Г. Ф. УФИМЦЕВ

Тектонический АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА

на примере Востока СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Г. Ф. УФИМЦЕВ

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА (на примере Востока СССР)

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР *Н. А. Флоренсов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1984

Институт Геологических Наук АН Армянской ССР
Библиотека

УДК 551.248.2

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

Впервые приводится целостное описание теоретических основ тектопического анализа рельефа (неотектоники) материковых и океанических областей. Даны определения неотектоники, ее основных понятий. Изложены основной принцип неотектоники и научные концепции, определяющие развитие этого направления. Впервые предлагается многоуровенная морфологическая классификация неотектонических форм и их характеристика на примере Востока СССР и дна прилегающих акваторий.

Для геологов и геоморфологов.

Ил. 48, табл. 4, библиогр. 348.

Рецензенты: *Л. Н. Ивановский, Ю. В. Комаров*

У $\frac{1904010000-836}{042(02)-84}$ 233—84—III

© Издательство «Наука», 1984 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга явится, на наш взгляд, заметным вкладом в исследования, посвященные анализу соотношения «тектоника — рельеф земной поверхности». Автор ее, Г. Ф. Уфимцев, много занимавшийся геолого-геоморфологическими исследованиями в восточной части СССР, широко известен своими публикациями именно по этой тематике. Поскольку еще далеко не все свойства формулы «тектоника — рельеф» выявлены и проанализированы и сама она рассматривается либо в слишком общем виде, либо в частностях и с помощью различных методов, оставаясь при этом в науках о Земле, есть основания рассчитывать, что и данная работа будет со вниманием принята в научных кругах.

Предлагаемое исследование может быть охарактеризовано как опыт генетической классификации неотектонических структур Востока СССР. Именно классификационный подход, соподчиненность по структурно-морфологическим признакам, а также по размерности и сложности неотектонических структур (предпочтительно называемых автором неотектоническими формами), установление ранговых их соотношений наряду с интересными аналитическими разработками, в том числе для графических построений, составляют методические основы работы.

Монография, являющаяся итогом размышлений автора над проблемами неотектоники и геоморфологии, бесспорно, оригинальна, своеобразна во многих отношениях. Вместе с тем она не лишена известной субъективности, неизбежной при живом творческом подходе к исследуемому предмету. Тем более, что в рассматриваемой проблеме скрещиваются и взаимодействуют, усугубляя трудности, различные, хотя и родственные научные направления.

Субъективность порождает дискуссионность отдельных, причем в данном случае очень важных, положений, которые автор считает основополагающими, кратко формулирует и которым неизменно следует. В первую очередь к ним должны быть отнесены определения таких кардинальных понятий, как неотектоника или новейшая тектоника в целом, главный принцип неотектоники, задачи и, как выражается автор, «цели» последней.

Г. Ф. Уфимцев полностью присоединяется, например, к известному положению С. С. Шульца о том, что начало процесса новейшей тектоники не может быть точно определено во времени, но при этом расширяет данное положение настолько, что геологические датировки теряют в его понимании всякое значение. Между тем С. С. Шульц отрицал лишь возможность точного отсчета новейшей (в отличие от доновейшей) тектоники для всех случаев и всех территорий большого размера и с разной геологической предысторией. Не подлежит сомнению, что, исключив координату времени, мы делаем бессмысленными самые выражения «новейшая тектоника» или «неотектоника». В определении, а главное — в понимании автором задач неотектоники практически весь упор делается на рельеф, выступающий и как средство познания, и как главный результат процессов неотектоники. Вместе с тем ясно, что неотектоника — это прежде всего тектоника, т. е. часть последней или заключительное звено «исторической» тектоники, подобно тому, как геология антропогена должна, очевидно,

рассматриваться в общем плане как заключительная часть исторической геологии. Если бы у неотектоники не было других и не менее важных задач, чем познание роли эндогенного фактора в рельефообразовании, ее пришлось бы считать пусть самой важной, но лишь частью геоморфологии.

Следуя И. П. Герасимову, Г. Ф. Уфимцев склоняется к тому, что неотектоника изучает лишь два объекта — рельеф и коррелятные ему отложения — с целью выделения и изучения структурных форм и создавших их процессов по геоморфологическим признакам. Заметим, что «неотектоническое изучение» коррелятных отложений включает в себя прежде всего тектонику последних, т. е. тектонические условия их размещения, разнообразные зависимости от питающих провинций поднятия и внутреннюю новейшую структуру самих коррелятных отложений. Поэтому, как кажется, предпочтительнее более общее определение неотектоники, данное Н. И. Николаевым, общеизвестное и общепринятое.

Основной принцип неотектоники формулируется автором как соответствие рельефа темпам и характеру молодых эндогенных процессов. Такое определение привлекает своим лаконизмом, но в нем не отражена синхронность происходящих событий. Рельеф, как известно, может при известных условиях долгое время существенно не изменяться после прекращения напряженных неотектонических движений. Точно так же в определении Г. Ф. Уфимцева сущности коррелятных отложений как геологических тел, возникших одновременно с формами рельефа, при осуществлении одних и тех же или сопряженных процессов, оказывается утраченной идея односторонней связи и пространственной смежности тех и других явлений. Подчеркивая громадное значение коррелятных отложений в неотектоническом анализе, автор уделил им, однако, мало места в своем региональном обзоре.

Спорность отдельных положений в теоретическом кредо Г. Ф. Уфимцева, хотя и представляется очевидной, отнюдь не снижает научного интереса и значения книги. Мы обращаем на них внимание читателей как на важнейшие узлы работы Г. Ф. Уфимцева. Эта книга, по существу, посвящена лишь одной из сторон неотектоники, и геоморфологические идеи, как и сами геоморфологические элементы земной поверхности, играют в ней подчиненную роль.

В ведущейся дискуссии о содержании и терминологии «морфотектоники», «тектоорогении», «структурной геоморфологии», «геоморфотектоники» и т. д., несомненно, автором сказано новое слово. В отличие от названных научных направлений, лежащих между тектоникой и геоморфологией, к развиваемому Г. Ф. Уфимцевым больше всего, пожалуй, подошло бы наименование «морфонеотектоники», доселе, кажется, не употреблявшееся.

Монография Г. Ф. Уфимцева написана увлеченно, уверенно, интересно. Известная декларативность некоторых утверждений компенсируется живой устремленностью автора к поиску связей, существующих между внутренними процессами и внешними формами на Земле.

Н. А. Флоренсов

ВВЕДЕНИЕ

Цель структурно-геоморфологических исследований — изучение геологических факторов формирования и развития рельефа и использование последнего для построения различных геологических моделей, имеющих прогнозное значение. При изучении акваторий и при нефтегазопоисковых работах структурно-геоморфологические исследования предваряют геологические и геофизические работы и являются отправной точкой для планирования последних. Реализуется общая схема исследования «современный рельеф — геоморфологические методы — геологические результаты», что позволяет получать новые материалы, которые не всегда могут дать чисто геологические работы.

Среди направлений, изучающих рельеф в геологических целях, особое место занимает новейшая тектоника (неотектоника). Этот термин впервые употреблен С. С. Шульцем [1937] для характеристики орогенных дислокаций Тянь-Шаня. Надо отметить, что подобного рода исследования занимали существенное место в работах русских геологов в горных районах Сибири и Средней Азии начиная с конца XIX в. Результаты их суммированы В. А. Обручевым [1922], сделавшим вывод о широком проявлении молодых тектонических движений, «ответственных» за появление и развитие горного рельефа. Как наука неотектоника оформилась в 40-х годах благодаря работам В. А. Обручева [1948], С. С. Шульца [1948], Н. Н. Николаева [1949] и др. Неотектонические исследования быстро получили широкое распространение, и вскоре появилась первая крупная обобщающая работа — Карта новейшей тектоники СССР масштаба 1 : 5 000 000 [1960].

По мере распространения неотектонических исследований изменялся объект их изучения — от рельефа и осадков впадин областей горообразования до рельефа и неоген-четвертичных отложений суши в целом, а в конце 50-х годов неотектонический анализ начал использоваться в комплексе океанологических работ, где он занял пионерное положение. В настоящее время объектом неотектоники стал рельеф Земли в целом, что находится в некотором противоречии с методологической основой неотектоники, сложившейся применительно к анализу областей горообразования суши. Противоречие между современными задачами неотектоники и ее методологической основой требует решения ряда теоретических вопросов. Разработке их способствуют достижения в теории геологии и географии [Харвей, 1974; Соловьев, 1976; Флоренсов, 1978; Круть, 1978; и др.]. Основными проблемами неотектоники являются: 1) определение неотектоники, удовлетворяющее современным задачам; 2) разработка понятийной

основы неотектоники, выделение и определение основных ее понятий; 3) выделение задач тектонического анализа рельефа; 4) разработка типовых методических приемов, универсальных в отношении используемых свойств объекта исследований; 5) выделение и характеристика основных типов неотектонических форм; 6) методы решения прикладных задач. Исследованию этих проблем посвящена настоящая книга.

Автор имел возможность обсуждать затронутые в монографии вопросы с А. Г. Золотаревым, Л. Н. Ивановским, Ю. А. Косыгиным, Н. А. Логачевым, Л. А. Мастюлиным, Ю. Ф. Салиным, В. А. Соловьевым, В. П. Солоненко, Д. А. Тимофеевым, Н. А. Флоренсовым, Г. И. Худяковым. Помощь в работе оказали Е. В. Болохонцев, Р. В. Куличкова, Ф. С. Онухов, В. Н. Ставров, В. В. Юшманов, Г. А. Владимирова. Всем им автор выражает глубокую благодарность.

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ НЕОТЕКТОНИКИ

Термин новейшая тектоника впервые употреблен С. С. Шульцем в 1937 г., но определение понятия дано позже [Шульц, 1937, 1958]. В 1948 г. появился термин неотектоника [Обручев, 1948], и вначале эти термины использовались для обозначения хотя и близких, но различных понятий (см. ниже). Сейчас они стали практически синонимами и в таком качестве употребляются в настоящей работе.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НЕОТЕКТОНИКИ

Существует несколько основных определений понятия «новейшая тектоника» (или «неотектоника»). С. С. Шульц определяет ее как тектонические процессы, которыми создан в основных чертах современный рельеф, особо подчеркивая, что они не могут быть ограничены точными возрастными рамками. Главным и четким критерием выделения особой категории тектонических движений является то, что они создают основные черты современного рельефа [Шульц, 1958, 1976, 1979]. В определениях С. С. Шульца важен отказ от заранее определенных возрастных рамок новейшей тектоники, с чем нельзя не согласиться. Возраст рельефа определяется разными способами, которые часто дают различные результаты в приложении к одним и тем же явлениям. В методологическом отношении принятие заранее возрастных рамок нецелесообразно и может способствовать обеднению результатов исследований.

Определение С. С. Шульца широко используется в неотектонических и геоморфологических исследованиях и часто воспроизводится в литературе. В некоторых модификациях этого определения для тектонических процессов указываются возрастные рамки [Щукин, 1960] либо рассматриваются тектонические процессы и созданные ими структурные формы, нашедшие отражение в основных чертах рельефа [Николаев, Рыжова, 1966; Трифонов, 1966; Николаев, 1969].

В. А. Обручев определяет неотектонику как структуры земной коры, созданные самыми молодыми ее движениями, происходившими в конце третичного и в первой половине четвертичного периодов. Особо подчеркивается, что эти движения распространены и имеют существенное значение в формировании современного рельефа [Обручев, 1948]. В определении важны два момента: 1) выделение особого типа структур (вернее, структурных форм); 2) следы движений, создавших эти структурные формы, запечатлены в пластике рельефа. Из этого следует, что выявление указанных структурных форм основывается на изучении современного рельефа с использованием геоморфологических методов исследования.

В модификациях этого определения возраст проявления неотектонических движений указывается менее ясно. Говорят о структурах, возникших в самый последний этап геоморфологической истории [Попов, Резанов, 1955], либо отмечается, что неотектоника изучает структуры земной коры, возникшие в результате тектонических движений, создавших основные черты современного рельефа [Шило, Беспалый, 1972].

В. А. Обручеву принадлежит и другое определение неотектоники (вошедшее во многие справочники и энциклопедические издания) как самых молодых тектонических движений, проявившихся в конце третичного и в начале четвертичного периодов [Обручев, 1965].

Распространенность понимания неотектоники как неоген-четвертичных тектонических движений обусловлена двумя причинами. Во-первых, при создании Карты новейшей тектоники СССР [1960] был использован принцип выделения объектов по направленности и интенсивности неотектонических движений с показом амплитуд последних и указанием, что движения укладываются в рамки неогена и антропогена [Николаев, Шульц, 1961]. Вторая причина имеет глубокие корни. Поскольку перед неотектоническими исследованиями ставятся геологические цели, а основным объектом является рельеф, возникает желание в последнем, даже в альпийском, выделить некоторую поверхность, имеющую сходство с привычными геологам внутренними границами геологической структуры, сохраняющими морфологию, возраст и генезис на значительных площадях. Примером служит исходное утверждение о существовании единой доорогенной поверхности выравнивания, использованное при составлении Карты новейшей тектоники СССР [1960] и других карт. Сейчас, когда учение о поверхностях выравнивания получило значительное развитие, подобное утверждение кажется весьма смелым и нельзя не видеть его противоречия многим геологическим выводам. Если мы устанавливаем блоковое строение земной коры и деление ее на структурно-формационные зоны с автономностью развития в геологическом времени, то необходимо ожидать изменения свойств (морфология, возраст и генезис) поверхностей выравнивания при пересечении ими границ этих зон, как это происходит с внутренними разделами геологической структуры.

Следующая группа определений новейшей тектоники признает ведущим методологический характер обособления этого научного направления. И. П. Герасимов указал на нецелесообразность класть в основу определения какой-либо универсальный стратиграфический принцип. Неотектоника — это тектонические проявления, для установления которых применяются геолого-геоморфологические методы, т. е. делается анализ истории развития рельефа и коррелятных отложений [Герасимов, 1950]. В этом определении прямо указывается на специфичность объекта неотектоники (рельеф и коррелятивные отложения) и на наличие своего набора методов исследования. Нельзя не согласиться с критикой «возрастного принципа» обособления неотектоники —более логично определить время проявления тектонических процессов или возраст структурных форм после их установления. Методологический характер обособления неотектоники как научного направления указывается также Н. Ф. Мильковым [1967] и С. А. Несмеяновым [1972]. В другой работе И. П. Герасимов расширил и модифицировал свое определение неотектоники: это современный рельеф в его основных чертах, соответствующих геологическим структурам или структурным формам, созданным молодыми тектоническими движениями; это современные морфологические элементы рельефа, созданные тектоническими движениями в их взаимодействии с экзогенными процессами. Как следствие, основным методом изучения неотектоники является морфоструктурный анализ [Герасимов, 1969].

Существуют и другие определения понятия «неотектоника». По В. А. Апродову [1965], это строение земной коры, сложившееся в течение неогенового и четвертичного периодов. Д. А. Тимофеевым [1968] неотектоника определяется как последний (неоген-четвертичный) этап обновления и окончательного формирования рельефа. В определении Ю. Ф. Чемекова [1968] неотектоника — наука о развитии тектоносферы Земли в течение неоген-четвертичного этапа (в отличие от палеотектоники, изучающей развитие тектоносферы Земли в донеогеновые этапы геологической истории).

Анализ существующих определений новейшей тектоники (неотектоники) приводит к выводу, что в совокупности они достаточно полно обозна-

чают круг интересов этого научного направления, его объект, цели и задачи. Ясно обозначены объекты неотектонических исследований — современный рельеф и коррелятные ему отложения. Как следствие, главным инструментом неотектонического анализа служат геолого-геоморфологические методы. На акваториях используются в основном геоморфологические методы исследования [Удинцев, 1972]. Рельеф и коррелятные отложения изучаются неотектоникой для различных целей: 1) выделения и изучения особого рода структурных форм, составляющих основу современного рельефа; 2) всестороннего изучения эндогенных процессов рельефообразования. Нет необходимости эти процессы сводить к тектоническим движениям определенного возрастного диапазона. Тектонические факторы формирования рельефа значительно шире; это амплитуды тектонических движений, горообразовательные процессы, соотношения разрывных и пликативных дислокаций в строении неотектонических форм, временной диапазон неотектонического этапа и эволюции неотектонической структуры.

Более общая цель, которую преследует неотектоника в своих построениях — это стремление дать геологический прогноз по геоморфологическим материалам. Наиболее отчетливо неотектоника обеспечивает такой прогноз при изучении тектоники дна морей и океанов.

Еще раз обратим внимание на необходимость введения в определение неотектоники методологической основы — специфичность объекта, методов, целей и задач исследования должна порождать стремление к изучению природных явлений, которые остаются вне внимания других геологических и географических дисциплин. Деление тектоники на частные направления (учение о формациях, магматическая тектоника и др.) определено именно спецификой объектов исследования или задач. При определении любого научного направления следует учитывать методологические предпосылки [Косыгин и др., 1973; Харвей, 1974], требующие указания в определении объекта и предмета, целей и задач науки. В отношении неотектоники можно рассуждать следующим образом. Объектом ее является рельеф и коррелятные ему отложения. Предметом изучения служат модели «тектономорфных» свойств рельефа и разрезов коррелятных отложений, специальные (неотектонические) карты и схемы. Цели неотектоники следующие: изучение особого рода структурных форм, выделяемых по геоморфологическим признакам, реконструкции геологических процессов, создавших данные формы, определение их возраста и истории развития. Решение этих задач практически составляет цели новейшей тектоники в понимании С. С. Шульца [1958], поскольку речь идет преимущественно о крупных (площадью в сотни и тысячи квадратных километров) элементах.

В нашем понимании неотектоника — это научное направление, изучающее рельеф и коррелятные ему отложения с целью выделения и изучения структурных форм по геоморфологическим признакам и реконструкций геологических процессов, создавших эти формы, их возраста и истории развития. Объект и предмет неотектоники геоморфологические, что обусловливает использование преимущественно геоморфологических методов, а цели и задачи ее — геологические (тектонические). Согласно нашему определению, неотектоника реализует путь «от рельефа к структуре» и вводит в тектонический анализ круг проблем, которые решить геологическими и геофизическими методами трудно или невозможно, например анализ тектонических движений, не изменяющих существенно геологическую структуру, но определяющих формирование рельефа и аллювиальных отложений, так называемых эвгимнических структур [Косыгин, Лучицкий, 1962]. Такое понимание неотектоники облегчает решение ее прикладных задач — геологического прогноза по геоморфологическим данным, широко используемого, например, при нефтегазопоисковых работах [Применение..., 1970; Горелов, 1972; Зятькова, 1979]. При-

меры такого прогноза даны еще В. А. Обручевым [1898, 1914], выделившим по геоморфологическим признакам поперечные разломы (сдвиги) в Западном Забайкалье. Этот вывод более чем на полвека опередил аналогичные геолого-геофизические построения.

Двойственность неотектоники (геоморфологический объект и геологические цели) отражается на ее понятийной основе и терминологии. Для описания объекта и методов исследования используется в основном геоморфологическая терминология, а для изложения результатов — геологическая. Неотектоника соотносится с геологией подобно геофизике, где результаты изучения физических полей передаются в виде моделей геологической структуры или глубинного строения, излагаемых на языке геологии.

На каких исходных понятиях может быть построена понятийная система неотектоники? Построение эффективной и непротиворечивой понятийной системы науки требует привлечения ограниченного числа исходных понятий [Харвей, 1974]. Для построения понятийной системы неотектоники достаточно трех понятий, два из которых определяют объект исследований («рельеф», «коррелятные отложения»), одно определяет основную цель — изучение структурных форм, выделяемых по геоморфологическим признакам («неотектоническая форма»). В число последних входят и построенные формы — вулканические массивы и крупные аккумулятивные формы ложа океанов [Леонтьев, 1977], имеющие четкие диагностические признаки в «тектономорфных» свойствах рельефа.

КОНЦЕПЦИИ НЕОТЕКТОНИКИ

Возникновение и развитие неотектоники определяют три концепции: 1) рельеф развивается под непосредственным воздействием молодых («юных») тектонических движений; 2) эти молодые движения различным образом отражаются в пластике рельефа, осадконакопление и рельефообразование сопряжены во времени; 3) тектонические и геоморфологические исследования структуры земной коры дополняют, но не заменяют друг друга.

Разработка первой основополагающей идеи неотектоники принадлежит В. А. Обручеву [1922], указавшему на роль «юных» (послетретичных) тектонических движений в становлении гор Азии, в том числе ее частей, испытавших завершающую складчатость в герцинский и более ранние геотектонические циклы. Движения имели цикличный характер, и неотектоникой вполне можно объяснить особенности современного рельефа суши всего земного шара. Благодаря работам В. А. Обручева стало возможным отделить методы неотектоники от распространенного в прошлом орографического метода Э. Зюсса, применявшегося для увязки разрозненных геологических материалов [Николаев, 1949]. В основе этого метода лежало представление, что горные цепи и складчатые пояса возникли одновременно.

В. А. Обручеву [1948] принадлежит другой важный для выработки современных задач неотектоники вывод: поскольку неотектоника определяет основные черты рельефа, то необходимо учитывать ее роль в жизни человечества. Говоря современным языком, ставится специальная задача изучения неотектоники в рамках наблюдения и контроля за окружающей средой.

Результатом проявления молодых тектонических движений является не только рельеф, но и впадины, выполненные мощными толщами, которые в последние годы обозначаются термином «орогенный комплекс». Геологическая структура осадочного выполнения впадин специфична и указывает на одновременное протекание осадконакопления, складчатых и разрывных дислокаций — это другой важнейший вывод, составляющий теоретическую основу неотектоники и принадлежащий С. С. Шульцу [1937, 1970]. Поскольку тектонические движения происходят одновре-

менно с осадконакоплением во впадинах и эрозионно-денудационными процессами в окружающих поднятиях, изучение осадочного выполнения впадин позволяет реконструировать ход процессов рельефообразования и выявить геологический возраст отдельных событий. Идея С. С. Шульца о конседиментационной складчатости служит основой анализа коррелятных отложений и решения многих историко-генетических задач неотектонического анализа.

Коррелятные отложения часто обладают малыми мощностями и специфическими пространственными отношениями. Такие отложения изучаются четвертичной геологией (геология рыхлых отложений), методы которой позволяют вскрывать «тонкую» структуру коррелятных геологических тел. В познании последней важное значение имеет идея динамических фаз геологических процессов рельефообразования и осадконакопления, разработанная В. В. Ламакиным [1948] и получившая развитие в работах Е. В. Шанцера [1966], И. П. Карташова [1972], Н. П. Костенко [1975]. При анализе коррелятных отложений реализация этой идеи заключается в выделении геологических тел, формировавшихся в условиях опускания, поднятия или тектонического покоя. Это тела констративного, перстративного или инстративного аллювия, фиксирующие условия эпох их формирования [Ламакин, 1948; Шанцер, 1966]. Выделение их позволяет восстановить ход неотектонических процессов, причем дробность разделения событий может достигать интервалов десятков и даже тысяч лет.

Идея конседиментационной складчатости в дальнейшем позволила выделить типы проявления молодых движений в рельефе денудационных равнин и гор. Были выделены конденудационная и конэрозионная складчатости [Шульц, 1970, 1979], или фазы развития [Костенко, 1970, 1972].

Главная идея неотектоники — использование рельефа для построения геологических моделей — высказана В. Пенком [1961] в 1924 г. По В. Пенку, земная поверхность служит границей взаимодействующих эндогенных и экзогенных сил, а видимым результатом этого взаимодействия являются формы рельефа и коррелятные отложения. Исследуя систему «тектоника + денудация = рельеф и коррелятные отложения», мы можем выявить тектонические процессы или иные эндогенные факторы рельефообразования. Цель морфологического анализа, по В. Пенку, выходит за рамки чисто геоморфологических построений и является геологической. Поскольку для развития рельефа огромное значение имеет д а л ь н е й ш е е ф о р м и р о в а н и е структуры, под которым В. Пенк подразумевает повторное горообразование и другие подобные явления, изучение современного рельефа дает геологические результаты в тех случаях, где не эффективны тектонические методы. В этой связи В. Пенк сделал другой основополагающий вывод: тектонические и геоморфологические исследования дополняют, но не заменяют друг друга при изучении геологических явлений.

Выводы В. Пенка составляют теоретическое основание научного направления, которое с помощью геоморфологических методов изучает рельеф и коррелятные отложения и имеет целью получение геологических результатов. Это научное направление обозначается различными терминами, из которых широко употребляемым и наилучшим нам представляется «неотектоника».

ЗАДАЧИ НЕОТЕКТОНИКИ

Общая цель неотектонического анализа распадается на частные задачи. Их можно разделить на теоретические, направленные на совершенствование методологических и теоретических основ неотектоники, и экспериментальные, включающие региональные обобщения и решения прикладных вопросов.

Среди теоретических задач главной является разработка и совершенствование понятийной основы. В неотектонике используются геологические и геоморфологические понятия и соответствующие им термины. Это неизбежно, однако основные неотектонические понятия, в особенности определяющие главную цель и ряд узловых задач, должны быть выделены и строго определены. Если ввести основное понятие «неотектоническая форма», то оно потребует конкретизации путем выделения понятий частных неотектонических форм. Даже в случае, если эти формы будут обозначаться знакомыми терминами, содержания понятий будут обладать особенностями ввиду специфики объекта и цели исследования. Далее потребуется определение понятий, характеризующих некоторые историко-генетические свойства выделяемых форм. Например, понятие «возраст неотектонической формы», которое должно быть сформулировано с учетом способов определения возраста в геоморфологии. Необходимо это понятие конкретизировать, говоря о морфологическом возрасте (стадии развития), либо геологическом возрасте, привязанном к геохронологической шкале. Разработанная понятийная основа науки, безусловно, способствует ее развитию [Харвей, 1974].

Разработка эффективных методов исследования — вторая теоретическая задача неотектоники. Речь идет о разработке общих методов исследования, обусловливающих использование частных методических приемов. В особенности это касается изучения историко-генетических характеристик, поскольку они являются реконструированными и точность их определения зависит от точности использования метода [Косыгин, Соловьев, 1969]. Например, геологический возраст рельефа, установленный разными методами (см. работу К. К. Маркова [1948]), может быть различным. Проблема заключается в разработке общих способов реконструкции происхождения и эволюции неотектонических форм, которые позволили бы строго использовать существующие частные методики.

Имеющиеся в неотектонике теоретические разработки носят, скорее, характер гипотез, исходных аксиом и принципов. В числе их принцип районирования по амплитудам и направленности неотектонических движений [Николаев, Шульц, 1961; Николаев, 1962]. При одновременном изучении неотектоники материков и океанов важное теоретическое значение приобретают концепция геоморфологических уровней К. К. Маркова [1948], модели типов горообразования [Флоренсов, 1965б, 1978], концепция о геоморфологическом этапе развития Земли [Герасимов, Мещеряков, 1964] и другие теоретические разработки. Их объединение возможно путем создания теории, рассматривающей в определенных случаях земную поверхность как сложную и непрерывно меняющуюся геологическую границу, фиксирующую состояние подвижного равновесия между различными действующими на нее процессами.

Важная теоретическая задача — выделение видов неотектонических форм, что является главной целью тектонического анализа рельефа, и разработка классификаций этих форм. Задача эта сложная, поскольку могут быть использованы свойства современного рельефа и коррелятных отложений, имеющие различную информативность, а выделяемые неотектонические формы и их классификации действительны в рамках употребленных признаков. Частные классификации требуют сопоставления и выработки общей классификации, опирающейся на наиболее информативное для неотектоники свойство современного рельефа.

Обратимся к задачам экспериментальной (региональной) неотектоники. Кроме региональных и глобальных неотектонических построений, в ее задачу входят разработка частных методик анализа, использующих конкретные свойства объекта, а также получение информации для решения прикладных вопросов. Последние задачи можно объединить в две группы. Первую составляют: 1) прогноз глубинного строения и геологической структуры по геоморфологическим данным; 2) использование моделей неотектонической структуры в минерагенических построениях; 3) определение величины денудационного среза за геоморфологический

этап. Вторая группа задач — это прогноз современных геологических процессов.

Связи неотектоники с другими геологическими науками определяются ее ролью в решении общегеологических проблем. Не случайно обобщающие работы по тектонике непременно имеют специальные разделы о неотектонике [Белоусов, 1975; и др.]. Это объясняется особой ролью неотектонических данных в создании объяснительных геологических моделей. Велики роль неотектоники при изучении орогенных режимов и их значение в развитии геологической структуры.

В методологическом отношении задачи неотектоники делятся на две группы. Первая включает структурно-морфологические построения, которые сводятся к выделению неотектонических форм, изучению их пространственных сочетаний, районированию. Вторая группа включает проблемы происхождения, истории развития и возраста неотектонических форм, реконструкции процессов их формирования; для их выяснения привлекаются геолого-геофизические материалы. Это задачи историко-генетические, и решение их во многих случаях не может быть однозначным.

Вопрос о том, какие проблемы являются главными при неотектоническом анализе, лишен смысла. Морфологическая характеристика неотектонических форм, их происхождение, возраст и эволюция составляют комплекс, обеспечивающий полноту научных построений. При решении частных вопросов может оказаться, что достаточно построения структурных моделей, а в других случаях необходимо увеличение роли историко-генетических реконструкций. Развитие неотектоники происходило таким образом, что наиболее разработаны принципы и методы историко-генетических реконструкций. Способы структурно-морфологических построений разработаны слабо, за исключением морфометрических методов [Философов, 1975]. Наши знания о неотектонических формах еще невелики. Часто морфология их не исследуется, а постулируется, и дальнейшие построения приобретают историко-генетический характер.

Чаще всего строение неотектонических форм на картах новейшей тектоники передается в неявном виде, посредством изолиний амплитуд вертикальных движений. В этом нельзя не увидеть некоторой несообразности — информация о конкретных явлениях передается посредством показа результатов неоднозначных реконструкций. Рациональней выделять неотектонические формы по геоморфологическим признакам и непосредственно изображать эти формы на картах новейшей тектоники.

ПОЛОЖЕНИЕ НЕОТЕКТОНИКИ В СИСТЕМЕ НАУК

Неотектонику с геологической точки зрения необходимо рассматривать как раздел тектоники [Николаев, Наймарк, 1980]. Сложнее выяснить положение неотектоники среди обозначаемых многими терминами научных направлений геоморфологии, занимающихся исследованиями в системе «рельеф — структура». Необходимо разобраться, в какой мере терминологическое обилие соответствует реальным научным направлениям, если использовать в качестве критериев наличие объекта и предмета, целей и задач и собственных методов.

Родственные или аналогичные неотектонике научные направления, входящие в систему геоморфологии, обозначаются следующими терминами: анализ морфологический [Пенк, 1961; Марков, 1948; Бондарчук, 1949; Щукин, 1934]; анализ морфоструктурный [Герасимов, 1967, 1969; Мещеряков, 1965; Симонов, 1972; Коржуев, 1974]; анализ морфотектонический [Эдельштейн, 1933; Усов, 1934; Пиотровский, 1966; Спиридонов, 1970]; геоморфология структурная [Шоллей, 1959; Мещеряков, 1965; Флоренсов, 1965а; Панов, 1966; Бондарчук, 1972; Коржуев, 1974]; геоморфотектоника [Личков, 1952; Худяков, 1977]; морфотектоника [Мещеряков, 1960; Пиотровский, 1968а; Тимофеев, 1968; Ермолов, 1969; Худяков, 1975]; оротектоника [Николаев, 1962] и тектоорогения [Бондарчук,

1972; Худяков, 1977]. Поскольку одному понятию разные авторы дают различные определения, отношения реальных содержаний понятий, обозначенных указанными терминами, перечислением определений выяснить трудно. Можно выявить эти отношения более быстрым способом. Связь геоморфологии и геологии осуществляется научными направлениями, разрабатывающими задачи в системе «рельеф — геологическая структура». Здесь возможны три пути исследования: 1) изучение взаимосвязей (пространственных, генетических) между формами рельефа и элементами геологической структуры; 2) использование рельефа для получения геологической информации; 3) геолого-геоморфологический синтез. Первый путь обычен при построении моделей развития и происхождения рельефа и выявления парагенетических связей рельефа и геологической структуры. Второй путь — неотектонические построения. Третий реализуется через выделение комплексных геолого-геоморфологических образований, объединенных единством развития, что требует употребления особых принципов, например принципа конформности [Худяков, 1975]. Реальность трех путей позволяет определить, какими терминами обозначают разные исследователи соответствующие научные направления.

Приняв случайной выборку определений, использованных при составлении справочника терминологии по структурной геоморфологии и неотектонике, можно узнать, в каком соотношении находятся термины, обозначающие научные направления системы «рельеф — геологическая структура». Для общего обозначения совокупности всех трех научных направлений более чем в 65% случаев используется термин «структурная геоморфология», значительно реже — «морфоструктурный анализ», очень редко — «морфотектонический анализ» и «морфотектоника». Для обозначения первого пути (от структуры к рельефу) в равной мере используются термины «морфоструктурный анализ» и «структурная геоморфология», крайне редко — «оротектоника», с указанием, что он устарел.

Для второго пути (от рельефа к структуре) чаще используются термины «анализ морфотектонический» и «анализ морфологический», в последнем случае обычна ссылка на В. Пенка. Реже используются термины «морфотектоника», причем В. В. Ермолов [1969] указывает, что это синоним «новейшей тектоники», «анализ морфоструктуры» и «структурная геоморфология». Термин «неотектоника» («новейшая тектоника»), являющийся в нашем понимании ведущим для обозначения этого пути, имеет, таким образом, много синонимов.

Третий путь (геолого-геоморфологический синтез) обозначается как «структурная геоморфология», «морфоструктурный анализ», «оротектоника», «морфотектоника», «тектоорогения» и «геоморфотектоника», причем приоритет надо отдать последним двум терминам, поскольку их авторы (В. Г. Бондарчук и Б. Л. Личков) дают четкие определения соответствующих понятий.

Существует тенденция называть структурной геоморфологией совокупность научных направлений на границе геологии и геоморфологии. Наше предложение сводится к тому, чтобы часть структурной геоморфологии, использующей путь «от рельефа к структуре», называть неотектоникой. Как же тогда обозначить первый путь — «от структуры к рельефу»? Чтобы решить вопрос, полезно рассмотреть такое узловое понятие, как морфоструктура. Оно приобрело ключевое положение в структурно-геоморфологических исследованиях. Широкое употребление понятия имело и негативную сторону — оно стало столь многозначным, что при составлении терминологического справочника оказалось возможным привести более 20 определений. В использовании понятия могут быть два альтернативных решения. Его можно считать основным для структурной геоморфологии вообще. В таком случае основное понятие неотектоники (неотектоническая форма) будет частным случаем морфоструктуры, а это вступает в противоречие с большинством определений морфоструктуры как формы рельефа. Целесообразнее понятие морфоструктуры использовать в определении его И. П. Герасимовым [1959] как формы рельефа, от-

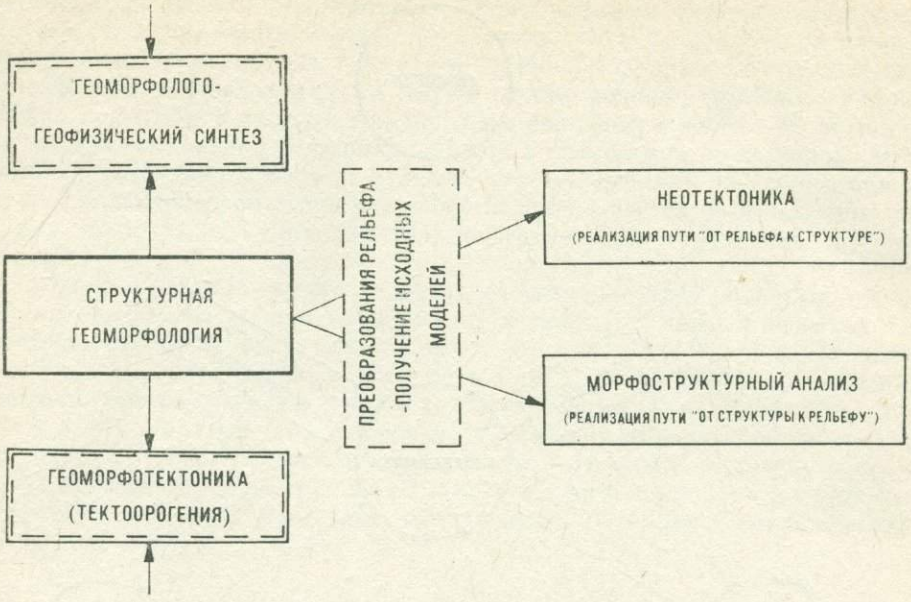


Рис. 1. Система структурной геоморфологии.

ражающей особенности геологической структуры. В таком случае это понятие имеет значение основного для первого пути структурной геоморфологии (от структуры к рельефу), и соответствующее научное направление лучше называть морфоструктурным анализом.

Неотектоника имеет двойственное положение в системе наук о Земле. Будучи по целям и задачам геологической, она является частью тектоники и, поскольку изучает деформации современного рельефа как геологической границы, подобна структурной геологии. С другой стороны, неотектоника — одно из направлений структурной геоморфологии; методы ее — общие с морфоструктурным анализом, особенно в части исходных преобразований рельефа. Примером служат морфометрические методы, сквозные для всей структурной геоморфологии. Систему последней можно изобразить в виде схемы (рис. 1), где выделен общий блок исходных преобразований рельефа с целью получения генерализованных его моделей, служащих основой для последующих неотектонических или морфоструктурных построений.

Сложнее положение в системе наук о Земле третьей составляющей структурной геоморфологии — тектоорогении В. Г. Бондарчука [1972], или геоморфотектоники Б. Л. Личкова. Суть этого научного направления указана в определениях Б. Л. Личкова [1952] и Г. И. Худякова [1977] — это изучение единства происхождения геологической структуры и рельефа (геологического содержания и формы). Основным принципом геоморфотектоники служит представление о конформности рельефа и структуры [Худяков, 1977; Флоренсов, 1978]. Многие определения морфоструктуры имеют геоморфотектонический уклон, в них идет речь о комплексных геоморфолого-тектонических образованиях [Мещеряков, 1965] или о выраженных в рельефе тектонических структурах [Худяков, 1970а]. Такие определения отличаются от первого и самого распространенного определения И. П. Герасимова [1959]. Поэтому для обозначения тектонических структур, выраженных в современном рельефе, предлагался термин «геоморфоструктура» [Худяков, 1968], хотя, например, А. Г. Золотаревым [1974] он используется в ином смысле. Здесь мы выходим за рамки объекта геоморфологии и имеем дело с межнаучным (геолого-геоморфологическим) синтезом. Геоморфотектоника по положению и целям подобна геолого-геофизическому синтезу, для обозначения которого предложен термин «геономия» [Белоусов, 1963]. Если отобразить подобные связи в

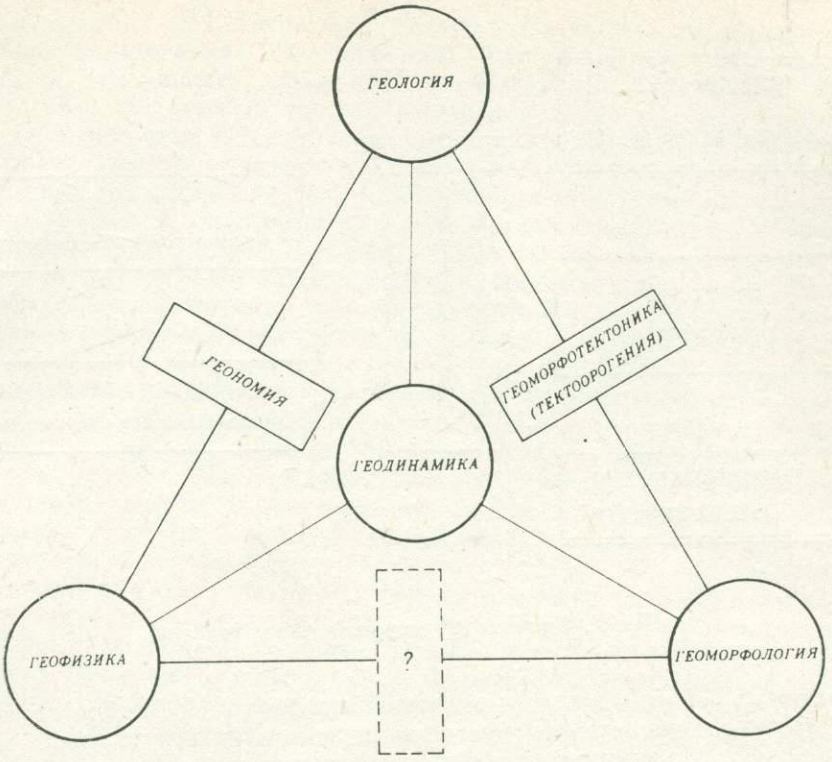


Рис. 2. Межнаучные обобщения в науках о Земле.

науках о Земле (рис. 2), то можно предполагать появление в будущем (необходимость в этом назрела) и геоморфолого-геофизического синтеза. Сложность этого пути состоит в том, что следует искать пространственные, генетические и временны́е связи между рельефом и непосредственно геофизическими полями, не привлекая геологические интерпретационные модели последних. Сейчас активно развивается научное направление, синтезирующее результаты геологических, геофизических и геоморфологических исследований — геодинамика (см. рис. 2).

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ПРИНЦИПЫ НЕОТЕКТОНИКИ

Состояние любого научного направления, кризисные ситуации и поиски новых путей отражаются на присущей ему системе научных понятий и выражающих их терминов. Есть много путей решения методологических проблем науки, и безусловно эффективен путь, включающий в качестве рабочего метода анализ существующих систем понятий и терминов [Соловьев, 1976].

Терминологические исследования преследуют решение двух задач. Первая состоит в составлении специализированных каталогов и справочников, где приводятся различные определения понятий, обозначаемых одними и теми же терминами. Инвентаризация терминов — сложная и ответственная работа при внешней ее простоте.

Вторая задача терминологических исследований включает упорядочение понятий и понятийных систем. Ее решение возможно при знании существующих понятий, что достигается инвентаризацией терминов. Упорядочение понятий может производиться различными путями: 1) выбором из существующих определений наиболее оптимального; 2) усовершенст-

вованием определения в соответствии с современными требованиями путем строгого его построения [Бергер, Вассоевич, 1974]; 3) выработкой нового определения. Этими путями понятия и термины приводятся в соответствие с современными задачами науки. Более трудно решение проблемы упорядочения понятийной системы научного направления в целом. Ее решение слагается из выделения исходных понятий и построения на их основе всей системы. Поскольку в науках о Земле уже оформились обширные банки понятий, практическое решение проблемы складывается из выявления исходных понятий и упорядочения иерархической структуры системы понятий.

В науках о Земле трудно выделить из банка понятий исходные, на основе которых формируется понятийная система. В развитых системах существует ограниченное число основных понятий. Чем меньше исходных понятий, тем устойчивей система в целом [Харвей, 1974]. Выделение этих понятий из общей массы — трудная задача. Это обусловливается внешней «обычностью» и кажущейся простотой (определения исходных понятий должны быть простыми и краткими, но создание краткого и простого определения всегда труднее сложного и многословного) и распространенностью исходных понятий, обозначаемых широко используемыми терминами.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Исходная идея современной геоморфологии — идея о литодинамическом потоке, под которым подразумевается круговорот массы — энергии в теле Земли, определяющий строение и развитие ее поверхностных зон и разделяющих их границ — изложена Н. А. Флоренсовым [1978]. Этой концепции соответствует один из геоморфологических законов Д. А. Тимофеева [1972].

4216

Если принять идею о литодинамическом потоке за исходный постулат геоморфологии, то в массе геоморфологических понятий можно выделить два основных, характеризующих реальные результаты действия этого потока — *рельеф* и *коррелятные отложения*. Эти понятия определяют основной и вспомогательный объекты геоморфологии.

Многоплановое использование термина «рельеф» затрудняет рациональное определение соответствующего геоморфологического понятия. Определение должно быть удобным для вывода из него производных геоморфологических понятий, таких как «форма рельефа», «тип рельефа», «грань рельефа», «морфоструктура», которые, в свою очередь, являются узловыми для групп более конкретных понятий («денудационный рельеф», «обращенная морфоструктура»). Что понятие «рельеф» — основное в геоморфологии, ясно из того, что мы обращаемся к нему при определении таких понятий, как «принцип конформности», «аркогенез», «значение структуры динамическое», «метод морфофациальный», которые, казалось бы, не имеют видимой с ним связи.

Другое исходное понятие геоморфологии — «коррелятные отложения» — определяет вспомогательный объект этой науки и остается еще менее разработанным. Оно важно при решении задач, имеющих преимущественно историко-генетический и прикладной характер. Благодаря этому понятию возможно использование геологических материалов для целей геоморфологии. Понятие «коррелятные отложения» имеет геологический смысл, специализированно приспособленный к нуждам геоморфологии. Система производных понятий, к нему относящаяся, также геологическая. При изучении и описании коррелятных отложений используются преимущественно геологические понятия и соответствующие им термины. Поэтому в геоморфологии и ее частных направлениях понятие о коррелятных отложениях имеет сквозной характер и из него выводится ограниченное число производных геоморфологических понятий.

Институт Географии Академии Наук СССР Библиотека

ПОНЯТИЙНАЯ ОСНОВА СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Если основные понятия геоморфологии характеризуют ее главный и вспомогательный объекты, то исходные понятия частных направлений должны указывать на их цели и задачи. Основное понятие структурной геоморфологии — «морфоструктура». Для других направлений основными являются понятия «поверхность выравнивания» (учение о поверхностях выравнивания), «генетически однородная поверхность» (геоморфологическое картирование).

Структурно-геоморфологические понятия, в особенности широко используемые, многозначны. Термины обладают собственными недостатками — они не только обозначают множественно определенные структурно-геоморфологические понятия, но и часто используются в других значениях в геологии и географии. Особенно показательны термины, используемые для обозначения форм подводного рельефа. Обычен в литературе термин «море геосинклинальное», а при инвентаризации встречались словосочетания типа «полуостров подводный». При описании подводного рельефа мы практически пользуемся общегеографической терминологией, еще не дифференцированной под воздействием развития частных научных направлений, хотя в понятиях можно увидеть достаточно проявленную обособленность.

