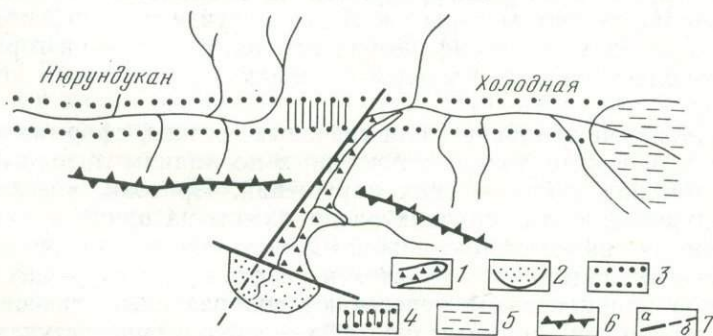


Рис. 50. Перестройка гидросети в бассейне рек Нюрундукана и Холодной
 1 — долина прерыва, 2 — конус выноса, 3 — продольная структурно-тектоническая депрессия хребта Сынкыр, 4 — сквозная долина, 5 — Холодненская грабен-синклинальная депрессия, 6 — гребни хребтов, 7 — разломы (а — в коренных породах, б — в рыхлых отложениях)

отнесено к Большереченскому разлому, где образовалась короткая долина прорыва.

Наиболее яркими признаками antecedentного развития обладают короткие участки рек Умбелла и Юхтея на пересечении островных возвышенностей Предбайкальского прогиба. Выше и ниже сужений здесь располагаются аккумулятивные участки долин, что позволяет предполагать высокие значения коэффициентов antecedентности. Их точное определение затруднено лишь в связи с отсутствием террасовых уровней на склонах сужений.

Следует рассмотреть также и механизм образования «межкотловинных» сужений речных долин, таких как участок Баргузина ниже пос. Баргузин, прорыв долиной р. Улюн одноименного отрога Баргузинского хребта и т. д. Эти сужения образовались не столько в результате локальных поднятий, сколько вследствие прогибания выше- и нижележащих участков. При активном прогибании депрессий и неполной компенсации осадконакоплением на участках межкотловинных перемычек может произойти разрыв гидросети или образование озер.

Седловины и сквозные долины

На междуречьях Байкальской горной области, в местах схождения верховьев долин смежных бассейнов или водосборов противоположных склонов, многочисленны седловины, понижения водоразделов. Среди них можно выделить две основные разновидности.

1. Седловины, сформированные при «нормальных» литолого-структурных условиях в результате избирательной денудации и неравномерного снижения междуречья. Их формы обычно сравнительно мягкие, расплывчатые, они расширенные. Таких седловин большинство, и их морфология удовлетворительно отражена на топокартах. При сильной залесенности и небольших глубинах седловины почти не дешифрируются на космических снимках как отрицательные формы рельефа. В этом случае их морфология детальнее видна на топографических картах, где рисунок горизонталей позволяет оценить размеры седловин, их глубины и крутизну склонов.

2. Линейные седловины или сквозные долины, сформированные между верховьями долин, заложенных по линиям литологических контактов или тектонических нарушений. Притоки, врезающиеся в междуречье, в этих случаях расположены на одной линии, а их морфология связана с тектоникой. Структурно-литологические особенности накладывают отпечаток и на форму междуречий. Линии разломов или контактов пересекают водоразделы, трассируются прямолинейными формами рельефа — ложбинами, уступами, цепочками останцов. На космических снимках эти формы как бы соединяют эрозионные врезы противоположных склонов и в совокупности с ними трассируют структурную линию на большое расстояние. Иногда понижение седловины столь значительно, что об-

разуется сквозная ложбина, создается впечатление, что хребет или гряда рассечены единой сквозной долиной прорыва или перехвата.

Поскольку топографическая карта изображает рельеф в сглаженном, обобщенном виде, некоторые структурные особенности не находят на них отражения: слабо трассируются сквозные долины или понижения, не прослеживаются линеаменты через хребты, не всегда вычитывается приуроченность долин к одной тектонической линии. Сглаженное изображение седловины сближает их с седловинами первого типа и не позволяет судить о роли тектоники в их рельефе.

К наиболее крупным сквозным приразломным долинам принадлежат перевалы Даван и в верховьях р. Ангаркана, под которыми сооружаются туннели Байкало-Амурской магистрали.

Как было сказано выше, сквозные долины хорошо развиты на площадях клиновидных или треугольных блоков, отстающих от поднятия хребтов и распадающихся на изолированные глыбы. В данном случае суждение об активной роли эрозии и перестроек гидросети в образовании сквозных долин было бы ошибочным. Общая предпосылка образования сетки депрессий в бассейнах рек Светлой, Фролихи и Большой — пересечения разломов двух направлений. Разломы определяют рисунок гидросети, а на междуречьях обуславливают формирование глубоких денудационных сквозных долин. Во время оледенения сквозные долины могли охватываться переметными ледниками, служили аренами экзарации или накопления осадков ледникового комплекса. После отступания ледников участки междуречных долин были «обезвожены» и в настоящее время слабо преобразуются процессами мерзлотно-солифлюкционной денудации. Их связь с эрозионными долинами и фрагментами древней гидросети необязательна.

Наиболее протяженные и сложно построенные междуречные линейные депрессии Байкальской рифтовой области прослежены на севере Баргузинского хребта. Они имеют строгую ориентировку с юго-востока на северо-запад и со стороны склонов хребта осваиваются верховьями долин рек Светлой, Верхней и Нижней Акули, Большого и Малого Акуликана. По мнению А. А. Яценко и В. И. Галкина, отмеченные депрессии являются фрагментами древних долин дорифтового этапа. Предполагается, что сток того времени был направлен на восток, а верховья гидросети располагались на месте северной впадины Байкала. На наш взгляд, отсутствие выдержанных уклонов и каких-либо флювиальных отложений заставляет считать нерешенным вопрос о существовании в линейных депрессиях крупных рек. Аэровизуальные наблюдения показали также, что междуречные депрессии не являются сквозными, а разделены перемычками. Более вероятно, что они развивались длительное время как структурно предопределенные понижения, неоднократно осваивались верховьями речных долин, а в период оледенения подвергались интенсивной экзарации. Совместное влияние ряда факторов и определило их «морфологическое единство» в настоящее время.

ГЛАВА 10. ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Основные вопросы инженерной геоморфологии — теоретические и методические основы, принципы картирования, перспективы развития — в настоящее время недостаточно разработаны, однако привлекают внимание большого числа специалистов. Это связано с решением таких сложных народнохозяйственных задач, как дальнейшее освоение Нечерноземного Центра, переброска вод сибирских и северных рек в южные районы, строительство Байкало-Амурской магистрали и развитие прилегающих к ней территорий. Решение подобных задач требует инженерной оценки рельефа на огромных территориях, что весьма затруднительно, а в ряде случаев и невозможно без использования материалов дистанционных съемок.

Проведенный анализ материалов аэрокосмических съемок разных масштабов и видов показал, что в целом они могут дать много нового о тех особенностях и параметрах рельефа, которые представляют интерес при инженерно-геоморфологических исследованиях. При этом относительно мелкие масштабы позволяют получать сведения, касающиеся общих закономерностей распространения экзогенных процессов, их связей с крупными морфоструктурами и ландшафтными областями. Исследования в районе БАМ показали, что мелкие масштабы целесообразно использовать для составления схем комплексного районирования больших территорий по экзогенным процессам. Снимки крупных масштабов дают гораздо более обширную информацию о критериях инженерной оценки рельефа — расчленении, уклонах, ландшафтных особенностях, поверхностных отложениях. Помимо этого на них можно видеть непосредственные признаки проявления тех или иных процессов и проводить не только площадной, но и «точечный» анализ.