Структурная геоморфология — наука пограничная между геологией и геоморфологией, и ее понятия формируются под влиянием понятийных систем этих наук. Если морфоструктурный анализ изучает связи рельефа с элементами геологической структуры, то соответствующие понятия должны иметь геологическую нагрузку. Это отражается и на терминах. Для обозначений различных морфоструктур используют словосочетания, где существительное обозначает форму рельефа, а прилагательное характеризует ее отношение к геологической структуре. Неотектонические понятия чаще имеют геологический смысл, поскольку неотектоника преследует геологические цели и потребителем ее результатов является преимущественно тектоника. Стремление изложить результаты неотектонического анализа в удобном для тектоники виде обусловливает использование геологических терминов иногда с добавлением приставки «нео». Примером может служить предложенный Ю. А. Мещеряковым [1957] термин «неогеосинклинальные элементы», использованный для обозначения структурных элементов, выделенных по геоморфологическим данным. Неотектоника и морфоструктурный анализ, составляющие структурную геоморфологию, должны иметь по одному исходному понятию. Понятие о коррелятных отложениях, будучи сквозным, также используется в них в качестве исходного. Выявление исходного понятия морфоструктурного анализа не вызывает затруднений — это понятие «морфоструктура», и на основе его сформирована обширная понятийная система. Однако множественность определений этого понятия снижает его эффективность. Необходимо стремиться к стандартизации понятия «морфоструктура». Его лучше использовать в первоначальном определении, данном И. П. Герасимовым [1959], для обозначения форм рельефа, имеющих парагенетические связи с геологической структурой. Нецелесообразно использовать термин «морфоструктура» для обозначения неотектонических элементов, поскольку неотектоника ориентирована на получение геологических результатов путем изучения рельефа. Если принять приведенное выше определение неотектоники, то основным в ней является понятие о неотектонической форме — структурной форме, выделенной по геоморфологическим признакам. Неотектонические формы подобны геологическим телам и формам, выделяемым при геологической интерпретации геофизических полей.

Ранее автор считал, что для формирования понятийной системы неотектоники необходимо еще одно исходное понятие — «неотектоническая структура», используемое для характеристики пространственных отношений неотектонических форм и подобное понятию геологической структуры. Это вряд ли правильно. Понятие «структура» является общенауч-

ным и используется для характеристики отношений (связей) и взаимодействий элементов предмета, явления или процесса [Кондаков, 1971]. Как бы мы ни видоизменяли понятие, приспосабливая его к нуждам конкретных наук, содержание его остается практически неизменным и удовлетворяет потребностям науки в целом. Можно говорить о неотектонической структуре как о пространственном сочетании неотектонических форм, о структуре неотектонических движений или структуре неотектонического процесса.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ФОРМА

Неотектоническая форма есть структурная форма, выделенная по геоморфологическим признакам. Из определения очевидна двойственность этого понятия. Неотектонические формы, с одной стороны, подобны структурным формам, что подчеркивается использованием одних и тех же терминов; с другой стороны, различия между структурными и неотектоническими формами обусловлены специфичностью объектов исследования. Структурные формы в геологии устанавливаются путем изучения геологических границ, однородных по возрасту и происхождению и испытывающих преобразования под действием эндогенных процессов. При выделении неотектонических форм дело обстоит иначе. Основой выделения их служит рельеф в его многообразном сочетании граней различного возраста, происхождения, испытывающих постоянные изменения под воздействием как эндогенных, так и экзогенных процессов. Если, например, использовать вершинную поверхность при выделении неотектонических форм в горах Сибири и Дальнего Востока, то эта поверхность, будучи выделена путем морфометрических преобразований топокарт, генетически не будет однородна. В высокоподнятых блоках (горных массивах, именуемых в Сибири гольцами) вершинную поверхность составляют нагорные террасы. Основная часть пологоволнистых поверхностей вершинного пояса гор представляет собой остатки древних поверхностей выравнивания. А в зонах относительного опускания вершинная поверхность может включать молодые долинные педименты и педиплены. Выделяемые неотектонические формы не будут тектоническими дислокациями в чистом виде — в их морфологии сказывается действие экзогенных процессов. Зачем же тогда выделять и изучать их? Эти своеобразные тектонические образования развиваются обычно в условиях сложившейся геологической структуры и вследствие проявления постумных тектонических движений. Изучение неотектонических форм приобретает важность в районах, лишенных покрова кайнозойских отложений, где проявление повторных тектонических процессов отражается лишь в пластике рельефа. В районах, геологическая структура которых изучена недостаточно, неотектонические построения дают дополнительную информацию (дно океана). Неотектонические формы определяют характер сейсмического режима и условия россыпеобразования.

Рассматривая неотектонические формы как тектонические образования и учитывая, что в их морфологии присутствуют следы действия экзогенных процессов, мы должны быть уверены, что последние не искажают «тектоническое начало» неотектонических форм. В современной геоморфологии общепризнан эмпирически подтверждаемый вывод, что крупные формы рельефа образуются при преобладающем воздействии эндогенных факторов. Такой размерности (сотни квадратных километров и более) формы выделяются при региональном неотектоническом анализе. Влияние экзогенных факторов на преобразование тектонических дислокаций в неотектонические формы нельзя, однако, сбрасывать со счетов.

При выделении неотектонических форм современная поверхность твердой оболочки Земли рассматривается как геологическая граница. Это единственная и наиболее изученная планетарно развитая геологическая

граница. Она подвергается постоянному воздействию водной и воздушной оболочек, и рельеф ее обладает множеством свойств, неизвестных для обычных внутренних границ геологической структуры. Последние, если речь идет о слоистых комплексах, имели первичное субгоризонтальное положение; последующие тектонические деформации геологической структуры выявляются сравнительно просто. Иное дело — изучение тектонических деформаций рельефа, который не обязательно в прошлом проходил стадию субгоризонтальной поверхности выравнивания — он мог быть перманентно горным. Бесполезно искать единую исходную доорогенную поверхность выравнивания в Курильской островной дуге или вулканическом поясе Восточной Камчатки. Часто выделение доорогенных поверхностей выравнивания не подкреплено фактическим материалом и является, скорее, исходным постулатом, стремлением найти в современном рельефе нечто подобное границам слоистой геологической структуры. Обычно за этим утверждением стоит реальное свойство рельефа, обнаруживающее пространственную связь с геологической структурой. Свойства рельефа многообразны, и в неотектоническом анализе могут быть использованы те, которые наиболее информативны в отношении молодых эндогенных процессов.

Выделение неотектонических форм, их типизация зависят от свойств рельефа, их информативности. По способу выделения различаются три разновидности неотектонических форм. К первой относятся формы, выделенные по свойствам рельефа, позволяющим оценить их морфологию, основные параметры и точно установить положение границ. Вторая разновидность форм выделяется по свойствам, позволяющим установить их тип (поднятия или опускания) и положение границ. Внутреннее строение и параметры форм остаются неизвестными. Наконец, некоторые свойства рельефа позволяют установить присутствие неотектонических форм, а для выявления их характеристик необходимо привлечение дополнительных материалов.

При неотектоническом анализе часто возникают трудности при проведении границ неотектонических форм. Это связано с тем, что на топографических и морфометрических картах рельеф передается изолиниями. Этот способ хорош для показа постепенных изменений свойств и плохо передает резкостные границы. В рельефе преобладают постепенные переходы, и это отличает земную поверхность от резкостных геологических границ. Трудности в проведении границ неотектонических форм аналогичны таковым при районировании геофизических полей.

Понятие о неотектонической форме является основным, из него формируются производные понятия, составляющие в совокупности понятийную систему научного направления. В ряду производных важным является понятие о неотектонической дислокации, под которой подразумевается реконструированная в чистом виде структурная форма со снятыми следами экзогенных процессов. Оно важно для проведения историко-генетических реконструкций, имеющих и прикладное значение. Отношения неотектонических форм и «истинных» дислокаций различны. При преобладании сводовых деформаций лучше сохраняются древние доорогенные поверхности, а возникающие неотектонические формы близки к соответствующим дислокациям (рис. 3). В условиях блоковой неотектонической структуры перемещения блоков различаются не только амплитудой и направлением, но и автономностью движений во времени. Происходят преобразования исходного рельефа, и генезис новообразованных его граней находится в прямой зависимости от характера молодых тектонических движений (см. рис. 3). Различия между неотектоническими формами и дислокациями существенны, особенно по высотам, однако некоторое сходство их сохраняется.

Число видов простых неотектонических форм невелико, и они могут быть сконструированы дедуктивным путем из набора элементарных поверхностей. Сложности возможны при выделении аккумулятивных неотектонических форм. Вулканические постройки имеют сходное строение, и

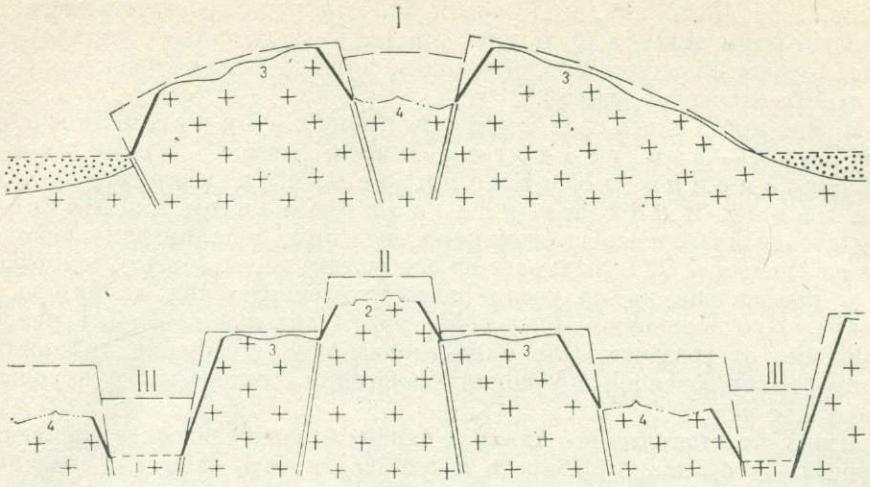


Рис. 3. Соотношения неотектонических форм и дислокаций в сводовом поднятии (I) и ступенчатом глыбовом поднятии (II), сопряженном с долинами-грабенами (III).
Вершинная поверхность в долинах-грабенах составлена аллювиальными равнинами (*1*). В осевом горсте глыбового поднятия распространены нагорные террасы (*2*), а в основной его ступени и на своде наблюдаются фрагменты древней поверхности выравнивания (*3*). В нижней ступени глыбового поднятия появляется молодой педиплен (*4*). Сплошные жирные линии — тектонические уступы, двойные линии — разломы, штриховые линии — реконструкции неотектонических дислокаций.

различия сводятся к несущественным морфометрическим характеристикам. Более сложна проблема выделения и типизации неотектонических аккумулятивных форм, которые образуются при одновременном действии тектонических движений и органогенной аккумуляции. Это относится к подводным формам—аккумулятивным «хребтам» и коралловым постройкам.

КОРРЕЛЯТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Это понятие, будучи сквозным для геоморфологии, широко используется в неотектонических построениях. Слабая его разработанность, практически отсутствие работ, освещающих основные правила работы с коррелятными отложениями, заставляет дать характеристику понятию применительно к задачам тектонического анализа рельефа. Коррелятные отложения используются, как правило, для определения возраста форм рельефа. В геоморфологии существуют два пути для установления этого возраста. Первый основан на собственно геоморфологических признаках и имеет два способа: 1) из пространственных отношений форм рельефа устанавливается время их заложения относительно друг друга; 2) возраст форм рельефа как стадий развития определяется построением генетических рядов. Положение форм рельефа в генетическом ряду есть их морфологический возраст. Этот способ используется, начиная с построений В. М. Дэвиса [1962].

Другой путь заключается в установлении геологического возраста форм рельефа, времени их заложения, соотнесенного с геохронологической шкалой. Формы рельефа не несут информации о геологическом времени их возникновения, это последнее устанавливается путем изучения геологических тел, образованных одновременно с формированием рельефа. Изучение коррелятных отложений в общей схеме геоморфологического анализа играет определенную роль — реконструкцию истории развития рельефа и привязку событий к геологическому времени. Понятие «коррелятные отложения» имеет генетический смысл. Определения его немногочисленны и близки по значению. Согласно одному из них, «...коррелятные отложения есть отложения, синхронные образованию скульптурных форм» [Марков, 1948, с. 245]. Это определение и ему подобные

[Панов, 1966; Башенина, 1967] чрезмерно конкретизированы в части, касающейся форм рельефа (речь идет только о выработанных формах). Понятие, будучи общегеоморфологическим, должно формулироваться с учетом любых элементов рельефа.

Можно предложить следующее определение: коррелятные отложения — это геологические тела, возникшие одновременно с формами рельефа при проявлении одних и тех же или сопряженных процессов. Определение является общегеоморфологическим, дополняющим основное понятие «рельеф». Оно указывает на вспомогательный объект геоморфологии и направлено на получение историко-генетических характеристик рельефа. Предложенное определение учитывает любые формы рельефа независимо от генезиса. Оно ориентировано на получение информации о рельефе, заключенной в условиях залегания, составе и структуре геологических тел.

Для неотектонического анализа наиболее важно решение следующих вопросов: 1) продолжительность и направленность событий, связанных с формированием неотектонической структуры; 2) геологический возраст и происхождение неотектонических форм; 3) реконструкции неотектонических процессов.

Особенность анализа коррелятных отложений заключается в том, что сопоставляются формы и грани рельефа с объемными геологическими телами. В этом кроется известная несообразность, которая должна быть компенсирована устойчивостью понятий и методических приемов. Необходимо сформулировать общие принципы выделения коррелятных отложений из геологического разреза. Это принципы: 1) одноранговости (соразмерности) форм рельефа и коррелятных геологических тел; 2) подобия геологических границ и геоморфологических поверхностей; 3) геолого-геоморфологических связей (принцип системности).

Принцип одноранговости определяет, что могут сопоставляться формы рельефа и геологические тела, занимающие равное положение в классификациях. Об истории развития рельефа Байкальской рифтовой зоны нельзя судить по результатам анализа отложений одной межгорной впадины. Рельеф рифтовой зоны может быть сопоставлен с осадочным и вулканогенным выполнением всех впадин байкальского типа. Практическое использование принципа одноранговости может оказаться затруднительным ввиду того, что существующие геоморфологические и геологические классификации не всегда сопоставимы и часто являются искусственными, не учитывающими реальные соотношения природных объектов. В этом случае надо сопоставлять формы рельефа и геологические тела равных размеров, и тогда принцип одноранговости преобразуется в частную разновидность — принцип одноразмерности, который подобен используемому в морфоструктурном анализе принципу соразмерности структурных и геоморфологических элементов, предложенному Ю. А. Мещеряковым [1960].

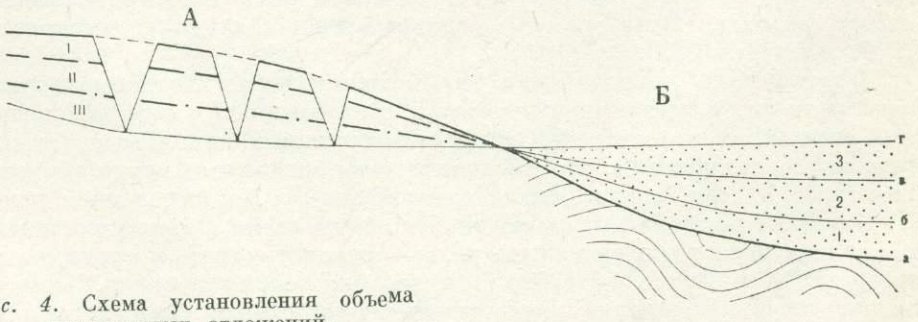


Рис. 4. Схема установления объема коррелятных отложений.

Форма рельефа *А* соразмерна с геологическим телом *Б*, подошва которого (*а*) подобна форме рельефа. Элементарные геологические тела *1*, *2* и *3* коррелятны соответственно ярусам рельефа I, II и III. Геологические границы (*а*, *б*, *в*) подобны аккумулятивной равнине (*г*), чем определяется объем выполняющих отложений.

Принцип подобия геологических границ и геоморфологических поверхностей означает, что коррелятными будут те геологические тела, ограничения которых морфологически близки или подобны характеру поверхности геоморфологического объекта (рис. 4). У аккумулятивных форм подобие определяется последовательным приближением характера внутренних геологических границ к внешней поверхности коррелятных тел. Для деструкционных форм фиксируются так называемые «ножницы», когда геоморфологические поверхности как бы ныряют под покров молодых отложений и переходят в геологические границы. Это простейший случай, а в других решающим признаком оказывается наличие одинаковых или близких наклонов поверхностей рельефа и углов падения геологических границ. Нижними границами коррелятных геологических тел чаще являются поверхности несогласий (см. рис. 4).

Принцип системности означает, что необходимо выявить связи между формами рельефа и геологическими телами, которые должны образовывать естественную систему. Связи находятся различными способами, из которых важнейшим является установление потоков продуктов выветривания из деструкционных форм в аккумулятивные равнины. На это указывает подобие геологического строения питающей провинции и петрографического состава обломочного материала в зоне аккумуляции.

Коррелятные отложения могут быть подразделены на три разновидности по отношению к элементам рельефа: 1) геологические тела, коррелятные деструкционным формам рельефа (*сопряженные отложения*); 2) геологические тела, слагающие аккумулятивные формы рельефа (*выполняющие отложения*); 3) *фиксирующие образования*, к которым относятся коры выветривания, остаточные образования на поверхностях выравнивания и т. п. Фиксирующие образования не имеют, как правило, слоистой структуры, которая замещается зональностью разреза, не имеют в большинстве ясной подошвы и являются автохтонными.

С формами рельефа коррелятные отложения могут находиться в различных пространственных отношениях. Наиболее простой случай характеризуется наличием общей границы (отношение соседства). Но нередка и пространственная разобщенность форм рельефа и коррелятных геологических тел. Здесь важную роль приобретает изучение связей в системе «форма рельефа — геологическое тело». Возможно отношение включения, когда геологическое тело со всех сторон граничит с формой рельефа, которой оно коррелятно. Отношение совмещения характерно для аккумулятивных форм рельефа. Тип пространственных отношений меняется в зависимости от того, на каком уровне объектов устанавливается коррелятность.

Коррелятные отложения в геоморфологии являются вспомогательным объектом исследования, поэтому изучаются их определенные свойства, обеспечивающие реконструкцию истории развития рельефа или неотектонической структуры и палеогеоморфологических обстановок. Последовательность событий истории развития рельефа выводится из стратиграфической последовательности тел коррелятных отложений. Палеогеоморфологические обстановки реконструируются по вещественному составу коррелятных тел и его изменениям по разрезам и латерали. Анализ коррелятных отложений состоит из двух этапов, первый из которых представляет собой комплекс операций по установлению коррелятных геологических тел, а второй — анализ структурно-вещественных особенностей этих тел.

Геоморфолог имеет дело с типами отношений геологических тел (рис. 5), которые обычно остаются вне поля зрения при геологических исследованиях. В геологических работах чаще изучаются достаточно крупные тела, сформированные в зонах конечной аккумуляции. Здесь наблюдается нормальная стратиграфическая последовательность слоев, когда в ненарушенном залегании каждый вышележащий слой является более молодым (см. рис. 5, *а*). При таком отношении геологических тел легко

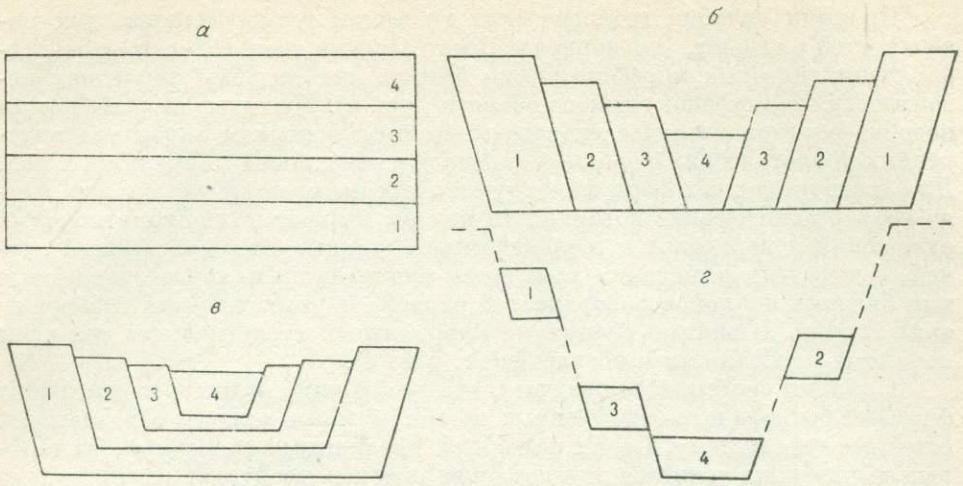


Рис. 5. Типы отношений геологических тел, коррелятных формам рельефа:
а — отношения налегания, *б* — прилегания, *в* — вложения и *г* — пространственной разобщенности. Цифрами обозначена стратиграфическая последовательность геологических тел от древних к молодым.

реконструируется и последовательность событий. В зонах промежуточной аккумуляции мы наблюдаем иные отношения геологических тел, имеющих небольшие объемы и сформированных в короткие отрезки времени. Здесь разновозрастные геологические тела сменяют друг друга по горизонтали и находятся в отношении прилегания (см. рис. 5, *б*). Стратиграфическая последовательность тел и вытекающие из нее реконструкции событий устанавливаются с трудом и возможны ошибки, поскольку последовательность прилегания по латерали может измениться на обратную. Возможен тип отношений, представляющий собой комбинацию двух первых, который может быть назван отношением вложения (см. рис. 5, *в*). Установление стратиграфической последовательности здесь также сложно при отсутствии вертикальных пересечений.

Существует отношение коррелятных геологических тел, когда они пространственно разобщены. Оно наблюдается в речных долинах с цокольными террасами (см. рис. 5, *г*). Обычно наиболее древние геологические тела залегают на большей высоте, чем молодые, хотя существуют и более сложные случаи, например, при наличии древних погребенных врезов, как это наблюдается в бассейне Верхнего Амура и Восточном Забайкалье [Геоморфологические исследования..., 1965; Мурзаева, 1960].

Типы отношений тел коррелятных отложений имеют важное значение при реконструкциях характера тектонических движений в зоне аккумуляции. Отношение налегания является следствием общего погружения, отношение прилегания свидетельствует о смене этапов врезания этапами аккумуляции под воздействием колебательных движений либо обусловлено наложением циклов развития рельефа различной продолжительности. Отношение вложения говорит о преобладании общего погружения, осложняемого этапами врезания, связанными с изменениями климатических условий или с кратковременными поднятиями. При интерпретации отношений прилегания и вложения нельзя недооценивать роли климатических факторов. Случай, изображенный на рис. 5, *г*,— следствие преобладающего воздымания.

Индикатором тектонических условий в зоне осадконакопления является гранулометрический состав геологических тел. В аллювиальных осадках выделено три вида свит: конструктивный аллювий зон погружения; перстративный аллювий, формирующийся при «стабильных» тектонических условиях; инстративный аллювий зон поднятия и эрозионного врезания [Ламакин, 1948; Шанцер, 1966; Карташов, 1972]. Структура тако-

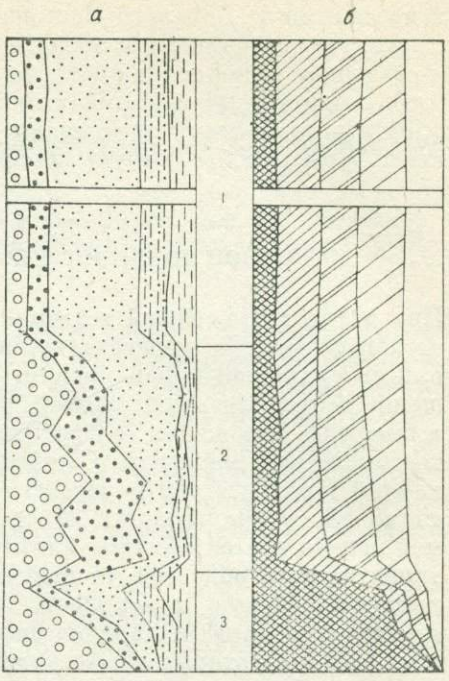


Рис. 6. Обобщающая характеристика разрезов констративного (*1*), перстративного (*2*) и инстративного (*3*) руслового аллювия горных и предгорных областей.

а — диаграмма гранулометрического состава, *б* — диаграмма петрографического состава псефитовой фракции, где в левой части показано содержание обломков местных пород. Материалом для построения обобщающей модели послужили результаты изучения новейших аллювиальных отложений Центрального и Восточного Забайкалья [Уфимцев, 1971; Малаева, Уфимцев, 1976].

го рода коррелятных отложений хорошо отражается на специальных диаграммах. Особенно наглядны и удобны диаграммы гранулометрического состава русловых фаций аллювиальных свит (рис. 6). В русловой фации констративного аллювия практически отсутствует дифференциация обломков по размерности, поскольку поступающий в зону погружения материал переходит в осадок, не испытывая заметных перемывов. В результате формируются однородные мощные (до 100 м и более) толщи, состоящие из быстро выклинивающихся косослоистых серий. Примером может служить неогеновый белесый аллювий Восточного Забайкалья [Малаева, Уфимцев, 1976].

Для перстративного аллювия характерны изменения гранулометрического состава по разрезу как следствие неоднократного переотложения. Инстративный аллювий сложен преимущественно осадками плотиковой фации, обладает малой мощностью (первые метры). В верхах разреза обычно наблюдается маломощный слой тонкообломочного материала с заметным содержанием пелитовой фракции. Вниз по разрезу начинает преобладать валунно-галечный материал, однако содержание пелит-алевритовой составляющей остается высоким — свойство, характерное для плотиковой фации [Шанцер, 1966].

У перстративного и констративного аллювия петрографический состав обломков по разрезу мало изменяется, у инстративного аллювия преобладает автохтонный материал. Соотношение в осадках аллохтонного и автохтонного материала позволяет оценить дифференциацию тектонических движений в эпоху аккумуляции. Увеличение содержания автохтонного материала характерно для относительно приподнятых участков, а потоки аллохтонного материала скатываются в зоны максимального погружения.

Для реконструкции последовательности событий в питающей провинции (деструкционной форме рельефа) наибольшее значение имеет изучение изменения состава грубообломочных фракций по разрезу коррелятных отложений. Погрубение материала вверх по разрезу, характерное, например, для неоген-четвертичных отложений Забайкалья и юга Дальнего Востока, свидетельствует об увеличении во времени контрастов рельефа горных областей.

Проблема изучения коррелятных отложений заключается в разработке уровенных сопоставлений между формами рельефа и геологическими телами. Затруднения возникают в связи с разными объектами исследований и отсутствием соответствующих классификаций, по которым можно было бы выделить формы и тела одного уровня. Например, заманчиво выделить одноуровенные образования для ряда «слой — пачка — свита — серия (комплекс) — структурно-формационная зона...». Если обратиться

к неотектонике Дальнего Востока, можно наметить следующие сопоставления. Неотектоническим областям коррелятны плиты молодых платформ и осадочное выполнение орогенных впадин, неотектонические зоны могут быть сопоставлены с формациями; простые и сложные неотектонические формы — со свитами и толщами. Меньшим по размерам неотектоническим формам соответствуют пачки и слои.

ОСНОВНОЙ ПРИНЦИП НЕОТЕКТОНИКИ

При изучении новейшей тектоники суши построение модели неотектонической структуры осуществляется простым путем — изучением деформаций поверхностей выравнивания. Этот метод опирается на исходное допущение о существовании единой доорогенной поверхности выравнивания, а высотные положения ее фрагментов рассматриваются как функция неотектонических движений. Соответствующие карты неотектоники подобны картам стратоизогипс и передают (если говорить о сущности дела, а не терминологии) морфологию неотектонических форм. При построении единой модели неотектонической структуры океанических, шельфовых и континентальных областей указанный способ непригоден, ибо невозможно выделить единую поверхность выравнивания. Необходимо учитывать ярусность рельефа и наличие нескольких его глобальных уровней [Марков, 1948], в которых существуют свои отношения эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования. Считается (это может быть грубым приближением), что в ложе океана преобладают эндогенные факторы [Леонтьев, 1968; Панов, 1966; Шепард, 1969; Удинцев, 1972], а некоторые аккумулятивные формы, коралловые постройки например, формируются при определенных скоростях и направленности молодых тектонических движений. На шельфе, напротив, преобладают экзогенные процессы (волновые и приливно-отливные явления), и молодые тектонические движения должны иметь значительную интенсивность, чтобы обеспечить существование неотектонических форм.

Возникает необходимость формулировки некоторой аксиомы, в сжатом виде поясняющей характер воздействия молодых эндогенных процессов на рельеф. Она должна быть эмпирически оправданной, чтобы служить отправной точкой последующих построений. Речь идет о некотором исходном принципе, или идее неотектоники, который по своему характеру родствен основным геоморфологическим законам [Тимофеев, 1972], являющимся по сути своей аксиомами. Этот принцип не может быть строго доказан, речь идет о его непротиворечивости и соответствии фактам.

Каков основной принцип (аксиома) неотектоники? Обратимся к некоторым примерам.

Долинные педименты и педиплены Забайкалья и Дальнего Востока приурочены к определенным неотектоническим формам — долинам-грабенам, поперечным перегибам поднятий хребтов, нижним тектоническим ступеням глыбовых поднятий — образованиям, которым свойственна смена воздыманий на относительные опускания. В центральной части Хэнтей-Даурского сводового поднятия долинные педименты образуют пояс подгорных равнин в долинах-грабенах. На крыльях сводового поднятия долинные педименты развиты в долинах-грабенах и в нижних ступенях поднятий. В Агинской зоне молодые долинные педиплены распространены на пересечениях поперечными разломами глыбовых поднятий, где наблюдаются погружения шарниров последних.

В горах Дальнего Востока долинные педименты приурочены к днищам долин-грабенов, либо к нижним тектоническим ступеням глыбовых поднятий, например на западном крыле Центрального Сихотэ-Алинского разлома, в бассейнах рек Уссури и Бол. Уссурки. С запада зона разлома сопровождается ступенчатыми глыбовыми поднятиями, осевые горсты ко-

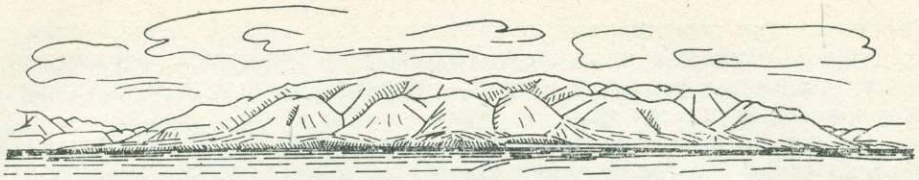


Рис. 7. Сигланский ступенчатый горст на п-ове Кони (Приохотье). На переднем плане — ингрессионная бухта Сиглан и предгорные педименты днища долины-грабена.

торых представляют узкие (не более 3—4 км) слаборасчлененные горные массивы длиной до 15 км и более. Крылья поднятий (нижние тектонические ступени) составлены изометричными (не более 2 км в поперечнике) и разобщенными низкогорными массивами. Разобщенность их обусловлена наличием поперечных долин и развитием долинных педиментов. Последние образуют на границах тектонических ступеней сквозные педиментные проходы. Нижние ступени поднятий близки по облику ландшафтам островных гор. В силу этого осевые горсты поднятий четко обособляются в рельефе.

Молодые педименты в долинах-грабенах, разделяющих горные поднятия, обычно занимают бóльшую часть днищ первых и не пересекают краевых разломов, выраженных линейными уступами. Примером служит район бухты Сиглан в Северном Приохотье (рис. 7). Севернее бухты располагается ступенчатый горст, в осевой части которого вершинная поверхность имеет высоту 600—650 м. Узкие краевые ступени горста имеют высоты 400—500 м и ограничены тектоническими уступами высотой до 300 м. Днище расположенной южнее долины-грабена занято ингрессионной бухтой и педиментами до подошвы краевого тектонического уступа. Изредка вблизи последнего наблюдаются узкие «прилавки» высотой до 200 м, которые являются остатками уничтоженного педиментацией низкогорья, ранее занимавшего днище долины-грабена. За счет педиментации долина-грабен дополнительно углублена на 150 м и более и контрастность неотектонических форм усилена в сравнении с соответствующими им дислокациями. Такое увеличение контрастности неотектонических форм за счет зонального формирования долинных поверхностей выравнивания — характерное явление для горных областей Дальнего Востока и Забайкалья.

Другой пример относится к строению тальвегов речных долин. На рис. 8 изображены продольные профили тальвегов рек, пересекающих Буркальский горст в Хэнтей-Даурском сводовом поднятии. Уклон тальвегов меняется при пересечении разломов, ограничивающих отдельные блоки. Перегибы тальвегов на границах блоков двоякого рода: 1) простые изменения уклонов; 2) перепады русел. Сопоставления с другими геомор-

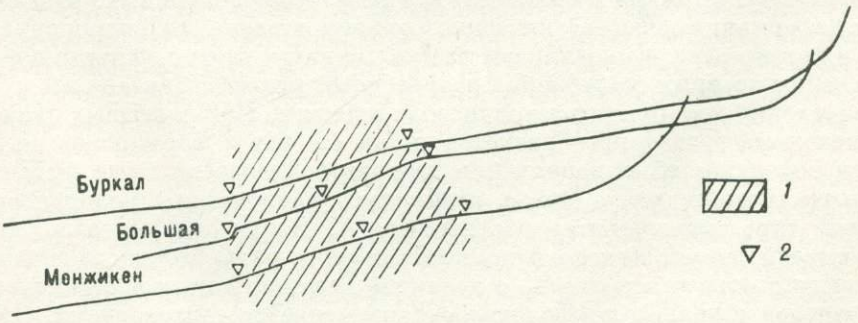


Рис. 8. Продольные профили русел рек, пересекающих Буркальское поднятие в Хэнтей-Даурской горной стране.

1 — район пересечения реками поднятия; *2* — места пересечения ими молодых разломов.

фологическими материалами показывают, что первый случай является следствием различия молодых тектонических движений, формирующих неотектонические формы, а второй — проявления верхнеплейстоценовых и голоценовых подвижек.

Обратимся к береговым морским формам рельефа. В Приохотье установлена связь береговой линии Охотского моря с зонами неотектонических разломов [Алексеев и др., 1977]. Это касается выровненных абразионных берегов, представляющих высокие прямолинейные или несколько вогнутые в плане уступы вдоль зон молодых разломов. Основания уступов от постоянного воздействия волновых и приливно-отливных процессов бронированы высокими галечниковыми или валунными пляжами и устойчивы. На небольших мысах, которые у оснований рассечены молодыми малоамплитудными сбросами, наблюдаются «непропуски» и происходит активное абразионное срезание остатков горного рельефа в опущенных крыльях. Если опущенные блоки слабо абрадированы, то береговая линия имеет сложные контуры и берега приглубы. И в этом случае мы наблюдаем избирательность экзогенных процессов в связи с особенностями проявления молодых тектонических движений. Аналогичная картина наблюдается на о. Беринга, где расположение морских террас находится в соответствии с молодыми блоковыми подвижками. В северо-западной части острова тыловой шов третьей морской террасы не пересекает разлом, по которому заложен абразионно-тектонический уступ, ограничивающий четвертую террасу. Это обстоятельство может указывать на то, что во время выработки молодой террасы по разлому происходили подвижки и в поднятом блоке сохранилась более древняя терраса [Уфимцев, Ставров, 1978].

Известно влияние молодых тектонических движений на строение комплексов береговых аккумулятивных форм [Буданов и др., 1957; Зенкевич, 1962]. На поднимающихся берегах береговые валы последовательно повышаются в сторону суши, а на опускающихся более высокие валы располагаются вблизи береговой линии.

Примеры подобных связей можно было бы продолжить до рассмотрения влияния эндогенных процессов на оледенения [Марков, 1967] или на распределение эоловых форм рельефа [Мирошниченко,1954]. Прослеживается одна закономерность: экзогенные формы рельефа, некоторые существенные черты их строения и распространение обнаруживают зависимость от характера молодых эндогенных процессов. Это позволяет выдвинуть принцип соответствия рельефа темпам и характеру молодых эндогенных процессов, справедливость которого подтверждается эмпирически на многочисленных примерах. Принцип имеет аксиоматический характер.

Принцип соответствия рельефа темпам и характеру молодых эндогенных процессов заставляет ожидать различные соотношения между неотектоническими формами и соответствующими им дислокациями. При сводовых деформациях неотектонические формы и дислокации близки друг другу, в результате чего возникают выпуклые двускатные хребты, в вершинном поясе которых сохраняется доорогенный рельеф. Связано это с тем, что сводовые деформации устойчивы во времени. При глыбовых движениях исходный рельеф преобразуется сильнее и могут формироваться лестницы поверхностей выравнивания или морфологически иные ярусы разновозрастного рельефа. Может возникнуть равновесный конэрозионный рельеф типа выделяемого в построениях А. Пенка [Эдельштейн, 1925]. Это случай динамического равновесия горного рельефа, когда поднятие компенсируется таковым же по величине денудационным понижением водоразделов и рельеф морфологически не меняется долгое время.

Эти случаи не противоречат основному принципу и являются частными его реализациями. В большинстве экзогенные процессы имеют такую направленность, что увеличивают контрастность тектогенных форм рельефа.

ОБЗОРНЫЙ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Круг прикладных задач тектонического анализа рельефа значителен: использование особенностей рельефа при прогнозе и поисках полезных ископаемых (минерагенические построения); прогноз геологических процессов, в том числе катастрофических; прогноз элементов геологической структуры и глубинного строения по рельефу; определение величин денудационного среза за неотектонический этап. Решение прикладных задач требует построения моделей неотектонической структуры или геодинамических реконструкций, что определяет добротность последующих практических решений.

Задачи регионального неотектонического анализа можно разделить на типы с учетом проверяемости выводов и по используемым средствам, словом, обращая внимание на методологические аспекты. Полезен опыт геологии, где многообразие задач оказалось возможным свести к трем типам — статическим, динамическим и историко-генетическим [Косыгин, Соловьев, 1969]. В неотектонике в неявном виде это разделение так или иначе производится.

При неотектоническом анализе решаются два типа задач: 1) структурно-морфологические (статические), связанные с изучением свойств рельефа, причем решения практически проверяемы; 2) историко-генетические (ретроспективные) построения, результаты которых зависят от используемых методов исследования и часто неоднозначны (вероятностны). Структурно-морфологические задачи включают: выделение и изучение морфологии неотектонических форм; классификации неотектонических форм и построения карт новейшей тектоники; изучение пространственных отношений неотектонических форм с геологической структурой и геофизическими полями. Историко-генетические задачи в основном связаны с обоснованиями возраста и стадий развития неотектонических форм, выявлением механизмов и направленности их развития, реконструкциями амплитуд неотектонических движений.

В соответствии с решаемыми задачами модели новейшей тектоники разделяются на структурно-морфологические и историко-генетические. Среди последних наиболее известны схемы и карты новейшей тектоники, на которых способом изолиний передаются реконструированные амплитуды вертикальных неотектонических движений за неоген-четвертичное время. Структурно-морфологические модели используются реже, способы их построения и картографическое изображение неотектонических форм недостаточно разработаны.

Вопрос о том, решение каких задач является главным при неотектоническом анализе, лишен смысла. Построение структурно-морфологических моделей и ретроспективные реконструкции в совокупности определяют полноту неотектонического анализа. Несомненно одно — при региональном неотектоническом анализе важно в первую очередь построить структурно-морфологическую модель, характеризующую взаимоотношения неотектонических форм различных порядков. Эта модель, построенная по «тектономорфным» свойствам рельефа, проверяема и служит основой всех последующих построений. Историко-генетические реконструкции являются производными от структурно-морфологической модели и дополняют ее.

В решении прикладных вопросов роль морфологических и ретроспективных построений различна. Прогноз элементов геологической структуры и минерагенические построения лучше осуществлять с помощью структурно-морфологических моделей — карт неотектонических форм, которые по содержанию, используемой терминологии и изобразительным средствам близки к тектоническим и геологическим картам. Прогноз опасных геологических процессов и оценка величин денудационного среза более эффективно осуществляются с использованием историко-генетических характеристик неотектонической структуры.

ПОСТРОЕНИЕ ИСХОДНОЙ МОДЕЛИ

Начальная операция регионального неотектонического анализа — получение исходных моделей рельефа, специализированных по выбранным тектономорфным свойствам. Это практически всегда осуществляется с использованием картографических (морфометрических) методов [Берлянт, 1966; Волчанская и др., 1975; Философов, 1960, 1975; и др.]. Топографические карты в неотектонических исследованиях играют ту же роль, что и геологические карты при тектонических построениях.

Зависимость свойств современного рельефа от проявления молодых эндогенных процессов определяется двумя путями. Первый заключается в сопоставлении свойств рельефа с особенностями геологической структуры. Важно установить, существуют ли пространственные (парагенетические) связи между свойством рельефа и элементами геологической структуры. Если такая связь обнаружена и определена ее устойчивость для изучаемого района, то анализируемое свойство рельефа может считаться тектономорфным.

Второй путь определения тектономорфности свойств рельефа заключается в их сравнении с моделями неотектонической структуры, построенными независимо и по другим показателям. Требуется осторожность в построениях во избежание круга в доказательстве (логического круга). Модели свойств рельефа могут быть сопоставлены с такими моделями новейшей тектоники, которые построены по признакам, не родственным первым и не находящимся с ними в отношениях соподчиненности. Тектономорфность свойств рельефа явление не универсальное, оно может изменяться для объектов различных рангов. Выделение таких свойств должно быть целевым с учетом необходимости получения модели неотектонической структуры определенных уровней организации.

Свойства рельефа по их информативности для неотектонического анализа можно разбить на несколько групп. В первую войдут свойства, изучение которых позволяет описать морфологию неотектонических форм и положение их границ. К таким компонентам относится вершинная поверхность рельефа. Свойства другой группы дают информацию о положении границ и позволяют провести разделение неотектонических форм на поднятия или опускания. Это рисунок гидросети, базисная поверхность. Некоторые свойства рельефа позволяют провести расчленение территории на участки, отнесение которых к тем или иным неотектоническим формам требует дополнительных материалов. Здесь мы получаем только информацию о положении границ неотектонических форм. Это различные показатели горизонтальной расчлененности рельефа, которая имеет генетическую связь не с морфологией неотектонических форм, а с особенностями проявления молодых тектонических движений во времени.

На содержание структурно-морфологических моделей новейшей тектоники оказывают влияние не только используемые свойства рельефа, но и способы их «извлечения» из топографических карт. Применяемые в геоморфологии методы морфометрического анализа часто отличны от методов, ориентированных на извлечение из топографических карт информации, необходимой для геолого-геофизических построений.

Извлечение из топографических карт сведений, необходимых для геофизических построений, идет следующим образом. Из модели полноопределенного пространства, включающей характеристику многих свойств рельефа, по заданной системе квадратов или точек снимается необходимая информация и строится модель неполноопределенного пространства, специализированного по заданному свойству. Затем путем интерполяции значений между точками строится модель специализированного полноопределенного пространства. Подобная последовательность операций присуща и многим методам картографического анализа, применяемым в геоморфологии. Этап построения модели неполноопределенного пространства приводит к существенной потере информации, заключенной в топографической карте. В смысле содержательности результатов более пер-

спективны методы морфометрического анализа, где переход от комплексной модели полноопределенного пространства (топокарты) к модели, специализированной по заданному свойству, осуществляется непосредственно. Примером могут служить построения карт базисных или вершинных поверхностей [Философов, 1960].

При использовании картографических (морфометрических) методов часто возникают некоторые противоречия между рациональностью применения формализованных и однозначных способов построения специализированных карт и необходимостью получения легко интерпретируемых материалов. Однозначностью обладает комплекс морфометрических методов В. П. Философова [1960, 1975] — это пример строгой формализации построений, где конечный результат в принципе не зависит от квалификации исследователя. Строгость построений достигается за счет внешне простых допущений и учета порядка долин и водоразделов.

Важную роль в неотектонической интерпретации исходной модели играет определение списка (банка) неотектонических форм, выделяемых по каждому из используемых параметров рельефа. Эта работа включает как выделение неотектонических форм, так и их классификацию и предшествует построению модели неотектонической структуры. Качество содержания этой модели зависит от полноты выявления видов неотектонических форм и их классификации.

При обзорном неотектоническом анализе необходимо определение банка и классификации неотектонических форм для большой по площади территории. Классификация должна включать формы различной размерности и быть в значительной мере универсальной. Это означает, что классификация неотектонических форм должна быть справедлива для различных геоморфологических уровней и не испытывать существенных изменений при переходе к изучению других территорий, за исключением дополнений. Определение банка неотектонических форм требует наличия исходной модели, построенной по свойству рельефа, наилучшим образом передающему их морфологию. Исходная модель должна быть подобной картам стратоизогипс, хорошо характеризующим строение структурных форм. Она должна быть моделью некоторой геоморфологической поверхности, подобной поверхностям напластования слоистой геологической структуры. Эта поверхность должна отвечать некоторым требованиям, основное из которых заключается в распространении ее на любых геоморфологических уровнях и ступенях рельефа. Лучше всего этому требованию удовлетворяет один из основных компонентов рельефа — его вершинная поверхность.

Вершинная поверхность — поверхность, касательная к максимальным высотам рельефа. В такой формулировке это понятие характеризует один из важнейших элементов рельефа и оставляет открытыми пути для познания его генезиса в каждом конкретном случае. Понятие о вершинной поверхности (вершинном уровне) гор и родственное ему более раннее понятие о верхнем денудационном уровне сформулированы А. Пенком. Из советских ученых вопросы, связанные с этими понятиями, освещали И. С. Щукин [1938], Я. С. Эдельштейн [1925, 1947] и К. К. Марков [1948]. Вершинная поверхность как морфологическая подобность сопредельных водораздельных пространств характерна не только для горных районов, но и для плато, денудационных и аккумулятивных равнин. В горных районах это некоторая поверхность, касательная к максимальным высотам, в других случаях она идентична топографической поверхности. Происхождение вершинной поверхности может быть различным [Марков, 1948]. В генетическом отношении она может представлять собой следующие образования: 1) базисные поверхности выравнивания; 2) надбазисные поверхности выравнивания — поверхности альтипланации, эквиплены и т. п.; 3) аккумулятивные равнины; 4) одновысотные гребни водоразделов как результат динамического равновесия рельефа в условиях компенсации экзогенными процессами неотектонических движений.

Виды вершинной поверхности отражают три случая развития неотектонической структуры и отношений эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования. При конседиментационном развитии господствуют аккумулятивные равнины и вершинная поверхность сливается с топографической. Конденудационное развитие неотектонической структуры характеризуется преобладанием поверхностей выравнивания. В условиях конэрозионного развития устойчивы равновесные узкие водораздельные гребни, в качестве включений присутствуют долинные и надбазисные поверхности выравнивания, а региональные поверхности выравнивания являются реликтовыми образованиями.

Все три случая — следствия основного принципа неотектоники: соответствия рельефа темпам и характеру молодых тектонических процессов. Поскольку морфология и генезис вершинной поверхности зависят от характера молодых движений [Марков, 1948], изучение ее служит основным инструментом неотектонического анализа. Вершинная поверхность подобна поверхностям напластования геологической структуры. Не случайно она нередко называется тектоническим рельефом [Шубина, Аристархова, 1965]. Это подобие позволяет использовать карты вершинной поверхности в качестве исходных при построении моделей неотектонической структуры. Вершинная поверхность дает возможность строить в известной мере универсальные классификации неотектонических форм и провести неотектоническое районирование на нескольких уровнях организации этих форм.

Существует несколько модификаций метода построения моделей вершинной поверхности [Волчанская и др., 1975; Курдюков, 1962; Симонов, Лукашов, 1963; Уфимцев, 1974; Философов, 1960; Шубина, Аристархова, 1965]. К методике морфометрического построения модели вершинной поверхности можно предъявить следующие требования: 1) универсальность, т. е. пригодность для горных и равнинных районов, материковых регионов и подводного рельефа; 2) отсутствие поправок по геологическим или геофизическим материалам; 3) однозначность построения; 4) простота неотектонической интерпретации получаемых результатов.

Построение вершинной поверхности наилучшим образом осуществляется способом восстановления «первичного (идеального) тектонического рельефа» [Симонов, Лукашов, 1963; Шубина, Аристархова, 1965]. В способе имеется, однако, неопределенность в проведении изолиний вершинной поверхности (изогипсобазит, морфоизогипс, тектоизогипс). Необходимы определенные правила построения однозначных моделей вершинной поверхности. Проблема может быть решена путем введения в процесс построения операции, предшествующей созданию модели вершинной поверхности и определяющей проведение изогипсобазит. Это достигается анализом рисунка современной долинной сети [Уфимцев, 1974, 1976]. Изучение рисунка современной долинной сети является в неотектонике, во-первых, предварительной операцией при построении моделей вершинной поверхности, во-вторых, самостоятельным методом исследования неотектонической структуры.

Необходимо рассмотреть понятия, относящиеся к рисунку долинной сети и методике анализа. Основанием для анализа служат эмпирически установленные парагенетические связи рисунка современной долинной сети с многими эндогенными факторами. Важнейшей из таких связей является приуроченность долин к тектоническим трещинам, что обусловливает прямолинейность их отдельных участков [Граменицкая, 1967; Чарушин, 1960; Морфоструктурный анализ..., 1979]. Долины закладываются по тектоническим трещинам, зоны которых, как правило, не имеют следов значительных перемещений и представляют собой водонасыщенные сгущения элементарных трещин. Расположение зон определяется морфологией неотектонических форм; это позволяет предполагать, что освоенные долинами элементы трещинной тектоники формируются (или омолаживаются) под воздействием молодых тектонических движений. Рисунок долинной сети, будучи отражением особого рода трещиноватости, служит чутким индикатором неотектонических форм.

Методы изучения рисунка долинной сети при структурно-геоморфологических исследованиях многочисленны и основаны на использовании частных ее свойств [Геренчук, 1958; Морфоструктурные методы..., 1968; Морфоструктурный анализ..., 1979; Русанов, 1979; Уфимцев, 1976]. В данном случае речь идет об анализе планового рисунка гидросети. По существующим правилам речная сеть на географических картах передается подробно и сохраняет особенности своего рисунка даже при значительной генерализации [Берлянт, 1969]. Это позволяет проводить анализ гидросети на географических картах, масштаб которых соответствует целям и детальности исследований.

Хотя анализ гидросети широко применяется при структурно-геоморфологических исследованиях, остается слабо разработанной его понятийная основа. При выделении типов рисунков гидросети в существующих классификациях [Усов, 1934; Миллер, Миллер, 1964; Троицкий, 1948; Хиллс, 1967; Морфоструктурный анализ..., 1979] используются два параметра — геометрический рисунок и распределение рек по направлениям стока. Выделяют, например, перистый, древовидный, центробежный и центростремительный рисунки долинной сети. Легко заметить, что рисунок ее может быть одновременно перистым и центробежным, древовидным и центростремительным. Необходимо различать такие два признака, как рисунок долинной сети (геометрический характер сети, образуемый долинами) и распределение водотоков (плановое распределение уклонов долин). Оба эти признака в совокупности образуют тип долинной сети (гидросети).

При анализе планового рисунка гидросети Дальнего Востока нами выделены следующие виды ее рисунка: перистый, решетчатый, прямоугольный, параллельный, древовидный и ветвящийся. Последний аналогичен аностомизирующей речной сети, по М. А. Усову [1934], и характеризуется развитием фуркации, меандрирования и проточных озер. Выделены виды распределения водотоков: центробежный, центростремительный, кольцевой, транзитный, нейтральный. При транзитном распределении долин территория пересекается основными реками с определенным рисунком гидросети. При нейтральном распределении главные водотоки в совокупности не образуют выраженных направлений стока.

Для Востока СССР теоретически возможно выделение 30 типов долинной сети. В действительности число встреченных сочетаний видов рисунка долинной сети и распределений водотоков меньше (рис. 9).

При анализе рисунка долинной сети лучше пользоваться классификацией, основанной на признаках, хорошо отображаемых на географических картах и позволяющих произвести быстрое разделение водотоков или долин по их видам. Классификация долин должна быть применимой для топографических карт любого масштаба. Широко используется классификация рек по порядкам [Философов, 1960, 1976], особенно при предварительных или вспомогательных операциях.

В. М. Дэвисом [1962] предложена классификация рек (долин) по отношению их к геологической структуре; применение ее полезно при оценке морфоструктурной позиции долин. В задачах типа «от рельефа к структуре» может быть использована классификация И. С. Щукина [1960], который выделяет реки (долины) главные (стержневые, стволовые), оперяющие (реки покатостей) и окаймляющие. Эти разновидности рек имеют определенные отношения с неотектоническими формами и могут быть выделены на картах любого масштаба. Возможно их многопорядковое выделение, связанное с изучением объектов различной размерности. Особенно важно выделение окаймляющих водотоков, фиксирующих положение границ неотектонических форм. Эти реки характеризуются односторонним расположением притоков, коленообразными изгибами и субпараллельностью по отношению к главным водотокам (рис. 10).

Анализ рисунка речной сети для целей неотектонического районирования состоит из ряда последовательных приемов.

В первую очередь изучается геометрический рисунок долинной сети и делится на виды, затем проводится районирование изучаемой территории

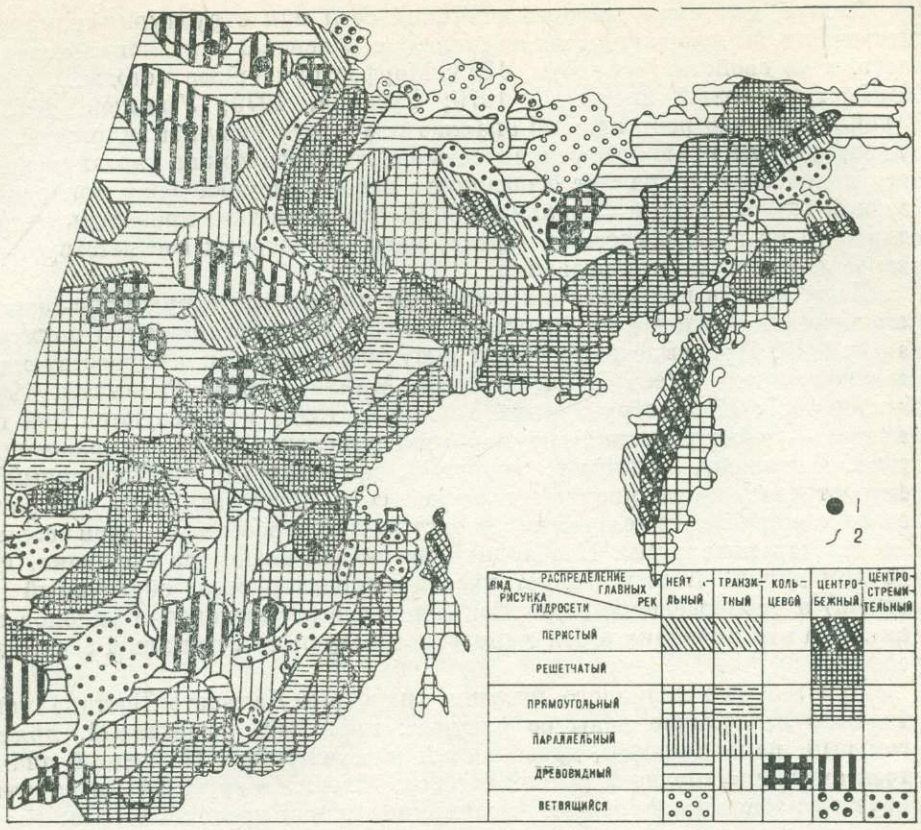


Рис. 9. Типы рисунка речной сети Северо-Восточной Азии.
1 — крупнейшие орографические узлы; *2* — основные водоразделы.

(см. рис. 9). Границы провинций, характеризующихся определенными видами рисунка гидросети, намечаются по окаймляющим рекам. Последние обычно группируются в линейные цепи, что позволяет провести границы провинций с достаточной точностью (см. рис. 10). Последующая операция заключается в изучении распределения уклонов долин в провинциях и расчленении последних на районы с определенными типами долинной сети. При анализе рисунка гидросети Востока СССР выделено 16 типов речной сети (см. рис. 9). Сопоставление схемы районирования с геологической структурой региона показало, что районы с определенным типом рисунка гидросети представляют собой крупные морфоструктуры, а сама схема районирования гидросети может быть подвергнута неотектонической интерпретации (рис. 11) [Уфимцев, 1975б].

Результаты районирования по типам рисунка долинной сети не исчерпывают возможностей метода. Более детальная информация может быть получена путем изучения направлений уклонов долин в пределах выделенных районов. Выделяются главные, оперяющие и окаймляющие водотоки нескольких рангов. Это обеспечивает изучение нескольких рангов направлений стока. На основе последнего признака возможно дальнейшее дробление районов на участки с различным характером направлений стока, имеющие неотектоническую природу.

Для выявления неотектонических форм могут быть использованы и другие параметры рисунка гидросети. Большое значение имеет учет асимметрии распределения рек в районах или на участках с различным характером направлений стока. Ширина крыльев неотектонических форм определяет длину протекающих по ним оперяющих водотоков. Поэтому асимметрия рисунка гидросети прямо указывает на строение неотектонических форм. Например, асимметричные глыбовые поднятия в плановом рисунке

гидросети выражены асимметричными центробежными участками. Для некоторых видов неотектонических форм характерен определенный рисунок речных бассейнов и их пространственные сочетания. Крылья больших сводовых поднятий, например, характеризуются развитием Т-образных бассейнов с асимметрией оперяющих водотоков. В центральных частях сводов развиты бассейны с субпараллельным расположением главных рек и последующим их слиянием в единую водную артерию.

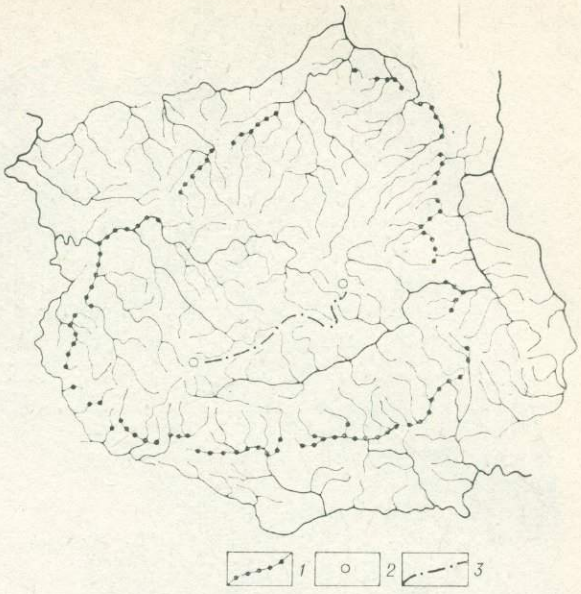


Рис. 10. Центробежная древовидная гидросеть района Анабарского поднятия.

Окаймляющие участки рек (*1*) хорошо фиксируют границу поднятия, в центральной части которого располагаются орографические узлы (*2*) и водоразделы (*3*).

Результатом анализа рисунка долинной сети является карта или схема, на которой показаны провинции, районы и участки, характеризующиеся определенными наборами признаков. Показываются виды рек, водораздельные линии и орографические узлы, линеаменты, отраженные линиями сопряженных рек, асимметрия рисунка гидросети и другие признаки. Следующая стадия анализа заключается в интерпретации полученных данных, выделении неотектонических форм различного порядка и изучении пространственных их сочетаний. При интерпретации возможны два пути: сопоставление результатов анализа 1) с данными по районам, где связи между неотектоническими формами и рисунком долинной сети изучены и 2) с геологической структурой изучаемого района; при этом выявляем морфоструктурные свойства рисунка долинной сети и проводим последующую неотектоническую интерпретацию специализированных моделей строения гидросети.

Схема или карта неотектонического районирования по результатам анализа рисунка долинной сети является основой планирования последующих исследований. Предварительный анализ гидросети служит также фактором, позволяющим избежать субъективности при построении карт вершинной поверхности (карт «идеального тектонического рельефа»). На рис. 11 изображена построенная по предлагаемой методике схема новейшей тектоники Дальнего Востока. Многие выделенные неотектонические формы пространственно совпадают с крупнейшими геологическими образованиями. Результаты анализа в основном подтвердились при изучении гипсометрии современного рельефа — анализе, требующем гораздо больших затрат времени.

Отметим одну особенность анализа рисунка долинной сети, делающую его в известной мере универсальным при изучении неотектонических форм. Методика анализа не зависит от масштаба используемых картографических материалов. Это позволяет подбирать последние в зависимости от необходимости изучения неотектонических форм заданной размерности.

В ряде случаев анализ долинной сети дает информацию о неотектонике, дополняющую представления, основанные на изучении вершинной поверхности и других свойств рельефа. В особенности это касается низких аккумулятивных равнин, неотектоническая структура которых формируется в условиях конседиментационного развития. Здесь различия в высотном положении и морфологии вершинной поверхности незначитель-

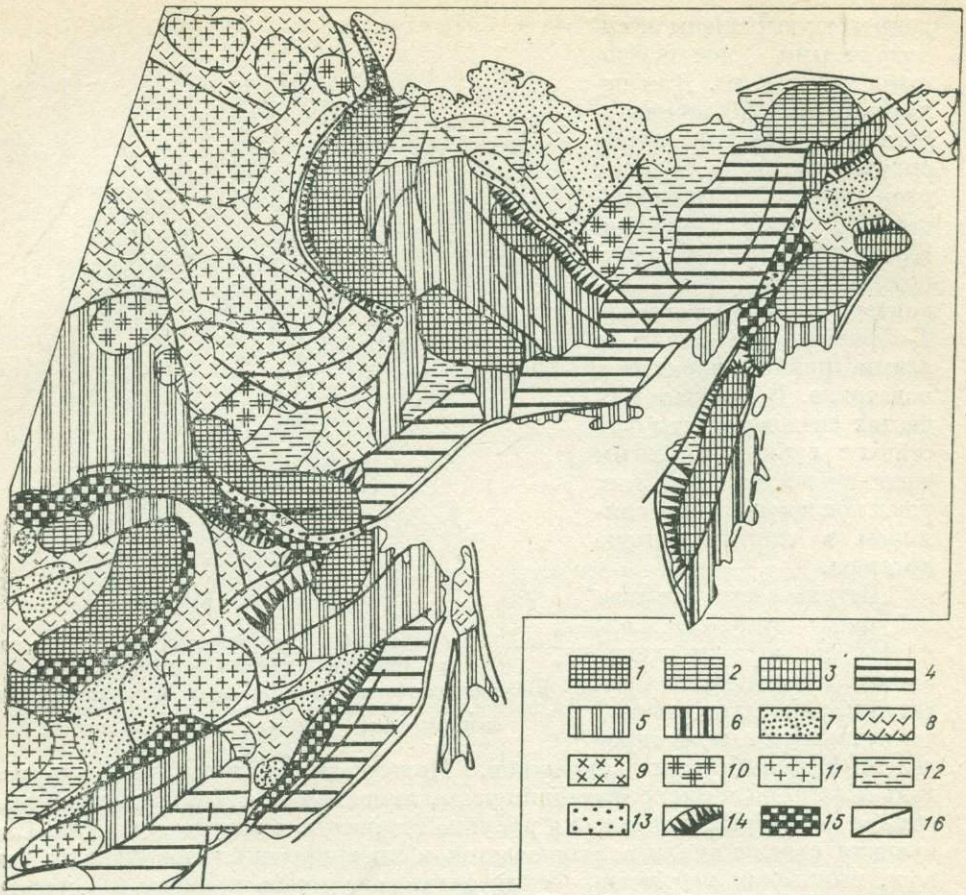


Рис. 11. Схема новейшей тектоники Северо-Восточной Азии, основанная на интерпретации рисунка речной сети.

1—3 — большие сводовые поднятия: *1* — удлиненные, *2* — изометричные, *3* — линейные; *4* — асимметричные глыбовые поднятия; *5* — зоны поднятий и впадин; *6* — зоны поднятий, впадин и вулканических массивов; *7* — общие погружения; *8* — общие поднятия; *9* — краевые зоны равнинно-платформенных областей; *10* — поднятия «патомского» типа; *11* — щитообразные поднятия; *12* — относительно поднятые зоны на краях равнинно-платформенных областей; *13* — большие впадины; *14* — предгорные пьедесталы; *15* — краевые зоны областей горообразования; *16* — крупнейшие неотектонические нарушения.

ны, а долинная сеть чутко реагирует на проявление молодых тектонических движений и хорошо фиксирует положение неотектонических форм. Видимо, существуют возможности использования анализа долинной сети при изучении новейшей тектоники дна акваторий, в особенности шельфовых областей, продолжающих низкие аккумулятивные равнины суши, где долины составляют важный компонент реликтового субаэрального рельефа. На карте подводных долин арктического шельфа СССР [Ласточкин, 1977] наблюдается древовидный рисунок долинной сети, характерный для низких равнин суши. Отмечаются участки с центробежным и кольцевым распределением долин, заставляющие предполагать существование неотектонических щитообразных поднятий, морфологически близких Анабарскому (см. рис. 10) или Центральноалданскому поднятиям Сибирской платформы. Можно выделить на шельфе окаймляющие долины, фиксирующие положение флексур или неотектонических нарушений.

Обратимся к методике построения моделей вершинной поверхности (тектонического рельефа). При наличии модели неотектоники по результатам изучения долинной сети изолинии вершинной поверхности проводят таким образом, что происходит «засыпание» оперяющих долин. Стволовые долины, фиксирующие положение отрицательных неотектонических форм,

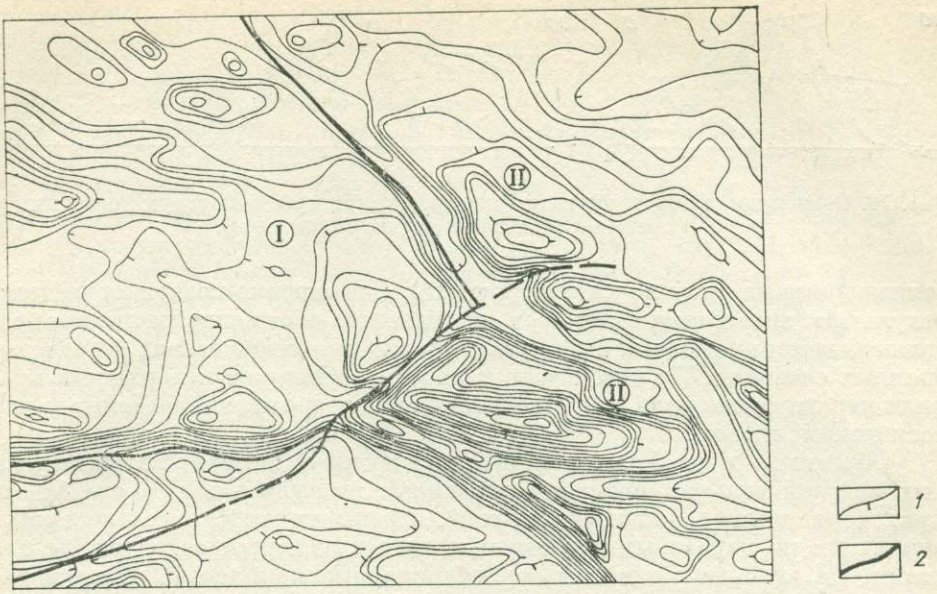


Рис. 12. Вершинная поверхность («тектонический рельеф») района сочленения сводового поднятия Олекминского Становика (I) и Тукурингра-Джагдинского глыбового поднятия (II).

1 — изогипсы вершинной поверхности; *2* — неотектонические нарушения периклинали свода.

а также окаймляющие долины, расположенные у границ неотектонических форм, путем картографических построений не «засыпаются». Другим заданным требованием, определяющим проведение изогипсобазит, является радиус осреднения, величины которого зависят от целевых заданий — необходимости получить информацию о неотектонических формах определенного минимального размера. Учет рисунка долинной сети упрощает построение моделей вершинной поверхности, делает методику эффективной при изучении и горных, и равнинных районов. Получаемые модели вершинной поверхности наглядны и просты для интерпретации. На рис. 12 показан фрагмент карты вершинной поверхности Верхнего Приамурья. Вершинная поверхность хорошо передает строение неотектонических форм, положение молодых изгибов и разломов, из которых на схеме показаны контролирующие восточную периклиналь сводового поднятия Олекминского Становика.

Неотектоническая интерпретация моделей вершинной поверхности сравнительно проста. Поскольку вершинная поверхность рельефа, независимо от типа развития неотектонической структуры, отражает особенности проявления молодых (в общем случае мезозойско-кайнозойских) тектонических движений [Марков, 1948], то изогипсобазиты отображают морфологию и положение разноранговых неотектонических форм. Поэтому модели вершинной поверхности являются основным исходным материалом для построения неотектонических карт и схем различных масштабов. Построение моделей вершинной поверхности осуществляется морфометрическим способом на географических картах, где топография передана изолиниями или отметками высот и глубин. Последний случай — обычный при изучении дна акваторий, где построение моделей вершинной поверхности осуществляется с использованием навигационных карт или профилей промеров глубин. По способам построения [Удинцев, 1972] батиметрические карты представляют собой модели вершинной поверхности.

Дополнительная информация о характере неотектонических форм может быть получена построением совмещенных профилей вершинной поверхности. В выбранной полосе на топографической карте прокладывается ряд линий, по которым составляются профили вершинной поверхности,

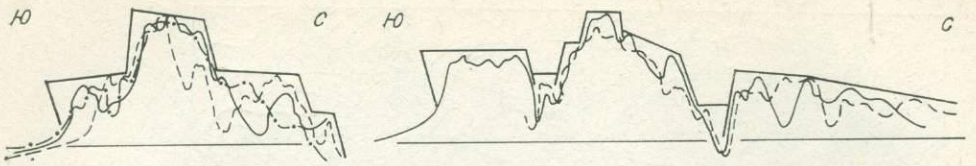


Рис. 13. Совмещенные поперечные профили хр. Тукурингры и их структурные интерпретации (показаны жирными линиями).

совмещенные на одну плоскость (рис. 13). Совмещение позволяет вычесть результаты экзогенных процессов, получившие отражение на каждом отдельно взятом профиле, и выяснить строение неотектонических форм в выбранных сечениях. По отношению к картам вершинной поверхности профили играют ту же роль, что и геологические разрезы, прилагаемые к геологическим картам.

Обратимся к особенностям неотектонической интерпретации исходных моделей рельефа, специализированных по выбранным его свойствам. Существует три вида исходных моделей. К первому относятся модели районирования по изучаемым свойствам. Они представляют собой карты или схемы, на которых выделены территориальные комплексы, обладающие определенными значениями или характеристиками изучаемых свойств рельефа. Примером могут служить карты районирования по типам долинной сети (см. рис. 9). Неотектоническая интерпретация таких моделей основывается на придании выделенным территориальным комплексам определенного тектонического содержания.

Второй вид исходных моделей — это карты или схемы, на которых способом изолиний отображена морфология геоморфологических поверхностей. Это карты вершинной поверхности, высот террасовых уровней и т. п. Исходные модели этого вида подобны геологическим картам стратоизогипс, и неотектоническая их интерпретация осуществляется аналогичным образом. Поскольку морфология неотектонических форм передается непосредственно, то производится их выделение и районирование.

К третьему виду моделей относятся морфометрические карты и схемы, на которых изолиниями показаны различные свойства рельефа: карты расчлененности рельефа, карты изолонг или изодеф, карты остаточного рельефа и т. п. Это специализированные модели геоморфологических аномалий, и их неотектоническая интерпретация подобна геологическому истолкованию моделей геофизических полей. Аномалиям свойств рельефа обычно придается геологическое содержание и выделяются неотектонические формы.

Современная земная поверхность как геологическая граница обладает определенными особенностями, которые связаны с непрерывным ее изменением под действием экзогенных процессов. Далеко не всякие молодые дислокации могут найти прямое отображение в рельефе. Для современного рельефа запретны опрокинутые и лежачие складки, поскольку грани рельефа с обратным уклоном редки и их существование во времени эфемерно. По рельефу могут быть выделены неотектонические формы, имеющие нормальный наклон крыльев, а субвертикальные структурные поверхности выделяются по линейным элементам рельефа (линеаментам).

КЛАССИФИКАЦИИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ

Классификации неотектонических форм или крупнейших элементов рельефа Земли делятся на общие и частные. Общие классификации дают характеристику крупных неотектонических форм Земли в целом [Герасимов, 1976; Леонтьев, 1971; Николаев, 1962; Хаин, Милановский, 1956; Шульц, 1979]. Неотектонические формы или элементы рельефа в таких классификациях характеризуются по многим свойствам рельефа. Част-

ные классификации строятся применительно к задачам исследований. Они специализированы в отношении используемых свойств рельефа либо неотектонических форм определенных регионов. Таковы классификации элементов рельефа дна океанов [Леонтьев, 1968; Удинцев, 1972], переходных зон от континентов к океанам [Александров, Леонтьев, 1970], областей горообразования [Шульц, 1976, Хаин, 1952], материковых платформ [Рождественский, 1971]. Целевое изучение определенных тектонических форм рельефа приводит к появлению дробного их деления — например, классификации рифтовых областей Земли [Грачев, 1977; Милановский, 1976]. Частные и общие классификации неотектонических форм приобретают законченность в случае представления их в форме легенд неотектонических карт [Карта..., 1960; Николаев, 1969; Пуминов, 1967] и тектонических карт дна океанов [Тектоническая карта Евразии, 1966; Тектоническая карта..., 1970].

Большинству классификаций свойственны: 1) стремление к генетической характеристике выделяемых объектов; 2) использование в качестве решающих признаков разделения неотектонических форм по особенностям геологической структуры и глубинного строения; 3) недостаточность морфологических характеристик по тектономорфным свойствам рельефа и коррелятным отложениям; 4) неопределенность характеристик, обусловленная использованием неоднозначно понимаемых словосочетаний, таких как «интенсивные воздымания», «резкая дифференциация» и т. п.

Классификации неотектонических форм должны основываться на тектономорфных свойствах рельефа и структуре коррелятных отложений. Особенности геологической структуры и глубинного строения не могут быть решающими при построении неотектонических классификаций, хотя их учет полезен и необходим при обосновании объяснительных моделей происхождения или развития неотектонической структуры. В случае обзорного неотектонического анализа необходимо создание многоуровенных классификаций, характеризующих неотектонические формы различной размерности и их соподчиненность.

Поскольку структурно-морфологические модели неотектоники являются основой как прогнозных, так и историко-генетических построений, обратимся к рассмотрению морфологических классификаций неотектонических форм. Они могут быть частными, специализированными по использованным свойствам рельефа, и общими, основанными на изучении свойств рельефа, передающих морфологию неотектонических форм. По способу построения классификации можно разделить на три типа. В случае одноразмерных неотектонических форм соответствующую классификацию удобнее представлять в матричном (табличном) виде, где на основе заданных исходных параметров выводятся или разделяются на виды изучаемые объекты. Для неотектонических форм различной размерности классификации строятся двояким образом. Если сначала выделяются формы наименьшей размерности, а их комбинации определяются как формы следующего уровня организации, соответствующая классификация является порядковой и по способу построения подобна таковой для рек [Философов, 1967]. Здесь последовательное объединение форм одного порядка дает формы более высоких порядков. Возможен и обратный способ построения классификации — от форм наибольшей размерности к меньшим. Такие классификации основаны на естественной соподчиненности неотектонических форм и их принадлежности к разным уровням организации. Это ранговые (иерархические) классификации.

Обычно используются следующие комбинации классификаций. Общее построение моделей неотектонической структуры осуществляется с использованием порядковой или ранговой классификаций, а для систематизации изученных явлений каждого уровня организации используются матричные классификации. Эффективность классификаций определяется их способностью: 1) аккумулировать (объяснять) новейший фактический материал; 2) прогнозировать неизвестные явления.

Для целей обзорного неотектонического анализа возможно построение общей классификации неотектонических форм, основанное на таком универсальном тектономорфном свойстве рельефа, как морфология вершинной поверхности, с использованием всех трех путей ее построения. В первую очередь необходимо определить список (банк) неделимых неотектонических форм, которые могут быть выведены дедуктивным способом с помощью матрицы, где в качестве исходных использованы элементарные поверхности — участки вершинной поверхности, обладающие однородным строением и описываемые простыми математическими функциями. Будучи исходными для построения матричной классификации, элементарные поверхности являются неотектоническими формами первого порядка. По морфологии вершинной поверхности можно выделить ограниченный набор элементарных поверхностей, учитывая, что изгибы с субгоризонтальной или пологонаклонной осевой плоскостью запретны для рельефа. Для выведения форм второго порядка, которые могут быть названы простыми неотектоническими формами, можно использовать ограниченный набор элементарных поверхностей (рис. 14). Это субгоризонтальная поверхность, относительно поднятая или погруженная, фиксируемая аккумулятивными равнинами; наклонная поверхность, также относительно поднятая или погруженная; выпуклый и вогнутый изгибы; неотектонические нарушения, для удобства построения классификационной таблицы рассматриваемые в виде вертикальной поверхности. Для выделения простых неотектонических форм использованы семь видов элементарных поверхностей (см. рис. 14). Различные сочетания их теоретически могут создать 26 простых форм (формы V-5 и VII-7 — особые случаи, объяснения которым даны ниже). С учетом специфичности объекта неотектоники ряд форм может быть объединен, ибо практически отсутствуют возможности их различения. Формы III-1, IV-1 и VI-1 в морфологии вершинной поверхности неразличимы — это поднятые ступени. Опущенными ступенями являются формы III-2, V-2 и VII-2. Формы II-3, 5, 7; III-5, 7; V-3, 7а, 7б и VIII-3, 5, 7 — впадины, выполненные коррелятными отложениями. Их днища представляют собой аккумулятивные равнины, не передающие обычно положения поверхности фундамента. Это относится и к вогнутому изгибу VII. Такие формы могут быть обозначены как впадины, что не исключает более дробного деления на морфологические типы. Формы I-3, 4 являются горстами, а III-4 и IV-3 — наклонными горстами. К полусводам относится форма VI-3. Формы III-6 и

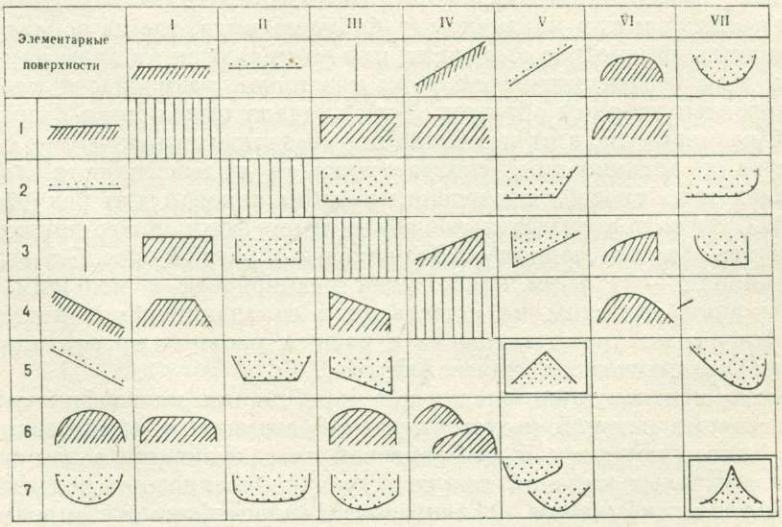


Рис. 14. Возможные виды простых неотектонических форм как сочетаний элементарных поверхностей.

IV-6б — это сводовые поднятия — комбинации выпуклых изгибов и разломов, представляющие собой распространенный тип неотектонических форм горного пояса юга СССР [Шульц, 1948; Флоренсов, 1948, 1960а].

Таким образом, возможное число форм может быть сведено к ограниченному списку в связи с особенностями отображения тектонических дислокаций тектономорфными свойствами рельефа. Перечислим эти простые неотектонические формы: 1) поднятая ступень; 2) опущенная ступень (опущенный блок); 3) горст, 4) наклонный горст; 5) полусвод; 6) сводовое поднятие; 7) впадина. В качестве восьмой простой неотектонической формы могут быть выделены вне правил V-5 и VII-7 — это аккумулятивные вулканические массивы.

Используя элементарные поверхности и простые неотектонические формы в качестве исходных в подобной же матрице, можно вывести формы III порядка — сложные (составные) неотектонические формы, возможное число которых превысит 200. Большинство выводимых сложных неотектонических форм, однако, либо лишено геологического смысла, либо может быть описано комбинациями форм первого и второго порядков. Существуют две разновидности составных неотектонических форм, по размерам близких к простым (площадью сотни и первые тысячи квадратных километров) и довольно распространенных. Поэтому их удобно описывать неделимыми образованиями. Это комбинации поднятых ступеней и осевых горстов — ступенчатые глыбовые поднятия. Другая разновидность — сочетания наклонного горста с поднятой ступенью либо наклонной поверхности с горстом, а также наклонных горстов наподобие односторонней пилы. Это асимметричные глыбовые поднятия.

Элементарные поверхности (первый порядок), простые (второй порядок) и сложные (третий порядок) неотектонические формы имеют близкие размеры, при обзорном неотектоническом анализе рассматриваются в качестве неделимых образований и составляют банк неотектонических форм, из которого при порядковой классификации выводятся более крупные объекты — неотектонические зоны (четвертый порядок). Последние характеризуются определенными наборами низкопорядковых неотектонических форм и положениями их в пространстве. Разные виды неотектонических зон могут состоять из одинаковых наборов неделимых форм, однако пространственные комбинации последних будут различными.

Количество видов неотектонических форм первого, второго и третьего порядков, многочисленность возможных их пространственных комбинаций указывают, что при неотектоническом анализе больших территорий следует ожидать выявления большого набора видов неотектонических зон. В связи с недостаточной изученностью рельефа дна океанов не представляется возможным определить в полной мере список видов неотектонических зон. Решение этой проблемы следует начать с изучения отдельных регионов, выделения видов зон и их классификации. В последующем региональные классификации могут составить основу общей классификации неотектонических форм четвертого порядка.

Сочетания неотектонических зон создают неотектонические области — формы пятого порядка. Неотектонические области могут быть выделены по разным признакам, из которых важнейшими являются разделяющие рельеф на области горообразования и равнинно-платформенные. Информацию для формального разделения этих областей дают показатели расчленения рельефа, а также градиенты «тектонического рельефа» (вершинной поверхности).

Изучение средних градиентов рельефа вершинной поверхности в ряде районов Востока СССР показало, что в пределах равнинно-платформенных областей уклоны тектонического рельефа не превышают 0,018 при преобладающих значениях 0,002—0,009. В областях горообразования доминируют уклоны вершинной поверхности от 0,048 до 0,064.

Орогенные и равнинно-платформенные области располагаются на различных гипсометрических уровнях и составляют крупнейшие (шестого порядка) неотектонические формы — континенты и океаны, являющиеся геоморфологическим следствием глобальных неоднородностей литосферы и верхней мантии Земли. Мы называем эти неотектонические формы *глобальными ступенями*. Этот термин особенно удобен, когда речь заходит о характеристике неотектоники переходных зон от континентов к океанам. Океанической и материковой ступеням соответствуют два частотных максимума превышений, видимые на любых модификациях гипсографической кривой [Океанографическая энциклопедия, 1974]. Средний уровень глобальных ступеней соответствует положениям их устойчивых во времени составляющих — равнинно-платформенных областей. Для материковой ступени это денудационные и преимущественно аллювиальные или прибрежно-морские аккумулятивные равнины, а для океанической ступени — аккумулятивные равнины ложа океана [Леонтьев, 1968], средний уровень которых составляет около —5500 м. Над устойчивыми частями глобальных ступеней возвышаются области горообразования, длительное существование которых возможно лишь в условиях продолжающихся молодых тектонических движений.

Каково положение в таксономии неотектонических форм переходных зон от континентов к океанам? Под этим термином объединены различные неотектонические формы, среди которых континентальные склоны действительно являются переходными зонами (уступами) от континентов к океанам, что отображает гипсографическая кривая. К переходным зонам относят и другие образования — поднятия островных дуг, глубоководные желоба, глубоководные котловины окраинных морей. Такой комплекс (триаду) неотектонических форм называют современными геосинклинальными областями [Шульц, 1979; Удинцев, 1972; Тектоническая карта..., 1970]. Возникает вопрос, насколько уместно в неотектонике использование термина «переходная зона». Во многих случаях глубоководные морские котловины, глубоководные желоба и поднятия островных дуг располагаются между материками (Средиземноморье и Карибский регион) либо внутри них (Черноморская котловина). Тогда вряд ли можно говорить о переходной зоне от континента к океану. Очевидно, триада «переходных» неотектонических форм отражает более общее явление — существование крупных регионов с особыми свойствами литосферы и верхней мантии, что отражается в рельефе Земли существованием *переходной глобальной ступени*, устойчивый гипсометрический уровень которой соответствует аккумулятивным равнинам днищ глубоководных морских впадин (от —3300 до —3800 м).

Изложенное выше, как нам кажется, убеждает в эффективности построения порядковых классификаций неотектонических форм. Сущность построений заключается в последовательном группировании естественных ассоциаций неотектонических форм, начиная с таковых определенного уровня организации, которые принимаются неделимыми. Однако это обстоятельство, обеспечивая эффективность построений, не позволяет считать порядковую классификацию абсолютно объективной, поскольку на ее содержание оказывает влияние исходный материал — характер генерализации тектономорфных свойств рельефа при создании исходной модели. Универсальной и объективной может быть классификация, учитывающая все уровни организации рельефа Земли, входящие в сферу изучения неотектоники. Задача состоит в том, чтобы сделать ранговую (иерархическую) классификацию неотектонических форм, отображающую их реальную соподчиненность. Она может быть создана, если известны неотектонические формы одного из крайних членов ряда уровней организации рельефа. Начиная с такого уровня организации, можно, пользуясь последовательным делением крупных форм или группированием малых, выяснить их соподчиненность. Известны неотектонические формы высшего уровня организации — это глобальные ступени рельефа, имеющие размерность в десятки миллионов квадратных километров. Они являются

Таблица 1

Отношения рангов и порядков неотектонических форм

Ранг	Порядок	Неотектонические формы	Площадь, км²
I	6	Глобальные ступени	10^7
II	5	Неотектонические области	10^6
III	4	Неотектонические зоны	10^{4-5}
IV	3	Сложные неотектонические формы	10^3
	2	Простые неотектонические формы	10^{2-3}
	1	Элементарные поверхности	10^2

формами I ранга (табл. 1). Следующий уровень организации рельефа (формы II ранга, площадь их 10^6 км²) составляют области горообразования или равнинно-платформенные. Формами III ранга являются неотектонические зоны, размерность которых меняется от многих десятков до сотен тысяч квадратных километров. Неотектонические формы с размерностью во многие сотни и тысячи квадратных километров составляют четвертый порядок и соответствуют элементарным поверхностям, простым и сложным неотектоническим формам порядковой классификации. Следующий уровень организации неотектонических форм, вероятно, составляют объекты размерностью в десятки и первые сотни квадратных километров, которые изучаются при детальном анализе. К более низкому (шестому) уровню организации, очевидно, относятся сейсмогенные формы рельефа.

Ранговая (иерархическая) классификация удобна в том отношении, что охватывает неотектонические формы любых уровней организации, хотя реальное построение ее на низких уровнях является сложной задачей. Эта классификация в своих высоких рангах подобна или идентична общегеоморфологическим классификациям и отражает тем самым известное положение об увеличении роли тектонических факторов рельефообразования при переходе к более крупным формам рельефа [Герасимов, Мещеряков, 1964]. В низших уровнях организации рельефа появляются различия в неотектонических и общегеоморфологических понятиях. Понятие о неотектонической зоне далеко не равнозначно понятию о геоморфологической стране. Горные страны одного и того же типа в неотектоническом отношении могут представлять собой различные образования. При геоморфологическом районировании на низких уровнях организации рельефа существенное значение приобретают его свойства, обусловленные экзогенными процессами. При неотектоническом районировании на всех уровнях организации рельефа используются его тектономорфные свойства.

Какими классификациями лучше пользоваться при обзорном неотектоническом анализе? Наиболее эффективно сочетание порядковой и ранговой классификаций неотектонических форм. Порядковая классификация удобна при интерпретации исходной модели, однако она не учитывает уровней организации рельефа. Одновременное использование и иерархической классификации обеспечивает объективность неотектонического районирования. Если в качестве исходной модели при неотектоническом анализе используется карта вершинной поверхности, то выделяемые однопорядковые элементы в пределах областей горообразования и равнинно-платформенных будут иметь площади, нередко различающиеся на два порядка. В орогенных зонах элементарные поверхности имеют площадь в сотни и (редко) в тысячи километров квадратных. В равнинно-платформенных областях их площадь нередко составляет многие сотни тысяч километров квадратных. Таковы зоны общего недифференцированного погружения шельфовой области арктических морей, зона общего поднятия юго-востока Сибирской платформы. Малые неотектонические формы здесь яв-

Таблица 2

Деление неотектонических форм по отношению длины к ширине

Виды неотектонических форм	Коэффициент форм (отношение длины к ширине)		
	минимальный	средний	максимальный
Изометричные	—	1,0	1,5
Удлиненные	1,5	2,0	3,0
Вытянутые	3,0	4,0	6,0
Линейные	6,0	8,0	—

ляются включениями в большие элементарные поверхности. Используя порядковую классификацию, мы при интерпретации исходной модели выделим элементарные формы как элементы одного порядка, однако корректировка результатов районирования при помощи ранговой классификации переводит обширные элементарные поверхности равнинно-платформенных областей в уровень неотектонических зон. Ранговая классификация неотектонических форм позволяет учесть и различия в детальности и точности исходных материалов по строению рельефа континентальных областей и акваторий. В пределах акваторий недостаток сведений о подводном рельефе часто не позволяет оценить структуру неотектонических зон, между тем как подобные им по размерам и строению континентальные неотектонические зоны выделяются именно как комплексы более мелких неделимых форм.

Выше речь шла о построении морфологических классификаций неотектонических форм. Существует необходимость создания универсальных классификаций. Классификации такого типа должны характеризовать морфологию неотектонических форм и содержать обоснованные суждения об их генезисе. Последние выводятся из морфологии неотектонических форм, их пространственных отношений, строения разреза коррелятных отложений и связей с геологической структурой.

Универсальная (морфология + генезис) классификация может быть построена на основе любой морфологической классификации путем введения разделов с указанием генезиса выделяемых объектов. Возможно разделение неотектонических форм на разновидности, различающиеся по генезису, механизму и истории развития.

При неотектоническом анализе могут использоваться различные вспомогательные классификации, позволяющие разделять изучаемые объекты по ряду признаков, например по высотным характеристикам. Важны классификации, дающие возможность оценить форму объектов. При неотектоническом анализе Востока СССР мы пользовались коэффициентом формы как отношением длины объектов к их ширине. Неотектонические формы делятся на изометричные, удлиненные, вытянутые и линейные, причем при переходе от одного вида к другому среднее значение коэффициента формы последовательно увеличивается в 2 раза (табл. 2).

При изучении коррелятных отложений используются различные классификации, в основном касающиеся деления их на генетические типы. Это геологические классификации, полезные при анализе коррелятных отложений, но не обеспечивающие в полной мере использование имеющейся информации для неотектонических построений. Это обусловлено слабой разработанностью понятия «коррелятные отложения» и производных от него понятий.

Необходимо создание классификации свит различных генетических типов коррелятных отложений, отражающих, подобно инстративному, перстративному и констративному аллювию, тектонические условия зон осадконакопления. Нужна также классификация морфологических типов тел коррелятных отложений и их конседиментационных структур, среди которых встречаются такие уникальные образования, как ложные моноклинали.

КАРТЫ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ

Карты новейшей тектоники имеют преимущества перед другими видами моделей неотектонической структуры. Они точно и полно характеризуют положение и пространственные отношения выделяемых объектов с помощью ограниченного набора знаков. Чтение и анализ их не вызывает затруднений.

Существующие карты новейшей тектоники могут быть классифицированы различными способами. Например, по содержанию они делятся на три группы: 1) аналитические карты с показом отдельных элементов неотектоники; 2) синтетические карты, показывающие комплекс данных по новейшей тектонике с характеристикой скоростей движений, связей с геологической структурой, историей развития; 3) комплексные аналитическо-синтетические карты, отображающие комплекс данных по различным стратиграфическим срезам [Николаев, 1962].

По построению неотектонические карты можно разделить на две группы. К первой относятся модели, создание которых включает в качестве основной операции изучение тектономорфных свойств рельефа и построение исходных моделей с последующей неотектонической их интерпретацией. Такие карты должны обладать однородной и одинаково точной полезной нагрузкой на всю площадь. Другая группа представляет собой обобщения результатов различных исследований, сведенных и интерпретированных в рамках обобщающих классификаций. Такие карты не могут обладать одинаковой точностью на всю площадь, а субъективность построений различных исследователей сказывается на их содержании.

По решаемым задачам неотектонические карты и схемы могут быть подразделены на: 1) карты, характеризующие новейшие тектонические движения; 2) карты, на которых показаны структурные формы. В первой группе можно выделить две разновидности. Во-первых, карты новейшей тектоники, отображающие амплитуды и направленность неотектонических движений. Такие модели новейшей тектоники наиболее многочисленны. Это модели, отображающие реконструированные амплитуды тектонических движений. Реконструкции производятся с привлечением допущений и поправок. При неотектоническом районировании допускается смешивание и заменяемость различных признаков (геологических, геофизических и геоморфологических). Часто такие карты неотектоники представляют собой генерализованные изображения крупных геологических структур с показом для каждой характера молодых тектонических движений. Наибольшей объективностью такие карты обладают при отображении неотектоники территорий, однородных по геологической структуре и геоморфологическому строению.