Инженерная оценка рельефа требует совместного использования топографических карт и снимков. Первые содержат количественные характеристики рельефа, а вторые дают дополнительную информацию о расчленении склонов, проявлении селей и лавин, обвальнo-осыпных формах, мерзлотном рельефе, современной динамике рельефообразования и антропогенных изменениях природной среды.

Район Прибайкалья находится на стыке нескольких мерзлотных и ландшафтных зон, имеет сложное геологическое строение, значительную мобильность тектонических движений, высокую сейсмичность и резко расчлененный рельеф. Общая динамичность природных условий, их неустойчивость по отношению к антропогенному влиянию определяют важность изучения рельефа в практических целях, его инженерной оценки, прогноза изменений геоморфологических условий при хозяйственном освоении района.

Экзогенные процессы — важный аспект инженерно-геоморфологической оценки территории. В зависимости от разновид-

ности процессов, их выраженности в рельефе и ландшафте, а также от детальности и направленности инженерных исследований требования к картированию различны. Детальное изучение экзогенных процессов на небольших площадях и их оценка при проектировании, строительстве и эксплуатации отдельных объектов (промышленных предприятий, дорог, гидростанций и т. д.) требуют «точечного» картирования, т. е. точного нанесения и привязки контуров явлений и обусловленных ими форм рельефа — оползневых тел, лавинных лотков, карстовых воронок, бугров пучения и т. д. Подобные сведения часто отсутствуют даже на детальных картах. Снимки весьма информативны в этом отношении, позволяют точно определять распределение и параметры таких форм как лавиносоры, селевые русла, обвалы, осыпи, наледи или наледные поляны на днищах долин. При этом помимо масштаба и типа съемки важно и время получения информации. В частности, лавиносоры, снеговые карнизы, нивальные формы и наледи Северного Прибайкалья лучше всего дешифрируются на весенних (май—июнь) снимках, когда они не маскируются площадным снежным покровом.

Значение средне- и мелкомасштабной аэрокосмической информации для детального изучения и оценки экзогенных процессов невелико. Вместе с тем она весьма полезна для анализа региональных закономерностей распространения процессов и явлений, составления схем их районирования. При этом в качестве индикаторов используются геологоструктурные, геоморфологические и ландшафтные особенности территории [33]. Площадное развитие какого-либо процесса или явления через микрорельеф и ландшафтные комплексы влияет на фототон значительных площадей склонов, аккумулятивных и денудационных равнин. Таким образом удается охватить поля распространения карстовых воронок, показать солифлюкционные участки склонов, среди низменных равнин выделить разновидности с разной степенью заболоченности и заозеренности, изучить динамику снежного покрова.

Весьма перспективный метод изучения многолетней и сезонной динамики явлений и процессов — сравнительный анализ снимков разных лет и разных сезонов одного года. По мере накопления материалов дистанционного зондирования его значение будет возрастать.

Прибайкалье — один из наиболее лавиноопасных районов Сибири. Максимальные объемы и частота схода лавин наблюдаются на обильно увлажненных склонах хребтов Хамар-Дабан, Байкальский и Верхнеангарский. Вдоль трассы БАМ расположено несколько участков долин и предгорных шлейфов, куда возможны лавинные выбросы. Образованию лавин способствуют главным образом ветровой перенос снега на уплощенных междуречьях и его последующее накопление в виде многометровых (до 10—20 м) толщ на бровках склонов, а также обилие водосборных воронок, крутых обнаженных склонов и резких эрозионных врезов, которые служат путями схода лавин.

Оценка геоморфологического фактора лавинообразования по аэрокосмическим снимкам перспективна. Фотоизображения служат основой для составления карт густоты расчленения и уклонов, типов русел и склонов, морфологических характеристик лавиносборов. Например, ячеистый фототон склонов, занятых курумами, является признаком выделения этих форм рельефа (как известно, курумы создают повышенную шероховатость поверхности склона и препятствуют соскальзыванию снежных масс). Такие прямые признаки как желоба в тальвегах логов, прочесы на залесенных склонах, лавинные конусы создают в Прибайкалье особый тип лавинных склонов, который можно распознавать на снимках. По материалам Н. А. Володичевой [5] и Ю. В. Семехина [36] среди лавиносборов Прибайкалья преобладают денудационные воронки (70—80%) и эрозионные врезы (25%). Очень редко в этой роли выступают ледниковые цирки, на отвесных склонах которых снег слабо задерживается.

Таким образом, дистанционные методы, позволяющие точно разграничивать участки развития альпинотипного и гольцового плосковершинного рельефа, дают обильную информацию о геоморфологических условиях лавинообразования.

Дешифрирование участка Байкальского хребта дало материал для региональной оценки лавин, которая может дополнить результаты детальных полевых и инструментальных наблюдений (рис. 51). На космическом снимке хорошо видны различия в расчленении склонов притоков рек Кунерма и Гоуджекит, а также белые полосы и пятна в тальвегах долин — снежные лавинные выбросы. Использование этих признаков показало, что относительная лавиноопасность больше на западном склоне хребта в бассейне притоков р. Кунермы — ручьев Осинового, Медвежьего и Дикого. Отдельные лавины здесь могут достигать русла Кунермы.

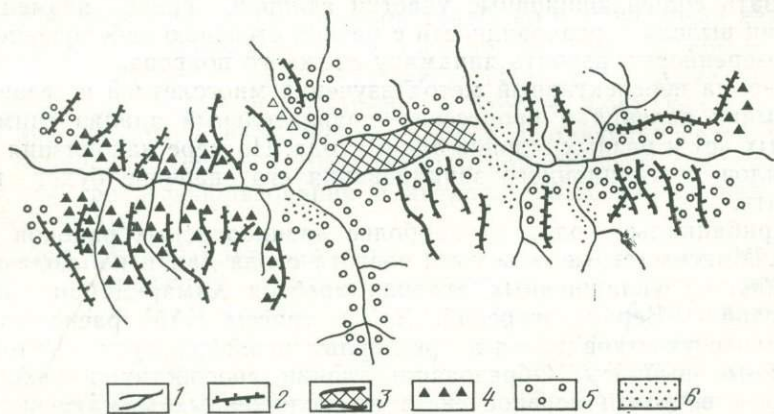


Рис. 51. Дистанционное изучение снежно-гравитационных процессов
 1 — тальвеги, долин, 2 — гребни хребтов, 3 — сквозная долина. Активность процессов: 4 — повышенная, 5 — средняя, 6 — пониженная

На внешних склонах хребта в месте выхода долины на равнину лавиноопасность снижается в связи с некоторым выполаживанием склонов и уменьшением их высот. Пониженная активность лавин в региональном плане наблюдается на склонах над перевалом и в долине р. Гоуджекит. Это объясняется несколько меньшим расчленением по сравнению с бассейном Кунермы (соответственно 700—900 и 1000—1200 м), сокращением осадков (490 и 960 мм/год), обилием курумов на склонах и их значительной залесенностью. Меньшее расчленение бассейна Гоуджекит локализует процессы лавинообразования, увеличивает роль склоновых лавин-осовов за счет лотковых.