Ко второй разновидности относятся карты градиентов скоростей движений [Гзовский и др., 1959]. Расчет градиентов скоростей требует наличия исходных моделей амплитуд неотектонических движений и поэтому указанные разновидности карт новейшей тектоники характеризуют разные стороны одного процесса.

Карты амплитуд и градиентов скоростей вертикальных неотектонических движений являются геодинамическими моделями и используются при решении историко-генетических задач. Методика их построения, рациональное использование изобразительных средств хорошо разработаны. Неотектонические карты, характеризующие неотектонические формы, составляются реже [Пиотровский, 1972; Уфимцев, 1975а]. К этому типу относятся тектонические и морфоструктурные модели дна океанов [Тектоническая карта Евразии, 1966; Тектоническая карта..., 1970; Удинцев, 1972; Ильин, 1976]. Такие карты являются структурно-морфологическими моделями, на которых показываются неотектонические формы различных порядков или рангов. Это делает возможным составление карт для регионов с любым геоморфологическим строением и одновременно для континентальных и океанических областей. Применяемая при составлении таких карт терминология и средства изображения не всегда удачны.

Это следствие еще недостаточной разработки методов структурно-морфологического анализа в неотектонике. Поэтому обратим внимание на особенности создания таких карт новейшей тектоники.

Карты неотектонических форм (структурно-морфологические модели новейшей тектоники) обладают следующими преимуществами. Они проверяемы, ибо строятся с использованием реальных свойств рельефа. Можно осуществить однозначную характеристику неотектонической структуры всех глобальных ступеней одновременно и с использованием одних и тех же свойств рельефа и исходных допущений. Третье преимущество заключается в том, что эти карты по своему характеру и используемой терминологии аналогичны или близки тектоническим или структурно-геологическим картам. Не случаен, например, показ неотектонических форм на тектонических картах в океанических областях. Структурно-морфологические модели новейшей тектоники в силу их однотипности тектоническим моделям удобно использовать как при решении научных проблем, так и в прикладных построениях. Используемая терминология способствует передаче сведений потребителю.

Специальное содержание структурно-морфологической карты составляет два компонента: 1) неотектонические формы разных порядков или рангов; 2) характеристика морфологии этих форм, т. е. изображение тех свойств рельефа, по которым выделены неотектонические формы. Как это реализуется, можно проиллюстрировать на примере составленной нами карты новейшей тектоники Дальнего Востока. На ней показаны неотектонические формы с учетом их иерархической соподчиненности и принадлежности к различным уровням организации (ранги) и порядка построения. Это материковая, переходная и океаническая глобальные ступени, составляющие неотектонические формы I ранга и шестого порядка. В пределах каждой ступени выделены области горообразования и равнинно-платформенные (II ранга и пятого порядка). Четвертый порядок и III ранг объектов составляют неотектонические зоны. Неотектонические формы IV ранга включают элементарные поверхности, простые и составные неотектонические формы (первый, второй, третий порядки), которые рассматриваются как неделимые образования. На карте показаны вулканические формы, которые можно отнести к объектам V ранга. Это кальдеры, маары, стратовулканы и другие образования, входящие в состав крупных вулканических массивов, являющихся формами IV ранга (второго порядка). Морфология неотектонических форм передается изолиниями вершинной поверхности и, таким образом, в состав специального содержания карты включена исходная модель —«тектонический» рельеф.

Наглядность карт и удобство работы с ними обеспечиваются рациональным соотношением изобразительных средств и изображаемых объектов [Салищев, 1976]. Примером соответствия содержания, идейной направленности и использованных изобразительных средств служит Карта новейшей тектоники СССР масштаба 1 : 5 000 000 [1960].

При составлении Карты новейшей тектоники Дальнего Востока изобразительные средства использованы следующим образом. Глобальные ступени рельефа специально на карте не изображаются, их положение указано в легенде, которая на уровне I—III рангов построена в виде классификационной таблицы. Поскольку неотектонические формы II—IV рангов составляют основу содержания карты, для их изображения используется наиболее наглядный способ качественного фона (табл. 3). Неотектонические области обозначены цветовыми группами, а неотектонические зоны — различными цветами. В пределах материковой ступени выделены разновидности неотектонических зон, для обозначения их использованы оттенки цветов. Неделимые неотектонические формы, за исключением неотектонических нарушений, показаны штриховкой. Для неотектонических нарушений использован способ линейных знаков. Поскольку вулканические формы на карте являются внепорядковыми образованиями, для их изображения применены внемасштабные значки. Наконец, для показа «тектонического» рельефа использован способ изолиний —

Таблица 3

Соотношение изображаемых объектов, изобразительных средств на структурно-морфологических картах новейшей тектоники

№ п/п	Изображаемые объекты	Изобразительные средства	
		Способ изображения	Средство изображения
1	Глобальные ступени рельефа	Построение легенды в порядке соподчиненности форм	Таблица
2	Неотектонические области		Цветовые группы
3	Неотектонические зоны	Способ качественного фона	Цвета
4	Разновидности неотектонических зон		Оттенки цвета
5	Неотектонические формы: простые и составные формы и поверхности неотектонические нарушения	Способ качественного фона	Штриховка
		Способ линейных знаков	Линии
6	Малые вулканические формы	Способ значков	Внемасштабные значки
7	«Тектонический» рельеф	Способ изолиний	Изолинии вершинной поверхности
8	Резерв	Способ ареалов	

это изолинии вершинной поверхности. Карта имеет резерв изобразительных средств. Его можно использовать для показа неотектонических форм по другим тектономорфным свойствам рельефа, например, поднятий и опусканий по рисунку гидросети. Резерв изобразительных средств необходимо иметь и для последующего использования карты в прикладных целях. Зарезервирован способ ареалов с его многообразными изобразительными возможностями.

Карту неотектонических форм можно рассматривать как один из основных документов неотектонического анализа. На основе ее могут быть осуществлены все последующие операции, из которых важны прогнозные и историко-генетические реконструкции. Среди последних обычны реконструкции амплитуд неоген-четвертичных тектонических движений. Возникает необходимость реконструкций и другого рода — выявления особенностей развития земной коры на неотектоническом этапе. Речь идет о построениях, которые соответствовали бы неотектонике в понимании С. С. Шульца [1958, 1979] и которые в геологии вообще называются геодинамическими [Белоусов, 1978].

Остановимся на способах картографического изображения геодинамических построений. Оно может быть осуществлено двумя путями. Первый состоит в том, что неотектоническим формам, показанным на картах новейшей тектоники, придается дополнительная генетическая характеристика введением соответствующей информации в текстах к условным обозначениям. Если легенды карт составлены в форме классификационных таблиц, то историко-генетические характеристики могут быть выделены в особые разделы. Сложность введения геодинамических характеристик в морфологическую модель новейшей тектоники обусловлена двумя причинами. Во-первых, существуют конвергентные формы, а вводя генетические характеристики в морфологическую модель, мы практически отрицаем возможность оценки явлений конвергентного развития морфологически близких или подобных неотектонических форм. Во-вторых, может

быть и противоположная ситуация, когда различные неотектонические формы образуются в условиях близких эндогенных режимов.

Картографическое изображение геодинамических обстановок рациональнее осуществлять самостоятельно — в виде особых карт или карт-врезок, сопровождающих структурно-морфологические модели новейшей тектоники. Таким образом мы поступили при составлении карты новейшей тектоники Дальнего Востока, которую дополняет карта-врезка районирования региона по особенностям развития земной коры на неотектоническом этапе. Поскольку структурная характеристика неотектоники региона показана на основной карте, содержание карты-врезки составляют генетические характеристики: 1) преобладающие типы тектонических движений; 2) типы развития земной коры на неотектоническом этапе; 3) условия развития крупнейших неотектонических форм. Среди типов тектонических движений выделены такие, как сводовые или глыбовые воздымания, резко дифференцированные по знаку движения, интенсивные прогибания. Типы развития земной коры на неотектоническом этапе отражают отношения неотектонических форм к геологическим структурам. По этому признаку выделены эпигеосинклинальные или возрожденные области горообразования, геосинклинальное развитие. Условия развития отражают отношения неотектонических форм и глубинного строения. Выделяются, в частности, условия изостатического воздымания, развития в обстановке горизонтального сжатия, рифтовые условия, развитие с активным участием вулканических процессов и др. Легенда карты-врезки районирования по особенностям развития земной коры на неотектоническом этапе построена следующим образом. Ее основу составляет матричная классификация, вводными элементами которой являются типы движений и типы развития земной коры. Различные сочетания вводных элементов образуют районы с определенными геодинамическими режимами. На карте эти районы показаны различными цветами. Вторая часть легенды характеризует условия образования неотектонических форм, для чего используется способ ареалов (штриховка). Особыми знаками на карте-врезке показаны крупнейшие разломы и континентальный склон. В таком виде карта-врезка несет информацию о генетической характеристике крупнейших неотектонических форм, показанных на основной структурно-морфологической карте новейшей тектоники.

ИСТОРИКО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Нельзя не обратить внимания на своеобразие историко-генетических построений, поскольку анализируются явления геологического прошлого, которые не могут изучаться непосредственно [Косыгин, Соловьев, 1969]. Это состояния и процессы, в какой-то (кстати, неизвестной) своей части нашедшие отражение в морфологии рельефа и строении коррелятных отложений. Ненаблюдаемость этих процессов определяет вероятностность соответствующих историко-генетических моделей. Это требует терпимости к альтернативным выводам, которые не являются заведомо неверными.

Ценность и необходимость историко-генетических реконструкций в неотектонике обусловлена двумя обстоятельствами. Реконструкции нужны при прогнозировании опасных (катастрофических) эндогенных процессов. Важно восстановить прошлую последовательность событий при использовании, например, дифференциального метода В. Пенка [1961]. Второе обстоятельство заключается в особой роли анализа новейших движений как связующего элемента между результатами инструментального изучения современных движений и реконструкций тектонических движений геологического прошлого [Косыгин, 1969]. Этим обеспечивается оптимальность актуалистических построений в тектонике.

При неотектоническом анализе используются два пути построения историко-генетических моделей. Первый заключается в сопоставлении результатов смежных наук с моделями неотектонической структуры. Эти

сопоставления обеспечивают получение выводов о происхождении, причинах и механизмах развития неотектонических форм и служат для решения преимущественно внутренних задач анализа. Второй путь заключается в использовании геоморфологических материалов для решения тектонических проблем и требует использования оригинальных методов исследования.

В тектонике геоморфологические материалы применяются при создании моделей развития и происхождения, гипотез, в региональных построениях, в том числе в тектонических картах. Геоморфологические материалы вводятся в тектонические построения в двух случаях: 1) при недостатке геологической информации; 2) при необходимости иметь дополнительную информацию об эндогенных процессах, не меняющих существенно геологической структуры, но отраженных в пластике рельефа. Использование геоморфологических материалов осуществляется способами, которые укладываются в рамки трех концепций. В основе первой, самой ранней, лежит прямое отождествление крупных форм рельефа с геологическими телами и структурами. Эта концепция возникла в эпоху первых тектонических обобщений, когда собственно геологических материалов не хватало для создания моделей геологической структуры больших территорий. Практическим воплощением ее был орографический метод Э. Зюсса [Николаев, 1949]. Равнинные области отождествлялись с платформенными, а горные цепи — со складчатыми областями. Высоты и облик горного рельефа ставились в зависимость от возраста завершающей складчатости, в качестве эталона принималась территория Европы. Использование этой концепции способствовало построению тектонических моделей, обеспечивая интерполяцию и экстраполяцию геологических данных. Для тектоники континентов такие построения сейчас не употребляются, но они применяются для тектоники дна океанов.

Второй путь использования геоморфологических материалов в тектонике исходит из идеи единства рельефа и геологической структуры как сложно построенной и направленно развивающейся системы, изучение которой требует геолого-геоморфологического синтеза (геоморфотектоника, по Б. Л. Личкову; тектоорогения, по В. Г. Бондарчуку). Этот синтез подобен комплексным геолого-геофизическим построениям. В настоящее время тектоорогенический анализ используется чаще в структурной геоморфологии с целью реконструкций происхождения и истории развития форм рельефа. Для тектоники наибольший интерес представляет выявление устойчивых парагенетических связей между формами рельефа и элементами геологической структуры с целью прогноза последних в малоизученных районах, особенно на акваториях.

Третий путь — неотектонический анализ рельефа, базирующийся на представлениях В. Пенка [1961], обосновавшего необходимость использования геоморфологических методов для геологических целей, и В. А. Обручева, указавшего на независимость и молодость процессов горообразования и созданных ими структурных форм. Задачи неотектонического анализа многообразны в создании объяснительных тектонических моделей. Это изучение особого рода дислокаций, составляющих основу современного рельефа,— эвгимнических форм, по терминологии Ю. А. Косыгина и И. В. Лучицкого [1962]. Второй задачей неотектонического анализа являются реконструкции молодых тектонических движений, построение моделей механизмов развития эвгимнических форм (типов горообразования). Особую задачу составляет оценка роли постумных движений и комплексной денудации в выработке геологической структуры, устойчивой в гравитационном поле. В таком объеме неотектонический анализ дополняет обычные тектонические построения и способствует решению актуальных проблем тектоники.

В полном объеме решение историко-генетических вопросов в неотектонике осуществляется построением трех видов моделей. Это модели процессов, например, реконструкции механизмов горообразования. В построении их прежде всего используются структурно-морфологические мо-

дели новейшей тектоники, и процессы выводятся из морфологии форм и их пространственных отношений. Второй вид — модели развития, или возрастные, когда реконструируются этапы развития неотектонических форм, преимущественно в геологическом времени. Исходным материалом для построения таких моделей служат результаты изучения коррелятных отложений. Третий вид моделей составляют реконструкции причин образования и условий развития неотектонических форм — причинно-следственные. Важную роль в их построении играют сопоставления неотектонических форм с геологической структурой и глубинным строением.

ВОЗРАСТ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ

Существует три основных способа определения возраста геоморфологических объектов [Леонтьев, Рычагов, 1979]. Первый заключается в установлении морфологического возраста рельефа как стадии развития и предложен В. М. Дэвисом [1962]. Он основан на геоморфологических материалах и заключается в сравнительном анализе близких форм рельефа путем построения их генетических рядов. Положение формы в генетическом ряду есть ее морфологический возраст (стадия развития).

Другой способ выявления возраста заключается в изучении пространственных отношений форм рельефа и выяснении времени их образования относительно друг друга. Это относительный возраст рельефа [Спиридонов, 1970], «возраст пространственных отношений», для выведения которого необходимы исходные утверждения, позволяющие интерпретировать пространственные отношения как возрастные. Просто относительный возраст форм рельефа, морфоструктур и неотектонических форм устанавливается в двух случаях: 1) при пересечении формы рельефа другой; 2) наложении форм рельефа, когда границы более молодой «несогласно» секут границы другой.

Третий способ установления возраста заключается в привязке геоморфологических событий к геохронологической шкале посредством анализа коррелятных отложений. Таким способом выявляется геологический возраст форм рельефа или неотектонических форм. Изменения вещественного состава и структуры коррелятных отложений соотносятся с событиями в формировании рельефа.

Понятие о геологическом возрасте форм рельефа имеет несколько определений [Флоренсов, 1976]: 1. Возраст рельефа есть абсолютная давность его формирования [Марков, 1948; Мещеряков, 1965; Худяков, 1970б] или отрезок геологического времени, в течение которого сформирован рельеф в его современном виде [Трифонов, 1966]; 2. Геологическое время возникновения формы рельефа [Геоморфологическое картирование равнин, 1974; Спиридонов, 1970]; 3. Время завершения формирования рельефа и перехода его в реликтовое состояние [Ганешин и др., 1970; Чемеков, 1975]. Близкие определения понятия «возраст морфоструктуры» даются другими исследователями [Башенина, Леонтьев, 1967; Благоволин, 1971]. Иногда подчеркивается необходимость отделить время активного формирования морфоструктуры от времени пассивного ее состояния [Худяков, 1975].

При определении геологического возраста неотектонических форм следует руководствоваться следующими соображениями. Во-первых, само определение понятия о неотектонических формах (структурных формах, выделенных по геоморфологическим данным) подразумевает, что они существуют и сейчас и не имеют верхнего возрастного предела. Это сводит задачу к выявлению времени возникновения неотектонических форм. Второе обстоятельство заключается в учете особенностей развития неотектонических форм во времени и фиксировании критических рубежей истории их формирования. Значение имеют два временны́х рубежа развития неотектонических форм. Первый — это момент начала проявления деформаций, обеспечивших возникновение соответствующих неотектонических

форм. Он может быть назван временем возникновения неотектонической формы. Другой временной рубеж фиксирует время оформления неотектонической формы в современном виде.

Многие неотектонические формы древних платформ или областей повторного горообразования возникли в отдаленном геологическом прошлом и длительное время развивались в «эмбриональном» состоянии, либо испытали неоднократные преобразования, а в современном виде оформились в неоген-четвертичную эпоху тектонической активизации. Возрастные рубежи определяются путем изучения коррелятных отложений. Геологический возраст коррелятных отложений соответствует длительности существования неотектонической формы, а время возникновения ее фиксируется базальными слоями разреза. Времени оформления неотектонической формы соответствует граница в разрезе коррелятных отложений, начиная с которой их вещественный состав находится в соответствии с рельефом. На неотектонических картах геологический возраст может быть обозначен дробью, в числителе и знаменателе которой возрастными индексами показаны соответственно время заложения и время оформления неотектонических форм.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ

Генетические реконструкции направлены на решение следующих вопросов: происхождение, направленность и механизм развития, процессы (главным образом эндогенные) и причины развития неотектонических форм. Это сложные геодинамического профиля вопросы, и решение их должно опираться на строго разработанные методологию генетических реконструкций и методы последних.

К методам генетических реконструкций предъявляются два основных требования: 1) универсальность для используемых характеристик неотектонических форм или рельефа в целом; 2) строгость процедур анализа. Последнее подразумевает конкретность генетических реконструкций, обеспечивающую возможность практического их использования. В генетических реконструкциях должна учитываться иерархическая соподчиненность неотектонических форм.

В генетические реконструкции широко вовлекаются геолого-геофизические данные. Важно иметь и методы, которые используют собственно геоморфологические материалы. Чисто геоморфологические способы реконструкций И. С. Щукин [1960] объединяет под общим названием сравнительно-морфологического метода. Сам термин указывает основную особенность метода — получение моделей генезиса и развития основано на изучении и сравнении строения форм рельефа. Важнейшим способом этого метода является построение генетического ряда форм, где наблюдается последовательное изменение свойств, так что крайние члены ряда имеют резкие различия, а у соседних они невелики. Изменения признаков в генетическом ряду интерпретируются как следствие нахождения форм на разных стадиях развития. Поскольку эти изменения направленные, посредством построения и анализа генетического ряда форм можно создать модель развития и происхождения форм рельефа [Эдельштейн, 1933; Щукин, 1960]. Члены генетического ряда могут быть пространственно разобщены, но должны обладать некоторыми общими чертами строения — их морфологическое родство или подобие должны сохраняться во всем ряду, поскольку он построен для выявления происхождения и развития конкретных форм, а не эволюции рельефа (неотектонической структуры) в целом. Для решения последней задачи должен использоваться другой прием.

Можно выделить два типа генетических рядов: 1) генетический ряд преобразования, составленный из форм одного порядка или ранга; 2) генетический ряд подобия, состоящий из морфологически подобных, но разной величины форм.

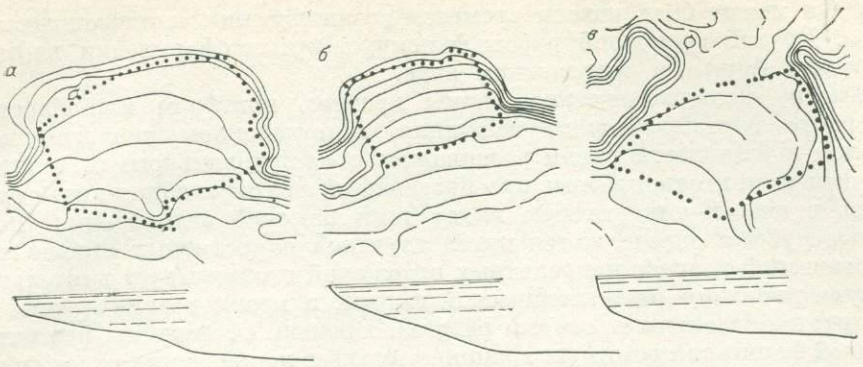


Рис. 15. Генетический ряд преобразования — погруженные блоки краевой зоны равнинно-платформенной области Охотоморского шельфа, находящиеся на различных стадиях погружения. Внизу показаны генерализованные профили подводных склонов. Границы погруженных блоков показаны точками, морфология — изолиниями. На профилях вертикальный масштаб значительно превышает горизонтальный.

Генетический ряд преобразования конструируется из одноранговых или однопорядковых неотектонических форм, у которых изменяются некоторые свойства на фоне общего морфологического родства. Неотектонические формы располагаются в ряду так, что изменение свойств происходит в одном направлении и интерпретируется как следствие нахождения форм на разных стадиях развития. Следовательно, члены генетического ряда имеют различный морфологический возраст. По изменениям морфологических характеристик делается суждение о направленности и механизме развития и отчасти происхождении данного вида неотектонических форм. Проиллюстрируем это примером.

В краевой части Охотоморского шельфа распространены погруженные блоки, ограниченные с трех сторон абразионно-тектоническими уступами, а с четвертой стороны открывающиеся в равнинно-платформенную область [Онухов, Уфимцев, 1974]. Погруженные блоки имеют различную размерность и разделяются на малые, средние и большие (соответственно десятки, сотни и тысячи километров квадратных). Они образуют входящие углы равнинно-платформенной области шельфа в область горообразования суши и выражены участками открытых заливов Шельтинга, Забияка, Бабушкина и др. Среди погруженных блоков средних размеров (350—400 км^2) выделяется несколько разновидностей (рис. 15). Блоки первой разновидности ограничены прямолинейными абразионно-тектоническими уступами (см. рис. 15, *а*), в рельефе морского дна разломы трассируются коленообразными сопряженными изгибами изобат. Продольные профили блоков представляют собой выпукло-вогнутые подводные пьедестальные склоны, уклоны которых увеличиваются на участках сочленения с шельфовой равниной, указывая на наличие разломов. Блоки в виде ступеней возвышаются над шельфовой равниной.

Погруженные блоки другой разновидности ограничены с трех сторон высокими абразионно-тектоническими уступами или их продолжениями в виде перегибов подводных береговых склонов (см. рис. 15, *б*). В поперечных сечениях рельеф дна является пологонаклонным подводным склоном, сочленяющимся с субгоризонтальной шельфовой равниной посредством вогнутого перегиба.

Третья разновидность погруженных блоков характеризуется ограничением абразионно-тектоническими уступами лишь с одной или двух сторон (рис. 15, *в*). Собственно погруженную ступень образует равнина, представляющая собой продолжение шельфовой.

Средние погруженные блоки образуют генетический ряд неотектонических форм, характеризующихся общей тенденцией к погружению и находящихся на разных стадиях развития. Ранней стадии соответствуют блоки, где амплитуда погружения невелика и опущенная ступень отделена от шельфовой равнины заметным выпуклым перегибом (см. рис. 15, *а*).

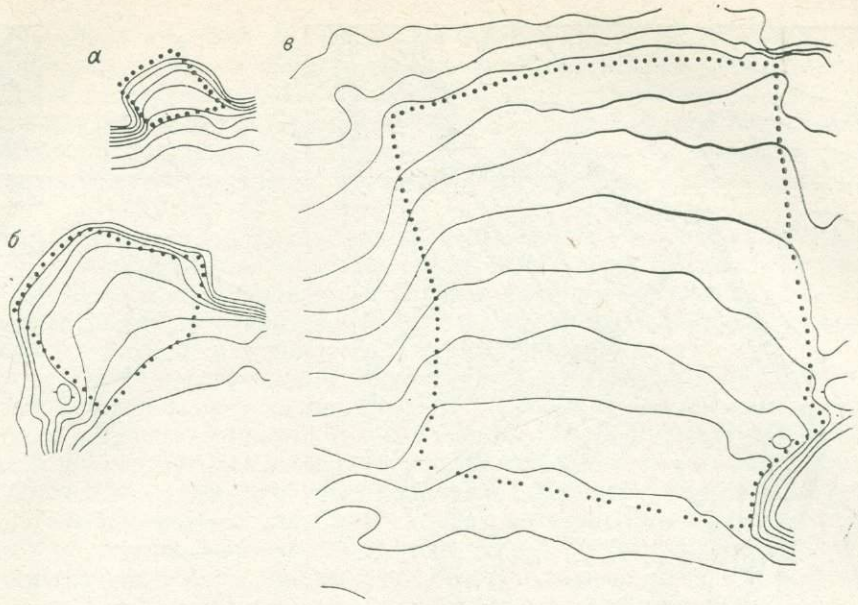


Рис. 16. Генетический ряд подобия — малые (*а*), средние (*б*) и большие (*в*) погруженные блоки краевой зоны равнинно-платформенной области Охотоморского шельфа.

Последующее погружение приводит к появлению вогнутого перегиба подводного рельефа на границе погруженного блока (см. рис. 15, *б*), а поверхность у зрелых блоков плавно сливается с шельфовой равниной (см. рис. 15, *в*).

Генетический ряд подобия конструируется из неотектонических форм разной величины и служит для обоснования генетических характеристик форм определенного ранга путем сопоставления их с морфологически подобными объектами другого ранга. Осуществляется передача генетической информации — способ, широко используемый в экспериментальной тектонике [Белоусов, Гзовский, 1964]. В основе его лежит представление, что подобные формы различных уровней организации могут быть следствием проявления близких по характеру процессов. Примером служат большие, средние и малые погруженные блоки краевой зоны Охотоморского шельфа, из которых легко составить генетический ряд подобия (рис. 16). Крайним членом этого ряда будут малые погруженные блоки (участки заливов Шестакова, Лужина и др.), площадь которых не превышает 70 км^2. Они представляют собой выпукло-вогнутые подводные склоны, ограниченные с трех сторон абразионно-тектоническими уступами (см. рис. 16, *а*). Средний член ряда — погруженные блоки заливов Шельтинга, Ушки, Забияка, Бабушкина и др. (см. рис. 16, *б*), которые охарактеризованы выше. Конечным членом ряда являются большие погруженные блоки (см. рис. 16, *в*), распространенные в краевой зоне шельфа (восточная часть Тауйской губы, Удская и Пенжинская губы, залив Академии). Площадь этих блоков достигает 2000 км^2 и более, а по строению они аналогичны малым и средним блокам. Это позволяет сделать вывод о генетическом родстве данных форм.

Разновидностью генетического ряда является генетическая аналогия, когда сравниваются две морфологически подобные неотектонические формы, для одной из которых генетические характеристики известны или предполагаются с достаточной надежностью. Этот способ широко используется при выделении палеосейсмодислокаций. К последним относятся формы рельефа, подобные необратимым деформациям в зонах современных сильных землетрясений [Флоренсов, 1960б; Солоненко, 1962]. Аналогичным образом устанавливается происхождение других видов неотектонических форм. Проиллюстрируем это примером. На восточном берегу о. Беринга, сложенном пологозалегающими туфогенно-осадочными и эффузив-

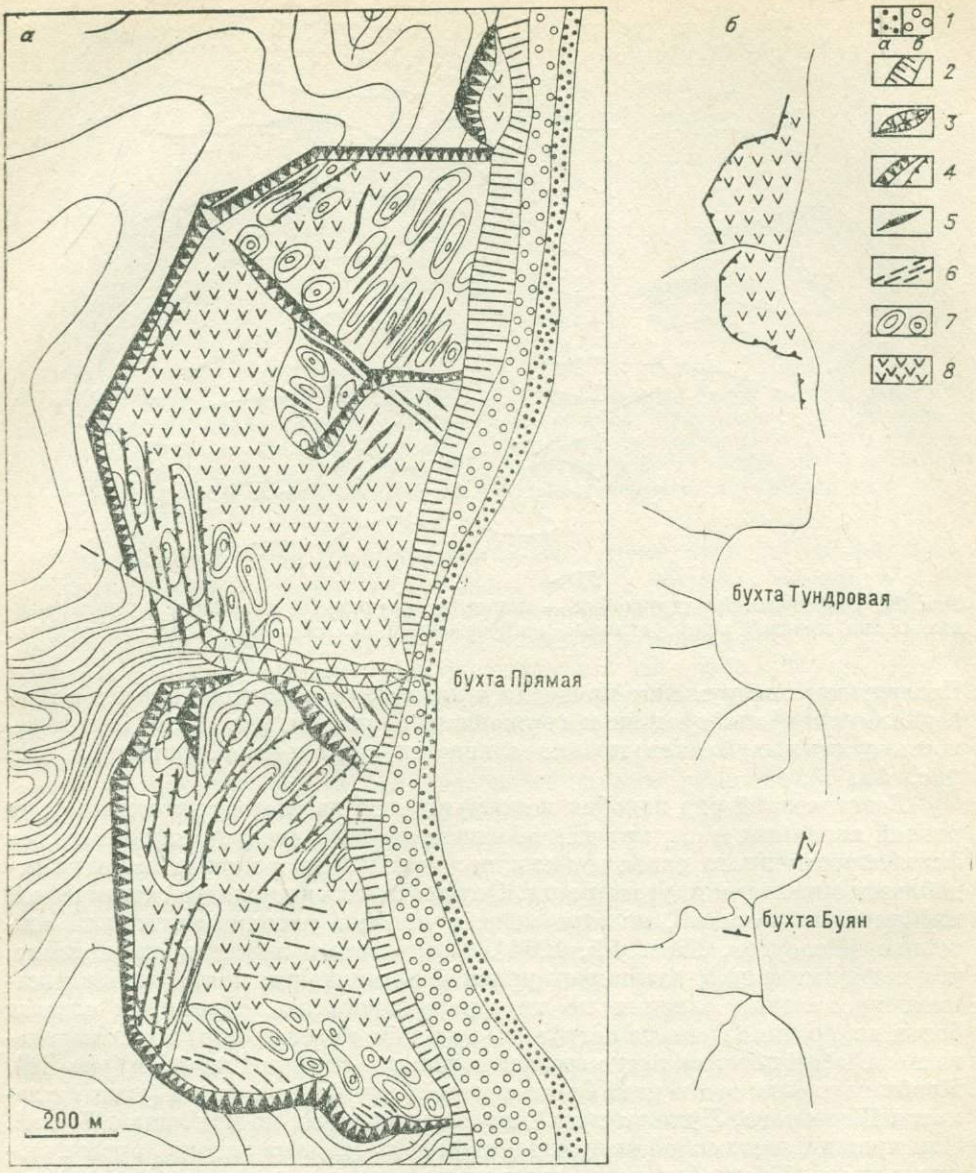


Рис. 17. Генетическая аналогия — опущенная ступень (*а*) на восточном берегу острова Беринга и сравнение с ней малых открытых бухт (*б*).

1 — пляж (*а*) и низкая аккумулятивная терраса (*б*); *2* — абразионный уступ; *3* — долина прорыва; *4* — сбросовые уступы; *5* — узкие линейные рвы; *6* — малоамплитудные трещины; *7* — удлиненные и овальные гряды; *8* — поверхности опущенных ступеней.

ными толщами палеогенового и неогенового возраста [Сергеев, 1976; Шмидт, 1973], автором обнаружены деформации низкогорного рельефа, в том числе склонов и плоских водораздельных поверхностей. Центральное положение занимает опущенная ступень на берегу бухты Прямой, имеющая площадь более 1,5 км^2 (рис. 17, *а*). Она представляет собой опущенный до 50 м блок коренных пород, ограниченный с трех сторон крутыми тектоническими уступами, секущими склоны и вершинную поверхность низкогорья и образующими сбросовый амфитеатр. Со стороны моря опущенная ступень ограничена абразионным уступом переменной высоты.

Опущенная ступень,— несомненно, молодая форма; при ее образовании деформировались формы современного рельефа. Она подобна сейсмодислокациям и, вероятно, является таковой по происхождению. Морфологические особенности опущенной ступени (грядово-западинный микро-

рельеф, сбросовые рвы и уступы, раздробленность поверхности сетью рвов-трещин) свидетельствуют о практически мгновенном ее образовании. В отличие от крупных оползней, развивающихся длительное время, в опущенной ступени в бухте Прямой не обнаруживается следов последующих перемещений в сторону моря. Последние неизбежно бы вызвали деформацию абразионного уступа, срезающего опущенную ступень со стороны берега.

На флангах опущенная ступень сопровождается дислокациями, подобными сбрососообвалам. Это узкие опущенные пластины берегового обрыва. Ширина их сохранившихся от абразии частей не превышает 30—40 м. Аккумулятивные тела сбрососообвалов состоят из ступенчато расположенных гряд, осложненных мелкими буграми и ступенями.

В условиях береговой зоны неотектонические формы типа опущенной ступени в первую очередь подвергаются абразии и со временем превращаются в широкие открытые бухты и заливы. Опущенная ступень в бухте Прямой не подверглась глубоким преобразованиям береговыми процессами благодаря молодому общему поднятию о. Беринга [Уфимцев, Ставров, 1978]. Если сравнить опущенную ступень в бухте Прямой с некоторыми открытыми и угловатых очертаний (типа шерм) бухтами острова (Тундровая, Литинская, Буян и др., см. рис. 17, *б*), то нельзя не видеть их сходства. Последние дополняются тем, что около бухт наблюдаются такие же сбрососообвалы, какие сопровождают на флангах опущенную ступень. Все эти обстоятельства дают основания предположить, что в неотектоническом отношении участки открытых бухт на о. Беринга могут быть небольшими погруженными блоками, в формировании которых участвовали сейсмогенные процессы.

Другим способом генетических реконструкций в неотектонике и геоморфологии служит построение эволюционных рядов форм. Эволюционным рядом форм рельефа (или неотектонических форм) можно назвать такие пространственные их сочетания, в которых в определенном направлении происходит смена форм, что позволяет судить о преобразованиях неотектонической структуры или рельефа вообще, общей направленности рельефообразующих процессов. В отличие от генетического ряда эволюционный может состоять из морфологически различных элементов, но последние должны находиться в определенных пространственных отношениях. Характер этих отношений является основанием для генетических выводов, например суждений о смене в пространстве и времени одних форм другими.

Во многих случаях генетические реконструкции в неотектонике создаются с использованием геологических и геофизических материалов. Обычно решаются вопросы происхождения и причин развития неотектонических форм, их отношения с геологической структурой (унаследование или наложение) и механизмы развития. Методология таких построений не разработана, за исключением принципа конформности [Флоренсов, 1978; Худяков, 1975, 1977]. Правила выделения конформного рельефу комплекса геологических тел пока не разработаны.

РЕКОНСТРУКЦИИ АМПЛИТУД НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Реконструкции амплитуд вертикальных неотектонических движений являются традиционной задачей неотектонического анализа и служат основой содержания соответствующих карт. Это обусловлено своеобразием их проявления и в геоморфологическом, и в геологическом аспектах [Рождественский, 1971] . В настоящее время, в связи с необходимостью изучения неотектоники одновременно материковых и океанических регионов, возможности таких реконструкций на глобальном уровне подвергаются сомнению. Для получения однородной модели необходимо иметь некоторую генетически однородную и одновозрастную поверхность (поверхность

выравнивания), тектонические деформации которой можно оценить одним и тем же способом. Применение различных способов приводит к получению различных результатов. Например, карта новейшей тектоники Арктики и Субарктики представляет собой комбинацию трех разных моделей: 1) неоген-четвертичных движений материковых областей; 2) преимущественно четвертичных или позднечетвертичных-голоценовых движений на шельфе; 3) молодых движений океанических областей, временной интервал проявления которых охватывает верхний мезозой-кайнозой [Пуминов, 1967].

С какого времени тектонические движения необходимо реконструировать? Можно ограничиться определенными возрастными рамками, реконструировать тектонические движения неоген-четвертичного времени, как обычно делается. Можно реконструировать тектонические движения, под влиянием которых создан современный рельеф,— это будет реализация идей С. С. Шульца. Второй подход был бы предпочтительней, однако практическое воплощение его сложно, ибо необходимо реконструировать тектонические движения, начиная со времени заложения неотектонических форм, включая и этапы их конденудационного развития.

При реконструкциях неотектонических движений нужно предварительно решить, определить ли возрастные рамки неотектонического этапа, или ограничиться определенным возрастным диапазоном. Выбор определит характер последующих результатов. Необходимость такого выбора подчеркивает, что реконструкции неотектонических движений, сколь бы тщательно они ни осуществлялись, относятся к области вероятностных построений. Относительность получаемых амплитуд, скоростей или градиентов неотектонических движений определяется двумя обстоятельствами. Во-первых, рельеф является поверхностью, находящейся в постоянном развитии, и реликтовые формы рельефа так или иначе изменяются во времени. Не случайно при неотектонических построениях платообразные вершинные поверхности гор часто считаются происходящими из поверхности выравнивания и представляющими собой последние, почти исчезающие следы былого ее существования [Курдюков, 1962]. В горах Сибири остатки древних поверхностей выравнивания в вершинном поясе бывает практически невозможно отделить от поверхностей альтипланации. Это сказывается на реконструкциях неотектонических движений.

Второе обстоятельство, определяющее относительность реконструкций неотектонических движений, заключается в отсутствии единой точки (линии или поверхности) отсчета их амплитуд, в особенности для различных глобальных ступеней рельефа.

Существующие методы реконструкций неотектонических движений можно объединить в несколько групп. Одна из них включает чисто геологические методы анализа мощностей коррелятных отложений, изучение геологических границ. Эти методы используются в районах развития кайнозойских отложений [Николаев, 1962; Горелов, 1967]. При интерпретации геологических материалов допускается, что мощности отложений пропорциональны или равны амплитудам отрицательных тектонических движений. Поэтому карты амплитуд неотектонических движений практически подобны картам стратоизогипс или изопахит.

Вторая группа методов изучает тектонические деформации форм рельефа, которые могут рассматриваться как двух- или одномерные образования. К первым относятся древние поверхности выравнивания, аккумулятивные равнины, ко вторым — древние береговые линии, впервые использованные Де Геером в Скандинавии [Кропоткин, 1956], глубины внешней бровки шельфа [Канаев, 1963; Ильин, 1976].

Третью группу составляют методы реконструкций неотектонических движений, основанные на учете общего денудационного среза за неотектонический этап либо на изучении эрозионных врезов. Анализ эрозионных врезов используется при реконструкциях неотектонических движений по этапам их проявления [Костенко, 1972; Горелов, Ранцман, 1964]. Допускается, что величины эрозионных врезов находятся в прямой зависимости от амплитуд тектонических движений. Оценка величины ден-

дационного среза за неотектонический этап представляется необходимой при распространении в вершинном поясе гор гольцовых террас или узких гребней при альпинотипном рельефе. Величины его, по мнению некоторых авторов [Криволуцкий, 1965; Растворова, 1973], могут быть значительными.

Использование различных способов реконструкций неотектонических движений для одних и тех же районов дает различные результаты. Это видно на примере таких изученных территорий, как Большой Кавказ, для которого предложены модели амплитуд вертикальных неотектонических движений, основанные на реконструкциях поверхностей выравнивания [Милановский, 1968] или с учетом денудационного среза [Растворова, 1973]. Указанные в них амплитуды движений различаются довольно значительно. Вероятностный характер реконструкций требует непременного указания на способ их построения.

Кроме учета денудационного снижения и аккумулятивного наполнения при реконструкциях амплитуд неотектонических движений необходимо оценивать литогенный фактор в морфологии форм рельефа [Золотарев, 1974]. Учет литогенно обусловленных колебаний высот рельефа может быть осуществлен двояко: 1) введением соответствующей поправки; 2) выбором сечения изобаз, превышающего литогенно обусловленные колебания высот.

Много проблем возникает при выборе уровня отсчета амплитуд неотектонических движений. Возможны три решения, простейшим из которых является принятие за уровень отсчета современного уровня моря. Это не означает, что цикловые поверхности выравнивания первоначально находились на уровне моря. А. Г. Золотарев [1979] предлагает производить отсчет амплитуд неотектонических движений с учетом возможных изменений уровня океана во время неотектонического этапа. Оба случая — это выбор положения системы координат. Другое решение заключается в расчете среднего уровня рельефа для изучаемого региона. Отклонения высот или глубин рельефа от среднего уровня дают основания для реконструкций амплитуд неотектонических движений. Такая методика принята при составлении Карты новейшей тектоники Арктики и Субарктики в части, касающейся дна океана [Пуминов, Грачев, 1969].

При изучении континентальных регионов оптимальным представляется третье решение — реконструкция исходной позиции деформированной цикловой поверхности рельефа. Она может быть осуществлена различными путями. Самый простой основан на допущении, что крупные реки во времени не меняют существенно высотного положения своих тальвегов. Предполагается, что эти водотоки обладают такой энергией, что способны быстро компенсировать воздымания эрозионным врезанием, а опускания — аккумуляцией осадков. Следовательно, исходное положение древних поверхностей выравнивания может считаться подобным базисной поверхности по тальвегам стволовых водотоков. Может быть учтена и возможная высота междуречий над тальвегами в реконструируемой исходной поверхности. Амплитуды неотектонических движений показывают разницу современных высот деформированной поверхности с ее исходным положением.

Относительность реконструкций неотектонических движений следует и из того, что они осуществляются применительно к неотектоническим формам определенных рангов или порядков. При использовании одного и того же метода мы получим разные модели неотектонических движений для областей, зон или простых форм одного и того же региона.

ПРИКЛАДНЫЕ ПОСТРОЕНИЯ

Прикладные построения в неотектонике должны укладываться в простую формулу — это геологический прогноз по геоморфологическим материалам. Потребителем прогноза является геология, и его результаты пред-

почтительнее излагать на языке этой науки. В таком изложении прикладные неотектонические решения легко вводятся в сферу геологических обобщений.

Прикладные решения в неотектонике по целям могут быть разделены на группы: 1) минерагенические построения; 2) прогнозы геологической структуры и глубинного строения; 3) прогнозы геологических процессов; 4) определения величины денудационного среза.

Неотектонические данные в минерагенических построениях используются: 1) при прогнозе условий россыпеобразования и коренных месторождений полезных ископаемых; 2) при поисках месторождений нефти и газа. Последнее направление развивается особенно интенсивно. Цель неотектонических и структурно-геоморфологических построений заключается в поисках структурных форм («структур»), благоприятных для концентрации нефти и газа [Морфоструктурные методы..., 1968; Применение..., 1970; Ушко и др., 1967; Философов, 1960, 1975]. Исследования имеют прикладной характер, этап построения модели неотектонической структуры опускается, исходные модели рельефа, специализированные по изучаемым свойствам, интерпретируются с целью выделения «структур», благоприятных для локализации нефтяных и газовых залежей.

Другое направление — использование неотектонических данных при прогнозе коренных месторождений [Волчанская и др., 1975; Кочнева, 1973; Симонов, 1968]. Цель исследований — выявление или прослеживание по простиранию рудоконтролирующих структурных элементов. Исходные специализированные модели рельефа используются для построения моделей неотектонической структуры, которые затем вводятся в металлогенические обобщения. Важная роль отводится изучению пространственных отношений рудных точек с аномалиями свойств рельефа.

Прогноз элементов геологической структуры и глубинного строения — наиболее общий случай геологического предсказания по геоморфологическим данным. Это выявление не выходящих на земную поверхность элементов геологической структуры и предсказание поведения геологических границ на глубине, т. е. выявление и изучение трехмерных геологических тел. Подобный прогноз основывается на связях неотектонических форм с геологическими телами определенного состава и формы. Например, многие массивы гранитоидов различных регионов на неотектоническом этапе реагируют как воздымающиеся блоки горных поднятий.

Неотектонический прогноз опасных геологических процессов имеет два направления: 1) использование данных неотектоники при прогнозе сейсмического режима; 2) предсказание опасных экзогенных явлений, пространственно или генетически связанных с определенными неотектоническими формами (обычно разломами) или процессами. Акцент делается на возможное усиление опасных экзогенных процессов в пределах определенных неотектонических форм в связи с особенностями их строения и режима подземных вод.

Определение величин денудационного среза в прикладных построениях преследует две цели: 1) определение объемов дезинтегрированного материала, прошедшего через долинную сеть, при исследованиях условий россыпеобразования; 2) определение степени эродированности геологических тел. Величина денудационного среза может определяться от рельефа неотектонических форм либо от реконструированных тектонических дислокаций, порождающих эти формы. Поскольку эти реконструкции неоднозначны, при определениях величин денудационного среза следует в качестве исходных принимать неотектонические формы. Денудационный срез, определяемый относительно неотектонических форм, состоит из двух частей. Во-первых, это объемы, соответствующие разнице между реальным (топографическим) рельефом и «тектоническим» рельефом неотектонических форм [Пантелеев, 1969]. Эти объемы легко рассчитываются в любых системах координат и являются результатом эрозионной деятельности рек, процессов педиментации, временной интервал которых укладывается в рамки конэрозионной стадии развития неотектонических форм.

Вторая составляющая общего денудационного среза представляет собой разницу между рельефом неотектонической формы и тектонической дислокации, на основе которой возникла данная форма. Ее выявление неоднозначно и зависит от исходных допущений и использованного способа реконструкции неотектонических дислокаций.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

Неотектоническое нарушение — разлом, выделенный по геоморфологическим признакам. Среди неотектонических форм этот вид занимает особое положение. Неотектонические нарушения имеют определенное геологическое содержание. Для других видов неотектонических форм нельзя требовать геологического подтверждения, если отсутствуют толщи коррелятных отложений. В условиях складчато-глыбовой геологической структуры попытки выделить молодые сводовые изгибы с длиной волн в десятки километров и наклонами крыльев не более 1—1,5° практически не приведут к заслуживающим доверие результатам. Неотектонические нарушения запечатлены в геологической структуре, а их обособление, как и использование специальных терминов, обусловлены особенностями выделения этих структурных форм — на основе тектономорфных свойств рельефа. В этом неотектонические нарушения подобны разломам, выделенным по геофизическим данным или в результате дешифрирования высотных фотоизображений. Во всех случаях геологическая значимость выделяемых объектов сохраняется, точное изложение результатов требует терминологического разграничения разломов, выделяемых различными способами (необходимость этого указывается в инструкциях по проведению геологических работ).

Описываемые разломы — следствие молодых тектонических движений, которые в областях завершенной складчатости не нарушают существенно геологической структуры. Можем ли мы по геологическим признакам выделить собственно неотектонические разломы из совокупности наблюдаемых дизъюнктивных структурных форм? Есть ли специфические особенности в строении зон неотектонических разломов?