Селевая деятельность многих участков Прибайкалья так же, как и лавинная, обусловлена резко расчлененным рельефом, обилием обнаженных или слабозакрепленных склонов, значительными уклонами долин. Эти факторы находят отражение на морфометрических и геоморфологических картах, основой для которых могут быть материалы космических съемок. Комплексное изучение рельефа по снимкам позволяет определить степень (коэффициент) эродированности территории, который при прочих равных условиях дает приблизительную селевую оценку. Оценка дистанционными методами распространения на склонах и днищах долин рыхлого обломочного материала — элювиального, делювиального, солифлюкционного, обвально-осыпного, моренного или аллювиального — также имеет большое значение для определения возможной селеопасности. Наибольшая частота селей наблюдается на крутых приразломных склонах хребтов Байкальского, Баргузинского, Верхнеангарского, Северо-Муйского. Здесь резкое расчленение и повышенные мощности рыхлых отложений стимулируются дроблением пород, их ускоренным выветриванием и разрушением. Поэтому фиксируемые на космических снимках площади сгущения тектонических трещин и разломов являются дополнительным признаком зарождения селевых потоков. Наконец, космические методы изучения палеосейсмодислокаций и уточнения схем сейсмического районирования позволяют оконтуривать участки склонов, устойчивость которых может быть нарушена импульсными подвижками земной коры. Сейсмогенные оползни, обвалы, смещения больших масс склоновых отложений в сочетании с их увлажнением создают предпосылки для образования селей.

Специфика анализа селеопасных районов по космическим снимкам зависит от масштаба используемых материалов. В тех случаях, когда масштабы космической информации близки к таковым аэрофотоматериалов, специфика исследований невелика и связана лишь с несколько большей обзорностью космических снимков, меньшими искажениями масштабов, возможностями получения временного ряда снимков.

Среднемасштабная информация из космоса, обладая большой обзорностью и хорошей генерализацией, позволяет одновременно просматривать строение отдельных селевых аппаратов и проводить классификацию русел по обнаженности на основании разли-

чий фототона. Преобладающая закономерность состоит в том, что русла с более яркими селевыми явлениями имеют более светлый фототон и резко отличаются от склонов и террас. Это объясняется погребением растительности пойменных площадей под толщей селевых выбросов в то время как ливневые и снеговые паводки не препятствуют зарастанию пойм, отмелей и низких террас. Различия в фототоне русел и склонов не столь четкие в зонах транзита, где крутые склоны логов и долин относительно слабо закреплены и осветлены, а сами русла очень узкие. В областях аккумуляции на конусах подгорных равнин эти различия максимальные. Хорошая дешифрируемость селевых русел позволяет оценить дальность выброса селевых потоков, их мощность и повторяемость, миграцию селей по конусам.

Космические снимки относительно мелких масштабов мало пригодны для изучения деталей селевых русел. В то же время они весьма информативны для региональных оценок расчленения, степени эродированности и обнаженности склонов, структурных предпосылок и общих ландшафтно-геоморфологических факторов селеобразования.

По материалам аэрокосмического дешифрирования на южном склоне Верхнеангарского хребта между долинами р. Янчуй на западе и р. Огней на востоке насчитывается двадцать шесть селевых русел, из которых наиболее активные русла Иномакиткана, Анамакита, а также двух безымянных ручьев западнее долины Анамакита. Все они имеют свежие селевые выбросы на конусах выноса. Аналогичная картина наблюдается и вдоль юго-восточного склона Баргузинского хребта.

О селевой активности логов, расчленяющих восточные склоны Байкальского хребта, можно прежде всего судить по глубине и резкости эрозионных врезов. На это же указывают повышенная обнаженность конусов выноса и свежесть русел на конусах. Обычно с увеличением глубины и резкости вреза возрастает обнаженность конуса выноса. По этим признакам к наиболее активным можно отнести бассейны рек Сармы, Арала, Риты, Шартлы и др.

При изучении селевых русел у подножия Байкальского хребта выяснилось, что распределение ареалов аккумуляции селевого материала на подгорной равнине неодинаковое для различных бассейнов. Селевые накопления падей Риты, Шартлы, Малой Солонцовой, Заворотной и некоторых других распространены на всей площади подгорного шлейфа от выходов долин из пределов хребта до озера. Врезы этих русел в конусы невелики, часто вовсе отсутствуют, конусы нарастают по всей площади — от вершины до периферии. Такие русла как Большая Солонцовая и Солнце-падь в верхних частях шлейфов не имеют характера селевых аккумуляющих, выполненных обломочным материалом. Это связано с их врезом в тыловую часть равнины и в вершины конусов. Лишь ниже по течению врезы выклиниваются, русла расширяются, становятся широкими и дробящимися.

Дистанционные методы дают материал для уточнения схем районирования Северного Прибайкалья по селевой опасности. На схеме В. К. Лапердина и Ю. Б. Тржцинского [21] весь рассматриваемый район отнесен к территории средней селевой опасности с повторяемостью катастрофических селей через 15—20 лет, а малых — через 4—7 лет. На наш взгляд, это районирование весьма общее, не отражающее действительности. Космические снимки ясно показывают, что если на юго-восточных склонах Верхнеангарского и Баргузинского хребтов следы крупных селей весьма многочисленны, то на противоположных склонах селевая активность ничтожна даже при значительном увлажнении. Эти различия определяются расчленением, обнаженностью склонов, дроблением пород и положением в рельефе моренных накоплений.

Региональная ландшафтно-геоморфологическая информация, получаемая при дешифрировании космических снимков, важна для районирования территорий по характеру склоновых процессов. Наиболее четко выделяются обнаженные крутосклонные участки альпийского рельефа, зоны вдоль крупных речных долин и приразломные склоны, где преобладают быстрые обвально-осыпные смещения обломочных масс, а также процессы отседания склонов и блоковых оползней. Легко оконтуриваются площади массивных гольцовых и подгольцовых междуречий с мягкоочерченными уплощенными вершинами и склонами средней крутизны. Процессы выветривания здесь также интенсивны, но меньшие уклоны способствуют повсеместному формированию курумов и россыпей. Многие склоны покрыты курумами на 50—70%. Достаточно крупные масштабы снимков позволяют фиксировать и непосредственные признаки закурумленных склонов — их пятнистый или ячеистый фототон. Лишенные древесной растительности слабо увлажненные склоны Байкальской и Баргузинской котловин характерны площадным распространением делювиального смыва с участием солифлюкции. Они также выделяются по равномерному осветленному фототону. Склоны и аккумулятивные шлейфы в пределах таежного пояса маскируются сплошным лесным покровом. Для распознавания характера смещения грунтов здесь большое значение имеют косвенные признаки — крутизна склонов, их экспозиция, литология коренных пород, степень увлажнения и т. д.

Золотые формы отражены на космических снимках различных масштабов в пределах Верхнеангарской и Баргузинской котловин, а также в устьевых частях некоторых долин, впадающих в Байкал, и по берегам озера. Однако в целом снимки мелкого масштаба мало пригодны для изучения локально развитых процессов ветровой деятельности.

Аэрокосмические снимки прежде всего незаменимы для определения площадей развития древнего золотого рельефа, в настоящее время закрепленного, заросшего тайгой и заболоченного. Несмотря на денудированность форм и их залесенность, четкая линейность и строгая ориентировка рельефа на снимках не оставляет сомнений в его золотом происхождении. Древний золотой

рельеф прослежен в центральной части Верхнеангарской котловины по берегам р. Гонкули и на правобережье р. Катеры, а в Баргузинской котловине — на междуречье Аргоды и Гарги.

Антропогенные изменения ландшафтов привели в отдельных местах к возобновлению процессов перевеивания и образованию свежих форм дефляции и золовой аккумуляции: западин, воронок, гряд, мелкоячеистого рельефа. Светло-серый или почти белый фотон этих обнаженных форм резко отделяет их от окружающих территорий. Наибольшие площади развеваемых песков приурочены к уступам высоких террас и аккумулятивных равнин, где обнаженность увеличивается овражной эрозией. Хозяйственная деятельность человека привела к тому, что при одинаковых естественных предпосылках площади развеивания в хорошо освоенной Баргузинской котловине достигают многих тысяч гектаров, а в Верхнеангарской они пока практически отсутствуют.

В южной части Баргузинской котловины очаги современного развеивания соседствуют с заболоченными периодически заливаемыми участками и сложно чередуются с ними. Это странное на первый взгляд сочетание — следствие того, что заболачивание определяется не избыточным увлажнением, а активным прогибанием территории. Все участки, находящиеся за пределами весенних разливов, испытывают недостаток влаги. Такие же соотношения имеют место и в Верхнеангарской котловине, где широкое распространение болот не снижает потенциальной опасности дефляции на междуречных территориях.

Современная направленность развития рельефа и ландшафтов должна оцениваться с практической точки зрения, поскольку такая оценка служит основанием для инженерно-геологических прогнозов, профилактических мероприятий по борьбе с различными неблагоприятными природными явлениями — такими как заболачивание, подтопление, засоление, развеивание и т. д. Космическая информация, позволяющая весьма детально изучить ландшафтные границы и зоны сопряжения различных природных комплексов, дает большой материал для понимания динамики природной среды. Выше приводились примеры подтопления и заболачивания многих участков депрессий Прибайкалья. Роль космических методов в их изучении сводится лишь к отдельным уточнениям и интерпретациям. Так, совпадение ареала подтопления в низовьях Верхней Ангары с контурами тектонического блока Кичерской впадины позволило привлечь тектонический фактор для объяснения механизма явлений. Другие примеры подтопления не видны на картах и плохо заметны при визуальном обследовании. Анализ фотоизображений является практически единственным методом их распознавания и изучения. Мы имеем в виду такие явления, как подтопление окраин конусов выноса Курумкана и Шаманки в Баргузинской котловине.

Разрывные нарушения представляют интерес при инженерном освоении территории как очаги высоких градиентов движений земной коры и повышенной сейсмичности, как области

разгрузки подземных вод и как зоны развития измененных и часто сильно трещиноватых пород, имеющих специфические физико-механические свойства.

Инженерно-геоморфологическое изучение разломов по космическим снимкам перспективно в первую очередь потому, что получаемая при этом картина распространения разрывных нарушений обычно сильно отличается от того, что мы имеем на геологических или тектонических картах. Указанное различие объясняется тем, что многие разломы, маркирующиеся спрямленными формами рельефа (долинами, ложбинами и небольшими уступами), не обособляются в процессе геологосъемочных полевых работ, плохо читаются на топографических картах, весьма расплывчато выражаются на крупномасштабных аэрофотоснимках и поэтому не наносятся на геологические карты. Уточненные по материалам космических съемок карты разломов позволяют провести более совершенную инженерную оценку территории: наметить зоны высокой трещиноватости, проницаемости скальных грунтов и повышенных мощностей кор выветривания или сильно измененных пород; определить участки вероятных деформаций и смещений грунтов при землетрясениях, в частности, нанести на карты места возможных сейсмогравитационных явлений (обвалов и блоков отседания); уточнить места повышенной фильтрации грунтовых вод и образования наледей. Все рассмотренные аспекты инженерной оценки разломов имеют важное значение для Прибайкалья и Забайкалья, которые отличаются сложным складчато-блоковым строением фундамента, значительной активностью и дифференцированностью тектонических движений, сложными мерзлотно-геологическими условиями приразломных участков. Эти вопросы стали особенно актуальными после утверждения проекта Байкало-Амурской магистрали, поскольку многие наиболее сложные участки трассы совпадают с крупными разломами или пересекают их.

Характеристика западного сектора БАМ

Западный сектор трассы БАМ от левобережья р. Киренги до Северо-Муйского туннеля проходит по территории с весьма разнообразным и сложным рельефом, который в значительной мере определяет характер грунтов, гидрологические условия и специфику инженерно-геологических процессов. В свою очередь совокупность природных условий влияет на технические решения при прокладке трассы и сооружении различных объектов в непосредственной близости от нее.

По особенностям геоморфологических условий рассматриваемый отрезок трассы БАМ можно разделить на несколько участков.

1. Бассейн р. Берей в пределах грядово-ложбинного полого-склонного рельефа на карбонатных породах нижнего-среднего кембрия. Горизонты карбонатной толщи имеют близкое к меридиональному простирание и образуют систему гряд и ложбин с относительными колебаниями высот 50—150 м. Общий наклон поверхности к юго-востоку обусловил развитие коленчатого рисунка

речной сети; продольные участки долин, спрямленные и часто расширенные, чередуются с диагональными, имеющими изменчивую ширину и направление в зависимости от характера пересекаемых отложений. На снимках хорошо видно, что междуречные участки изобилуют седловинами и сквозными ложбинами, соединяющими верховья продольных долин-притоков. Водораздельные понижения представляют собой либо формы избирательной денудации, либо фрагменты древней долинной сети. Хорошо дешифрируемые долины морфологически делятся на несколько основных типов. Долины рек Береи, Оукикта, Мостовой в их средних и нижних течениях трапециевидные с плоскими днищами, занятыми руслами, поймой и низкими террасами, и четкими перегибами от днищ к склонам. Большая часть долин-притоков и верховья основных долин имеют V-образную форму и практически лишены днищ и террас. Склоны этих долин выпуклые или ступенчатые — там, где они слагаются различными по устойчивости породами. Эрозионные формы первых порядков на склонах основных долин имеют резкие врезы, напоминающие овражно-балочные, а на междуречьях — слабооформленные расплывчатые, с неясно выраженными тальвегами.

На залесенных склонах долин господствуют процессы медленного смещения поверхностных отложений и образования небольших дефлюкционных шлейфов у их подножия. Для пологих склонов, обращенных к Хандинской депрессии, характерно расчленение безрусельными ложбинами—деллями.

Карбонатность, трещиноватость и, следовательно, повышенная проницаемость коренных пород определяют разреженность сети долин, их слабую заболоченность и наледность, резкость форм склонов, останцово-грядовый рельеф междуречий, ложбины и западины на площадях, удаленных от долин, переуглубление отдельных участков долин (оз. Миллере в долине Оукикты). При освоении территории следует иметь в виду ослабленность поверхностного стока в долинах, возможную фильтрацию в коренные породы русла и склонов, неравномерные мощности рыхлых аллювиальных отложений в долинах с «карманами» на участках эрозионно-карстовых переуглублений.