Ожидаемая специфичность геологического содержания неотектонических разломов должна определяться двумя факторами. Во-первых, их формирование происходит в условиях открытых верхней и часто боковой поверхностей. Это должно обусловливать деформацию полей тектонических напряжений в сравнении с глубокими горизонтами Земли. Напряжения, определяемые тангенциальным сжатием, испытывают вблизи земной поверхности сложные изменения. Указываются случаи чередования зон пониженных и повышенных напряжений на крутых склонах, согласованности ориентировок максимальных касательных напряжений с ориентировками речных долин [Булин, 1971]. Наличие открытых поверхностей исключает возможность появления в приповерхностных горизонтах условий всеобщего сжатия. При любой ориентировке осей максимальных касательных напряжений возникают условия односторонней ориентировки векторов действующих сил. Показателен пример сводовых поднятий центральноазиатских областей горообразования. Это горные поднятия с хорошо выраженными сводовыми изгибами древних поверхностей выравнивания и краевыми надвигами, которые В. Н. Данилович [1963] предложил называть аркогенными. Главные особенности неотектонической структуры поднятий — сочетания пологих изгибов и краевых аркогенных надвигов — сохраняются повсюду. Согласно модели В. Н. Даниловича [1963], первоначальные сводовые изгибы сопровождаются нормальными сбросами на крыльях, а в последующем при остановке воздымания сводов происходит их гравитационное оседание и образование краевых аркогенных надвигов. Модель основывается на допущении о преимущественно вертикальной ориентировке действующих сил и результатах

моделирования складок поперечного изгиба, проведенных М. В. Гзовским [1963]. Складки поперечного изгиба моделировались подобными неотектоническим формам, ибо в обоих случаях (в моделях и в природе) существует открытая верхняя поверхность. Любопытно одно обстоятельство: траектории главных касательных напряжений по опытам на оптических моделях указывают на возможность формирования нормальных сбросов на крыльях складок, а при опытах на моделях подобия при достижении сводовыми изгибами некоторых радиусов кривизны образуются краевые взбросы, вверх переходящие в надвиги [Гзовский, 1963; Белоусов, Гзовский, 1964]. Это противоречие снимается для неотектонических дислокаций, развивающихся при открытой верхней поверхности, когда происходят движения лишь по тем сколам, которые в условиях геоморфологически выраженного коробления способствуют воздыманию сводов и снятию критических напряжений, возникших при достижении сводами критических радиусов кривизны. Именно таковой оказалась комбинация движений по разломам при Гоби-Алтайском землетрясении, где наряду с воздыманием по краевым взбросам и надвигам в осевой части свода произошли компенсационные оседания [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Флоренсов, 1965б].

Наличие свободной поверхности у неотектонических дислокаций определяет специфику их формирования в сравнении со структурными формами, образующимися в глубоких горизонтах земной коры и выводимыми к земной поверхности благодаря денудационному срезу.

Второй фактор, который необходимо учитывать для неотектонических разломов,— образование доступных для наблюдения их частей в приповерхностных условиях. Части зон неотектонических разломов, которые мы можем изучать непосредственно, образовались преимущественно на глубинах в десятки и, в лучшем случае, первые сотни метров. Горные породы, заполняющие полости зон этих разломов, и поверхности сместителей должны обладать свойствами, отличающими их от обычных разломов. Вряд ли следует рассчитывать на повсеместное обнаружение в полостях зон неотектонических разломов ультрамилонитов, псевдотахилитов и вообще плотных литифицированных или претерпевших метаморфические преобразования тектонитов. На морфологию зон неотектонических разломов должны также влиять процессы выветривания и циркуляции подземных вод.

Часто неотектонические разломы пропускаются при геологических исследованиях, поскольку роль их в геологической структуре невелика. Это относится не к длительно живущим разрывам, а именно к молодым нарушениям. В случаях, когда неотектонические нарушения разделяют разновозрастные уровни и ярусы рельефа, истинные амплитуды перемещений оказываются меньше высот тектонических уступов. Такие разломы не играют существенной роли в геологической структуре и не показываются на геологических картах. Для их обнаружения требуется применение геоморфологических методов и отображение на специализированных моделях, какими являются карты новейшей тектоники.

Сведения о геологическом строении зон неотектонических разломов немногочисленны. Наиболее доступны геологическому изучению зоны неотектонических разломов, разделяющих ярусы и уровни рельефа. В таких случаях часто срезаются опущенные крылья и обнажаются молодые сместители. Хорошо обнажены зоны неотектонических разломов, например, на берегах Охотского моря и бортах крупных озерных котловин Забайкалья.

Положение северных и северо-западных берегов Охотского моря контролируется молодыми разломами северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания. Протяжённые прямолинейные участки береговой зоны пространственно совмещены с зонами крупнейших разломов, обладающих сложной структурой. Конфигурация выступающих участков береговой линии — небольших полуостровов и мысов — контролируется молодыми разломами небольшой протяженности. Зоны таких

разломов особенно хорошо обнажены на берегах Лонгдорского полуострова. Вдоль северного берега полуострова прослеживается субширотный разлом в известняках, кварцитах и глинистых сланцах. В 2,8 км западнее мыса Льготного, где разлом пересекает шейку небольшого мыса, он представляет собой серию тектонических трещин, выполненных брекчированными породами с сульфидной минерализацией. Молодая генерация тектонических трещин сечет дробленые породы и выполнена рыхлыми брекчиями (рис. 18). Трещины часто зияющие, что обусловлено отседанием мысового блока. Трещины виргируют и в совокупности образуют расширяющийся вверх веер или «клин трещиноватости». Мощность зоны молодого разлома вместе с сопровождающими его субпараллельными статическими трещинами не превышает 50 м. Перемещения по отдельным сместителям составляют первые метры, в целом по разлому — первые десятки метров. Небольшой мыс, шейку которого пересекает разлом, является останцом абрадированного опущенного блока.

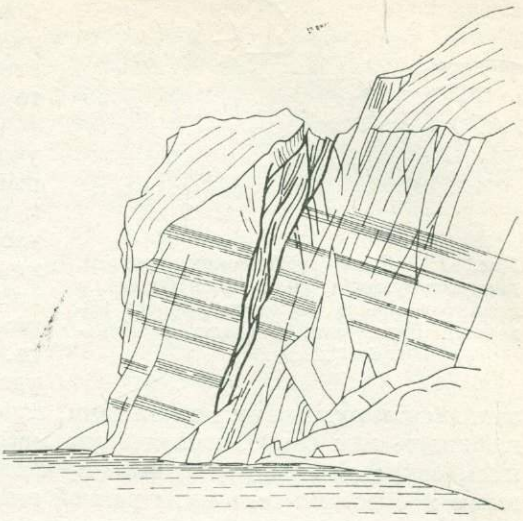


Рис. 18. Клин трещиноватости в верхней части молодого разлома на побережье Охотского моря у пос. Аяна.

Восточнее мыса система крутопадающих протяженных и разветвляющихся по падению трещин оформляет прямой скалистый клиф высотой 100 м и более. Стенки клифа представляют собой поверхности трещин, которые делят коренные породы на линзовидные блоки мощностью 1—3 м. По некоторым трещинам наблюдаются малоамплитудные смещения даек лампрофиров. Отмечаемые на поверхностях трещин грубые борозды скольжения ориентированы по падению и указывают на сбросовый характер перемещений. Полости трещин выполнены рыхлой и обводненной тектонической брекчией, состоящей из плоских пластинчатых обломков толщиной 0,2—1 см. Это зоны тонкого разлистования коренных пород. Особенно сильно разлистование по краям трещин, а в центральных частях полостей залегают эллипсоидные блоки менее брекчированной породы. В краевых частях они развальцованы и имеют скорлуповатое строение.

Для зон разломов характерны геоморфологические процессы: 1) явления отседания блоков по статическим трещинам; 2) выработка в шейках мысов вдоль полостей тектонических трещин узких волноприбойных гротов. Оба процесса направлены на уничтожение субаэрального рельефа в опущенном крыле разлома. Там, где береговая линия следует параллельно зоне разлома, вырабатывается устойчивый клиф по поверхностям статических трещин. Основание клифа от постоянного волнового воздействия защищено штормовым валом пляжа.

В юго-западной части Лонгдорского полуострова наблюдаются молодые сбросы, рассекающие туфогенно-осадочную толщу и более древнюю тектоническую зону, в которой породы брекчированы и прокварцованы. Молодые сместители часто развиваются по прожилкам, кварц-кальцитовый материал которых катаклазирован и превращен в слабо связанную сапролитоподобную массу или разлистован. Трещины волнисто изгибаются по падению, поверхности их иногда приполированы. Основные сместители сопровождаются полосами (до 0,5 м мощностью) дробления коренных пород, обусловленного существованием двух систем оперяющих трещин: 1) коротких трещин, субпараллельных основным сместителям; 2) более



Рис. 19. Зона статических трещин, контролирующая положение берега в поднятом крыле молодого сброса. Северный берег зал. Забияка в Приохотье.

протяженных диагональных сколовых. Основные сместители часто вверх разветвляются и образуют нечто подобное клину трещиноватости.

Юго-западнее пос. Аяна, на участках продольных берегов, активные сместители зон молодых разломов чаще располагаются в подводных частях береговых склонов, а стенки клифов оформлены по статическим трещинам, сопровождающим зоны разломов со стороны поднятых крыльев. Активные сместители, когда их удается наблюдать, имеют полости, заполненные рыхлыми тектонитами, представляющими собой землистую, щебнисто- или сапролитоподобную массу. Сместители с таким выполнением секут литифицированные и часто переработанные гидротермальными процессами тектониты ранней генерации. Амплитуды перемещений, когда их удается надежно измерить, составляют первые десятки метров.

В Северном Приохотье положение современной береговой зоны также контролируется молодыми разломами. На клифах побережья п-ова Кони наблюдаются субпараллельные береговой линии протяженные тектонические трещины, разбивающие коренные породы (мезозойские эффузивы и гранитоиды) на пластинчатые блоки мощностью от одного до нескольких десятков метров (рис. 19). Основные трещины имеют вертикальное и крутое падение (60—80°) в сторону моря. Поверхности трещин несут зеркала и грубые штрихи скольжения, по простиранию и падению волнисто изгибаются, вследствие чего в их полостях образуются раздувы, где залегают линзовидные или эллипсоидальные блоки коренных пород, заключенные в рыхлую тектоническую брекчию. Величина блоков изменяется от 10—15 см до первых метров. Морфология блоков отдельности в зонах молодых разломов свидетельствует о формировании их за счет вращательных движений при разнонаправленном смещении крыльев.

Отмечаются две особенности морфологии зон тектонических разрывов, контролирующих положение современной береговой линии. Первая заключается в заполнении полостей зон разрывов рыхлыми тектонитами. Это глинки трения и рыхлые тектонические брекчии. Более плотные тектониты (милониты) встречаются в виде тонких пленок на притертых поверхностях сместителей. Следы гидротермальной минерализации — участки сульфидной вкрапленности или маломощные кварцевые прожилки — рассекаются трещинами поздней генерации. Другая особенность строения молодых разломов заключается в широком развитии по их зонам явлений отседания склонов, скальных оползней и обвалов. В верхних частях тектонических уступов отседание пластинчатых блоков приводит к расширению полостей трещин до 1,0—1,5 м. Отседающие пластинчатые блоки последовательно наклоняются по уклону уступа и нередко располагаются веерообразно. Дальнейшее отседание приводит к крупным обвалам. Многочисленные вертикальные стенки отрыва высотой до 20—30 м наблюдаются на многих участках побережья. Повсюду отседание блоков отмечается в верхних частях уступов вне сферы влияния абразионных процессов.

Отседание скальных пластин и блоков в верхних частях крутых тектонических уступов, разделяющих геоморфологические уровни — в Приохотье обычное явление. В развитии этого процесса, по-видимому, определенную роль играют и тектонические движения. Смещение по крутопадающим сбросам в приповерхностных условиях при открытой плоскости смещения лежащего крыла разлома неизбежно должно приводить к расщеплению полостей тектонических трещин, величина которого увеличивается вверх. Поэтому наблюдается веерообразное расположение пластинчатых блоков в верхних частях тектонических уступов.

Строение приповерхностных зон молодых разломов внутриконтинентальных областей подобно вышеописанным. Тектонический уступ между низкогорьем и котловиной оз. Зун-Торей на юге Забайкалья составлен крутыми треугольными (фасетоподобными) склонами высотой 100—150 м. Молодой разлом сечет нижнемеловые андезито-базальты и более древние образования и представляет собой систему прямолинейных по простиранию, часто зияющих трещин, делящих коренные породы на узкие (до 10 см) пластинчатые блоки. Трещины имеют падение на юг и юго-запад с углами от 60 до 90°. Поверхности их ровные, слегка полированные, покрыты ожелезненной глинкой трения с нечеткими зеркалами скольжения. По падению трещины волнисто изгибаются и за счет этого расчленяют породы на эллипсоидные блоки. Трещины заполнены рыхлой тектонической брекчией, состоящей из мелких, нередко обвальцованных обломков размером до 3—4 см и бурой железистой глинки трения в заполнителе. Вблизи трещин базальты разлистованы на пластины мощностью до 1 см. Зоны брекчий и трещины без выполнения не несут выделений халцедона и кальцита, которые развиты в базальтах и секущих их более древних тектонических зонах.

В горных районах Забайкалья неотектонические разломы имеют аналогичное строение. Как правило, они представляют собой серии малоамплитудных сместителей, разделяющих коренные породы на пластинчатые блоки, в которых развиты короткие диагональные сколовые трещины. Активные сместители сопровождаются широкими зонами субпараллельных им статических трещин, по которым развиваются явления отседания скальных пластин-блоков.

Сказанное выше касается в основном нормальных сбросов. Сведения о геологической структуре приповерхностных частей зон молодых надвигов редки. Для аркогенных надвигов Забайкалья указываются сильная и грубая брекчированность пород вблизи пологонаклонных или субгоризонтальных сместителей и выполнение последних плотными пелитоморфными милонитами с флюидальной и флюидально-волнистой текстурами и без следов перекристаллизации [Данилович, 1960, 1963].

Детально изучена зона Курайского надвига в Горном Алтае [Бондаренко и др., 1968]. Главный сместитель представляет собой зону скольжения в моренной глине и хрупкого перетирания известняков висячего крыла. Встречаются тектонические карстоподобные полости, заполненные бурыми глыбовыми брекчиями с глинистым материалом в заполнителе, преобладают рыхлые нелитифицированные тектониты.

Рассмотрим общие закономерности строения неотектонических нарушений в трех аспектах: геологическая структура, геоморфологическое строение и специфические явления или процессы. Геологические структуры зон молодых разломов обладают следующими особенностями. Во-первых, своеобразны тектониты, выполняющие полости сместителей. Это преимущественно рыхлые породы, практически не литифицированные и поэтому легко удаляемые экзогенными процессами. В зависимости от величины обломков в рыхлых тектонитах можно выделить несколько разновидностей: 1) глинка трения, как правило, обохренная, с зеркалами скольжения, покрывающая тонкой пленкой поверхности сместителей; 2) сапролитоподобный (дресвянистоподобный) катаклазит; 3) щебнистоподобная тектоническая брекчия типа какирита, но с более или менее упорядоченным расположением обломков.

Начальную стадию тектонического раздробления горных пород в приповерхностных частях зон разломов отражает разлистование по системам тонких нитевидных сближенных трещин, которые в совокупности с диагональными приводят к появлению ромбоэдрической и эллипсоидальной отдельности размером 0,5—2,0 см в поперечнике. В раздувах полостей трещин и участках виргаций залегают будиноподобные закатанные блоки менее раздробленных коренных пород. Они имеют эллипсоидную форму с зеркалами скольжения на поверхностях. Для поверхностей сместителей характерны грубые зеркала и штрихи скольжения. Хорошо полированные

зеркала скольжения наблюдаются по глинкам трения либо в зонах долгоживущих разломов. В обычных случаях зеркала скольжения представляют собой волнистые поверхности со слабой приполированностью или притертостью. Штрихи скольжения часто имеют большие размеры. Приповерхностные части молодых разломов, как правило, не несут следов гидротермальной проработки. Сказанное не относится к районам новейшего вулканизма.

Обращают на себя внимание две главные особенности зон молодых разломов: 1) рассредоточение перемещений по многим частным сместителям; 2) значительная ширина зон, несоизмеримая с наблюдаемыми амплитудами перемещений. Обычно в зонах неотектонических разломов мы наблюдаем несколько активных сместителей, амплитуды перемещений по которым не превышают десятков метров. Это обусловливает ступенчатый характер перемещений. Между сместителями располагаются сближенные субпараллельные трещины без смещений (статические трещины). В совокупности это обусловливает значительную ширину разломных зон. Есть основания считать, что на глубину мощность зон неотектонических разрывов быстро уменьшается. Это хорошо заметно у небольших неотектонических разломов, которым свойствен клин трещиноватости, обусловленный многочисленными виргациями вверх отдельных сместителей и статических трещин (см. рис. 18). Не являются ли широкие зоны протяженных неотектонических разломов верхними частями таких клиньев трещиноватости, как следствия приповерхностных условий разломообразования? Учитывая схожесть строения неотектонических разломов разных размеров, на вопрос можно ответить положительно. Видимо, малоамплитудные частные сместители — результат последовательных виргаций более компактных расположенных на глубине тектонических зон. Наличие приповерхностных клиньев трещиноватости объясняет и появление в зонах молодых разломов систем статических трещин, во многом определяющих выраженность в рельефе этих образований.

Рассмотрим особенности геоморфологического строения неотектонических нарушений. Тектонические уступы представляют собой широко распространенный и самый простой вид неотектонических нарушений. Во многих случаях геоморфологическое строение неотектонических нарушений оказывается сложным, и составными его элементами могут быть различные грани рельефа. Чем протяженнее неотектонический разлом, тем большую ширину выхода на поверхность имеет его клин трещиноватости и тем сложнее геоморфологическое строение соответствующего неотектонического нарушения. На западном побережье о. Беринга береговой линеамент включает следующие элементы: 1) подводный береговой склон, абразионную платформу и пляж; 2) уступ и узкую поверхность низкой аккумулятивной террасы; 3) уступ и узкую поверхность 20-метровой абразионной террасы; 4) уступ 60—70-метровой абразионной террасы. Эти элементы рельефа образуют полосу длиной 18 км при ширине не более 700—800 м, что, видимо, соответствует ширине клина трещиноватости молодого разлома.

Сложным геоморфологическим строением обладают береговые линеаменты Приохотья, обычными элементами которых являются узкие подводные береговые склоны и прямолинейные абразионные уступы, заложенные по зонам протяженных статических трещин с единичными малоамплитудными сместителями (см. рис. 19). Вообще береговые неотектонические нарушения построены наиболее сложно, поскольку они разделяют уровни рельефа. Продолжения их на суше представляют собой простые тектонические уступы, а на шельфовых равнинах они переходят в линейные участки повышенных уклонов. Сложность геоморфологического выражения зон молодых разломов определяет и сложные отношения между истинными амплитудами тектонических перемещений и видимыми (измеряемыми по рельефу) превышениями крыльев. В большинстве видимые амплитуды превышают истинные.

Средние уклоны тектонических уступов, измеренные на картах вершинной поверхности (тектонического рельефа), оказываются не столь

велики, как кажется при визуальных наблюдениях. Во всяком случае, уклоны тектонического рельефа в 20° на уступах скорее являются исключениями, обычны меньшие уклоны.

В случаях, когда тектонические уступы разделяют участки с одинаковым геоморфологическим строением, основания их опираются на глубокие водораздельные седловины, которые Ю. Г. Симонов [1972] предложил называть блокоразделами. По простиранию седловины часто продолжают продольные долины окаймляющих рек. Хотя связь блокоразделов с разломами несомненна, в их образовании большую роль играют экзогенные процессы, в особенности педиментация. По способу образования преобладают блокоразделы, имеющие вид педиментных проходов (водораздельные педименты).

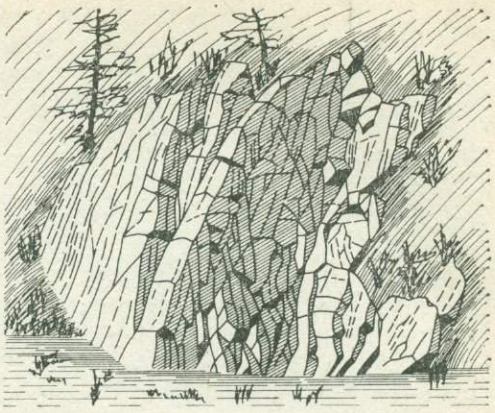


Рис. 20. Плиты отседания в зоне молодого сброса на восточном борту Ашингинской долины-грабена (Хэнтей-Даурская горная страна).

В неотектонических нарушениях проявляются некоторые специфические процессы. В частности, отседания скальных блоков в верхних частях зон молодых крутопадающих разломов путем их отслаивания от основных массивов, наклона по склону и последующего осыпания или обваливания. Примером может служить ситуация на восточном борту Ашингинской долины-грабена в Забайкалье. Здесь наблюдаются протяженные трещины с крутым (75°) падением к днищу долины, секущие каменноугольные песчаники и алевролиты. Трещины оформляют скальные стенки высотой до 40 м и разбивают коренные породы на пластинчатые блоки мощностью 0,3—0,8 м. Поверхности трещин притерты. Многие трещины имеют зияющие полости, величина зияния увеличивается вверх по склону, образуя тонкие и протяженные пластины отседания. Последние разбиты диагональными сколовыми трещинами (рис. 20). В основании скальных стенок располагается мощный коллювиальный шлейф, сформированный за счет обрушений плит отседания. Объемы отдельных обрушений достигают 700 м³.

На абразионно-тектонических уступах Приохотья отседание пластинчатых скальных блоков — обычный процесс. Оно проявляется в верхних частях уступов, удаленных по высоте и по горизонтали от береговой линии. Абразионное воздействие моря на берега подобно процессу педиментации и обусловливает отступание клифов снизу; благодаря образованию волноприбойных ниш происходит выкрашивание и обрушение нижних частей клифов. Процессы отседания, напротив, выполаживают верхние части абразионно-тектонических уступов, и в местах широкого их проявления береговые склоны часто покрыты крутыми коллювиальными шлейфами. Скальные стенки, оформленные по продольным крутопадающим трещинам, в известной мере бронируют нижние части склонов от абразии, поскольку они ориентированы по нормали к направлению волнового воздействия.

Причину отседания скальных пластин-блоков в зонах неотектонических разломов следует связывать с молодыми перемещениями. При открытых боковых поверхностях зон разломов перемещения по сместителям должны приводить к вращению приповерхностных блоков. Верхние части пластин должны отходить от скального массива, стимулируя тем самым явления отседания. Короткие диагональные сколовые трещины способствуют вращению пластин-блоков, их отседанию и последующему обваливанию (см. рис. 20).

Другой процесс, протекающий на тектонических уступах,— гравитационные перемещения скальных масс. Особенно распространены эти яв-

ления в виде скальных оползней и гравитационных надвигов на фронтальных уступах новейших надвигов [Пшенин, 1973]. Они свойственны и зонам сбросов, когда в них имеются трещины, пологопадающие в направлении уклонов уступов. Чаще происходят медленные малоамплитудные гравитационные смещения крупных блоков с дезинтеграцией коренных пород, последующим осыпанием их по склонам и формированием коллювиальных шлейфов. Абразионно-тектонический уступ западного берега Татарского пролива у пос. Терней контролируется системой сближенных трещин, делящих коренные породы на плитчатые блоки. Полости трещин выполнены рыхлым щебнеподобным тектонитом. Кроме крутопадающих продольных наблюдаются редкие, но протяженные трещины с ровными поверхностями, имеющими падение в сторону берега. По этим трещинам и происходит сползание скальных блоков, хорошо видимое благодаря существованию своеобразных складок напора в плитчатой массе.

Третья особенность зон неотектонических разломов — поглощение ими рыхлого материала с поверхности. Оно определено, очевидно, отседанием скальных пластин и смещением склоновых отложений и продуктов выветривания в открывающиеся полости трещин. В верхних частях зон молодых разломов наблюдаются клиноподобные блоки коренных пород, над которыми располагаются небольшие щели и просадки земной поверхности, обусловленные погружениями этих блоков.

Отседания и гравитационные сползания скальных блоков, поглощение рыхлого материала зонами разломов — эти явления широко распространены в плейстосейстовых зонах сильных землетрясений [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Сейсмическое районирование..., 1977], во время которых они приобретают ускорение.

Зоны молодых разломов, перекрытые рыхлыми отложениями, также способствуют развитию специфических процессов, порой опасных для искусственных сооружений. Это разнообразные криогенные процессы вдоль обводненных зон молодых разломов. В Забайкалье над зонами разломов, перекрытых рыхлыми отложениями и дешифрируемых на аэрофотоснимках, часто обнаруживаются обломки тектонитов, причем обломки окружающих пород отсутствуют. «Всплывание» материала зон разломов осуществляется благодаря криогенным процессам. В бассейне р. Блудной (Забайкалье) в межгорном грабене, выполненном верхнеюрскими — нижнемеловыми конгломератами и песчаниками, дешифрируется разлом северо-восточного простирания. Разлом контролирует границу между предгорной пологонаклонной аккумулятивной равниной с мощностью рыхлых отложений до 20 м и широкой поймой, где мощность аллювия достигает 30—40 м. Вдоль линии разлома наблюдаются наледи, гидролакколиты и термокарстовые озера. Здесь же встречены своеобразные ледяные диапиры, блоки льда, подобные сахарным головам и протыкающие пойменные отложения. Над поверхностью поймы они имели высоту до 1 м при диаметре основания около 1,3 м. Ледяные диапиры были покрыты тонкими слоями влажного промытого песка со следами оплывания, что ясно указывало на недавнее их появление на поверхности поймы (время наблюдения 25 мая 1965 г.). Такие ледяные диапиры, равно как и сопутствующие им криогенные процессы, могут вполне транспортировать сквозь мощный чехол рыхлых отложений обломки пород, слагающих обводненные зоны молодых разломов.

Среди разнообразных видов неотектонических нарушений особое место занимают долины-грабены. Это узкие надразломные относительные погружения с крутыми бортами (тектоническими уступами), заложенные по краевым сместителям широких зон молодых разломов. Отношение длины к ширине у долин-грабенов превышает 10 : 1; это линейные элементы неотектонической структуры. К долинам-грабенам приурочены стволовые реки; в районах альпийского рельефа эти относительные погружения проработаны долинными ледниками и обозначаются термином «грабен-троги» [Щербакова, 1973]. Днища долин-грабенов чаще заняты узкими аллювиальными равнинами. Наблюдаются долинные педименты, привя-

занные к уровням пойм или низких надпойменных террас. Нередко они образуют самостоятельный ярус рельефа с характерным ландшафтом островных гор, например в Жабхаринской поперечной долине-грабене, пересекающей по зоне регионального разлома Борщовочный хребет в Забайкалье [Уфимцев, Сизиков, 1968]. В Северном Приохотье днища прибрежных долин-грабенов, например Сигланской, заняты ингрессионными бухтами и предгорными педиментами, образующими полосу наклонных равнин от берега до подножий краевых тектонических уступов (см. рис. 7).

Долины-грабены, будучи надразломными погружениями, и морфологически и по способам образования представляют собой шовные зоны, по Е. Е. Милановскому [1962], и отвечают третьей и четвертой группам классификации тектонических долин М. В. Пиотровского [1968а].

По морфологии и способам образования долины-грабены можно разделить на два основных типа. Первый — это участки, отстающие в воздымании относительно сопредельных блоков. Днища таких долин-грабенов заняты обычно низкогорьями, в которые врезаны долины стволовых рек. Высоты краевых тектонических уступов редко бывают значительными. Такие долины-грабены — характерные элементы неотектонических структур больших сводовых и глыбовых поднятий. Поскольку они лишь отстают в воздымании относительно окружающих поднятий, то мощности аллювия в днищах долин магистральных рек невелики и редко превышают нормальную мощность аллювия. В разрезах преобладает грубообломочный аллювий. По простиранию такие долины-грабены переходят в глубокие водораздельные седловины (блокоразделы).

Второй тип долин-грабенов — это узкие шовные грабены, днища которых заняты аллювиальными равнинами и долинами, педиментами и педипленами. Участки низкогорий редки и обычно наблюдаются в местах пересечений разломов, представляя собой осложняющие горсты. Краевые тектонические уступы нередко имеют значительную высоту, поскольку разделяют горный рельеф и низкие аккумулятивные и денудационные равнины. Наличие педиментов указывает на важную особенность развития долин-грабенов — смену этапов воздымания (вместе с окружающими поднятиями) этапами тектонического покоя. По простиранию такие долины-грабены ограничиваются поперечными разломами, либо выходят в широкие внутригорные понижения, занятые педиментированными низкогорьями.

Какого рода молодые разломы отображаются в неотектонической структуре в виде узких шовных долин-грабенов? Возможны два ответа. Во-первых, долины-грабены могут развиваться в результате омоложения широких зон региональных разломов. При дифференцированных блоковых воздыманиях омоложение могут испытать лишь краевые сместители разломов, а центральные части их зон будут испытывать либо относительное погружение, либо чередования замедленных поднятий с этапами «тектонического покоя». Другого вида долины-грабены являются морфологическими выражениями клиньев трещиноватости приповерхностных частей зон крупных неотектонических разломов. В условиях общих воздыманий такие широкие клинья трещиноватости могут испытывать относительные опускания и образовывать шовные грабены.

Антиподы долин-грабенов — шовные горсты — встречаются реже. Обычно это линейные системы небольших горстов, разделяющие неотектонические опускания. На юге Забайкалья Зун-Торейская и Барун-Торейская впадины разделены узким (не более 1 км шириной) линейным горстом, приуроченным к зоне регионального разлома северо-западного простирания. Аналогичные шовные горсты наблюдаются в Удыль-Кизинской впадине. Здесь, на левобережье Амура, протягивается на 75 км полоса горстов (горы Нячли, Муравьиная) шириной не более 5 км. Она разделяет два участка молодых погружений и продолжается на северо-восток под чехлом неоген-четвертичных отложений.

Суммируя изложенное, можно сказать, что неотектонические нарушения — это комплексные образования, включающие молодые разломы с

характерными для них тектонитами и широкими зонами в виде расширяющихся вверх клиньев из сместителей и статических трещин. Эти разломы имеют различное геоморфологическое выражение, и в их выходах на земную поверхность активно протекают своеобразные процессы — отседания и гравитационные смещения скальных блоков и погружения в полости зон разломов рыхлых продуктов выветривания и клиновидных блоков коренных пород.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФОРМЫ. ОБЗОР НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ ВОСТОКА СССР

Создание классификации неотектонических форм на уровне зон наиболее перспективно путем изучения неотектоники обширных регионов и выделения тектонотипов. Чем разнообразнее рельеф изучаемого региона, тем более полной и исчерпывающей будет соответствующая классификация неотектонических зон. Восток СССР — удобный полигон для решения подобного рода задачи. Приводимая морфологическая классификация неотектонических форм на уровне зон является одним из результатов исследований (табл. 4).

Полнота региональных моделей неотектонических структур обеспечивается не только морфологическими характеристиками, но и реконструкциями развития и происхождения. При описании неотектоники региона наряду с морфологической характеристикой неотектонических форм затронуты их историко-генетические характеристики. Поскольку в моделях неотектонической структуры крупных регионов главным образом отображаются неотектонические зоны, основное внимание уделено описанию этих форм. В материковой глобальной ступени, рельеф которой изучен хорошо, возможно выделение разновидностей неотектонических зон. Для районов, где проведены детальные наблюдения, возможно описание неотектонических форм, принимаемых неделимыми в обзорном анализе, и малых форм.

ОБЛАСТИ ГОРООБРАЗОВАНИЯ МАТЕРИКОВОЙ СТУПЕНИ

Разделение материковой ступени на области горообразования и равнинно-платформенные осуществлено по градиентам тектонического рельефа. В равнинно-платформенных областях градиенты его не превышают 0,018, для областей горообразования характерны значения от 0,048 до 0,064.

Большие сводовые поднятия

Многие нагорья Дальнего Востока (хребты Становой, Олекминский Становик, Верхоянский, Сунтар-Хаята, Срединный Камчатки, Корякское нагорье и горы Западной Чукотки, группа хребтов Ям-Алинь и Эзоп в Приамурье) имеют близкое неотектоническое строение. Во Внутренней Азии к таким горным сооружениям относятся Хангайское и Хэнтей-Даурское нагорье, Западный и Восточный Саяны. Эти горные поднятия обладают двускатностью, выраженной даже при значительных изменениях абсолютных высот их подошв, как это наблюдается у Верхоянского и Станового хребтов. При значительной генерализации тектонического рельефа эти горные поднятия отображаются сферическими поверхностями большого радиуса кривизны — более 1000 км (рис. 21), что указывает на их сводовую природу и позволяет выделить в качестве б о л ь ш и х с в о д о в ы х п о д н я т и й (рис. 22). Эти неотектонические формы одинаково выражены в строении речной сети — им свойствен центробежный решетчатый тип рисунка гидросети при спрямленных осевых водораздельных линиях или центральных орографических узлах (см. рис. 9). Во

Таблица 4

Классификация неотектонических форм Востока СССР и прилегающих акваторий

Разновидности неотектонических зон	Неотектонические зоны	Неотектонические области	Глобальные ступени рельефа
1	2	3	4
Удлиненные (хэнтей-даурский тип)	Большие сводовые поднятия		
Изометричные (восточно-забайкальский тип)			
Линейные (кавказский тип)			
	Полусводы		
	Сводово-глыбовые поднятия		
Ступенчатые удлиненные (тайгоносский тип)			
Линейные (джагдинский тип)			
Системы линейных горстов, ступеней и долин-грабенов (сетте-дабанский тип)	Большие глыбовые поднятия		
Асимметричные (джугджурский тип)		Горообразования	Материковая
Зоны сводов и впадин (забайкальский тип)			
Рифтовые зоны (байкальский тип)			
Зоны глыбовых поднятий и впадин (приохотский тип)			
Зоны поднятий и долин-грабенов	Зоны поднятий и впадин		
Впадины и сопровождающие их горсты и ступени (амгуэмский тип)			
Блоковые поля			
—	Зоны складок		
	Большие впадины		
Предгорные ступени			
Предгорные пологонаклонные пьедесталы			
Системы погруженных блоков	Краевые зоны	Равнинно-платформенная	
Системы ступеней, пьедесталов и погруженных блоков			
Зоны предгорных складок			

Окончание табл. 4

1	2	3	4
Линейные прогибы (типа впадины ТИНРО)	Большие впадины	Равнинно-платформенная	Материковая
Предгорные прогибы			
Изометричные впадины			
Простые щитообразные поднятия	Большие щитообразные поднятия		
Щитообразные поднятия, осложненные горстами и долинами-грабенами			
Общие поднятия	Зоны локальных неотектонических форм		
Общие погружения			
Системы флексур и тектонических уступов	Континентальный склон		
Континентальные склоны с погруженными блоками			
Континентальные склоны со ступенями и впадинами			
—	Вулканическо-тектонические поднятия островных дуг		Переходная
	Ступенчатые глыбовые поднятия		
	Материковые бордерленды		
	Глубоководные желоба		
	Глубоководные впадины окраинных морей		
	Вулканические хребты	Горообразования	Океаническая
	Краевые океанические валы	Равнинно-платформенная	
	Зоны локальных неотектонических форм		

Внутренней Азии и на Дальнем Востоке значительная часть материкового водораздела приурочена к осям больших сводов. На этих отрезках материковый водораздел обладает не только прямолинейностью, но и устойчивостью местоположения во времени. В пределах больших сводовых поднятий материковый водораздел испытывает во времени лишь незначительные перемещения в связи с локальными перестройками в верхних звеньях гидросети [Уфимцев, 1972]. Эти формы, если они расположены в стороне от материкового водораздела, также играют роль распределителей стока. Обычны огибания крупными реками периклиналей сводов, как это делает р. Томпо на юго-восточной периклинали Верхоянского свода. Овалы центробежной гидросети, свойственные большим сводовым поднятиям, как правило, обладают симметричным строением. В их центральных частях находятся бассейны с субпараллельно расположенными стволовыми водотоками. На периферии распространены асимметричные центробежные овалы 2-го порядка, указывающие на существование неотектонических форм с различной шириной крыльев.

Огибающая поверхность большого радиуса кривизны передает главную особенность морфологии сводовых поднятий — наличие общего пологого изгиба (вздутия), осложненного неотектоническими формами низких рангов. Это асимметричные или ступенчатые глыбовые поднятия, прямые и наклонные горсты, редко полусводы, ступени и долины-грабены. Эти неотектонические формы образуют устойчивые сочетания, хорошо видимые на совмещенных поперечных профилях вершинной поверхности (рис. 23). Неотектонические формы располагаются так, что огибающая сферическая поверхность скользит по внешним крыльям краевых глыбовых поднятий или полусводов, а в центральных частях касается высоко поднятых блоков. Показательны поперечные профили Хэнтей-Даурского свода (см. рис. 23, *а*, *б*), где огибающая сферическая поверхность совпадает с вершинной поверхностью широкого юго-восточного склона Пограничного хребта. В центральной части свода она касается горстов гор Сопкаян, Хонин-Чулуна, Ширеты, Кумыльского и Быстринского гольцов. На северном крыле свода располагается асимметричное поднятие Асинского хребта. Здесь огибающая поверхность скользит по краевой части Асинского поднятия, где заметен флексурообразный изгиб, и далее на юг касается осевого горста Асаканского гольца (см. рис. 23, *б*). В других случаях между краевым блоком и осевым горстом располагаются дополнительные горсты, как бы обрисовывающие положение сферической огибающей поверхности (см. рис. 23, *а*).

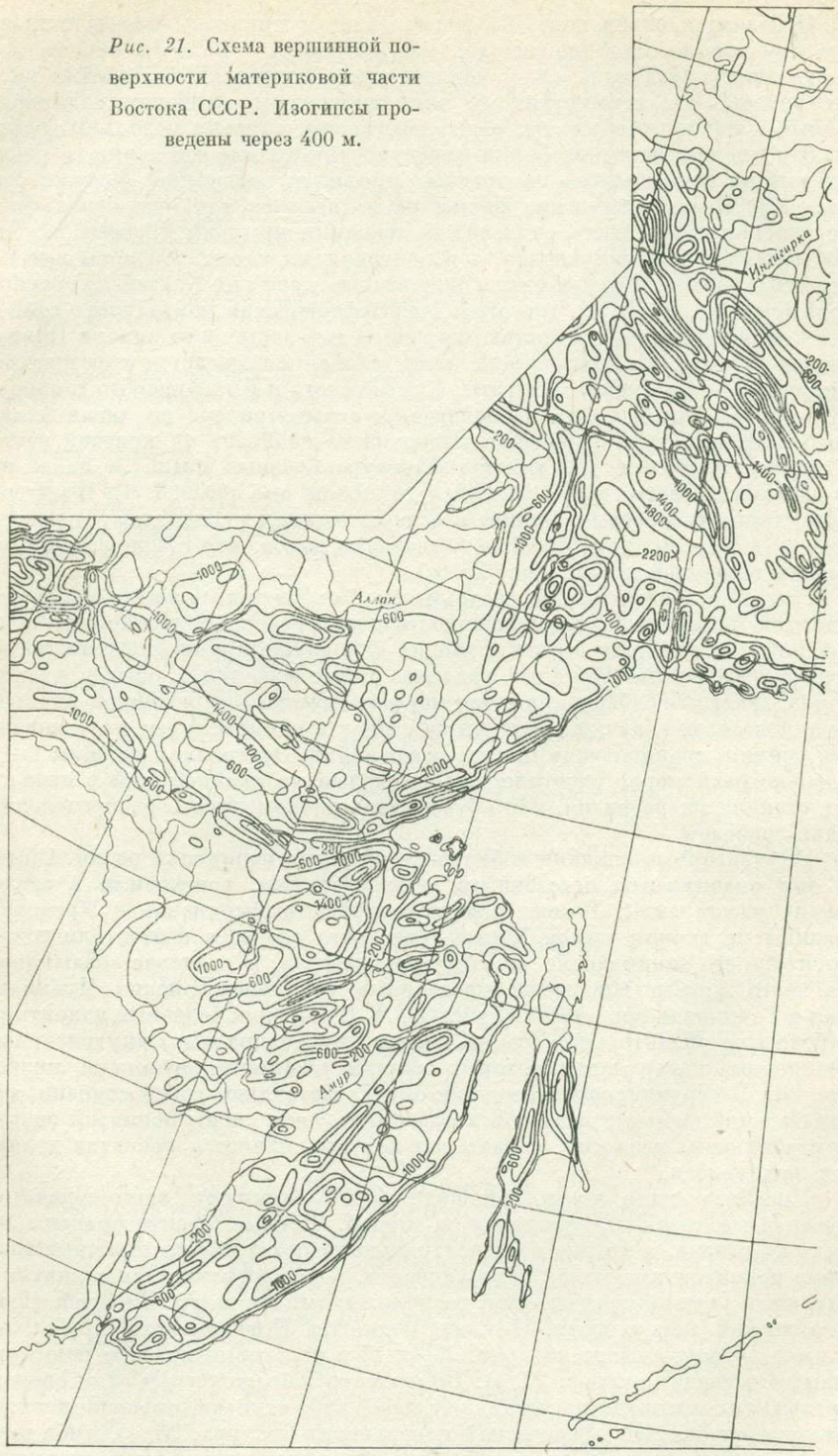
Другой особенностью неотектонической структуры больших сводовых поднятий является распространенность долин-грабенов, равномерно размещенных по площади и фиксирующих положение крупнейших неотектонических разломов. Крупные разломы имеют падения к осевым частям сводов. Долины-грабены являются морфологическим выражением клиньев трещиноватости главных разломов на сводах и компенсируют растягивающие усилия, возникающие при их воздымании. Эти усилия должны быть довольно равномерно распределены на сводах, по крайней мере в начальных стадиях их развития, чем обусловлена равномерность распределения долин-грабенов.

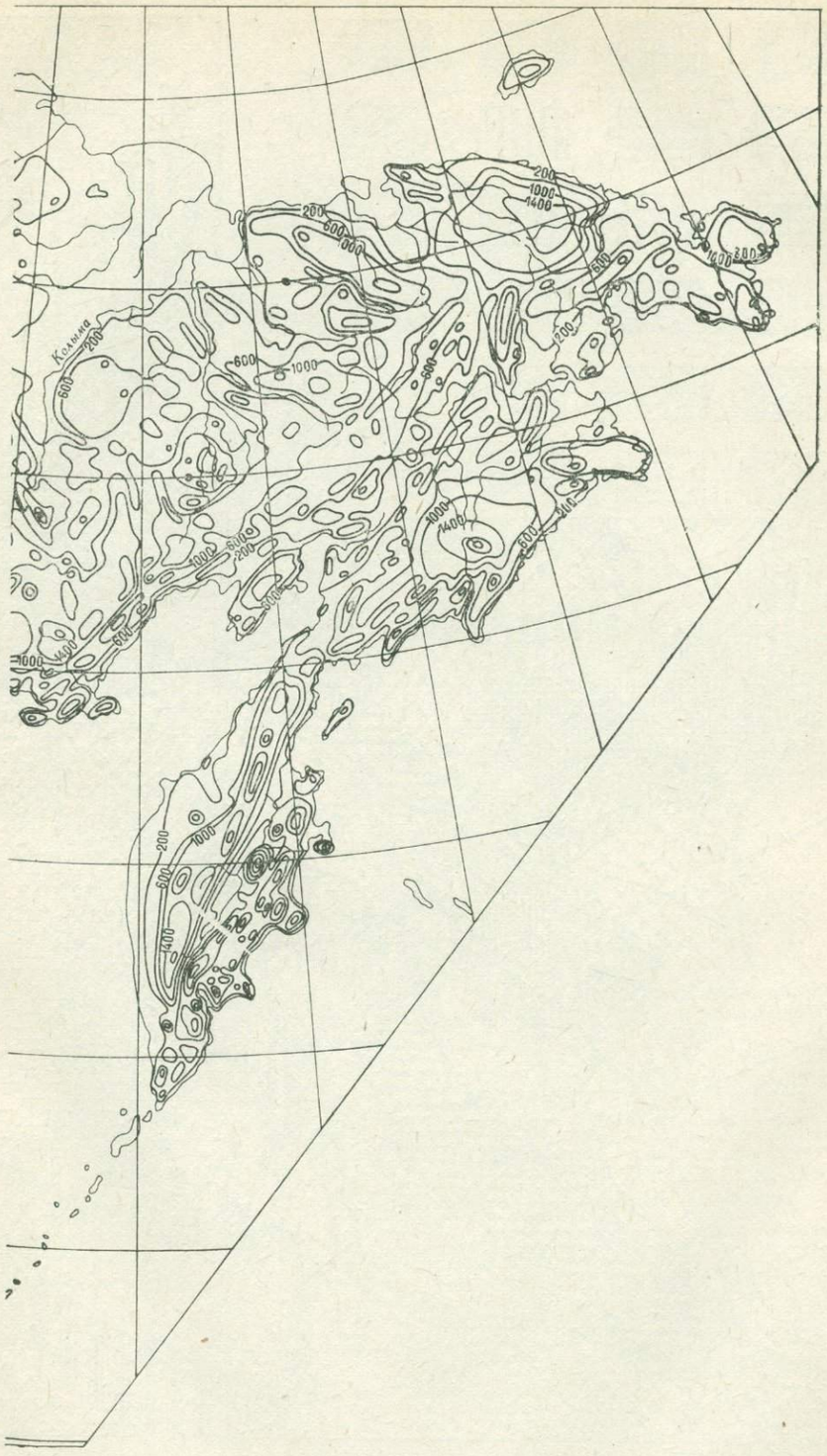
Внутригорные впадины в больших сводовых поднятиях редки. Обычно они оказываются остаточными образованиями, вошедшими в своды при их расширении. Таковы верхнемезозойские Кыринская и Урейская впадины на южном крыле Хэнтей-Даурского свода, в неотектонической структуре его занимающие место долин-грабенов. В сводовое воздымание Станового хребта вовлечены предгорные верхнемезозойские Чульманская и Токинская впадины (см. рис. 23, *г*). В больших сводовых поднятиях встречаются значительные (сотни километров квадратных) внутригорные понижения, поверхности которых заняты педиментированными низкогорьями. В структурном отношении они представляют собой ступени, испытывающие либо отставание в воздымании, либо смены поднятий эпохами стабильного развития, следствием которых является развитие долинных педиментов.

Преобладающие части больших сводов занимают асимметричные, ступенчатые глыбовые поднятия и горсты. Первые распространены на крыльях сводов, а вторые в их центральных частях. Асимметричные глыбовые поднятия имеют две разновидности. К первой относятся поднятия с широкими внешними крыльями, располагающимися на уровне огибающей сферической поверхности. Таковы поднятия Пограничного хребта на Хэнтей-Даурском своде (см. рис. 23, *а*, *б*) и некоторые краевые поднятия Станового свода (см. рис. 23, *в*). Внутренние (обращенные к осям сводов) крылья этих поднятий представляют собой либо ступени, опущенные относительно огибающей сферической поверхности (см. рис. 23, *в*), либо наклонные поверхности, сопрягающиеся с внешними крыльями посредством угловатых перегибов (см. рис. 23, *б*, *в*). Характер сочленения указывает, что форма внутренних крыльев краевых асимметричных поднятий есть следствие перемещений по сближенным сбросам.

Краевые асимметричные глыбовые поднятия другой разновидности являются системами наклонных горстов и ступеней, последовательно опу-

Рис. 21. Схема вершинной поверхности материковой части Востока СССР. Изогипсы проведены через 400 м.





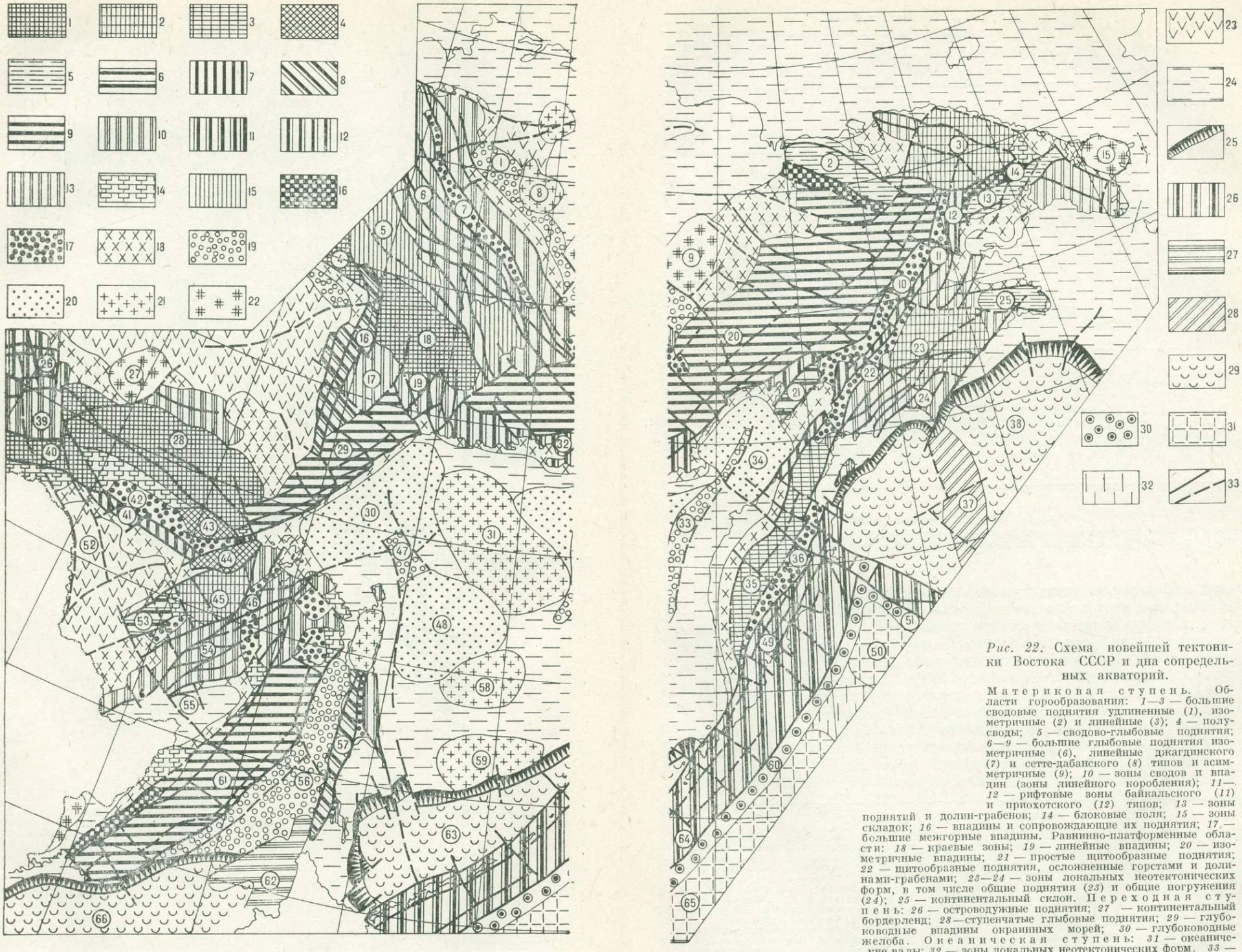


Рис. 22. Схема новейшей тектоники Востока СССР и дна сопредельных акваторий.

Материковая ступень. Области горообразования: *1—3* — большие сводовые поднятия удлиненные (*1*), изометричные (*2*) и линейные (*3*); *4* — полусводы; *5* — сводово-глыбовые поднятия; *6—9* — большие глыбовые поднятия изометричные (*6*), линейные джагдинского (*7*) и сетте-дабанского (*8*) типов и асимметричные (*9*); *10* — зоны сводов и впадин (зоны линейного коробления); *11—12* — рифтовые зоны байкальского (*11*) и приохотского (*12*) типов; *13* — зоны поднятий и долин-грабенов; *14* — блоковые поля; *15* — зоны складок; *16* — впадины и сопровождающие их поднятия; *17* — большие межгорные впадины. Равнинно-платформенные области: *18* — краевые зоны; *19* — линейные впадины; *20* — изометричные впадины; *21* — простые щитообразные поднятия; *22* — щитообразные поднятия, осложненные горстами и долинами-грабенами; *23—24* — зоны локальных неотектонических форм, в том числе общие поднятия (*23*) и общие погружения (*24*); *25* — континентальный склон. Переходная ступень: *26* — островодужные поднятия; *27* — континентальный бордерленд; *28*—ступенчатые глыбовые поднятия; *29* — глубоководные впадины окраинных морей; *30* — глубоководные желоба. Океаническая ступень: *31* — океанические валы; *32* — зоны локальных неотектонических форм. *33* — крупнейшие неотектонические нарушения. Цифрами в кружках обозначены: большие сводовые поднятия Чукотское (*3*), Вер-

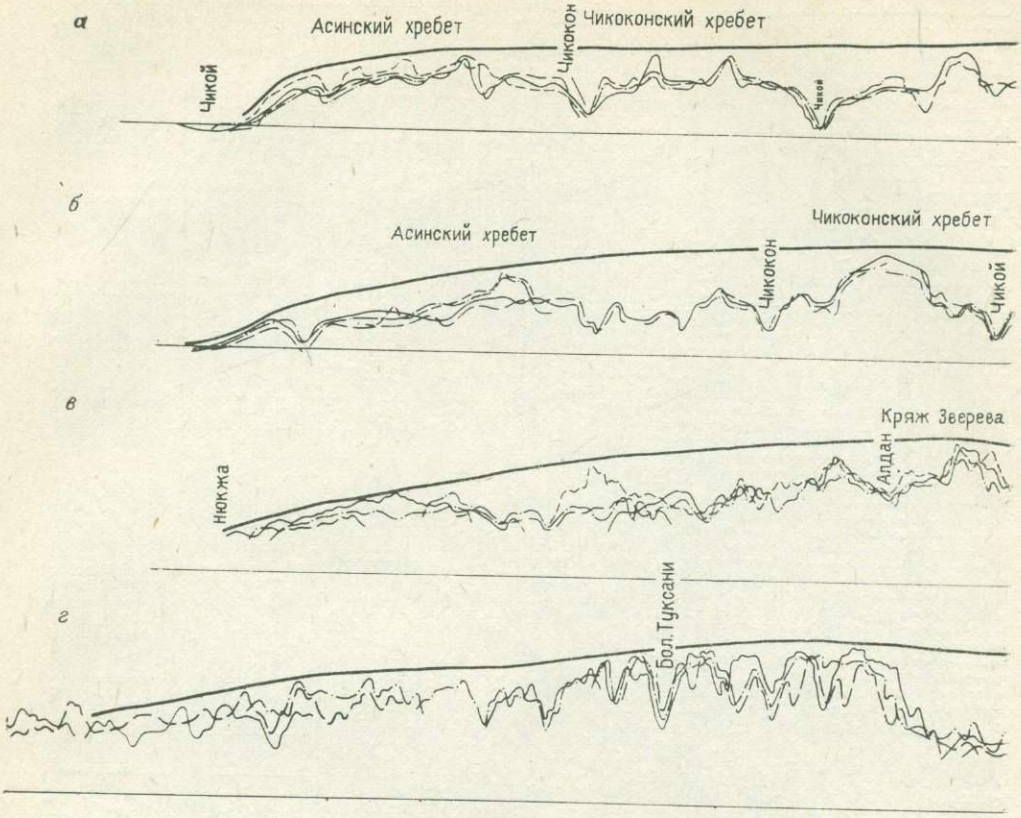
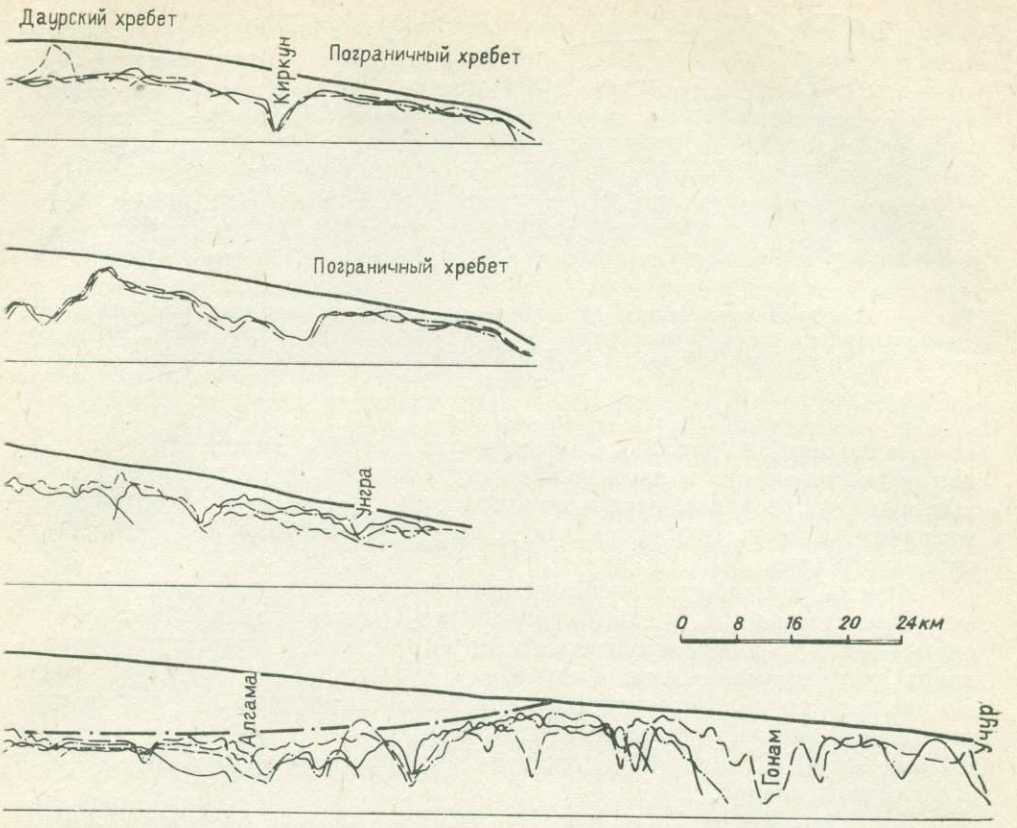


Рис. 23. Совмещенные поперечные профили Хэнтей-Даурской верхнемезозойской впадина с сохранившимся наклоном поверхности, соответствующим
Жирными линиями показаны положения сферических поверхностей общих радиусов кривизны на
ный масштаб превышает

щенных относительно друг друга по направлению к осям сводов. Представитель таких неотектонических форм — Алханайское поднятие на юго-восточном крыле Хэнтей-Даурского свода (рис. 24). Долиной-грабеном оно делится на две части. Внешнее крыло поднятия составлено системами наклонных блоков, из которых крайний расположен на уровне огибающей сферической поверхности. Остальные блоки последовательно опущены так, что создается характерное для крыльев сводов явление, которое можно назвать обратной (по отношению к общим наклонам) ступенчатостью вершинной поверхности. Осевая часть Алханайского поднятия — это горст переменной высоты, достигающий в восточной части поднятия уровня огибающей сферической поверхности (гора Алханай). Внутреннее (обращенное к оси свода) крыло поднятия представляет собой узкую сту-

Окончание подписи к рис. 22.

хоянское (4), Сунтар-Хаята (18), Корякское (23), Становое (28), Срединного хребта Камчатки (35), Олекминского Становика (40), Ям-Адинское (45); полусводы Майский (43) и Тайканский (44); сводово-глыбовые поднятия Раучуанское (2), Искатеньское (13) и Мейныпильгынское (25); большие глыбовые поднятия Пенжинское (11), Пекульнейское (12), Сетте-Дабанское (16), Колымское (20), Тайгоносское (21), Джугджурское (29), Тукурингра-Джагдинское (41), Туранское (53), Западносахалинское (57) и Сихотэ-Алинское (61); зоны сводов и впадин Черская (6), Олюторская (24), Селенга-Витимская (39) и Нижнеамурская (54); Байкальская (26) и Приохотская (32) рифтовые зоны; Юдомская (17) и Охотская (19) зоны поднятий и долин-грабенов; Янская зона складок (5); Амгуэмская зона (14); большие межгорные впадины Мома-Селенняхская (7), Пенжина-Анадырская (10); Парапольская (22), Центральнокамчатская (36), Верхнезейская (42), Эворон-Чукчагирская (46); щитообразные поднятия Алазейское (8), Юкагирское (9), Дежневское (15), Центральноалданское (27), Центральноохотское (31), Института океанологии (58) и Академии наук (59); большие впадины равнинно-платформенных областей Ожогинская (1), Северо-Западная Охотоморская (30), ТИНРО (33), Шелиховская (34), Ионы (47), Дерюгина (48), Татарского пролива (56); Амур-Зейская (52) и Среднеамурская (55) зоны локальных неотектонических форм; Восточно-Камчатское (49) и Курильское островодужные поднятия; Ширшовское поднятие (37); Япономорский бордерленд (62); Беринговоморская (38), Южноохотская (63) и Япономорская (66) глубоководные котловины; Алеутский (51) и Курильско-Камчатский (60) глубоководные желоба; поднятие Обручева (50) и вал Зенкевича (65).



ского (*а*, *б*) и Станового (*в*, *г*) больших сводовых поднятий.

сводах; жирная штрихпунктирная линия на профиле *г* — вовлеченная в сводовое поднятие То- направлению падения слоев юрских отложений. Здесь и на рис. 24, 26—28, 34—39, 42 вертикаль- горизонтальный в 10 раз.

пень, отграниченную от остаточной Урейской впадины тектоническим уступом высотой 250—300 м.

Главными элементами центральных частей больших сводов являются ступенчатые глыбовые поднятия и горсты, разделенные долинами-грабенами. Строение ступенчатых глыбовых поднятий простое — это комплексы тектонических ступеней, увенчанные в осевых частях либо протяженными горстами, либо цепями небольших горстов. Например, Чикоконское ступенчатое глыбовое поднятие имеет протяженный осевой горст, ограниченный тектоническими уступами и сопровождающими их подножия цепями водораздельных понижений — блокоразделов (см. рис. 23, *б*, 25). Над средним уровнем осевого горста возвышаются наиболее поднятые блоки Быстринского гольца и горы Ширеты. Крылья Чикоконского поднятия представляют собой тектонические ступени равной ширины, ограниченные краевыми уступами бортов сопряженных долин-грабенов. Высота уступов достигает 400 м, они являются либо слабо расчлененными крутыми склонами, либо треугольными сбросовыми фасетами. Над средним уровнем краевых ступеней возвышаются изолированные изометричные или удли-

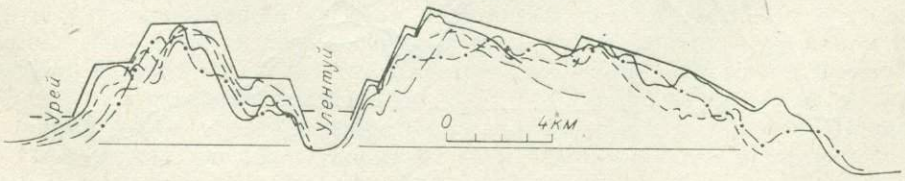


Рис. 24. Совмещенные поперечные профили Алханайского поднятия на южном крыле Хэнтей-Даурского большого свода и их структурная интерпретация (жирная линия).



Рис. 25. Северо-западное крыло Чикоконского глыбового поднятия в районе Быстринского гольца (центральная часть Хэнтей-Даурского большого свода). На переднем плане склон Куналейского хребта и Чикоконская долина-грабен. Вид с северо-запада.

ненные горсты (см. рис. 25). Симметричное строение Чикоконского поднятия обусловлено его положением на оси свода. Если ступенчатые глыбовые поднятия располагаются в стороне от осей сводов, то обычно они асимметричны. Таково Гунгуртуйское ступенчатое поднятие в Хэнтей-Даурском своде (рис. 26).

Многие большие сводовые поднятия включают и формы вулканической аккумуляции. В Срединном своде (Камчатка) вулканические массивы — одни из главных элементов неотектонической структуры. Существенна роль вулканических покровов в структуре юго-восточной части Корякского свода. Во внутриконтинентальных районах небольшие вулканические формы — долинные потоки и шлаковые конусы — известны в Становом [Казьмин, 1961], Хэнтей-Даурском [Костяков и др., 1969] и Хангайском сводах.

Большие сводовые поднятия по морфологическим признакам можно разделить на разновидности. К первой относятся изометричные Ям-Алиньское, Корякское и Чукотское сводовые поднятия, у которых огибающая сферическая поверхность образует куполообразные изгибы шириной 180—280 км и длиной 260—380 км (см. рис. 21, 22). Для сводов характерно радиально-концентрическое расположение составляющих их неотектонических форм на фоне общих куполообразных изгибов, отображенных на неотектонических картах и схемах [Чемеков, 1961; Афонский, 1970; Шило и др., 1971]. Примером может служить Ям-Алиньское сводовое поднятие. Общий куполообразный сводовый изгиб вершинной поверхности здесь осложнен радиальными и субпараллельными границам поднятия разломами. Внешние асимметричные глыбовые поднятия и ступенчатые глыбовые поднятия центральной части свода располагаются в общем радиально. Изометричные сводовые поднятия, подобные Ям-Алиньскому, аналогичны ранее охарактеризованному Восточно-Забайкальскому сводовому поднятию [Геоморфологические исследования, 1965]. Эту разновидность сводов можно называть восточнозабайкальской.



Рис. 26. Совмещенные поперечные профили Гунгуртуйского ступенчатого глыбового поднятия в центральной части Хэнтей-Даурского большого свода.

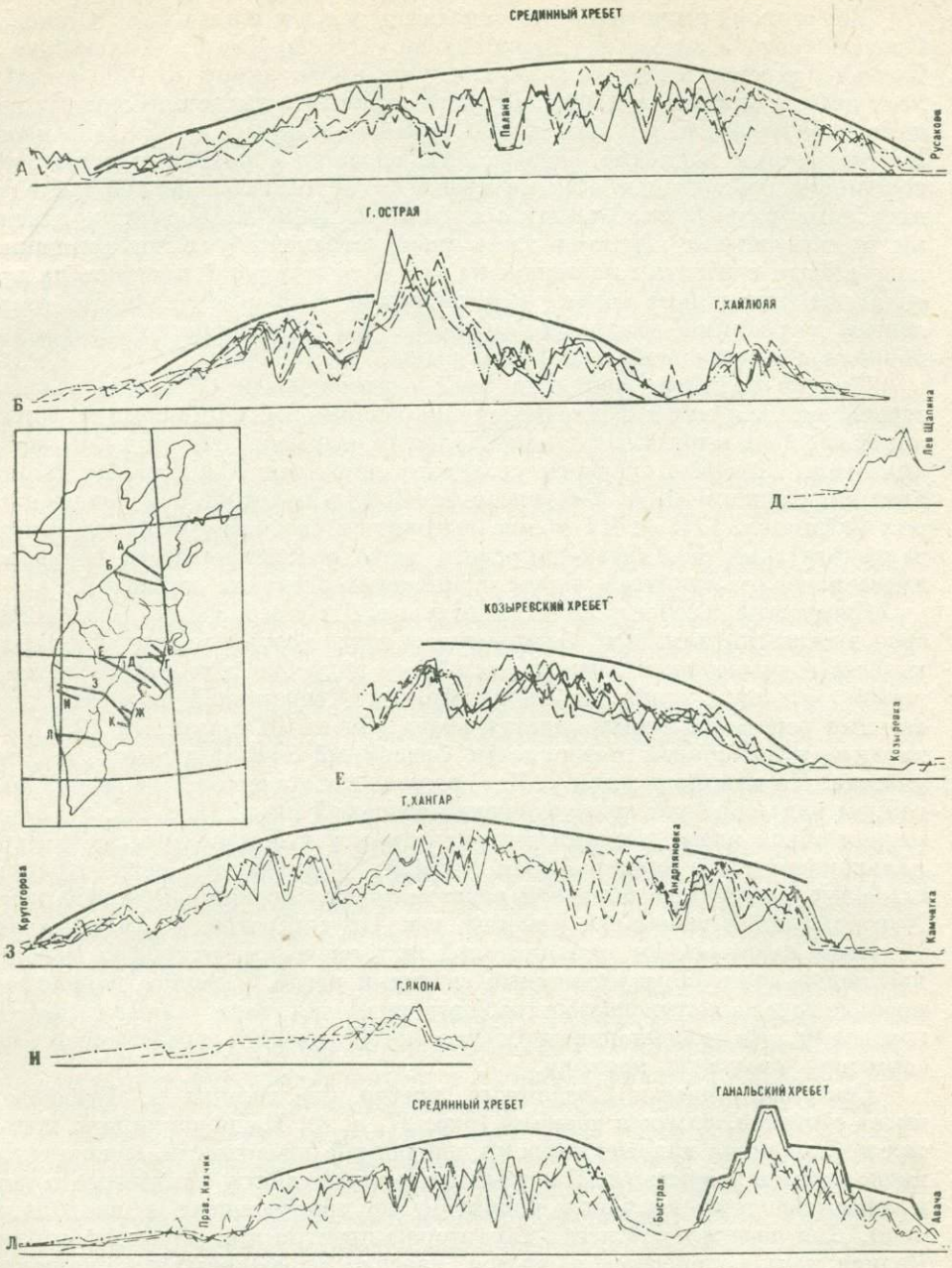
Ко второй разновидности относятся удлиненные Становое, Олекминского Становика, Верхоянское, Сунтар-Хаята, Хангайское и Хэнтей-Даурское сводовые поднятия. Они имеют длину до 1000 км и более, ширина достигает 300 км. Представителем их является Становое сводовое поднятие (см. рис. 23, *в*, *г*). Северное его крыло образовано цепью асимметричных поднятий. Нередко наблюдается обратная ступенчатость вершинной поверхности. Южное крыло свода менее осложнено неотектоническими разрывами. Наряду с асимметричными глыбовыми поднятиями и наклонными горстами здесь распространены участки вершинной поверхности с пологим наклоном на юг. В центральной части свода преобладают удлиненные горсты и ступенчатые глыбовые поднятия, разделенные глубокими долинами-грабенами. На периклиналях вершинная поверхность наклонена к подошве свода.

Другие сводовые поднятия этой разновидности обладают сходным строением. Для них характерно группирование неотектонических форм в линейные цепи и преобладание продольных разрывов. Эти своды являются аналогами Хэнтей-Даурского сводового поднятия (Забайкалье, Монголия), выделенного Н. А. Флоренсовым [1948] и подробно изученного автором [Уфимцев, 1971а]. Их можно выделить в сводовые поднятия хэнтей-даурского типа. У Хэнтей-Даурского свода неотектоническая структура имеет наиболее типичные черты удлиненных сводовых поднятий.

Срединный хребет Камчатки относится к линейным большим сводовым поднятиям. Его объединение в единое сводовое поднятие может вызвать возражение, и нам придется более подробно разобрать основания такого решения, опираясь на морфологию вершинной поверхности и сводные работы по геоморфологии этого района [Камчатка..., 1974]. По характеру вершинной поверхности Срединный хребет делится на три участка. На юге (до долины р. Ича) вершинная поверхность в генерализованном виде образует асимметричный сводовый изгиб (рис. 27, *л*). Асимметрия обусловлена высоким тектоническим уступом на границе с Центральнокамчатской впадиной. На крыльях наблюдаются асимметричные глыбовые поднятия с обратной ступенчатостью вершинной поверхности. Хорошо они выражены в районах рек Крутогоровой и Андриановой. У южной периклинали, ограниченной тектоническими уступами, вершинная поверхность образует единый сводовый изгиб. Севернее появляются простые горсты и ступенчатые глыбовые поднятия, разделенные долинами-грабенами. На рассматриваемом участке Срединный хребет имеет, несомненно, сводовую природу.

Северный участок Срединного хребта (до долины р. Русаковой) имеет строение, близкое южному (рис. 27, *а*, *б*). На периклинали поднятия наблюдаются пологие наклоны вершинной поверхности, осложненные продольными разрывами. На крыльях располагаются наклонные горсты и асимметричные глыбовые поднятия, группирующиеся в продольные цепи. Для центральной части характерны простые и ступенчатые горсты. Велика роль поперечных разрывов, нередко выраженных долинами-грабенами. В целом комплекс неотектонических дислокаций и их пространственное сочетание соответствуют структуре больших сводовых поднятий.

Для центральной части Срединного хребта характерны меньшие высоты вершинной поверхности, стратовулканы, щитовые вулканы и вулканические хребты. Вулканические постройки возвышаются над асимметричным сводообразным изгибом вершинной поверхности. На восточном склоне наблюдаются асимметричные глыбовые поднятия с наклоном вершинной поверхности на восток (Козыревский хребет). По простиранию они переходят в участки с пологим наклоном вершинной поверхности, которые к осевой части хребта сменяются вулканическими массивами. Позиция вулканических массивов указывает на их формирование в пределах грабенов, осложняющих осевую часть сводового поднятия [Вулканы..., 1972]. На западном склоне центральной части хребта наблюдается аналогичная ситуация — чередование асимметричных глыбовых поднятий,



наклонных участков вершинной поверхности и конических вулканических построек.

Центральная часть Срединного хребта имеет одновременно черты сводового поднятия и вулканической зоны. Понижение здесь высот вершинной поверхности можно объяснить относительным погружением шарнира поднятия, компенсирующим поступление на земную поверхность больших масс вулканического материала. В целом центральный участок хребта органически входит в единое линейное сводовое поднятие, осложненное крупными вулканическими постройками.

Сводовое поднятие Срединного хребта напоминает Главный Кавказский хребет, также представляющий собой линейное сводовое поднятие, осложненное неотектоническими разрывами [Милановский, 1968]. Обоим поднятиям свойственны единый характер рисунка гидросети (перистой центробежной), одинаковые сочетания неотектонических форм, а также

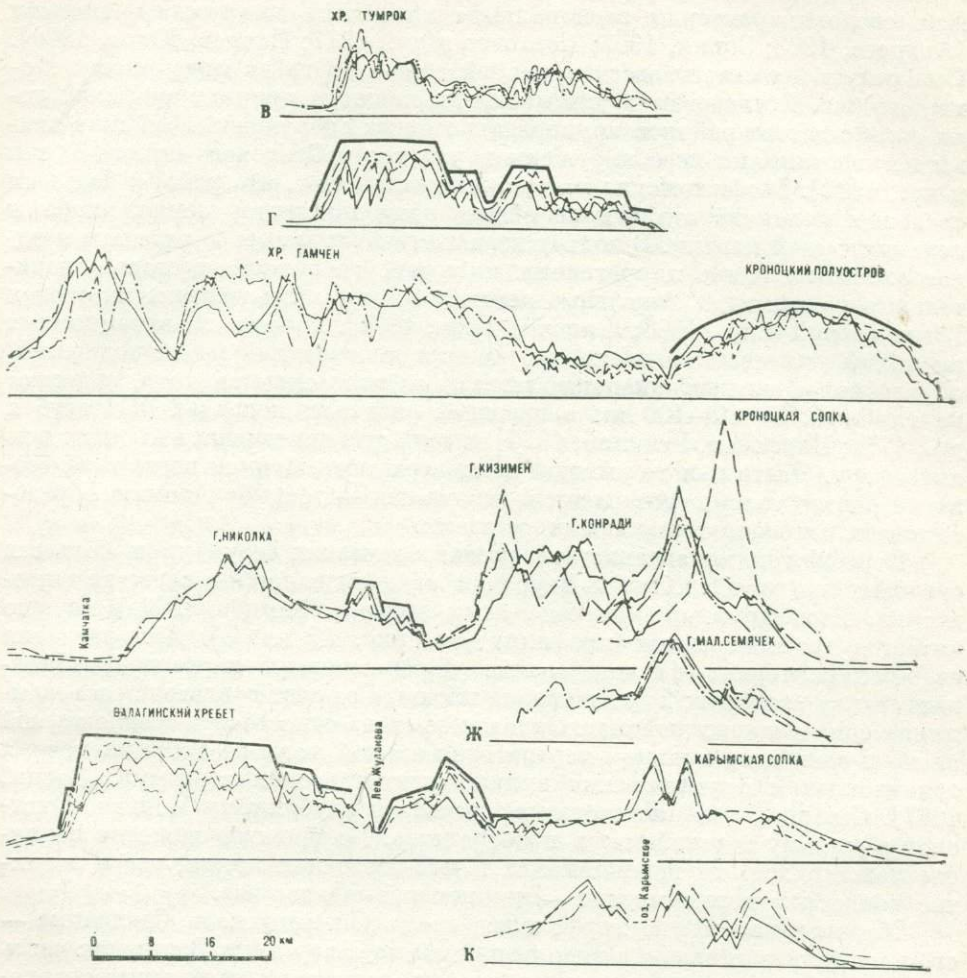


Рис. 27. Совмещенные поперечные профили неотектонических форм Камчатки и их структурные интерпретации (жирные линии). Положение профилей показано на карте-врезке.

наличие вулканических построек. Единство неотектонических форм хорошо видно при сопоставлении поперечных профилей Главного Кавказского хребта [Растворова, 1973] с совмещенными поперечными профилями Срединного хребта (см. рис. 27). По особенностям геологической структуры Срединный хребет относится к категории эпигеосинклинальных горных стран (молодых или кавказотипных, по В. Е. Хаину [1952]). Таким образом, сходство между сводовыми поднятиями Главного Кавказского хребта и Срединного хребта Камчатки не только морфологическое, но и генетическое (сводовые поднятия кавказского типа).

Отношения больших сводовых поднятий к геологической структуре сложные. Только Верхоянский свод обнаруживает пространственную совмещенность с мегаантиклинорием в породах одноименного многогеосинклинального комплекса.

Районы большинства сводовых поднятий характеризуются распространением массивов молодых гранитоидов и эффузивов орогенной стадии развития. Они указывают на глубокое преобразование структуры земной коры в орогенные стадии развития. Изометричные своды располагаются в

местах изменения простираний или на тупиковых окончаниях крупнейших элементов геологической структуры региона.

Глубинная структура районов больших сводовых поднятий изучена недостаточно, а ее модели носят, как правило, вероятностный характер. Для сводов характерны региональные минимумы поля силы тяжести [Андреев, 1963; Зорин, 1967; Малышев и др., 1977; Павлов, Юнов, 1970]. Они считаются свидетельством корней гор — прогибов поверхности Мохоровичича. Исследования указывают на сложную природу аномалий поля силы тяжести районов крупнейших горных сооружений. Сейсмическими исследованиями не обнаружены корни гор у Станового свода [Булин и др., 1975]. Геофизические материалы показывают, что районы больших сводовых поднятий отличаются общим разуплотнением земной коры и верхних частей мантии. В пользу первого говорит массовое развитие позднегеосинклинальных и орогенных интрузий гранитного состава, значительные по площади локальные аномалии поля силы тяжести на сводах [Лишневский и др., 1968; Шапочка и др., 1971]. Расчеты гравитационных аномалий указывают, что нижние кромки плотностных неоднородностей, обусловливающих региональные минимумы поля силы тяжести, залегают на глубинах до 80—100 км в пределах сводовых поднятий [Белогуб и др., 1971; Парфенов, Рейнлиб, 1976] и зоны разуплотнения включают всю литосферу. Часто они не выходят на поверхность, будучи перекрыты геологическими телами повышенной плотности — докембрийскими образованиями, эвгеосинклинальными толщами.

Перейдем к характеристике неотектонических структур и больших сводовых поднятий. Хэнтей-Даурский свод выделяется в качестве тектонотипа. Его структура (описана нами ранее [Уфимцев, 1971а]) хорошо читается на поперечных профилях (см. рис. 23, *а*, *б*). Для развития свода характерны: 1) чередование конэрозионных и конденудационных этапов развития; 2) расширение площади за счет вовлечения в воздымания сопредельных районов. Заложение свода относится к среднеюрской эпохе и совпадает с этапом переработки земной коры за счет внедрения гранитоидов и формирования вулкано-тектонических структур [Зорин, 1967]. Северная граница свода приурочена к глубинному Монголо-Охотскому разлому и устойчива в пространстве. Во времени сводовое поднятие расширялось на периклиналях и юго-восточном крыле, где в поднятие вовлечены верхнеюрские — нижнемеловые впадины.

Характерная черта морфологии свода Олекминского Становика — его изогнутость в плане в виде выпуклой на север дуги. Восточная часть свода пересекается диагональными неотектоническими нарушениями, входящими в систему Олекма-Амурского пояса линеаментов [Гришкян и др., 1977]. Конфигурация свода указывает на правосдвиговые перемещения по этой системе разломов. Большей части свода свойственна сильная денудированность. В строении междуречий большую роль играют молодые долинные педименты и педиплены. Такое строение рельефа указывает на две черты новейшего развития свода Олекминского Становика, который возник в мезозойское время. Во-первых, свод испытал кратковременное новейшее воздымание, которое сменилось относительным тектоническим покоем. Во-вторых, широкое развитие подгорных поверхностей выравнивания свидетельствует о смене орогенических условий стадией конденудационного развития. Это обусловило значительный эрозионно-денудационный срез в новейшее время. Следовательно, через долинные системы Верхнего Приамурья осуществлен вынос больших объемов продуктов выветривания.

В структуру Станового свода включены районы Чульманской и Токинской юрско-нижнемеловых предгорных впадин и соединяющих их грабенов. Последние в неотектонической структуре имеют позицию долин-грабенов. Впадины вовлечены в сводовое воздымание и в различной степени переработаны молодыми тектоническими движениями. Западная часть Чульманской впадины испытала полную инверсию, и наклон вершинной поверхности здесь обратен падению юрских отложений, так что

крылья свода морфологически сходны (см. рис. 23, *в*). Восточная часть впадины поднята в виде субгоризонтальной ступени. Общее воздымание испытывала и Токинская впадина, поверхность которой сейчас представляет собой плато, общий наклон его вершинной поверхности еще сохраняет аналогию с залеганием юрско-нижнемеловых отложений (см. рис. 23, *г*).

Срединный свод Камчатки характеризуется повышенными мощностями земной коры, определенными различными методами [Павлов, Юнов, 1970; Утнасин и др., 1975]. Начало эпигеосинклинального сводового развития относится к нижнему плейстоцену [Павлов, Семакин, 1972; Камчатка..., 1974]. Вулканические процессы не смогли затушевать или исказить основные тектономорфные черты рельефа Срединного хребта. Вулканические формы не влияют существенно на перистый центробежный рисунок гидросети, подчеркивающий сводовую природу хребта. В большинстве они приурочены к осевым долинам-грабенам. Структурная позиция вулканических массивов определяет их морфологию — это главным образом вытянутые по простиранию свода вулканические крутосклонные хребты (см. рис. 27, *б*), не имеющие пологонаклонных оснований, свойственных вулканическим массивам Восточной Камчатки (см. рис. 27, *е*, *з*, *к*). Такое соотношение вулканических форм и тектонических дислокаций показывает, что вулканические процессы протекали в зависимости от развития структуры сводового поднятия. Опускание шарнира свода на участке развития вулканических форм говорит об относительном погружении, компенсировавшем истощение периферических магматических камер.

Структура больших сводовых поднятий, их развитие и отношение к геологической и глубинной структурам позволяют предположить изостатический механизм их развития. В пользу этого свидетельствуют длительные и направленные воздымания сводов, несмотря на чередования этапов орогенеза и относительной стабильности. Это заставляет предполагать присутствие единого энергетического источника развития сводовых поднятий, существенно не меняющего своих параметров во времени. Механизм изостатического воздымания обеспечивается двумя факторами: 1) наличием корней гор; 2) существованием в литосфере районов сводовых поднятий зон разуплотнения (т. е. оно в равной мере может происходить и по схеме Эри, и по схеме Пратта). Прямая корреляционная зависимость между мощностями земной коры на сводах и суммарными площадями верхнемезозойских гранитоидных интрузий [Зорин, 1967], совпадение начала сводообразования с эпохами гранитоидного магматизма указывают на то, что неоднородности литосферы региона являются следствием процессов позднемезозойской тектонической активизации. С тех пор районы сводовых поднятий испытывают устойчивые воздымания. Свод Олекминского Становика, очевидно, использовал в своем развитии заключенные в литосфере энергетические ресурсы и сейчас испытывает денудационное разрушение.

Изостатический механизм развития больших сводовых поднятий имеет геоморфологические следствия: 1) преобладающая роль среднегорных ландшафтов; 2) характерная массивность форм гор [Флоренсов, 1978]; 3) особая водораздельная роль сводов. Последняя обусловлена направленным во времени устойчивым воздыманием сводов, которые и в эпохи горообразования и в эпохи выработки поверхностей выравнивания оставались возвышенностями и при заложении современной речной сети обусловили распределение направлений стока [Уфимцев, 1972].

Полусводы

Становое и Ям-Алинское сводовые поднятия сопровождаются своеобразными неотектоническими формами — п о л у с в о д а м и, осложненными разрывами. Полусводы надстраивают крылья сводов (см. рис. 22). У восточной периклинали Станового сводового поднятия располагается Майский полусвод, между Ям-Алинским сводовым поднятием и Удской

впадиной — Тайканский. У полусводов наклон вершинной поверхности аналогичен наклону крыльев сопредельных сводовых поднятий. Внутреннее строение полусводов определяется сочетанием поперечных и продольных неотектонических разломов, смещающих участки пологоизогнутой и наклонной вершинной поверхности.

Тайканский полусвод с юга и юго-востока ограничен разрывами субширотного и северо-восточного простираний. Максимальные высоты вершинной поверхности на полусводе — в его юго-восточной части, вблизи краевых тектонических уступов. На север и северо-запад происходит постепенное снижение высот вершинной поверхности, осложненное продольным разрывом между верховьями рек Галама и Кими, причем поднято его северо-западное крыло. Это создает обратную ступенчатость вершинной поверхности на полого изогнутой части полусвода. Осевая часть полусвода представляет собой вытянутый горст, возвышающийся на 400—500 м над окружающими блоками. Горст пространственно совмещен со сложно построенной вулкано-тектонической структурой — вулканарием, по терминологии Л. И. Красного [1972]. Восточная периклиналь полусвода, осложненная продольными разломами, несет следы изгибовых деформаций, которые определяют развитие неотектонической структуры подобного рода форм.

Сводово-глыбовые поднятия

На Крайнем Северо-Востоке СССР наблюдаются крупные горные поднятия, в которых сводообразные изгибы вершинной поверхности расчленяются многочисленными разрывами на системы поднятых и опущенных блоков. Это поднятия хребтов Искатень и Раучуанского (включая хр. Пырканай и Илирнейский кряж) и, возможно, хр. Мейныпильгынского (см. рис. 22). В общем виде эти *сводово-глыбовые поднятия* могут быть описаны, как и большие своды, огибающими сферическими поверхностями в форме вытянутых овалов (см. рис. 21). На существование пологих изгибов указывают пологие с дугообразными границами периклинали, хотя они и осложнены продольными и поперечными нарушениями. Для сводово-глыбовых поднятий характерны пологонаклонные краевые пьедесталы, осложненные горстами. От центральных частей поднятий пьедесталы отделены тектоническими уступами. Другая характерная черта сводово-глыбовых поднятий — наличие в их центральных сводообразно изогнутых частях многочисленных поперечных или диагональных разрывов и долин-грабенов. Особенности расположения блоков, разделенных этими разрывами, позволяют предполагать наличие сдвиговых перемещений. Горизонтальные перемещения диагональных блоков, вследствие которых границы поднятия имеют зубчатый характер, хорошо видны на хр. Искатень. Мейныпильгинское поднятие разделено на две части левыми поперечными сдвигами. Раучуанское поднятие разделено на секции по поперечным разломам северо-восточного простирания.

В неотектонической структуре региона сводово-глыбовые поднятия занимают близкие позиции. Они располагаются в краевых частях области горообразования и вблизи зон общего погружения равнинно-платформенных областей.

Большие глыбовые поднятия

Другие распространенные на Востоке СССР крупные неотектонические поднятия имеют глыбовое строение. Для них характерна ступенчатость вершинной поверхности, деформированной неотектоническими разрывами. По особенностям неотектонической структуры большие глыбовые поднятия делятся на ряд разновидностей. К первой относятся слабо удлиненные *ступенчатые глыбовые поднятия* Тайгоносское и Туранское (см. рис. 21, 22), имеющие сходное строение. Структура поднятий определяется сочетаниями изометричных или удлиненных сту-

пеней и горстов, образующих ступенчатые пирамиды. Роль продольных и поперечных разломов в структуре практически одинакова. Тайгоносское поднятие состоит из трех ступеней, ограниченных разрывами северо-западного и северо-восточного простираний. Каждая ступень осложнена горстами. Верхняя ступень занимает центральную часть поднятия, а средняя и нижняя концентрически обрамляют ее. В краевых частях поднятия есть небольшие погруженные блоки.

Туранское ступенчатое глыбовое поднятие имеет длину около 200 км при ширине 140 км. От Верхнебуреинской впадины оно отделено невысоким (300—400 м) тектоническим уступом, смещаемым по поперечным нарушениям, возможно, правым сдвигам. Северо-западная граница поднятия оформлена по системе кулисообразно расположенных разломов. Северо-восточное и юго-западное окончания поднятия контролируются нарушениями северо-западного простирания, являющимися частями протяженных систем разломов. Неотектоническая структура Туранского поднятия составлена тремя разновысотными ступенями, разделенными тектоническими уступами переменной высоты (от 150 до 400 м). Заложение поднятия, вероятно, произошло в конце палеозоя — начале мезозоя и во времени сопряжено с формированием батолитоподобных гранитоидных интрузий [Панасенко, 1976]. С этого времени поднятие испытывает неравномерное воздымание. Некоторые разломы Туранского поднятия могут быть потенциально сейсмогенерирующими или сейсмовозбужденными. На юго-восточном краевом тектоническом уступе поднятия обнаружены образования, морфологически подобные сбросообвалам Приохотья.

К другой разновидности ступенчатых глыбовых поднятий относятся линейные горные сооружения хребтов Тукурингра-Джагды, Пекульнея и Пенжинского (поднятия джагдинского типа). Это сочетания линейных простых или наклонных горстов и ступеней, разделенных тектоническими уступами и долинами-грабенами. Поднятия расчленяются поперечными разломами на секции, различающиеся особенностями неотектонической структуры. Тукурингра-Джагдинское поднятие состоит из трех секций — Тукурингрской, Соктаханской и Джагдинской, сменяющих друг друга по простиранию с запада на восток [Болохонцев, Уфимцев, 1974]. Тукурингрская секция состоит из системы тектонических блоков с различным высотным положением вершинной поверхности (см. рис. 12, 13). Северное крыло поднятия является наклонным на северо-восток тектоническим блоком, ограниченным с юга Гилюйской долиной-грабеном. Южное крыло состоит из прерывистой полосы блоков нижней ступени. Оно включает также неогеновую Хаимкано-Гуликскую впадину, погружение которой прекратилось в плейстоцене. Центральная часть секции представляет собой сложное сочетание блоков на уровнях средней и верхней тектонических ступеней, разделенных уступами или узкими долинами-грабенами. В блоках верхней ступени вершинная поверхность располагается на высотах 1000—1400 м. Средняя ступень состоит из небольших тектонических блоков, где вершинная поверхность образует субгоризонтальные уровни на высотах 800—1000 м. Внутригорные долины-грабены центральной части поднятия—это узкие зоны относительного погружения, освоенные продольными реками района — Гилюем и Мотовой. Здесь сохранилась узкая придолинная ступень рельефа, что позволяет определить амплитуду относительного погружения (см. рис. 13) (она составляет 200—300 м относительно средней тектонической ступени).

Западное окончание Тукурингра-Джагдинского глыбового поднятия торцово сочленяется со сводом Олекминского Становика (см. рис. 12). Продольные неотектонические нарушения глыбового поднятия упираются в протяженный разлом, оформляющий периклиналь свода. С востока Тукурингрская секция отделяется от Соктаханской поперечным неотектоническим нарушением, к которому приурочена долина р. Зеи. По Зейскому разлому граничат разновысотные ступени рельефа, для которых характерны свои спектры террасовых уровней. На юге Зейский разлом срезается Южно-Тукурингрским разломом. На севере он уходит в преде-

лы Верхнезейской впадины. Зона его освоена долиной р. Зеи, непосредственное наблюдение ее затруднено. На правом борту долины в Зейских Воротах отмечаются системы крутопадающих тектонических трещин север-северо-восточного простирания, вероятно, относящихся к краевой части Зейского разрыва. На поверхности трещин наблюдаются свежие зеркала и борозды скольжения, характер которых указывает на возможность сдвиговых смещений. На других участках наблюдаются крутопадающие (60—80°) протяженные тектонические трещины, субпараллельные направлению долины. По ним развито отседание склонов. При прохождении сейсмических волн через зону Зейского разлома происходит их затухание [Николаев и др., 1979].

Соктаханская секция поднятия (левобережье Зеи) с юга и севера ограничена тектоническими уступами высотой 200—400 м. На востоке она граничит с Огоронским поперечным погружением (ступенью), соединяющим Амур-Зейскую равнинно-платформенную область с Верхнезейской межгорной впадиной. Здесь граница секции контролируется сложным сочетанием разрывов запад-северо-западного и северо-восточного простираний. На северном крыле секции развиты наклонные на север блоки на уровне нижней и средней тектонических ступеней. Южное крыло секции представляет собой серию удлиненных блоков на уровне средней тектонической ступени (800—900 м), ограниченных с юга тектоническими уступами высотой до 500 м. Вершинная поверхность в пределах блоков в большинстве случаев обнаруживает наклон на север с перепадом высот до 100 м и более. От центральной части поднятия южное крыло отделено прерывистой полосой продольных внутригорных долин-грабенов (участок среднего и нижнего течения р. Алгаи и др.) с амплитудой относительного погружения 150—200 м.