2. Расширенная трассированная долина р. Киренги в Предбайкальском прогибе. Долина асимметрична, с более крутым левым склоном. Русло ветвящееся, пойма ступенчатая, осложнена многочисленными ложбинами и руслами. Выходы в русле коренных пород ограничивают плановые смещения излучин и свидетельствуют наряду со ступенями поймы о современном врезании. Заболоченность днища долины невелика. Как и в предыдущем районе, карбонатное ложе долины обуславливает значительный подрусловой сток, неровное основание и значительные колебания его мощностей. Для склонов характерны выходы грунтовых вод. Сравнение близких по масштабам топографических карт и аэроснимков показало, что за 25-летний срок существенных плановых деформаций русла Киренги в целом не произошло.

Наиболее увлажненными с точки зрения освоения являются

устьевые участки левых притоков Киренги—Окуикты и Балдахиньи. Они приурочены к структурно-литологическим понижениям рельефа, которые видоизменены деятельностью рек. В периоды паводков низовья притоков находятся в условиях временного подпора и повышенного обводнения. Отсюда их заболоченность и заозеренность.

3. Водноледниковые волнисто-увалистые равнины Предбайкальского прогиба характеризуются спокойным рельефом с незначительным расчленением и малыми уклонами. Долины слабо оформлены, заболочены; междуречья плохо дренированы. Распространение у поверхности рыхлых супесчано-суглинистых отложений обуславливает неустойчивость грунтов, их пльзунность и пучинистость. С мерзлотными процессами, термокарстом и заболоченностью связаны основные сложности инженерного освоения территории.

4. Холмисто-западинные ледниковые равнины Предбайкальского прогиба располагаются при выходе на равнину р. Куермы и тянутся вдоль реки на 15—16 км. На снимках дешифрируются скопления озер среди моренных холмов и грив. Моренный рельеф занимает поперечную депрессию Предбайкальского прогиба, которая с юго-востока ограничена тектоническим уступом. Депрессия слабо освоена современной гидросетью и плохо дренируется, на что указывает отсутствие поймы в долине Куермы, подчиненность русла ледниковому рельефу, обилие озер. В целом инженерно-геологические особенности участков определяются сочетанием сравнительно устойчивых щебнисто-глинистых грунтов со слабой дренированностью, повышенной заболоченностью и заозеренностью.

5. Троговые долины Куермы и Гоуджекита в области высокогорного альпинотипного рельефа. Долины расширенные, спрямленные, имеют уплощенные днища, выполненные моренным материалом. Русла рек слабо врезаны в морену, практически не имеют поймы. Трог р. Гоуджекита на 700—900 м врезан в древнюю поверхность выравнивания, которая в результате последующего расчленения и гольцовой планации превратилась в альпинотипно-гольцовое высокогорье. Наиболее возвышенные участки этого рельефа полностью переработаны процессами экзарации, а на сниженных сохранились куполообразные гольцовые вершины, в склоны которых врезаны ледниковые цирки низких уровней. Господствующие процессы на склонах Гоуджекита — образование и смещение каменных россыпей (курумов), а в тальвегах крутосклонных логов — лавинообразование. На аэроснимках хорошо видны белые полосы в тальвегах долин. Это снежные лавинные выбросы, которые долго сохраняются после того, как все вышележащие склоны освободятся от снега. Отмеченная закономерность позволяет использовать материалы дистанционных съемок для приближенной оценки лавинной активности территории. Информация о динамике лавин, как внутригодовой, так и многолетней, может быть обширнее при наличии ряда снимков разных сезонов и лет.

Условия лавинообразования на склонах Кунермы и Гоуджекита неодинаковые. В бассейне Кунермы выпадает примерно в два раза больше осадков по сравнению с бассейном Гоуджекита — соответственно 960 и 490 мм/год. Расчленение западного склона Байкальского хребта больше нежели восточного — 1000—1200 м против 700—900 м. Более активное лавинообразование в бассейне Кунермы находит отражение на космических снимках. На склонах притоков Кунермы отчетливо видны лавинные лотки с крупными скоплениями снега в тальвегах и особенно в областях накопления. Отдельные лавинные выбросы достигают русла Кунермы.

Северная часть Байкальского хребта относится к зоне IX—X балльных землетрясений. Обработка космической информации может помочь при решении вопросов детального сейсмического районирования этого района. Дешифрирование позволяет выделить как потенциально наиболее опасные: участок выхода Кунермы на равнину, где долина пересекает систему разломов; западную часть Даванской сквозной долины в зоне Кунерминского разлома; долину Гоуджекита в месте впадения ее притоков Биры и Верхней Биры, бассейны которых разбиты сложной системой разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Кроме этого выделяются участки выхода р. Гоуджекита из пределов высокогорья, где по разлому резко сочленяется склон хребта с глубокой продольной депрессией, к которой приурочены озерная впадина долины р. Грамны и моренные равнины у подножья Байкальского хребта.

6. Трапещевидная долина р. Тьи в области среднегорного эрозионного рельефа. Долина диагональна по отношению к структурам фундамента и в связи с этим имеет ряд коленообразных изгибов в плане. Русло реки разветвленное в коренных породах, днище долины террасированное. Трасса БАМ проходит по надпойменным террасам реки. Строение долины осложнено сменой литологического состава пород на склонах и серией разрывных нарушений, которые дешифрируются ниже устья р. Нюрундукан на участке пересечения рекой периклинали хребта Сынныр.

7. Берег Байкала между Северо-Байкальском и Нижнеангарском. Приразломное положение берега обуславливает очень большие уклоны дна Байкала, отсутствие рыхлых отложений подгорной равнины и конусов выноса у подножья хребта. Склон, обрывающийся к Байкалу, можно разделить на три хорошо видимые на снимке части: верхнюю (пологую и слаборасчлененную), среднюю (резкорасчлененную) и нижнюю (обрывистую и абрадируемую озером). Несмотря на небольшие абсолютные высоты склона (1100—1200 м), перепад высот в 500—600 м и крутизна пересекающих его логов создают условия для образования небольших лавин и селей.

8. Наклонная пролювиальная равнина в зоне сочленения хребта Сынныр и аллювиально-болотной равнины Нижнеангарской

впадины. Ширина равнины колеблется от 1,5—2,0 км в дельте р. Холодной до нескольких сотен метров в местах близкого подхода русла р. Кичеры к склону хребта. Близкое соседство лавиноопасных склонов и селеопасных долин хребта с длительно затопляемым днищем впадины создает сложности при освоении. Анализ аэроснимков позволяет оценить масштабы подтопления в низовьях р. Кичеры. Выше зоны подтопления в долине р. Кичеры дешифрирование снимков позволяет оконтурить пойменную, сильно увлажненную часть долины, которая не показана на картах. Территория прогрессирующего подтопления Нижнеангарской впадины ограничена линеаментами, имеющими тектоническую природу. На этом основании рассматриваемый процесс можно связывать не только с повышением уровня Байкала в результате подпора от Иркутской ГЭС, но и с продолжающимся прогибанием южной части депрессии.

9. Волнистые или террасированные водноледниковые равнины на северо-востоке Нижнеангарской впадины. Отличаются невысокой заболоченностью, небольшими уклонами и перепадами высот, сплошной залесенностью. Сложности освоения могут быть связаны с малой устойчивостью грунтов и процессами термокарста.