Соктаханская секция глыбового поднятия отделена от расположенной восточнее Джагдинской секции широким межгорным поперечным понижением — Огоронской ступенью, поверхность которой является денудационными и неоген-четвертичными аккумулятивными равнинами. Это понижение заложено по системе левосторонних сдвигов, в пользу чего свидетельствует деформация плановых очертаний неотектонических форм и общая смещенность на север Джагдинской секции относительно Соктаханской.

Джагдинская секция имеет более крутое северное крыло. Здесь располагается линейный Ланский горст, ограниченный с севера одноименным разломом с многочисленными следами молодых движений. Это крутой надвиг с падением сместителя на юг. В рельефе он выражен высоким (до 1000 м и более) уступом, в восточной своей части сопряженным с долиной-грабеном. Южное крыло секции представляет собой систему разновысотных ступеней. На востоке Джагдинская секция имеет торцовое сочленение с Тайканским полусводом. Здесь субширотные неотектонические нарушения «джагдинского» направления срезаются разломом северо-восточного простирания, морфологически выраженным Шевлинской долиной-грабеном.

Особенность неотектонической структуры Тукурингра-Джагдинского поднятия — наличие краевых линейных горстов (форбергов). В рельефе они представляют собой низкогорные гряды или увалистые возвышенности, располагающиеся вдоль склонов хребта. У южного крыла поднятия форберги образуют входящие углы области горообразования в пределы равнинно-платформенной области. На правобережье Зеи система форбергов Арбинской гряды отходит на запад от нижней ступени поднятия и протягивается параллельно последнему. Форберги ограничены тектоническими уступами высотой до 300 м, заложенными по системе разломов, входящих в состав Южно-Тукурингрского глубинного разлома. Часто форберги располагаются кулисообразно. Пересекающие их реки (Арби и др.) имеют узкие антецедентные долины. Форберги приурочены к зоне Южно-Тукурингрского глубинного разлома и являются геоморфологическим его выражением.

Обратимся к анализу коррелятных отложений и спектров речных террас в долине р. Зеи, пересекающей Тукурингра-Джагдинское поднятие. Изучение геоморфологии антецедентной долины Зеи показало, что здесь распространено ограниченное число террасовых уровней, которые можно проследить на некоторые расстояния [Болохонцев, Уфимцев, 1974]. Для выявления молодых тектонических движений принимались во внимание высотные отметки террас в случаях, когда они наблюдаются в виде четких геоморфологических уровней.

Высокая цокольная терраса в долине Зеи наблюдается в виде хорошо сохранившегося геоморфологического уровня на правобережье между устьями р. Мал. Гармакан и руч. Белобородовского. Средняя высота ее 150 м. Терраса наблюдается в нижней тектонической ступени поднятия и исчезает около ее северной границы. Она сохранилась в виде горизонтальных или пологонаклонных площадок, где вскрываются валунно-галечные отложения с песчано-гравийным заполнителем. Обломочный материал хорошо окатан и не несет следов химического выветривания, что служит признаком более молодого возраста аллювия по сравнению с сазанковской и белогорской свитами Амур-Зейского плато. Возраст аллювия не древнее плейстоцена. Мощность его не превышает первых метров. Значительная высота террасы свидетельствует о воздымании Тукурингра-Джагдинского поднятия в плейстоцене не менее чем на 150 м. Минимальные ее высоты (120 м) наблюдаются в Гармаканской долине-грабене. На участках Зейских Ворот высота террасы увеличивается до 160 м, а южнее, за пределы антецедентной части долины, терраса не прослеживается. Выше устья Бол. Гармакана, в нижней тектонической ступени, высота террасы увеличивается до 160 м. Участок резкого увеличения высоты террасы приурочен к тектоническому уступу. Подобным образом изменяется высота террасы на участке пересечения долиной Зеи молодого разлома у устья руч. Известкового. Далее вверх по долине высокая терраса не прослеживается. Она развита лишь в пределах нижней тектонической ступени. Эта ступень, судя по деформациям террас и морфологии вершинной поверхности, представляет собой систему наклонных на север тектонических блоков. Значительная высота террасы в пределах Зейского ущелья свидетельствует об общем интенсивном воздымании Тукурингра-Джагдинского поднятия в плейстоцене.

Низкие надпойменные террасы наблюдаются по всей антецедентной долине Зеи. Локальные деформации террас отмечены на участках, где они прослеживаются непрерывно. На правом берегу Зеи, между устьями ручьев Белобородовского и Смирновского, на протяжении 1800 м высота низкой цокольной террасы увеличивается вверх по долине с 12 до 36 м. В этом же направлении увеличивается высота цоколя террасы с 5 до 24 м на протяжении 650 м и низкой промежуточной террасы (с 7 до 14 м). На противоположном берегу Зеи, у устья руч. Мельничного, наблюдается подобная же деформация низкой надпойменной террасы, причем последняя распадается на ряд промежуточных уровней. На рассматриваемом участке фиксируется заметный перегиб современного тальвега долины. Деформации низких надпойменных террас наблюдаются в пределах небольшого участка долины (длиной не более 2,0 км). Они приурочены к зоне молодого разлома, отделяющего нижнюю ступень поднятия от его высоко поднятой центральной части. В вершинном поясе гор разлом выражен прямолинейным уступом высотой 200 м и более. Перекосы террас обусловлены значительной шириной зоны разлома и рассредоточенным характером проявления молодых тектонических движений по составляющим его тектоническим трещинам. По-видимому, эти перекосы являются геоморфологическими следствиями существования клина трещиноватости в зоне разлома.

Другой участок деформации низкой надпойменной эрозионной террасы наблюдается на окончании антецедентной долины р. Зеи при пересечении ею Южно-Тукурингрского разлома. Высота террасы увеличивается вверх по долине с 20 до 30 м. Этот террасовый уровень, вероятно, свя-

зан со второй надпойменной террасой долины Зеи в пределах расположенной южнее Пиканской впадины. В цоколе террасы на северной окраине горы Зеи залегают выветрелые светло-серые гравелистые пески белогорской или сазанковской свиты. Разрез последних однороден. Это косослоистый конструктивный русловый аллювий без сколько-нибудь заметной дифференциации обломочного материала по крупности. Галечный материал в составе отложений играет ничтожную роль и рассеян в массе породы. Валуны отсутствуют. По латерали разрез отложений не меняется и остается таким же в непосредственной близости от тектонического уступа южного склона Тукурингры. Отсутствие грубого материала свидетельствует, что в эпоху формирования отложений Тукурингра-Джагдинское поднятие не имело расчлененного среднегорного рельефа.

Состав руслового аллювия залегающих выше отложений второй надпойменной террасы говорит об интенсивном поступлении грубообломочного материала со стороны хребта. В разрезе преобладают валунные галечники. Отсутствие выветрелости у обломочного материала показывает плейстоценовый возраст аллювия. Поэтому можно предположить, что выраженность в рельефе Тукурингра-Джагдинского поднятия относительно молода и обусловлена тектоническими движениями в плейстоцене. Судя по разрезам новейших отложений Пиканской впадины, воздымание и эрозионное расчленение хребта произошли после формирования осадков белогорской свиты. Это согласуется с существованием высоких террас в антецедентной долине Зеи.

Наблюдаемые деформации террас подтверждают глыбовую природу Тукурингра-Джагдинского поднятия и указывают на относительно недавнее (в плейстоцене) интенсивное его воздымание и переход в конэрозионную стадию развития. Смена типа неотектонического развития поднятия во времени совпадает с моментом окончания формирования плитного комплекса Амур-Зейской равнинно-платформенной области, инверсионным ее воздыманием и сопровождающим эрозионным врезом. Эти события взаимосвязаны.

Тукурингра-Джагдинское глыбовое поднятие не имеет отчетливой выраженности в поле силы тяжести, если исключить гравитационный эффект малоплотных осадков сопредельных впадин [Лишневский, 1968]. Это говорит об отсутствии под глыбовым поднятием прогиба поверхности Мохо или дефицита плотностей в литосфере относительно окружающей территории. Воздымание горной цепи Тукурингра-Джагды имеет неизостатическую природу. Наличие краевых надвигов и взбросов указывает на развитие глыбового поднятия в условиях субгоризонтального сжатия, неравномерного в пространстве и времени, что обусловило торцовый характер сочленения с другими неотектоническими зонами, деление на секции с горизонтальным их перемещением относительно друг друга. Инверсионное воздымание Амур-Зейской равнинно-платформенной области и интенсивное воздымание Тукурингра-Джагдинского поднятия в плейстоцене, вероятно, обусловлены субгоризонтальным сжатием. Возможны две причины этого процесса: 1) смещение Алданского щита и Становой зоны на юго-восток по Олекма-Амурской поперечной системе линеаментов, ограничивающей с востока Байкальскую рифтовую зону (правый сдвиг); 2) смещение на север блока Буреинского срединного массива. Это обусловило преобладание надвигов на южных крыльях Тукурингрской и Соктаханской секций и на северном крыле Джагдинской секции глыбового поднятия. Формирование последнего в условиях поперечного сжатия объясняет его морфологические особенности и отношение к геологической структуре. Оно развивается на месте сильно сжатой мезозойской геосинклинальной системы шовного типа [Кириллова, Турбин, 1979]. Само неотектоническое Тукурингра-Джагдинское поднятие по особенностям морфологии также может быть отнесено к категории шовных зон.

Модель Тукурингра-Джагдинского поднятия как глыбовой шовной зоны наилучшим образом объясняет сейсмический режим Верхнего Приамурья, сведения о котором опубликованы в ряде работ [Козьмин, 1978;

Николаев и др., 1979; Солоненко и др., 1977]. В очагах землетрясений господствует субгоризонтальное сжатие, что отличает сейсмичность региона от сейсмичности Байкальской рифтовой зоны [Козьмин, 1978]. Обратимся к анализу неотектонической позиции эпицентров крупнейших землетрясений последнего десятилетия. Гилюйское (13.VI.1972 г.; M = = 5,6—5,7) и Зейское (2.XI.1973 г.; M = 5,5—5,7) землетрясения произошли в районе торцового сочленения Тукурингра-Джагдинского поднятия со сводом Олекминского Становика, где субширотные разломы «тукурингрского» направления упираются в неотектонические разрывы, оформляющие периклиналь свода (см. рис. 12). Землетрясение 29.VI.1975 г. (M = 5,4) произошло в районе восточного торцового сочленения глыбового поднятия с Тайканским полусводом, где по геологическим данным выделяется крупный правый сдвиг, активный и на неотектоническом этапе. Последнее крупное землетрясение (16.VIII.1977 г.; M = 5,3—5,4) зарегистрировано в районе Огоронской погруженной поперечной ступени, разделяющей Соктаханскую и Джагдинскую секции глыбового поднятия. Таким образом, крупные землетрясения последнего десятилетия произошли на окончаниях глыбового поднятия или границах секций. Если этот вывод справедлив, то мы вправе ожидать сильное землетрясение на границе Тукурингрской и Соктаханской секций. Кстати, можно предполагать, что эпицентр сильного землетрясения 6.VIII.1911 г. тяготеет к южному продолжению поперечного Зейского разлома.

Аналогами Тукурингра-Джагдинского поднятия являются линейные поднятия хребтов Пенжинского и Пекульнея, сопряженные с большими межгорными впадинами и располагающиеся на границах геоструктурных областей. Пенжинское глыбовое поднятие при протяженности почти 1000 км (от мыса Пенсепель на Камчатке до устья р. Белой, левого притока Анадыря) обычно имеет ширину 15—20 км. Оно разделено поперечными нарушениями на секции, часто смещенные относительно друг друга. Границы секций представляют собой широкие сквозные понижения (относительно погруженные ступени). Секции составлены линейными, удлиненными и, реже, изометричными ступенями и горстами. Некоторые секции имеют незначительную высоту и по морфологическим особенностям подобны форбергам Тукурингра-Джагдинского поднятия. Возможно, они находятся еще на конденудационной стадии развития. Это соответствует тому, что в сопредельных впадинах (Пенжинской и Анадырской) происходит активная аккумуляция. Это говорит, скорее, об отсутствии поперечного субгоризонтального сжатия в районе. Можно полагать, что Пенжинское поднятие находится на начальной стадии развития.

Пекульнейское поднятие является продолжением Пенжинского на левобережье Анадыря и выглядит как система линейных и удлиненных ступеней и горстов. По поперечным разломам наблюдаются левосторонние смещения границ, однако само поднятие не распадается на секции. Оно находится в конэрозионной стадии развития. Вдоль западной границы поднятия проходит пологий предгорный пьедестал, а русло р. Белой в сопряженной межгорной впадине смещено в сторону от поднятия. Скорее всего, это геоморфологические следствия молодого воздымания Пекульнейского поднятия под воздействием поперечного сжатия. В это поднятие вовлечена и часть сопряженной впадины.

Сведения о неотектонической структуре поднятий джагдинского типа свидетельствуют о том, что они являются линейными шовными глыбовыми сооружениями и формируются на границах крупных геоблоков в условиях субгоризонтального сжатия. Молодость становления неотектонической структуры поднятий объясняет то обстоятельство, что они не играют водораздельной роли. В эпоху заложения современной речной сети поднятия джагдинского типа не имели заметной орографической выраженности.

К неотектоническим формам джагдинского типа морфологически близко Сетте-Дабанское поднятие вдоль границы Сибирской платформы.

Неотектоническая структура этого поднятия определяется сочетанием узких линейных горстов и разделяющих их долин-грабенов, расположенных на едином поднятом цоколе. Менее распространены тектонические ступени рельефа. Господствующее положение в структуре занимают продольные меридиональные тектонические уступы, во многих случаях парагенетически связанные с надвигами, имеющими падение сместителей на восток, под горное сооружение [Горнштейн, Гусев, 1976; Тектоническая карта..., 1973]. Вдоль западных границ Сетте-Дабанского поднятия располагаются одиночные горсты (Кыллахский и др.), отделенные от основной части широкими (до 30 км) субгоризонтальными или пологонаклонными ступенями. В центральной части поднятия горсты группируются в цепи. Поперечные разломы участвуют в структуре глыбового поднятия, но их роль менее значительна по сравнению с неотектоническими формами джагдинского типа. Лишь редкие поперечные нарушения полностью пересекают поднятие. Судя по характеру гравитационного поля, Сетте-Дабанское глыбовое поднятие не имеет корней. Морфология и структурное положение поднятия свидетельствуют о шовной его природе и формировании под воздействием субгоризонтального сжатия, обусловленного смещением на восток геоблока юго-восточной части Сибирской платформы. Это согласуется с представлениями о геологической структуре этого региона [Тектоническое районирование..., 1979].

Шовные глыбовые поднятия сетте-дабанского типа являются обычным элементом неотектонической структуры районов сочленения областей горообразования с равнинно-платформенными. Изучение мелкомасштабных телевизионных космических изображений показывает сходство с Сетте-Дабанским поднятием линейных горных сооружений на границе южноамериканских Анд и Бразильской платформы. Несомненно морфологическое сходство между Сетте-Дабанским поднятием и горным сооружением Уральского хребта, разделяющего две разновозрастные равнинно-платформенные области. На Южном Урале такие частные неотектонические поднятия, как хребты Уреньга, Вишневые горы, подобны линейным горстам Сетте-Дабана и также группируются в линейные цепи, разделенные внутригорными понижениями типа долин-грабенов.

По рельефу вершинной поверхности на Сетте-Дабанское поднятие похожи Западно-Сахалинские горы. Здесь наблюдаются протяженные цепи линейных и узких горных массивов, разделенных ступенями и долинами-грабенами. Поперечные понижения (перешеек Поясок) приурочены к крупным разломам. О неотектонической структуре Западно-Сахалинских гор есть различные представления [Александров, 1973; Соловьев, Ганешин, 1971]. Высказано мнение, что главнейшие особенности их рельефа обусловлены избирательной эрозией и денудацией [Полунин, 1968], поскольку горные массивы приурочены к выходам существенно песчаниковых толщ, а понижения — к глинисто-алевролитовым горизонтам. Относительные превышения гряд над их основаниями часто составляют 600 м и более. Горные линейные массивы в большинстве морфологически подобны обычным неотектоническим горстам, например гольцовым выступам Хэнтей-Даурского свода. Однако роль избирательной эрозии и денудации нельзя не учитывать в процессе формирования Западно-Сахалинских гор. Можно предполагать следующую модель развития их неотектонической структуры.

Если Западно-Сахалинское поднятие формируется по типу шовных зон, наибольшее воздымание будут испытывать блоки, сложенные компетентными породами (в данном случае — песчаниками). В условиях крутопадающих контактов между толщами будут развиваться межформационные надвиги, мощность зон которых в пластичных породах лежачих крыльев будет мала. Испытывающие отставание в воздымании глинисто-алевритовые толщи будут более подвержены эрозии, поскольку в них закладываются долины магистральных рек. В результате тектонические формы рельефа перерабатываются внешними агентами рельефообразования таким образом, что их морфологическая выраженность усиливается.

Сведения о глубинной структуре Сахалина не противоречат представлению о шовной природе рассматриваемого поднятия. Если для Сахалина в целом характерен прогиб поверхности Мохо, то Западно-Сахалинское поднятие располагается на крыле этого прогиба [Тулина и др., 1971]. Крупнейшие границы в земной коре, в том числе кровля консолидированного основания, под горами образуют антиклинальные изгибы, ограниченные с запада разломом. Такое поведение слоев земной коры может рассматриваться как результат поперечного сжатия.

Кроме ступенчатых поднятий, на Дальнем Востоке наблюдаются крупные асимметричные глыбовые поднятия — горные сооружения Сихотэ-Алиня, Джугджура и Колымского нагорья. Они располагаются в краевой части континента и пространственно связаны с окраинноматериковыми вулканическими поясами (Охотско-Чукотским и Восточно-Сихотэ-Алинским), которые к четвертичному времени прошли стадию активной вулканической деятельности. Асимметричное строение поднятий заключается в разной морфологии их крыльев и в том, что максимальные высоты тектонического рельефа и осевые линии смещены на восток и юго-восток, к побережьям окраинных морей. Для асимметричных глыбовых поднятий характерен центробежный прямоугольный тип рисунка гидросети и причудливо изогнутые водораздельные линии. По этому свойству поднятия резко отличаются от больших сводов (см. рис. 9). Строение современной гидросети и рисунок водораздельных линий обусловлены глыбовой природой поднятий и отсутствием двускатности, определяемой асимметрией неотектонической структуры (см. рис. 21). Отсутствие двускатности, очень характерной для больших сводов, хорошо видно на поперечных профилях (рис. 28).

Для неотектонических структур асимметричных глыбовых поднятий характерны следующие особенности. Они разделяются на две неравнозначные по площади подзоны, из которых составляющие юго-восточные крылья имеют меньшую ширину. В этих «прибрежных» подзонах преобладают протяженные продольные разломы, продольные ступенчатые глыбовые поднятия, ступени, внутригорные грабены и долины-грабены. В больших по размерам западных крыльях главное значение приобретают поперечные разломы (см. рис. 22), по которым иногда заложены крупные впадины, например Верхнебикинская на Сихотэ-Алинском поднятии. В Джугджурском поднятии выделяются два района, которые имеют различные сочетания разнонаправленных неотектонических разломов [Алексеев и др., 1977]. На юго-восточном крыле наблюдается определенное сочетание неотектонических форм, что дает основание выделить особую Прибрежную подзону Джугджурского поднятия, где преобладают продольные разломы северо-восточного простирания (рис. 29). В центральной части поднятия и на северо-западном крыле наблюдается сложная диагональная сетка неотектонических разрывов, причем существенную роль играют разломы северо-западного простирания. Эта часть поднятия составляет вторую подзону, включающую собственно хр. Джугджур и его западные предгорья (Главная тектоническая ступень поднятия).

Прибрежная подзона включает район хребтов Прибрежного и Промежуточного и внутригорные понижения в бассейнах рек Лантарь, Алдома, Немуй и др. Неотектоническая структура подзоны определяется сочетанием линейных или удлиненных ступенчатых глыбовых поднятий, группирующихся в цепи северо-восточного простирания. Цепи глыбовых поднятий отделены друг от друга или от главной ступени поднятий линейными внутригорными грабенами и долинами-грабенами. Севернее устья р. Алдомы ширина подзоны уменьшается, далее на северо-восток наблюдаются отдельные узкие глыбовые поднятия и ступени, отделенные от Главной тектонической ступени Джугджура долинами-грабенами (см. рис. 28). В подзоне две цепи ступенчатых глыбовых поднятий (хребты Прибрежный и Промежуточный).

Прибрежная цепь состоит из удлиненных или линейных поднятий, сменяющих друг друга по простиранию и разделенных долинами-грабена-

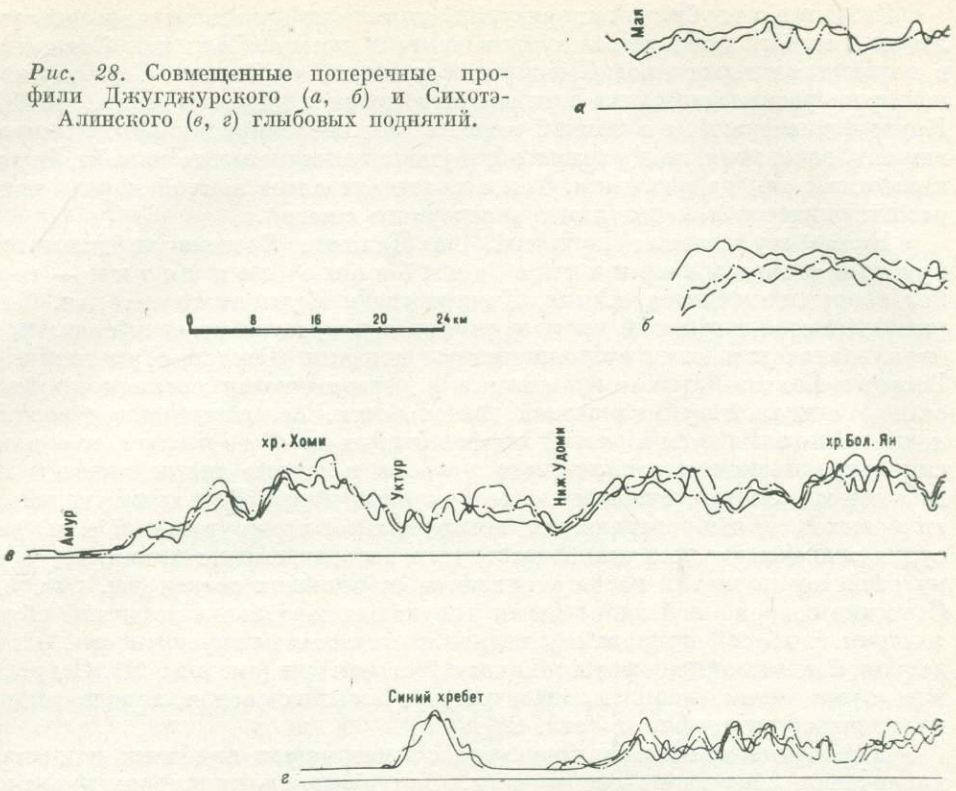
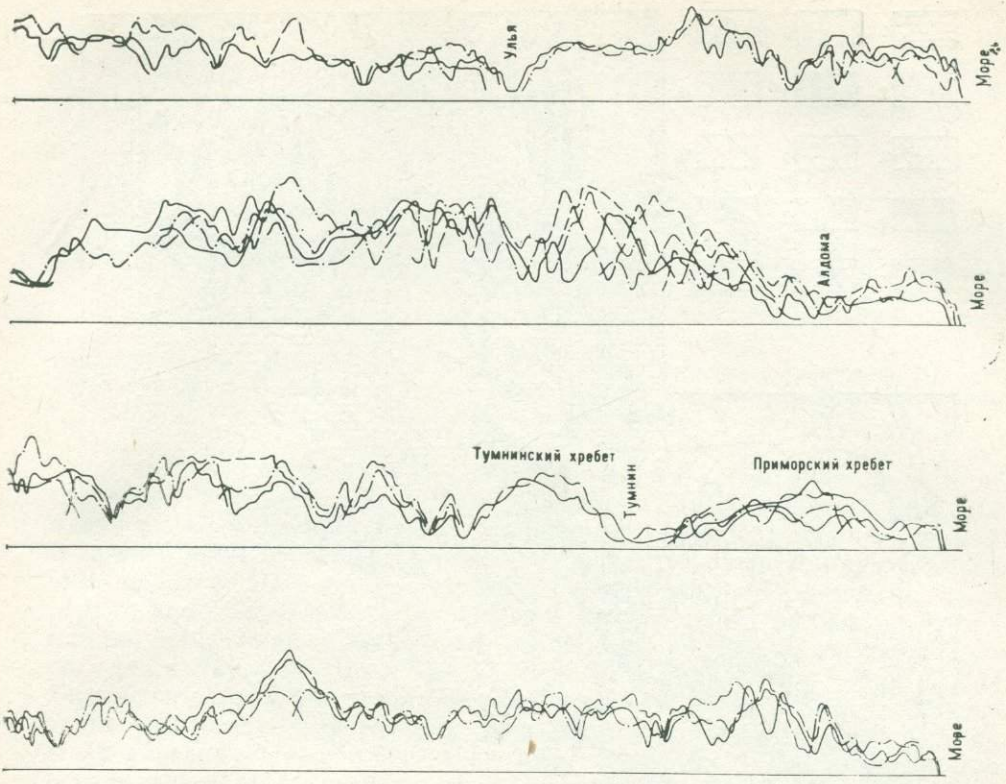


Рис. 28. Совмещенные поперечные профили Джугджурского (*а*, *б*) и Сихотэ-Алинского (*в*, *г*) глыбовых поднятий.

ми северо-западного или субмеридионального простирания. Поднятия составлены разновысотными ступенями и центральными горстами. Подобное ступенчатое строение наблюдается у Нядалинского поднятия на его северо-восточном окончании, где располагаются две тектонические ступени рельефа и центральный горстовый выступ (рис. 30). Аналогичное строение имеют другие поднятия Прибрежной и Промежуточной цепей. В обособлении низких тектонических ступеней основную роль играют продольные разломы северо-восточного простирания, а в блоках верхней ступени — разломы северо-западного простирания. Эти блоки изометричные или слабо удлиненные, часто их длинные оси ориентированы нормально к простиранию глыбовых поднятий.

Цепи ступенчатых глыбовых поднятий Прибрежной подзоны часто разделены долинами-грабенами. Это узкие линейные зоны погружения, освоенные долинами крупных рек. Характерная особенность их морфологии — широкое развитие долинных педиментов на уровне поймы или низких надпойменных террас. Ширина долин-грабенов не более 4—5 км, длина обычно превышает 15—20 км. Алдомская долина-грабен имеет длину более 80 км. Борта долин-грабенов представляют собой тектонические уступы высотой до 300—400 м, опирающиеся на долинные педименты или небольшие участки низких гор. Вершинная поверхность таких «придолинных» ступеней рельефа приближена к положениям днищ узких надразломных погружений, на основе которых развиваются долины-грабены. Когда долины-грабены выходят к границе Джугджурского поднятия с Охотоморской равнинно-платформенной областью, они расширяются и образуют относительно опущенные ступени (рис. 31). Поверхности этих ступеней являются педиментами либо предгорными педипленами. Преобладание педиментов в морфологии ступеней свидетельствует, что первичное воздымание этих блоков сменилось на стационарное состояние, способствующее выработке внутрицикловых молодых поверхностей выравнивания. В низовьях р. Кирана такие поверхности перекрыты толщей грубообломочных отложений, о генезисе и возрасте которой существуют различные представления [Чемеков, 1975].



Другой вид относительных погружений — крупные внутригорные грабены (Лантарский и др.), освоенные долинами продольных рек. В днищах грабенов мощность четвертичных отложений резко увеличивается. Ширина грабенов достигает 10 км при протяженности в 90 км и более. По простиранию они сменяются долинами-грабенами. В центральных частях грабенов располагаются аллювиальные аккумулятивные равнины на уровне поймы и низких надпойменных террас. К бортам аллювиальные равнины сменяются широкими пологонаклонными предгорными равнинами, имеющими, вероятно, сложное происхождение.

Эти равнины привязаны к уровню аллювиальных поверхностей центральных частей грабенов, а в сторону боковых долин обрываются уступами, высота которых постепенно нарастает к горному обрамлению. Данное обстоятельство не позволяет отнести предгорные наклонные равнины к категории долинных педиментов. Это предгорные равнины, видимо испытавшие тектонические деформации. В поясе равнин наблюдаются массивы низкогорья, представляющие собой относительно поднятые блоки изометричной формы. Строение вершинной поверхности указывает на существование в пределах грабенов поперечных разломов, которые служат границами участков с различной шириной, высотой и наклоном предгорных поверхностей.

Прибрежная подзона граничит с Главной тектонической ступенью Джугджура по протяженным фронтальным тектоническим уступам, высота которых нередко достигает 1000 м (см. рис. 29). Большая ширина фронтального фаса Главной тектонической ступени Джугджура показывает, что он заложен по серии субпараллельных сближенных сместителей. Это определяет ступенчатое строение уступа.

Неотектоническая структура Прибрежной подзоны обусловлена разломами северо-восточного простирания. Последние образуют систему, наиболее важными составляющими которой являются разломы внутригорных грабенов и фронтального уступа Главной тектонической ступени Джугджура. Геолого-геофизические материалы указывают на существование здесь глубинного разлома, выраженного крупной гравитационной

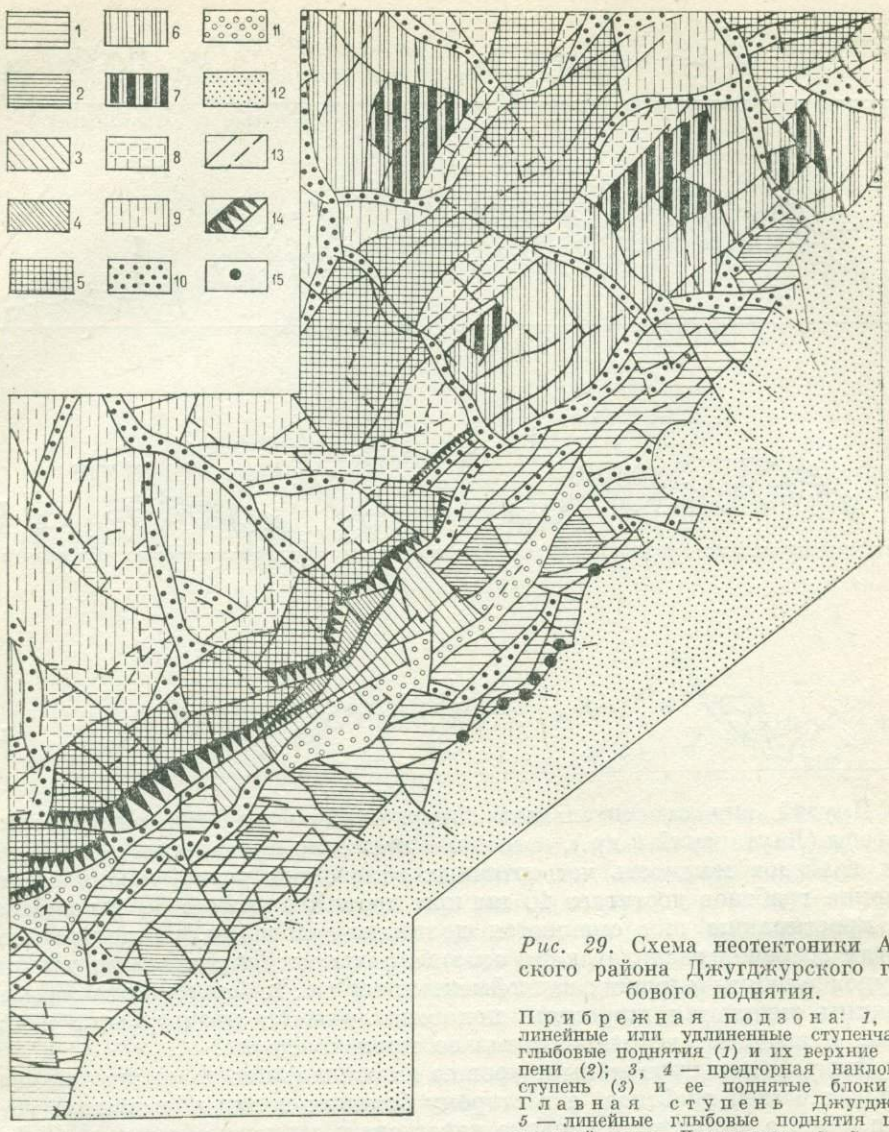


Рис. 29. Схема неотектоники Аянского района Джугджурского глыбового поднятия.

Прибрежная подзона: *1*, *2* — линейные или удлиненные ступенчатые глыбовые поднятия (*1*) и их верхние ступени (*2*); *3*, *4* — предгорная наклонная ступень (*3*) и ее поднятые блоки (*4*). Главная ступень Джугджура: *5* — линейные глыбовые поднятия центральной части Джугджура; *6*, *7* — изометричные ступенчатые глыбовые поднятия (*6*) и их верхние ступени (*7*); *8* — блоковые поля; *9* — слабо удлиненные поперечные поднятия типа «структурных мысов»; *10* — долины-грабены; *11* — внутригорные впадины; *12* — шельфовая равнинно-платформенная область; *13*, *14* — неотектонические нарушения (*13*) и высокие фронтальные уступы Главной ступени (*14*); *15* — сбросообвалы.

ступенью и определяющего пространственное размещение и структуру тел изверженных горных пород [Геологическое строение..., 1966]. Прибрежная подзона является неотектоническим выражением этого глубинного разлома. Ширина подзоны уменьшается на северо-востоке поднятия, где большая часть разлома располагается в пределах шельфа. Для границы между подзоной и равнинно-платформенной областью Охотоморского шельфа характерны небольших размеров наклонные блоки и горсты (см. рис. 30, 31). Со стороны берега они ограничены абразионно-тектоническими уступами, имеют наклоны вершинной поверхности в сторону суши и в тыловых частях ограничены разломами, оформляющими более высокие тектонические ступени. Во многих случаях окраинные наклонные горсты сопряжены с краевыми погруженными блоками шельфовой области. Это позволяет полагать, что перекосы горстов есть реакция на интенсивные погружения сопряженных блоков.

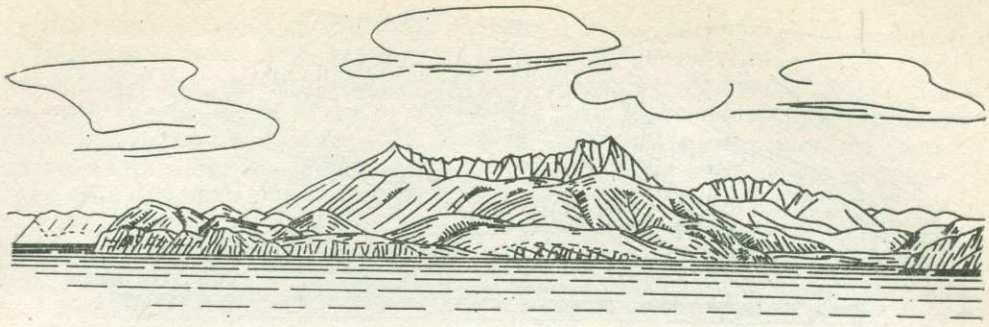


Рис. 30. Тектонические ступени рельефа на северо-восточном окончании Нядалинского глыбового поднятия в Прибрежной подзоне Джугджура. Слева наклонный горст. Вид с северо-востока.

Наклонные окраинные блоки представляют собой неустойчивые образования и легко вовлекаются в опускания при расширении равнинно-платформенной области шельфа. Незначительного погружения в условиях береговой зоны достаточно, чтобы блок начал разрушаться под воздействием абразии. При таком разрушении орогенных неотектонических форм первой испытывает распад важнейшая часть горного рельефа — его долинная сеть. Стадии разрушения окраинных горстов хорошо наблюдаются у мыса Ларганда (горст, изображенный на рис. 30) и у устья р. Бол. Бираңджи. Абразионная проработка нормальных к берегу зон трещиноватости способствует прорезанию клифами тальвегов долин, их распаду. Блок абрадируется, а в береговой зоне вскрывается продольная долина, ограничивающая его тыловую часть. Она образует на морском берегу террасовый уровень, который фиксирован аллювием и может быть назван «прибрежной речной террасой» [Уфимцев, Онухов, 1977].

В Прибрежной подзоне встречаются своеобразные малые неотектонические формы — сбрососообвалы, изученные на участке от устья р. Лантаря до мыса Ларганда [Алексеев и др., 1975б]. Приведем характеристику этих форм ввиду двух обстоятельств: 1) необходимости сбора материала для создания неотектонических классификаций на уровне малых форм; 2) подобия сбрососообвалов сейсмогенным дислокациям. Сбрососообвалы приурочены к абразионно-тектоническим уступам с малоамплитудными сбросами.

Южнолантарский сбрососообвал расположен юго-западнее устья р. Лантаря на виргации неотектонического разлома, где между ветвями этого нарушения появляется тектоническая ступень с высотами 350—360 м. Аккумулятивное тело сбрососообвала обрывается к берегу уступом высотой 40—50 м и протяженностью 1500 м, имеет треугольную форму и огра-

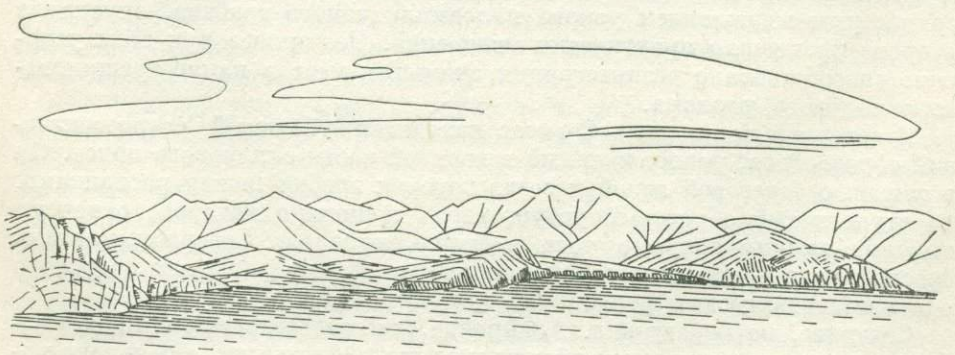


Рис. 31. Относительно опущенная и педиментированная ступень в Прибрежной подзоне Джугджура у устья р. Нячи. В центре — остаточный наклонный горст. Вид с востока.

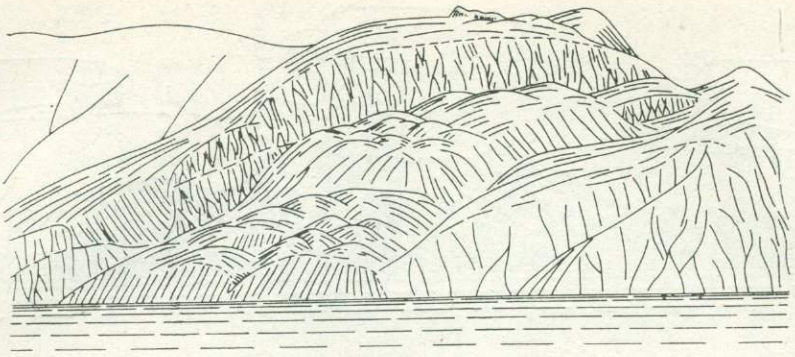


Рис. 32. Серигасский сбросообвал.

ничено стенками отрыва, между которыми в вершине треугольника расположены руины разрушенного водораздельного гребня. Тело сбросообвала представляет собой валообразные нагромождения глыб, разделенных обвальными или оползневыми стенками. Глыбы достигают 150 м³ и более. Высота аккумулятивного тела над уровнем моря достигает 120 м. Северо-западная стенка отрыва сбросообвала имеет высоту более 50 м и почти вертикальна. Поверхность ее неровная, наблюдаются отседающие блоки шириной до 15 м, некоторые из них полностью отделены от скального массива. Стенка отрыва заложена, очевидно, не на прибрежном склоне, а за гребнем, и в результате обвала был разрушен существовавший ранее водораздел. Дешифрирование аэрофотоснимков указывает на существование на склоне долины, параллельной берегу, сбросовой стенки, падающей под склон в сторону моря. Таким образом, обвал произошел в пределах быстро опущенного блока и не связан только с абразионным воздействием моря.

Юго-западная стенка отрыва сбросообвала очень ровная, высотой до 100 м и почти вертикальна. Длина ее превышает 600 м. Вдоль ее основания расположены осыпь, затем продольная западина и крупный вал глыбового материала, осложненный куполами выдавливания.

Крупнейший в изученном районе Серигасский сбросообвал (рис. 32) расположен в 10,5 км северо-восточнее устья р. Лантаря и приурочен к пересечению молодых разломов. Скальная стенка отрыва расположена под углом к береговой линии и пересекает водораздел. Она отстоит от берега не менее чем на 500 м и не связана с клифами. Высота стенки около 80 м, а общая протяженность более 1000 м. Основание ее перекрыто осыпью обломочного материала, за которой следует аккумулятивное тело сбросообвала, представляющее собой сочетание ступеней с куполами выдавливания. Ступени наклонены к морю и разделены крутыми уступами. Морфология сбросообвала позволяет предполагать, что он является поверхностным выражением узкого малоамплитудного грабена, опускание которого произошло практически мгновенно. Возникшее при этом ускорение способствовало дезинтеграции скальных масс в клине трещиноватости молодого разлома.

В северной части мыса Серигас находится небольшой Северосеригасский сбросообвал, расположенный в верхней части склонового пояса. Он не связан с береговой зоной и сечет поперек гребни между распадками. Это ступенчатый сбросовый уступ, вдоль подножия которого отмечены глыбовые аккумулятивные тела в форме куполов. Северосеригасский сбросообвал представляет собой начальную стадию развития подобного рода неотектонических форм.

Севернее, на берегу зал. Алайрайда, наблюдается крупный сбросообвал и сопровождающие его обвалы и осыпи. Они приурочены к зоне молодого разлома, контролирующего положение береговой линии. Стенка обрыва Алайрайдского сбросообвала в виде амфитеатра высотой 50—70 м срезает береговой склон и гребень водораздела. Ее основание пере-

крыто глыбовой осыпью высотой до 100 м, ниже которой располагается замкнутая западина. Аккумулятивное тело сбросообвала — эллипсоидное в плане вздутие длиной около 500 м, срезанное абразионным уступом высотой 50—60 м. На флангах сбросообвал сопровождается крупными обвалами и осыпями. В скальных стенках над обвальными массами много зияющих трещин отседания. Один из обвалов имеет необычную морфологию. Выше стенки отрыва наблюдается секущий вершину сбросовый ров со скальными стенками высотой до 25—30 м. Из полости этого рва и происходил обвал дезинтегрированных масс горных пород в виде двух потоков. Сам ров похож на сейсмодислокации.

Крайним северо-восточным в рассматриваемой системе является Ларгандский сбросообвал, приуроченный к участку выхода к берегу молодого разлома, ограничивающего среднюю ступень Нядалинского поднятия. Вблизи зал. Ларганда этот разлом виргирует на юг, и боковая его ветвь контролирует положение береговой линии. К участку виргации и приурочен сбросообвал, занимающий всю высоту прибрежного склона (около 450 м). Стенки отрыва образуют располагающийся амфитеатром скальный бордюр, опирающийся на глыбовую осыпь. Аккумулятивное тело сбросообвала состоит из двух ступеней с разницей высот до 80 м. Каждая ступень — это сочетание куполообразных вздутий, сложенных глыбовым материалом, в котором нередки блоки размером 5—7 м в поперечнике.

Все сбросообвалы имеют черты морфологического сходства. Они приурочены к участкам виргаций, пересечений или сочленений молодых разломов. Стенки отрыва располагаются на значительном удалении от береговой линии, пересекают гребни и приурочены обыкновенно к верхним частям склонов. Это говорит о независимости формирования сбросообвалов от процессов в береговой зоне. Стенки отрыва расположены в зоне статических трещин молодых разломов, а аккумулятивные тела перекрывают активные сместители. Последние наблюдаются и за стенками отрыва, и тогда сбросообвал полностью располагается в опущенном крыле. Значительные объемы обвального материала, слагающего аккумулятивные тела, наличие напорных или ударных образований свидетельствуют о практически мгновенном (в геологическом смысле) их образовании. Поэтому вероятна сейсмогенная природа этих неотектонических форм. Сопоставление их с морфологически подобными образованиями, сейсмогенная природа которых известна или весьма вероятна [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Живая тектоника..., 1966; Преображенский, 1920], позволяет отнести эти формы к палеосейсмодислокациям. По классификации В. П. Солоненко [1973], они относятся к гравитационно-сейсмотектоническим формам.

Морфологические особенности сбросообвалов, по-видимому, являются следствием одновременного проявления двух процессов: 1) малоамплитудных быстрых смещений по активным сместителям; 2) гравитационных смещений раздробленных скальных масс в участках сгущений статических трещин в клиньях трещиноватости зон молодых разломов. Эти смещения относятся к опасным геологическим явлениям, чем обусловлена необходимость уметь их прогнозировать.

В Главной тектонической ступени (подзоне) Джугджурского поднятия часто наблюдаются перекосы вершинной поверхности, захватывающие большие участки. В северной и центральной частях наблюдаются перекосы с наклоном вершинной поверхности на юго-восток (см. рис. 28, *а*, *б*), для юго-западной части более характерны перекосы с наклонами вершинной поверхности в глубь континента, начиная от фронтального тектонического уступа. В неотектонической структуре Главной ступени Джугджура участвуют разнообразные формы (см. рис. 29). В наиболее поднятых участках главной ступени располагаются линейные и вытянутые глыбовые поднятия, ограниченные продольными разломами северо-восточного простирания. Они сопровождаются с северо-запада крупными тектоническими блоками типа «структурных мысов». Форма этих блоков близка к треугольной, своими длинными осями они ориентированы поперек общего

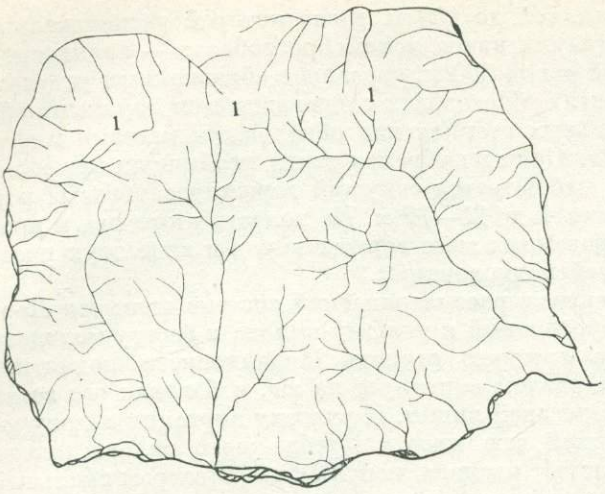


Рис. 33. Центробежный с кольцевыми элементами рисунок гидросети в пределах асимметричного глыбового поднятия на левобережье р. Алдомы (Джугджур). Удлиненный центробежный овал (1) соответствует осевому горсту.