10. Наклонные пролювиальные равнины в зоне сочленения среднегорья и высокогорья Верхнеангарского хребта и аллювиально-болотной равнины в долине р. Верхней Ангары. Условия участка во многом аналогичны таковым на участке № 8, охарактеризованном выше, однако не столь сложны. С одной стороны, лавинная и селевая опасность склонов хребта здесь не столь значительна, а для западной половины участка, ниже устья р. Дзелинды, минимальна, вследствие отхода к северу альпийской зоны хребта. С другой стороны, масштабы сезонного подтопления в пределах долины Верхней Ангары скромнее, нежели в Нижнеангарской впадине. Как хорошо видно на космических снимках, заболоченные пойменные площади вдоль русел и стариц Верхней Ангары быстро выходят из под уровня паводков. Незалесенные пойменные территории, которые на космических снимках можно уверенно отнести к участкам активного заболачивания и сезонного подтопления, несколько меньше, чем такие же территории, показанные на топографической карте. Помимо этого хорошо дешифрируемые участки стариц ниже устья р. Светлой имеют большую кривизну по сравнению с излучинами современного русла, что также указывает на усиливающееся врезание реки и ослабление процессов плановых деформаций. Как видим, различия в содержании снимков и карт на участке № 10 противоположны тому, что мы имеем на участке № 8. Эти различия позволяют говорить о разных тенденциях развития природной обстановки: о прогрессирующем подтоплении южных частей Нижнеангарской впадины в связи с ее опусканием и повышением уровня оз. Байкал и об естественном процессе осушения долины Верхней Ангары.

На участке № 10 долина Верхней Ангары делает два замет-

ных изгиба, причем участок между изгибами имеет широтное направление, расширен и заболочен, а участки выше и ниже характерны сужениями, спрямленными руслами и совпадают с тектоническими линиями северо-восточного простирания, которые хорошо дешифрируются на космических снимках. Поскольку обработка снимков позволяет сделать вывод о тектонической предопределенности аллювиально-болотной равнины Верхней Ангары, направленность в развитии этого участка предположительно можно связать с изменениями характера движений земной коры. Другой причиной некоторого осушения долины может быть опускание центральной части Нижне-Ангарской впадины относительно северо-восточной и активизации процессов глубинной эрозии на участке Верхняя Заимка — устье р. Светлой.

В устье р. Светлой к долине Верхней Ангары с юго-востока подходит активный тектонический разлом, вдоль которого обнаружены сейсмогенные структуры. Разлом прослежен нами впервые по результатам изучения космических снимков на протяжении 40 км.

11. Участок трассы в пределах Верхнеангарской котловины можно разделить на два отрезка. Западный, до пос. Уоян, расположен в зоне сочленения предгорной пролювиально-флювиогляциальной равнины у подножия Верхнеангарского хребта и аллювиально-болотной равнины в зоне миграции русел Верхней Ангары и ее правых притоков. Южный склон Верхнеангарского хребта, разбитый системами крупных трещин на ряд блоков, имеет очень глубокое эрозионное расчленение. Крупные долины характеризуются плоскими расширенными днищами, что связано с выполнением долин отложениями ледникового комплекса. У выхода долин из пределов хребта располагаются скопления моренного материала, расчлененные руслами на 20—30 м. Особенность рельефа хребта — большие площади обнаженных склонов. Крутосклонность и обнаженность рельефа совместно с обилием рыхлого материала в низовьях долин создают благоприятные условия для активного проявления селевых процессов. Конусы выноса подгорной равнины имеют заросшие, неактивные и формирующиеся обнаженные участки. Русла в пределах последних имеют тенденцию к значительным горизонтальным смещениям. Можно сказать, что подгорная равнина является областью накопления материала селевых выносов. Отдельные селевые потоки, например по руслу р. Анамикит, подходят близко к трассе.

Прогибание западной половины Верхнеангарской котловины стимулирует перестройки водотоков, аккумуляцию руслового и пойменного аллювия, процессы заболачивания и сезонного подтопления пойм и низких террас.

Восточный участок, от поселка Уоян до выхода р. Верхней Ангары в пределы впадины, располагается на площадях развития повышенной аллювиально-эоловой равнины, имеющей всхолмленный бугристо-ложбинный рельеф на песчаных и супесчаных отложениях. Отдельные пониженные участки равнины слабо заболо-

чены, характеризуются распространением озерно-аллювиальных глинистых осадков. Расчленяющие равнину долины рек Гонкули, Янчюя и Янчукана неглубоко врезаны, имеют слабо оформленные русла и террасы. Рельефообразование на территории аллювиально-эоловых равнин специфично развитием термокарстовых форм, а на участках уничтожения лесного и дернового покровов — вторичным развеванием песчаных отложений с образованием очагов дефлюции. Повышенная заболоченность и заозеренность окраины котловины вдоль подножия Северо-Муйского хребта свидетельствует об активном приразломном опускании. Эта естественная тенденция развития рельефа осложняет освоение площадей котловины, расположенных к югу от трассы БАМ. Севернее трассы расположен пояс блуждания русла Верхней Ангары. Хорошо развитые меандры и слабые следы заболачивания — признаки динамического равновесия в рельефе, стабильности природных условий.

12. В горной части долины Верхней Ангары и по ее притоку Ангаракану наиболее лавинопасны левые склоны долин. Они глубоко расчленены, ступенчаты, а в их верхних частях широко распространены формы ледниковой экзарации и криогенных процессов. Днища долин суженные, слаботеррасированные, осложнены наклонными шлейфами вблизи склонов. Преобладают ледниковые отложения и маломощный современный русловой аллювий. Русла подрабатывают конусы выноса боковых притоков и скопления моренного материала. Долина Ангаракана целиком выполнена моренной, а вблизи Северо-Муйского туннеля перегорожена моренным валом. Склоны долины изобилуют пятнами осыпей и курумов. Сквозная долина, судя по материалам дешифрирования, приурочена к крупному поперечному разлому рифтовой зоны, а с двух торцов ограничена продольными разрывными нарушениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дистанционные методы изучения и картографирования рельефа получили новые широкие возможности для своего развития с момента появления первых фотонизображений рельефа Земли из космоса. В настоящее время они переживают смену этапов своей эволюции. Начальный этап знакомства с материалами космических съемок и решения главным образом частных и методических задач сменяется этапом использования космической информации для планомерного и многостороннего изучения рельефа в научных и практических целях.

Аэрокосмические методы в геоморфологии имеют весьма широкий диапазон в зависимости от территории исследований, масштабов съемок, решаемых задач, качества и типа используемых материалов. При картографировании рельефа это находит отражение в многообразии рядов геоморфологических карт. Вместе с тем единая фотооснова обуславливает общность методических приемов дистанционного анализа рельефа. Необходима такая

последовательность изучения рельефа на аэрокосмических снимках: морфология и морфометрия — генезис и динамика — относительный возраст и этапность развития. Приближение содержания геоморфологических карт к информативности снимков требует, чтобы указанная выше последовательность выдерживалась и в легендах карт.

Перспективы морфологического анализа материалов космических съемок связаны с их уникальной информативностью в отношении разломной тектоники и тектонических форм рельефа, распознавания кинематики морфоструктур, фиксирования структурно обусловленных «геоморфологических аномалий» и определения рельефообразующей роли литологического фактора. Космические методы изучения морфоскульптуры рельефа выглядят наиболее многообещающими при решении региональных геоморфологических задач — изучении поверхностей выравнивания, морфогенетических типов расчленения и структуры эрозионной сети, закономерностей развития рельефа крупных аккумулятивных равнин.

Преимущество изучения рельефа одновременно по аэроснимкам и снимкам из космоса — возможность работы с большим масштабным рядом материалов. Одновременный анализ на разных уровнях генерализации значительно расширяет представления о рельефе, а выбор оптимального масштаба для решения определенного круга вопросов обеспечивает максимальное использование информативности исходных материалов. Анализ космических снимков на различные районы показал, что для большинства из них шаг масштабных рядов геоморфологических карт, равный трем, обеспечивает непрерывность информации о рельефе.

Направленное, тематическое дешифрирование аэро- и космических снимков наиболее целесообразно для составления карт блоковой тектоники, структурно-геоморфологических, морфометрических, экзогенных процессов и инженерно-геоморфологических. Особое место занимает круг вопросов, связанных с уточнением и обновлением топографических карт. При этом используются такие особенности аэрокосмической информации как высокая разрешающая способность, стереоскопичность, многозональность, наличие масштабных и временных рядов, возможности оптико-электронного преобразования исходных материалов.

Комплексное изучение Прибайкалья показало, что материалы аэро- и космических съемок могут служить хорошей основой регионального геоморфологического анализа территорий интенсивного хозяйственного освоения, позволяют уточнить и поставить многие вопросы строения, происхождения и динамики рельефа.

При дистанционных исследованиях были выделены типы сочленения поднятий и прогибов, проведена классификация морфоструктур Прибайкалья, намечены динамические стадии их развития и связи с геологическим строением.

Космическая информация позволила типизировать эрозионный рельеф с учетом влияния структуры, экзогенных процессов и вертикальной зональности.

Космические методы изучения аккумулятивных равнин Прибайкалья позволяют уточнить данные о строении тектонических впадин и их современном развитии. Это имеет практическое значение в связи с интенсивным сельскохозяйственным, промышленным и транспортным освоением впадин.

Космические материалы дают много нового о разломной тектонике Байкальской рифтовой зоны. Дешифрирование позволило выявить ряд не известных ранее структурных зон, главным образом поперечных к общему простиранию рифтовой зоны. Отмечена их большая приуроченность к юго-восточному крылу рифтовой зоны.

Совместно с материалами батиметрических промеров космические снимки привели к интересным соображениям о рельефе дна Байкала, в частности, о строении дна в районе Чивыркуйского залива. По материалам аэро- и космических съемок были отдешифрированы многие сейсмогенные структуры Прибайкалья. Комплексный дистанционный геоморфологический анализ позволил классифицировать сейсмоструктуры по положению в рельефе и роли сейсмичности в их образовании. На основе этого были высказаны соображения об изменении балльности ряда палеосейсмодислокаций.

Всестороннее изучение эрозионного рельефа и речных долин позволило выделить основные типы расчленения Прибайкалья, определить роль литологии в формировании рисунка эрозионной сети. Несмотря на ограниченную информативность снимков из космоса в отношении истории развития рельефа, был дан анализ сквозных долин и участков перестроек гидросети, представлены соображения об основных этапах формирования эрозионных форм.

Аэрокосмические методы изучения региональных закономерностей проявления экзогенных процессов позволили провести районирование участка Байкальского хребта вдоль трассы БАМ по степени лавинной опасности, получить новые данные о распространении селевых русел на склонах Верхнеангарского хребта, уточнить существующие схемы селевой опасности.

Крупномасштабные материалы дистанционного зондирования оказались пригодными для оценки склоновых процессов — обвалов, оспей, курумообразования, солифлюкции. Сопряженный анализ карт и снимков разных лет использовался для оценки динамики заболачивания и подтопления в пределах котловин и на берегах Байкала. Проведенная по материалам съемок из космоса характеристика условий западного сектора БАМ показала, что каждый из выделенных участков трассы имеет свою совокупность рельефообразующих процессов, которые влияют на инженерное освоение территории.

Подводя итоги, хотелось бы еще раз упомянуть о поистине неисчерпаемых возможностях аэрокосмических методов изучения и картографирования рельефа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адамченко О. М., Кульчицкий А. А.* Поверхности выравнивания Южной части Прибайкальского прогиба. — В кн.: Геология Восточной Сибири. Иркутск, 1972, с. 44—48.
2. *Аносов В. С.* Некоторые данные о древней речной сети в юго-западном и центральном Прибайкалье. — В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., 1964, с. 247—251.
3. *Богоявленский Б. А.* Картографирование ландшафтов дельты реки Селенги. — В сб.: Исследования по проблемам геоземи и маркшейдерского дела. Иркутск, 1972, с. 149—162.
4. *Борисевич Д. В.* Универсальная морфохроногенетическая легенда для геоморфологических карт крупного, среднего и мелкого масштаба. — В сб.: Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М., 1970, с. 23—39.
5. *Володичева Н. А.* Лавинная деятельность на Байкало-Амурской магистрали. — В кн.: Вопросы географии. М., сб. III, 1979, с. 60—72.
6. *Воскресенский С. С.* Основные черты четвертичной истории юго-западного Прибайкалья. — В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., 1959, с. 422—441.
7. *Ганешин Г. С., Соловьев В. В., Чемяков Ю. Ф.* Типовая легенда для геоморфологических карт разных масштабов. — В кн.: Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. Л., 1972, 126 с.
8. *Грачев А. Ф.* Байкальская и арктическая рифтовые зоны и некоторые проблемы развития рифтовых областей. Автореф. дис. — Л., 1976, 36 с.
9. *Гришкян Р. И., Парфенов Л. М., Уфимцев Г. В.* Космические изображения Байкальской рифтовой области и ее возможная кинематическая модель. — В сб.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, 1977, с. 104—108.
10. *Гудалин И. С., Комаров И. С.* Применение аэрометодов при инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях. — М., Недра, 1978, 320 с.
11. *Доскач А. Г.* и др. Принципы построения единой скользящей легенды геоморфологических карт. Материалы II геоморфологического совещания. — М., АН СССР, 1959, 19 с.
12. *Думитрашко Н. В.* Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. — Труды ИГ АН СССР, т. 55, 1952. Матер. по геоморф. и палеогеогр. СССР, т. 9, 192 с.
13. *Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья*/В. П. Солоненко, А. А. Тресков, Р. А. Курушин, Л. А. Мишарина, О. В. Павлов, К. В. Пшенников, М. А. Солоненко, Е. В. Фомина, С. Д. Хилько, М., 1966, 229 с.
14. *Зыкова А. И.* Из опыта применения материалов аэрофотосъемки при картировании интенсивности современных геоморфологических процессов. — В сб.: Научный поиск в современной географии. Иркутск, 1966, с. 45—48.
15. *Ивановский Л. Н.* Особенности развития долин южного побережья Байкала. — В сб.: Речные системы и мелiorация. Ч. II. Новосибирск, 1977, с. 104—105.
16. *Исследование природной среды космическими средствами* (геоботаника, геоморфология, почвоведение). — М., ВИНТИ, 1976, 224 с.
17. *Книжников Ю. Ф., Крацова В. И.* Многозональная аэрокосмическая съемка и ее применение при изучении окружающей среды. — Обнинск, 1978, 47 с.
18. *Козлов В. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д.* Исследования Байкальского рифта и Теленцкого грабена методами дистанционного зондирования. — Изв. вуз. Геол. и разв., 1976, № 11, с. 36—41.
19. *Концов С. В.* О дешифрировании космических снимков для составления карт четвертичных отложений горных территорий. — Труды Госцентра «Природа», вып. 2 (ОНИ ЦНИИГАиК), М., 1978, с. 67—74.
20. *Ламакин В. В.* Неотектоника впадины озера Байкал. — Труды ГИН АН СССР, вып. 187. М.-Л., 1968, 244 с.
21. *Лапердин В. К., Тржцинский Ю. Б.* Экзогенные геологические процессы и сели Восточного Саяна. — Новосибирск, Наука, 1977, 104 с.
22. *Логачев Н. А.* Некоторые итоги изучения поверхностей выравнивания в пределах Байкальской рифтовой зоны. — В сб.: Современные исследования земной коры. Иркутск, 1975, с. 84—86.
23. *Логачев Н. А., Флоренсов Н. А.* Байкальская система рифтовых долин. — В сб.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, 1977, с. 19—29.
24. *Лопатин Д. В.* Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск, Наука, 1972, 115 с.
25. *Лопатин Д. В., Томиллов Б. В.* Древние долины западного Прибайкалья в связи с проблемой образования Байкала. — В сб.: Речные системы и мелiorация. Ч. II, Новосибирск, 1977, с. 101—103.
26. *Мац В. Д., Покатилов А. Г.* Стратиграфия кайнозойских отложений средней части Байкальской впадины (о. Ольхон). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 133—137.
27. *Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям*/Ю. Ф. Чемяков, Н. Бойцов, М. И. Плотникова, Т. П. Полникова, В. М. Рыжкова, Л., Недра, 1972, 384 с.

28. *Нагорья Прибайкалья и Забайкалья*. М., Наука, 1974. 358 с.
29. *Олонин В. Н.* Основные особенности геоморфологического строения Хамар-Дабана и Южного побережья Байкала. — Зап. Забайкальск. отд. геогр. о-ва СССР, вып. 22. 1963, с. 30—36.
30. *Петрусевич М. Н.* Геологосъемочные и поисковые работы на основе аэрофото-материалов. — М., Гостехиздат, 1954. 108 с.
31. *Плещанов С. П., Чернов Ю. А.* Роль разрывных нарушений в формировании рельефа Приольхонья. — В сб.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 6 и 4. Чита, 1969, с. 19—27.
32. *Плещанов С. П., Ромазина А. А.* Основные этапы формирования рельефа Приольхонья. — Геоморфология, 1975, № 4, с. 85—89.
33. *Ревзон А. Л., Садов А. В., Бурлешин М. И.* Аэрокосмические методы изучения экзогенных рельефообразующих процессов в инженерных целях. — Вопросы географии. Вып. III, М., 1979, с. 103—108.
34. *Ромазина А. А.* Новейшая структура Приольхонья и этапы ее геологического развития в кайнозое (Центральная часть Байкальской рифтовой зоны). Автореф. дис. Иркутск, 1978. 20 с.
35. *Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья*/В. П. Солоненко, А. А. Тресков, В. М. Жилкин, О. В. Павлов. М., 1968. 220 с.
36. *Семехин Ю. В.* Дешифрирование аэрофотоснимков для изучения лавинной опасности при проектировании железной дороги в условиях Северного Забайкалья. — Труды ГГИ, вып. 232, Л., 1977, с. 149—160.
37. *Симонов Ю. Г.* Региональный геоморфологический анализ. — М., МГУ, 1972. 252 с.
38. *Скарятин В. Д.* Применение метода многоступенчатой генерализации при изучении геологических структур разного масштаба. — В сб.: Исследование природной среды космическими средствами. Т. V, М., 1976, с. 123—141.
39. *Скрытые поперечные разломы Байкальской рифтовой системы*/П. М. Хренов, А. Н. Демин, А. П. Таскин, В. К. Александров, Т. В. Мордовская. — В сб.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, 1977, с. 99—104.
40. *Сладкопечевцев С. А.* Развитие речных долин и неотектоника. — М., Недра, 1973, 184 с.
41. *Сладкопечевцев С. А.* Новейший этап развития речных долин. М., Недра, 1977. 200 с.
42. *Сладкопечевцев С. А.* Инженерно-геоморфологические условия западного участка БАМ по материалам аэрокосмического дешифрирования. — Вопросы географии, № III, М., 1979, с. 127—138.
43. *Солоненко В. П.* Землетрясения и рельеф. — Геоморфология, 1973, № 4, с. 3—14.
44. *Солоненко В. П.* Сейсмотектоника Байкальской рифтовой зоны. — В сб.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, 1977, с. 77—85.
45. *Спиридонов А. И.* Геоморфологическое картографирование. — М., Географгиз, 1952. 188 с.
46. *Спиридонов А. И.* Опыт составления геоморфологических карт разных масштабов в единой легенде. — Вестн. МГУ. Сер. биол., почв, геогр. и геол., 1958, № 3, с. 73—79.
47. *Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба*/С. М. Замараев, О. М. Адаменко, Г. В. Рязанов, А. А. Кульчицкий, Р. С. Адаменко, Н. М. Викентьева, М., Наука, 1976. 136 с.
48. *Топчиев А. Г.* Применение высотной съемки при исследовании наледей Чульманской впадины. — В сб.: Использование космических снимков в целях изучения и картографирования природных ресурсов. — Труды Госцентра «Природа», вып. I, (ОНТИ ЦНИИГАиК), М., 1977, с. 58—61.
49. *Флоренсов Н. А.* К геоморфологии берегов среднего и северного Байкала. — В кн.: Геоморфология дна Байкала и его берегов. М., 1964, с. 124—137.
50. *Хромовских В. С.* Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. — Новосибирск, Наука, 1975. 136 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть I	
Материалы аэрокосмических съемок в анализе рельефа и составлении геоморфологических карт	5
Глава 1. Краткий обзор аэрокосмических методов в геоморфологии	5
Глава 2. Методика и принципы космогеоморфологического картографирования	16
Глава 3. Комплексный анализ рельефа по материалам космических съемок для целей геоморфологии	29
Глава 4. Анализ разномасштабных аэрокосмических материалов и масштабный ряд геоморфологических карт	59
Глава 5. Тематический анализ аэрокосмических материалов и составление специальных геоморфологических карт	80
Часть II	
Аэрокосмическая фотоинформация — основа регионального геоморфологического анализа (на примере Прибайкалья)	95
Глава 6. Области новейших поднятий, ледниковой денудации и эрозийного расчленения	96
Глава 7. Области новейших опусканий и комплексной аккумуляции	119
Глава 8. Разломная тектоника и ее рельефообразующее значение	137
Глава 9. Строение и развитие речных долин	169
Глава 10. Экзогенные процессы и современная динамика рельефообразования	198
Заключение	211
Список литературы	214

СЕРГЕЙ АНДРЕЕВИЧ СЛАДКОПЕВЦЕВ

ИЗУЧЕНИЕ И КАРТОГРАФИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ АЭРОКОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Редактор издательства А. П. Хуповка
Переплет художника Е. Е. Романова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Т. П. Локтионова
Корректор В. П. Крымова

ИБ № 4135

Сдано в набор 01.10.81.	Подписано в печать 25.03.82.	T-06548.	Формат 60×90 ^{1/16} .
Бумага типографская № 1.	Гарнитура «Литературная».		Печать высокая.
Усл. печ. л. 13,5.	Усл. кр.-отт. 13,75.	Уч.-изд. л. 15,88.	Тираж 2200 экз.
Заказ 635/8195—1. Цена 1 руб.			

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

13
1 руб.

3897

НЕДРА