простирания Джугджурского поднятия, а вершинная поверхность в них обнаруживает наклоны на северо-запад. В наиболее поднятых частях блоков наблюдаются небольшие изометричные горсты, служащие соединительными звеньями с продольными глыбовыми поднятиями центральной части Джугджура.

Севернее верховьев рек Батомги и Алдомы распространены неотектонические формы другого вида — изометричные ступенчатые глыбовые поднятия однообразного строения, отраженного и в морфологии вершинной поверхности, и в рисунке речной гидросети (рис. 33). Гидросеть в пределах поднятий образует гидрографическое кольцо с участками центробежного распределения рек. Один из них, удлиненный и ограниченный продольными водотоками, фиксирует положение осевого горста, смещенного к одной из границ глыбового поднятия. Морфология вершинной поверхности указывает на глыбовое строение изометричных поднятий. Наиболее поднятые блоки приурочены к двум местам. В геометрическом центре поднятий отмечены небольшие изометричные или удлиненные горсты. Наиболее поднятые блоки смещены относительно геометрических центров поднятий. Они образуют вытянутые в северо-восточном направлении горсты. Подобно поперечным поднятиям типа «структурных мысов», изометричные глыбовые поднятия соединяются с продольными линейными поднятиями центральной части Джугджура посредством небольших горстов.

Отрицательные неотектонические формы Главной ступени Джугджура представляют собой узкие и протяженные долины-грабены. За редким исключением они ориентированы поперечно к общему простиранию поднятия и фиксируют положение главнейших неотектонических разломов северо-западного простирания. Последние часто пересекают все поднятие, включая Прибрежную подзону (см. рис. 29).

Положительные неотектонические формы Главной ступени Джугджура не всегда разделены долинами-грабенами. Во многих случаях между поднятиями в полосах шириной 6—12 км наблюдаются сложные сочетания небольших по размерам относительно поднятых или опущенных блоков (горстов и ступеней), изометричных или удлиненных. Эти мозаичные блоковые поля широко развиты вдоль границ линейных поднятий центральной части Джугджура (см. рис. 29) и составляют одну из морфологических особенностей этого поднятия, отличающую его от больших сводов. Если долины-грабены преимущественно поперечны к простиранию поднятия, то мозаичные блоковые поля обычно вытянуты в северо-восточном или субширотном направлении.

Различия неотектонических структур подзон, выражающиеся в господстве продольных элементов в Прибрежной подзоне и поперечных форм в Главной ступени, определяют асимметричный характер Джугджурского поднятия в целом. Последнее не имеет двускатного строения, свойственного большим сводовым поднятиям, и представляет собой иной тип круп-

ных неотектонических форм. Особенности строения поднятия позволяют отнести его к асимметричным глыбовым сооружениям.

Ю. Ф. Чемековым [1975] сделан анализ истории развития рельефа Западного Приохотья. Горный рельеф значительной части главной ступени Джугджурского поднятия возник на месте Предджугджурского и Ульинского прогибов, выполненных меловыми и палеогеновыми эффузивами. Районы этих прогибов на неотектоническом этапе испытывают инверсионное воздымание. Явных вулканических построек в рельефе вершинной поверхности не сохранилось, хотя в вершинном поясе гор значительна роль пластовых поверхностей вулканического происхождения.

Сихотэ-Алинское асимметричное глыбовое поднятие по особенностям неотектонической структуры подобно вышеописанному (см. рис. 28, *в*, *г*). Оно состоит из узкой прибрежной подзоны, являющейся геоморфологическим выражением глубинного разлома, контролирующего положение вулканического пояса, и главной тектонической ступени, где распространены крупные поперечные разломы. Наибольшую ширину прибрежная подзона имеет на севере поднятия, в районе г. Советской Гавани. Здесь она состоит из ступенчатого глыбового поднятия Приморского хребта, Тумнинской долины-грабена и подобных им неотектонических форм (см. рис. 28, *в*). Приморское поднятие представляет собой комбинацию трех разновысотных ступеней рельефа, разделенных тектоническими уступами, причем прибрежная ступень дополнительно отделена от центральной части поднятия седловинами-блокоразделами. Наклоны на запад вершинной поверхности у ступеней, возможно, обусловлены компенсационными движениями (перекосами), вследствие реакции на погружение впадины Татарского пролива.

Южнее устья Коппи прибрежная подзона суживается; здесь она состоит из разновысотных ступеней рельефа, долин-грабенов и горстов. Некоторые ступени педиментированы, что резко увеличивает высоту разделяющих их уступов. Такая картина наблюдается у бухты Валентин, где узкая прибрежная ступень низкогорья включает широкие педименты.

Горсты располагаются на ступенях прибрежной подзоны. Их ширина редко превышает 15 км при длине до 30—40 км. Вблизи береговой зоны многочисленны остаточные наклонные горсты небольших размеров (первые километры), обычно треугольной формы и с наклонами вершинной поверхности в сторону суши. Эти горсты подвержены интенсивному абразионному разрушению и являются эфемерными образованиями. Таковы горст мыса Елагина и многочисленные мелкие блоки на риасовом берегу Южного Приамурья. Роль долин-грабенов в структуре южной части прибрежной подзоны невелика. Это непротяженные (первые десятки километров) узкие надразломные погружения, при выходе к берегу создающие ингрессионные берега (бухта Ольга, район Духовских озер). Когда в прибрежную зону выходят долины-грабены из главной тектонической ступени, они расширяются и образуют относительно опущенные блоки, в рельефе которых чередуются низкие аккумулятивные равнины и увалистые поверхности, возможно, представляющие собой локальные поверхности выравнивания. Таково окончание на побережье диагональной долины-грабена, протягивающейся от пос. Кавалерово через Дальнегорск в северо-восточном направлении.

В целом неотектоническую структуру прибрежной подзоны Сихотэ-Алинского поднятия определяют продольные разломы северо-восточного простирания, ограничивающие разновысотные блоки преимущественно линейной и вытянутой формы. Поперечные разломы обычно сквозные и пересекают все поднятие.

Главная тектоническая ступень Сихотэ-Алинского поднятия граничит с прибрежной зоной либо по продольным долинам-грабенам (Тумнинской), либо по протяженным тектоническим уступам переменной высоты (от 300 до 770 м). Севернее долины Нельмы границей подзоны служат пологонаклонные поверхности вулканической аккумуляции — краевые части плиоцен-нижнечетвертичных вулканических массивов. В неотекто-

нической структуре главной ступени Сихотэ-Алиня значительна роль поперечных разломов, в большинстве выраженных долинами-грабенами протяженностью до 200 км. Поперечные разломы ограничивают также внутригорные впадины с осадочным выполнением (Верхнебикинская) либо относительно опущенные ступени, например, в бассейне р. Самарги. В среднем и верхнем ее течении располагается поперечное понижение вершинной поверхности, ограниченное с севера и юго-запада тектоническими уступами высотой до 400 м. Днище внутригорного погружения занято преимущественно денудационными и эрозионными формами. Можно предполагать, что поперечные разломы, протягивающиеся вдоль рек Черной, Лазовки и Милоградовки, являются правыми сбрососдвигами.

Среди положительных неотектонических форм главной ступени Сихотэ-Алиня преобладают ступенчатые глыбовые и асимметричные поднятия. Последние распространены у южного окончания Сихотэ-Алинского поднятия. Это поднятия Партизанского хребта и горного массива между долиной р. Киевки и побережьем Японского моря. Партизанское поднятие с юго-востока ограничено протяженным тектоническим уступом, сопровождаемым в подножие водораздельными седловинами-блокоразделами. Уступ опирается на низкогорную педиментированную ступень рельефа, видимо, входящую в состав сопряженной с поднятием Киевской долины-грабена. Центральная часть поднятия представляет собой невысокий продольный горст, а северо-западное крыло состоит из наклонной ступени, отграниченной от Партизанской долины-грабена уступом с фасетоподобными склонами. Прилегающая часть долины-грабена является вогнутой пологонаклонной предгорной равниной, расчлененной на отдельные увалы боковыми долинами.

Ступенчатые глыбовые поднятия имеют большое распространение и хорошо видны на поперечных профилях Сихотэ-Алиня (рис. 28, *в*, *г*). Чаще они удлиненной или изометричной формы и располагаются диагонально или продольно. Вблизи крупнейших поперечных разломов или между ними наблюдаются поперечные ступенчатые глыбовые поднятия, например, в междуречьях Лазовки и верховьев Уссури, Аввакумовки и Зеркальной. Отмечаются системы небольших линейных и вытянутых блоков, составляющие относительные понижения вершинной поверхности между крупными поднятиями. Эти блоковые поля по простиранию замещают долины-грабены и являются геоморфологическим отражением зон крупных разломов. Лазовская поперечная долина-грабен на юге Сихотэ-Алиня к побережью замещается по простиранию системой линейных низкогорных крутосклонных гряд, имеющих прямые склоны, расчлененные густой сетью крутых коротких распадков и эрозионных борозд. Гряды прямолинейны, прямоугольной в плане формы и треугольные в поперечных сечениях, ширина их составляет первые сотни метров. Они в совокупности образуют блоковое поле с единообразной ориентировкой составляющих его блоков, согласующейся с простиранием поперечного регионального разлома.

Сихотэ-Алинское асимметричное поднятие, имея сходство с Джугджурским, обладает некоторыми особенностями: 1) наличием крупных вулканических массивов; 2) существенной ролью Центрального разлома в строении главной ступени. Вулканические массивы сложены преимущественно плиоцен-нижнечетвертичными базальтами и представлены двумя видами. К первому относятся Шкотовский и Совгаванский вулканические массивы, где в современном срезе выходят исключительно вулканические породы. Массивы асимметричны и причленяются к сопредельным поднятиям. Это указывает на их формирование в условиях расчлененного рельефа. Массивы включают большие объемы вулканитов, которые, видимо, вызывают отклонения от изостатического равновесия в земной коре. Поэтому район Совгаванского вулканического массива испытывает опускания, геоморфологическим следствием которых являются ингрессионные берега. Рой слабых землетрясений в районе массива [Оскорбин, 1977], очевидно, также связан с неуравновешенностью земной коры.

Вулканические массивы другой разновидности в рисунке вершинной поверхности представляют собой пологосклонные возвышения в форме овалов и полуовалов. Платообразные вершины водоразделов сложены базальтами, а на склонах и в днищах долин выходят более древние образования. Это остаточные (скелетные) формы. Они включают небольшие объемы вулканических пород. Такие вулканические массивы распространены на границе Сихотэ-Алинского поднятия со Среднеамурской впадиной.

Центральный разлом в неотектонической структуре Сихотэ-Алинского поднятия представляет собой крупный шов. В геологической структуре разлом также играет роль крупнейшего шва и обладает сдвиговой составляющей [Иванов, 1972]. Продольный неотектонический шов главной ступени Сихотэ-Алиня следует трассе Центрального разлома от правобережья Амура до среднего течения р. Малиновки. Далее на юг он отклоняется на запад от трассы Центрального разлома и следует вдоль рек Журавлевки и Уссури. Центральный разлом здесь омоложен лишь участками и наиболее хорошо в рельефе выражен Киевской долиной-грабеном. Продольный шов главной ступени выражен сопряженными высоким и ступенчатым тектоническим уступом и долиной-грабеном в его подножии. На западном крыле шва часто располагаются своеобразные ступенчатые глыбовые поднятия. Это удлиненные неотектонические формы, в которых главную роль играют продольные нарушения, отходящие под острым углом от основного разлома. Они ограничивают узкие линейные горсты осевых частей рассматриваемых ступенчатых поднятий, представляющие собой слабо расчлененные низкогорные массивы. Крылья поднятий — это ступени, где развиты долинные педименты и изолированные останцовые горсты и гряды, которые отделены от центрального массивного горста педиментными проходами. Сочетания слабо эродированных осевых горстов и педиментированных ступеней на крыльях глыбовых поднятий указывают на своеобразие их развития. Осевые горсты, очевидно, устойчиво воздымаются, а крылья поднятий после стадии воздымания и эрозионного вреза прекратили активное развитие и подверглись глубокой денудационной переработке с образованием пояса долинных педиментов.

Колымское асимметричное глыбовое поднятие подобно Джугджурскому и Сихотэ-Алинскому, но имеет бóльшие размеры, протягиваясь от верховьев Колымы до р. Мал. Анюя. Оно также распадается на две подзоны: 1) узкое юго-восточное крыло с господством продольных разломов и 2) широкое северо-западное (главная ступень), где существенна роль поперечных неотектонических нарушений (см. рис. 21, 22).

Джугджурское, Сихотэ-Алинское и Колымское поднятия сходны: 1) неотектоническими структурами; 2) расположением в краевой части континента, перед районами общих кайнозойских погружений (глубоководными котловинами, шельфами и большими межгорными впадинами); 3) пространственной ориентировкой составляющих их неотектонических форм, включая подзоны; 4) парагенетической связью с окраинноматериковыми вулканическими поясами, прошедшими стадии активного формирования. Это наводит на мысль, что асимметричные глыбовые поднятия являются геоморфологическим отображением геоблоков с определенной геологической и глубинной структурами и находящихся на стадии послевулканического горообразования. Положение этих асимметричных глыбовых поднятий джугджурского типа в общей неотектонической структуре региона таково, что они оформляют край устойчивого континента. Сами поднятия и находящиеся за ними территории на неотектоническом этапе испытывают преимущественно общие воздымания. На восток от поднятий преобладают районы общих кайнозойских погружений. Граница общих воздыманий и погружений проходит по глубинным разломам, контролирующим положения окраинноматериковых вулканических поясов, и геоморфологическим выражением этих разломов являются прибрежные подзоны асимметричных глыбовых поднятий.

Отсутствие двускатности определяет многие черты строения и истории развития рельефа прибрежных нагорий. Это извилистость водораз-

дельных линий и многочисленные перестройки гидросети, наблюдаемые на Сихотэ-Алине [Ганешин, 1958], Джугджуре [Чемеков, 1975; Морфоструктурный анализ..., 1979] и Колымском нагорье. Факторы, определяющие перестройки гидросети, множественны: не последнюю роль в них играют неотектоническая структура и молодые тектонические движения. Наличие крупных поперечных разломов, фиксированных надразломными погружениями (долинами-грабенами), облегчает взаимопроникновение речных бассейнов; и в сложных их пространственных отношениях малейшие перекосы земной поверхности способствуют развитию перестроек гидросети.

Районам асимметричных глыбовых поднятий свойственны региональные минимумы поля силы тяжести, интенсивность которых ниже, чем у районов больших сводов, если учесть общее увеличение значений поля к краям континента [Малышев и др., 1977]. Такой характер гравитационного поля интерпретируется как следствие увеличения мощностей земной коры. Для Сихотэ-Алиня и Колымского поднятия существование корней гор подтверждается сейсмическими исследованиями. Мощность земной коры в Южном Сихотэ-Алине достигает 42 км против 32 км в районе Ханкайского срединного массива и 28—30 км на япономорском шельфе [Глубинное строение..., 1976].

В Колымском хребте севернее Магадана мощности земной коры достигают 38 км против 28 км на охотоморском шельфе [Резанов, 1964]. Существует мнение, что региональные гравитационные минимумы могут быть обусловлены разуплотнением вещества земной коры и верхней мантии, причем для Сихотэ-Алиня указываются глубины нижних кромок зон разуплотнения в пределах 20—70 км при средних значениях 40 км [Парфенов, Рейнлиб, 1976]. По-видимому, эти зоны существуют и генетически обусловлены внедрением больших объемов позднегеосинклинальных и орогенных гранитоидов, массивы которых являются характерными элементами геологических структур районов поднятий джугджурского типа. Нижние кромки зон разуплотнения вряд ли находятся ниже раздела Мохо. Для Сихотэ-Алиня такое суждение основывается на сейсмических данных: граничные скорости на разделе Мохо здесь выше, чем под Ханкайским массивом [Глубинное строение..., 1976; Вольвовский, 1977]. Зона разуплотнения здесь располагается в пределах земной коры. То же самое можно предполагать и для района Колымского поднятия, где расчеты плотностей на глубине 10 км указывают на их пониженные значения относительно сопредельных территорий, расположенных восточнее [Шило и др., 1979].

Массивность форм рельефа асимметричных глыбовых поднятий, преобладание среднегорий и в общем небольшая дифференциация высот тектонического рельефа указывают на преимущественно изостатическую природу тектонических движений, создавших эти формы, которые по условиям развития подобны большим сводовым поднятиям. Разница заключается в различиях «активного слоя» литосферы, обеспечивающего изостатические воздымания. У сводов зоны разуплотнения проникают на значительные глубины в мантию, а у асимметричных глыбовых поднятий они заключены в земной коре. В конечном счете мощность и форма «активного слоя» определяют характер неотектонической структуры и ее развитие. Малые мощности и уплощенность этого слоя у асимметричных глыбовых поднятий обусловливают деление их поперечными разломами, неупорядоченность (в сравнении с большими сводами) неотектонических структур и известную автономность развития отдельных частей, следствием чего являются, например, частые перестройки речной сети.

Зоны поднятий и впадин

Во многих районах Востока СССР сложно построенный горный рельеф обусловлен не единым общим поднятием, а чередованием поднятий и межгорных впадин. Такое сочетание неотектонических форм приводит к фор-

мированию контрастного горного рельефа. Подобные неотектонические зоны поднятий и впадин широко распространены, и по набору составляющих их неотектонических форм могут быть подразделены на виды. В первую очередь это неотектонические зоны с чередованием линейных четковидных систем межгорных впадин и разделяющих их сводовых поднятий (зоны линейного коробления). Проявления молодых тектонических движений здесь в равной мере запечатлены в пластике рельефа (горные поднятия хребтов) и в геологической структуре (осадочные выполнения впадин). Развитие неотектоники как научного направления, ее идеи в существенной мере основываются на результатах изучения зон поднятий и впадин [Обручев, 1914, 1922; Флоренсов, 1948, 1960а, 1965б, 1978; Шульц, 1948, 1979].

Неотектонические структуры зон поднятий и впадин при морфологической близости или подобии рельефа (сочетания горных хребтов и межгорных котловин) обнаруживают различия по наборам составляющих их форм и их пространственным группировкам. Оказывается необходимым выделить среди группы зон поднятий и впадин ряд их видов. В первую очередь это зоны сводов и впадин, составляющие основу крупнейших горных сооружений. Таковы Тянь-Шань [Шульц, 1948; Горячев, 1959], горы Джунгарии [Обручев, 1940], Алтай [Девяткин, 1965; Ерофеев, 1969; Гоби-Алтайское землетрясение, 1963]. Им свойственны чередования пологих сводовых изгибов, осложненных краевыми надвигами и осевыми сбросами, и межгорных впадин, часто с глубоким залеганием фундамента и общим синклинальным строением осадочного выполнения. Эти формы соответствуют складкам основания Э. Аргана [1935]. Такой характер неотектонической структуры является следствием особого механизма горообразования, названного Н. А. Флоренсовым [1965б] гобийским.

На Дальнем Востоке и в Забайкалье к этому виду неотектонических зон относятся Селенга-Витимская, Черская, Нижнеамурская и Олюторская зоны сводов и впадин (см. рис. 21, 22). Это преимущественно средневысотные горные страны, где хребты шириной в первые десятки километров чередуются с четковидными системами межгорных котловин, ширина которых редко превышает 10 км. По особенностям неотектонических структур зоны сводов и впадин можно разделить на две разновидности. К первой относится Селенга-Витимская зона, выделенная Н. А. Флоренсовым [1948] и Е. В. Павловским [1948]; ко второй — Нижнеамурская, Черская и Олюторская зоны, в основном расположенные в пределах мезозойско-кайнозойских складчатых комплексов.

Селенга-Витимская зона сводов и впадин на северо-западе граничит с Байкальской рифтовой зоной. Юго-восточная граница ее приурочена к частным разрывам системы краевых разломов Монголо-Охотского пояса. На северо-восток зона прослеживается до Нюкжинской поперечной долины-грабена из системы Олекма-Амурского пояса линеаментов. Неотектоническая структура зоны определяется чередованием цепей удлиненных или линейных сводов и четковидных систем межгорных впадин [Флоренсов, 1948; Павловский, 1948]. Своды в цепях располагаются последовательно или кулисообразно и разделяются перегибами сводов. Эти три вида неотектонических форм — своды, их перегибы и межгорные впадины — и являются основой структуры зоны. В качестве дополнительных элементов присутствуют изометричные или удлиненные горсты или глыбовые поднятия и относительно поднятые ступени у центриклиналей и на крыльях впадин. На северо-западном крыле располагаются поля кайнозойских базальтов. Основные неотектонические формы и структура зон лучше изучены в ее южной части, где располагаются три цепи сводов. Северная составлена сводами Заганским, Юго-Западным и Северо-Восточным Цаган-Хуртейскими. Средняя цепь сводов состоит из Безымянного, Юго-Западного и Северо-Восточного Яблоновых, расположенных кулисообразно. Южнее находится линейный Малханский свод.

Для сводов характерны плавные овальные периклинальные замыкания с постепенными уменьшениями высот вершинной поверхности. Реже

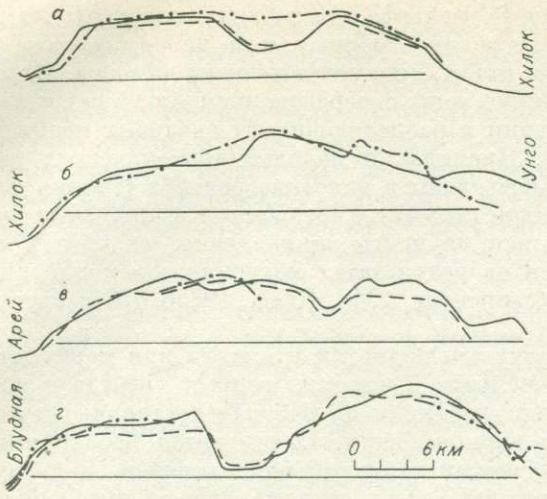


Рис. 34. Совмещенные поперечные профили Заганского (*а*), Безымянного (*б*) и Малханского (*в*, *г*) сводов Селенга-Витимской зоны (Забайкалье).

периклинали угловатые, ограниченные сближающимися разломами. Сводовая природа хребтов устанавливается по деформациям древней поверхности выравнивания, имеющим характер куполоподобных вздутий (рис. 34). На северных крыльях Малханского, Безымянного и Яблонового сводов остатки поверхности выравнивания флексурообразно изогнуты и погружаются под молодые осадки межгорных впадин. Наклоны крыльев сводов в среднем составляют 1°25′, в краевых перегибах они возрастают до 3—5°. Ширина сводов колеблется в пределах 20—45 км при протяженности 100 км и более. Радиусы кривизны сводов (с вычетом высот краевых тектонических уступов) изменяются в широких пределах. В ограниченных разломами узких периклиналях радиусы кривизны имеют минимальные значения, приближающиеся к 140 км. Средние их значения 160—170 км. В сечениях, где сводовые изгибы осложнены осевыми грабенами, радиусы кривизны превышают 200 км, достигая даже 400 км, например, в восточной части Малханского свода (рис. 34, *в*). Увеличение радиуса кривизны свидетельствует, что формирование осевых грабенов сопровождается общими оседаниями сводов. Сводам свойственны правильные центробежные овалы гидросети, границы которых обозначены сопряженными окаймляющими водотоками. Оперяющие реки обычно субпараллельны и ориентированы нормально к простиранию сводов. На участках осевых грабенов появляются продольные водотоки.

Общие сводовые изгибы в хребтах Селенга-Витимской зоны осложняются краевыми тектоническими уступами и осевыми грабенами. Крылья сводов сопровождаются форбергами и предгорными пьедесталами, очень характерными для неотектонических форм «гобийского» типа [Флоренсов, 1965б]. Тектонические уступы приурочены к основаниям краевых флексурообразных перегибов (рис. 34, *г*). Генетически уступы связаны с молодыми взбросами и надвигами, которые В. Н. Данилович [1963] выделил в особый вид аркогенных разрывов. Аркогенные надвиги можно разделить на три морфологических разновидности [Уфимцев, 1969]. К наиболее простым относятся веерные аркогенные надвиги, представляющие собой полосы шириной до нескольких километров, в которых активные сместители рассекают коренные породы на узкие (0,5—1,5 км) пластинчатые блоки. Сместители падают под своды, причем фронтальные имеют наименьший угол падения (45—50°), а следующие за ними последовательно увеличивают наклон до 60—70°. Это создает веерное расположение сместителей, возможно, соединяющихся на глубине в единый разрыв.

Более сложное строение имеют чешуйчатые аркогенные надвиги, где углы падения сместителей изменяются от 30 до 70°. Они секут друг друга, обусловливая чешуйчатое строение приповерхностной части разлома. Взаимоотношения сместителей свидетельствуют о том, что при надвигании краевых частей сводов на впадины происходит выполаживание сместителей, которые секутся новыми сколами при возобновлении перемещений. В результате в приповерхностных частях аркогенных надвигов возникают нагромождения узких треугольных в сечении пластинчатых блоков. При длительном развитии аркогенных надвигов возникают локаль-

ные покровные структуры [Данилович, 1963] — это третья их разновидность, которой свойственны клинья аллохтона в отложениях межгорных впадин, описанные для верхнемезозойских аркогенных надвигов Забайкалья [Гладков и др., 1967] и кайнозойских надвигов Тянь-Шаня [Пшенин, 1973]. Эти особенности локальных покровов, возможно, обусловлены гравитационными сбросами в продольных пластинчатых блоках [Ирдли, 1967].

Веерные, чешуйчатые аркогенные надвиги и локальные покровы на границах сводов Селенга-Витимской зоны составляют генетический ряд, отражающий последовательное усложнение структур этих разломов.

Возникновение краевых аркогенных надвигов трактуется по-разному: 1) как результат гравитационного оседания сводов при остановках их роста [Данилович, 1960], 2) как следствие гравитационного «растекания» или «оплывания» на участках тектонических уступов [Моисеенко, 1962; Ерофеев, 1969]. Гоби-Алтайское землетрясение 4.XII.1957 г. ясно указало, что аркогенные надвиги формируются в результате воздымания сводов в процессе сводового горообразования [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Флоренсов, 1965б].

Второй вид неотектонических форм, осложняющих сводовые изгибы,— это грабены в центральных частях сводов (см. рис. 34, *а*, *в*, *г*). Морфология их изменчива по простиранию. У восточной периклинали Заганского свода наблюдается небольшое и плавное погружение вершинной поверхности к оси свода. На запад оно приобретает вид грабена с краевыми тектоническими уступами высотой до 200 м (см. рис. 34, *а*). Осевая полоса относительных погружений хорошо выражена в Малханском своде (см. рис. 34, *в*, *г*), где отмечены общие опускания вершинной поверхности и осложняющие их грабены глубиной до 300—400 м. В некоторых грабенах наряду с денудационным и эрозионным низкогорьем наблюдаются предгорные равнины, сложенные плейстоценовыми песками. Грабены ограничены сбросами с углами падения 70—75° к оси свода. Плавные осевые погружения вершинной поверхности на сводах, видимо, сформированы по системам сближенных малоамплитудных сбросов. По простиранию они переходят в обычные грабены. Строение и положение этих форм указывают, что они образуются за счет растягивающих усилий, возникающих в осевых частях сводов в процессе их воздымания. Наряду с образованием грабенов и осевых погружений растягивающие напряжения могут компенсироваться отставанием центральных частей сводов в воздымании относительно некоторой сферической поверхности общего изгиба. Морфологический эффект этого процесса выражается в появлении обратной ступенчатости на крыльях, когда краевые блоки подняты над центральными по сбросам, имеющим падения в сторону осей сводов. Такая обратная ступенчатость вершинной поверхности хорошо видна в Безымянном своде (рис. 34, *б*).

В структурном отношении осевые компенсационные погружения и грабены в сводах Селенга-Витимской зоны подобны сейсмотектоническому клину Битут, образовавшемуся в плейстосейстовой зоне Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. С «гобийскими» формами своды Селенга-Витимской зоны сближает наличие форбергов и предгорных пьедесталов. Крылья сводов сопровождаются пологонаклонными предгорными равнинами, представляющими остатки деформированной древней поверхности выравнивания, часто перекрытой плейстоценовыми песками. Предгорные пьедесталы в неотектонической структуре имеют двойное положение. С одной стороны, они входят в состав межгорных впадин и нередко отделяются от сопредельных сводов тектоническими уступами. С другой — они явно испытывают воздымания и изгибы, участвуя в сводовых поднятиях хребтов и отражая процесс их разрастания за счет впадин. Форберги представляют собой удлиненные низкогорные массивы, расположенные на предгорных пьедесталах, либо перед краевыми тектоническими уступами сводов. Вершинная поверхность в этих блоках имеет такие же наклоны, как и на сопредельных крыльях сводов. По отношению к сферическим поверх-

ностям сводовых изгибов форберги Селенга-Витимской зоны обнаруживают опережающее воздымание, подобное наблюдаемому в Гобийском Алтае.

Несмотря на небольшие высоты (не более 1800 м над уровнем моря при относительных высотах над окружающими впадинами 600—700 м), своды Селенга-Витимской зоны в структурном отношении подобны сводам Гобийского Алтая. В их строении отметим две особенности: 1) преобладание молодых разломов, сместители которых имеют падение к осям сводов преимущественно под углами 60—70°; 2) сочетания изгибов и тектонических уступов, отсутствие блоковых распадов при широком проявлении дизъюнктивных дислокаций. Последнее является феноменом, в силу которого своды Селенга-Витимской зоны, существуя, по крайней мере, с верхнего мезозоя, не превратились в чисто глыбовые неотектонические формы. Развитие структуры сводов обусловлено чередованием двух процессов: 1) сводовых изгибаний; 2) воздыманий по краевым аркогенным взбросам и надвигам при достижении сводовыми изгибами критических радиусов кривизны. Величины последних, вероятно, близки радиусам кривизны сводов в районах узких периклиналей (140—150 км). У многих сводов, имеющих высокие краевые тектонические уступы, радиусы кривизны достаточно велики. Это свидетельствует о том, что воздымания сводов по краевым разломам (формирование клиньев выпирания, по Н. А. Флоренсову [1965б]) сопровождаются оседаниями их осевых частей с увеличением радиусов кривизны. Отклонения последних от критических значений происходят за счет, во-первых, формирования осевых компенсационных погружений и грабенов и, во-вторых, за счет относительных отставаний осевых блоков в поднятиях и образований на крыльях сводов обратной ступенчатости вершинной поверхности. Этому способствуют наклоны к осям сводов основных разломов. В приповерхностных условиях при одностороннем приложении действующей силы в вертикальной плоскости поднятия клиньев выпирания по краевым взбросам и надвигам сопровождаются опусканиями замковых частей сводов с отклонением их от критических радиусов кривизны. После каждого поднятия клиньев выпирания своды вновь приобретают способность к изгибам. Такая цикличность их развития (чередование изгибов и воздыманий клиньев выпирания) объясняет длительное существование этих неотектонических форм и является особенностью гобийского механизма горообразования. Такая модель развития сводов объясняет сосуществование изгибов древних пенепленов с высокими (километры) тектоническими уступами во многих центральноазиатских зонах сводов и впадин.

Между сводами в их цепях располагаются в виде соединительных звеньев комплексы горстов и ступеней, названные нами перегибами сводов [Уфимцев, 1971а]. Наиболее простой из них разделяет Юго-Западный и Северо-Восточный Яблоновые своды и представляет собой относительно опущенную ступень, в пределах которой происходит перехват р. Ингодой левых притоков р. Хилка. Другие перегибы сводов являются комплексами разновысотных блоков, причем в них часто обнаруживаются древние брошенные долины, тальвеги которых смещены по молодым разломам. В некоторых перегибах, например между сводами Заганским и Цаган-Хуртеем, есть небольшие верхнемезозойские впадины.

Перегибы сводов располагаются на пересечениях цепей неотектонических поднятий со скрытыми поперечными разломами, хорошо отраженными в строении геофизических полей [Мастюлин, 1966]. Судя по плановым смещениям сводов относительно друг друга, по поперечным зонам возможны сдвиговые перемещения, способствующие распаду линейных поднятий на отдельные удлиненные своды.

В развитии неотектонических структур перегибов сводов устанавливаются два этапа. Первый — относительные погружения блоков (ступеней), благодаря которым делились первичные линейные своды. Этот процесс сопровождается перестройкой гидросети. Второй этап — общее воздымание перегибов с дифференциацией тектонических движений, обусловливающих появление сложных сочетаний разновысотных блоков. Он

также сопровождается перестройками гидросети. Чередование неотектонических процессов определяется двойственным структурным положением перегибов сводов. С одной стороны, они являются частями цепей поднятий со свойственными им тенденциями к воздыманию, с другой — частями поперечных разломов, в полосах которых часто происходят (хотя бы относительные) погружения.

Третий основной элемент структуры Селенга-Витимской зоны — межгорные впадины. Они выполнены преимущественно верхнеюрскими—нижнемеловыми континентальными угленосными отложениями и группируются в линейные четковидные системы, в которых межгорные впадины разделены поперечными или диагональными поднятиями (перемычками). Для осадочного выполнения впадин характерно залегание в виде брахиформных синклиналей, позволяющее рассматривать их в совокупности с сопредельными сводами как следствие геоморфологически выраженного линейного коробления [Флоренсов, 1960а]. Мощность неоген-четвертичных отложений во впадинах Селенга-Витимской зоны невелика и обычно не превышает 100 м. Рисунок стратоизогипс по подошве неоген-четвертичных осадков указывает на существование весьма пологих брахиосинклиналей, структурных мысов и поднятий, в большинстве пространственно совмещенных с такими же формами в верхнемезозойских отложениях [Уфимцев, 1971а].

Перемычки между впадинами представляют собой поперечные или диагональные поднятия, ограниченные разломами. В рельефе это либо участки расчлененного низкогорья, либо увалистые возвышенности, разделяющие аккумулятивные равнины. В краевых частях впадин распространены горсты-форберги расширяющихся сводов и предгорные пьедесталы. Площадь участков аккумуляции неоген-четвертичных отложений в Селенга-Витимской зоне значительно меньше площадей распространения верхнеюрских — нижнемеловых отложений. Это явление нельзя объяснить только расширением сводов за счет впадин путем вовлечения в воздымания их краевых частей. Часто большие площади впадин несколько приподняты в виде единых ступеней, где выработаны денудационные увалистые поверхности. По-видимому, неоген-четвертичный этап развития неотектонической структуры Селенга-Витимской зоны характеризуется, в противоположность верхнемезозойскому этапу, преобладанием общих воздыманий.

Для составления модели развития Селенга-Витимской зоны и подобных ей образований необходимы, помимо морфологической характеристики неотектонических форм и их пространственных сочетаний, дополнительные материалы: 1) анализ систем крупнейших молодых разломов; 2) сопоставление неотектонической структуры с геофизическими полями и глубинным строением; 3) сопоставление неотектонических форм с экспериментальными моделями. В отношении последнего следует указать, что своды Селенга-Витимской зоны по морфологии подобны складкам поперечного изгиба, полученным экспериментально М. В. Гзовским [1963].

Анализом вершинной поверхности и мелкомасштабных космических фотоизображений выявлена значительная роль поперечных разломов северо-западного простирания в неотектонической структуре Селенга-Витимской зоны [Гришкян и др., 1977]. Эта зона и примыкающая к ней Байкальская рифтовая зона обладают едиными системами поперечных разломов, продолжающимися в пределы Сибирской платформы. Единство систем разломов свидетельствует о сопряженном развитии неотектонических структур этих зон на кайнозойском этапе развития. Эта сопряженность подтверждается общими особенностями глубинной структуры, в частности, существованием разуплотненной мантии, кровля которой в районе рифтовой зоны подходит к поверхности Мохо и плавно погружается на юг [Крылов и др., 1975; Рогожина, 1977]. Ее быстрое погружение тяготеет к Монголо-Охотскому глубинному разлому. Линейное коробление приповерхностных частей земной коры Селенга-Витимской зоны, выража-

ющееся в появлении сложных комбинаций сводов и впадин, скорее всего обеспечивается поперечным субгоризонтальным сжатием в литосфере. Если аномальная мантия является следствием потока, восходящая часть которого находится под рифтовой зоной, то субгоризонтальная его составляющая будет располагаться в основном под Селенга-Витимской зоной. В таком случае поперечное горизонтальное растяжение в рифтовой зоне, определенное по структурным и сейсмологическим данным [Флоренсов, 1965б; Флоренсов, Логачев, 1975; Мишарина, 1964], должно сменяться на юго-восток субгоризонтальным поперечным сжатием, которое обусловливает линейное коробление приповерхностных частей земной коры в Селенга-Витимской зоне. Оно обеспечивается общим, но не равномерным смещением (создающим и поперечные сдвиги) блоков литосферы на юго-восток над субгоризонтальной ветвью потока разогретого мантийного вещества. Если учесть возможность скольжения слоев по пологим границам в литосфере [Булин, 1970], то величины субгоризонтального поперечного сжатия будут максимальны именно в приповерхностных частях земной коры и обусловят их сводовые изгибы. Такова вероятная модель развития неотектонической структуры Селенга-Витимской зоны, в кайнозойское время, несомненно, сопряженной с Байкальской рифтовой зоной.

Тектонотипом дальневосточной разновидности зон сводов и впадин можно считать Нижнеамурскую зону, хотя неотектоническая структура ее необычна: зона пересекается по диагонали Эворон-Чукчагирской большой межгорной впадиной (см. рис. 22). Неотектоническая структура Нижнеамурской зоны определяется сочетаниями сводовых и полусводовых поднятий хребтов и разделяющих их небольших межгорных впадин. Дополнительными элементами структуры зоны служат горсты, асимметричные глыбовые поднятия и предгорные ступени. Горные поднятия располагаются между крупными неотектоническими нарушениями, система которых образует ячеистую сеть. Среди молодых разломов главную роль играют три продольных разрыва. Первый протягивается в северо-восточном направлении от верховьев р. Тырмы до зал. Константина. Второй — от долины Амура вдоль борта Среднеамурской впадины, по правобережью Амгуни, северному склону хр. Кивун до зал. Николая. Третий, главнейший, разлом следует вдоль долин Кукана и Кура. Эти разломы дают многочисленные виргации типа конского хвоста в восточном и северо-восточном направлениях. Виргирующие системы разломов разделяют зону на ромбовидные блоки, в которых и располагаются отдельные неотектонические поднятия. Ячеистая структура разломной сети дает основания предположить проявление горизонтальных перемещений по основным продольным разломам.

Наряду с продольными в структуре Нижнеамурской зоны есть и поперечные разломы северо-западного простирания. Они выражены сквозными понижениями между поднятиями или погружениями шарниров последних. Эти разломы часто образуют протяженные пояса. В числе протяженных систем поперечных нарушений выделяются: 1) система разломов, ограничивающая с востока поднятие хр. Вандана и протягивающаяся на северо-запад до Верхнебуреинской впадины у пос. Чегдомын; 2) разломы, ограничивающие с юго-запада Куканское поднятие и прослеживающиеся на северо-запад до устья Тырмы и далее, в пределы Туранского поднятия. Расположение частных разломов в этих системах позволяет предполагать их смещения по правым сдвигам северо-восточного простирания.

Основными элементами Нижнеамурской зоны сводов и впадин являются сводовые и полусводовые поднятия линзовидной в плане формы. Лишь расположенный на северо-западе зоны Буреинский свод в плане имеет эллипсовидную форму. Во всех сечениях этого поднятия хорошо виден сводовый изгиб (рис. 35), осложненный неотектоническими нарушениями. Вблизи восточной периклинали свод имеет узкие крылья, ограниченные либо тектоническими уступами, либо краевыми флексурообразными перегибами. В осевой его части располагается продольный горст Яткиль-Янканского гольца (см. рис. 35, *а*), совмещенный с центральной

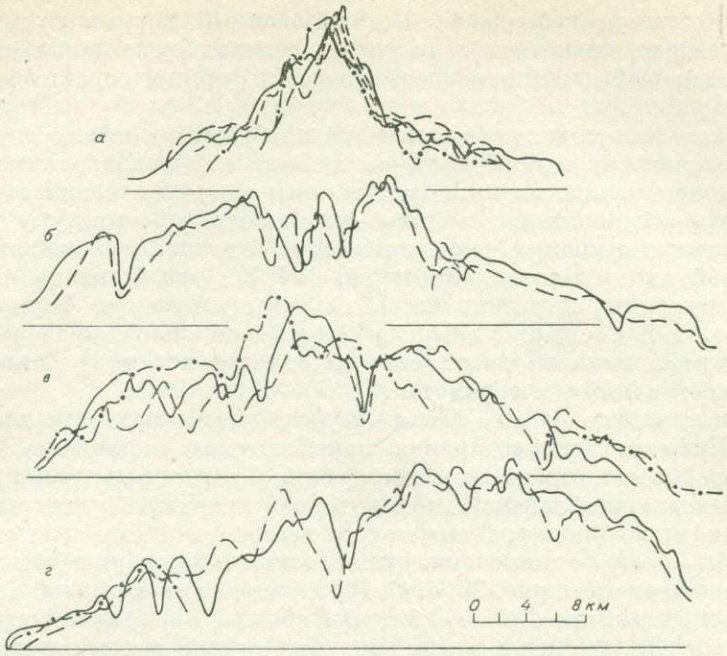


Рис. 35. Совмещенные поперечные профили Буреинского свода.

частью интрузии верхнемеловых гранитов. Юго-западнее общий сводовый изгиб осложнен обратной ступенчатостью вершинной поверхности, обусловленной движениями по сбросам, сместители которых имеют падение к оси поднятия. Реже наблюдается прямая ступенчатость вершинной поверхности (см. рис. 35, *б*) либо невысокие (200—300 м) осевые горсты в полях развития молодых гранитоидов (см. рис. 35, *в*). По зонам сбросов заложены глубокие продольные долины (см. рис. 35, *б*, *г*), которые являются своеобразными долинами-грабенами. У юго-западной периклинали располагаются внутригорные грабены, днища которых заняты педиментированным низкогорьем. Краевые тектонические уступы на крыльях свода невысокие, не более 300—400 м.

Южнее Буреинского располагается поднятие Баджальского хребта, где высоты вершинной поверхности достигают более 2500 м. В плане поднятие имеет форму параллелограмма при узких периклиналях, ограниченных сходящимися разломами. Вблизи периклиналей практически не улавливаются изгибы, наблюдаются лишь наклоны вершинной поверхности при значительных (до 1000 м и более) высотах краевых тектонических уступов. В центральной части поднятия устанавливаются сводовые изгибы вершинной поверхности, осложненные обратной ступенчатостью (рис. 36). По морфологии поднятие является полусводом. Лишь в восточной его части сводовый изгиб заметен на юго-восточном крыле, ширина

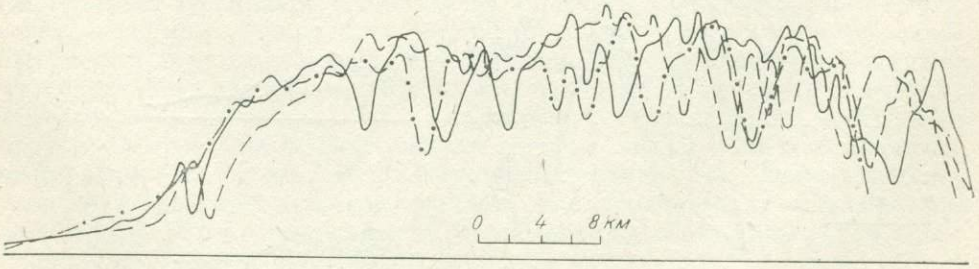


Рис. 36. Совмещенные поперечные профили Баджальского поднятия. Вертикальный масштаб превышает горизонтальный в 10 раз.

которого остается небольшой. Редуцированный характер этого крыла обусловлен расположением поднятия в пределах блока-параллелограмма, причем сводовый изгиб приспосабливался к форме и ограничениям этого блока.

Баджальское поднятие сложено разнообразными по составу и возрасту геологическими телами, включая меловые и нижнепалеогеновые эффузивы и прорывающие их приповерхностные интрузии гранитоидов, в совокупности составляющие вулкано-тектоническую структуру (вулканарий). Существует мнение, что в ее пределах сохранились поверхности вулканической аккумуляции [Шевченко, 1976] и что большая часть Баджальского хребта представляет собой аккумулятивную форму рельефа [Худяков, 1977]. Однако характер вершинной поверхности в пределах хребта морфологически однотипен, и на ее морфологию не влияет вещественный состав геологических тел.

Расположенное на юге Нижнеамурской зоны поднятие хр. Джаки-Унахты-Якбыяна по простиранию изменяет свою морфологию (рис. 37). На большей части оно имеет высокий осевой горст, пространственно связанный с верхнемезозойской дайкоподобной интрузией гранитоидов. Размеры, конфигурация и границы горста и геологического тела совпадают, что указывает на формирование рельефа при воздымании («всплывании») гранитного блока (см. рис. 37, *б*, *в*). В структуре юго-западной и центральной частей поднятия Джаки-Унахты-Якбыяна явно доминирует осевой горст, а крылья, особенно северо-западное, имеют малую ширину. Но изгибы вершинной поверхности устанавливаются достаточно определенно (см. рис. 37, *в*). Они осложнены тектоническими уступами высотой до 300—400 м, обращенными как к подножиям, так и к центральной части поднятия. В подошве осевого горста располагаются продолжающие друг друга по простиранию серии глубоких водораздельных блокоразделов, сопровождающие краевые уступы осевого горста практически на всем их протяжении. Расширяясь, они становятся долинами-грабенами. Такое сочетание неотектонических форм можно интерпретировать как следствие двойственного характера движений в осевой части поднятия: 1) «всплывания» или выжимания осевого гранитоидного блока; 2) компенсационного погружения замковой части сводового изгиба.

У северо-восточной периклинали поднятие Джаки-Унахты-Якбыяна расширяется и приобретает симметричное строение (см. рис. 37, *а*). Хорошо видны общий сводовый изгиб и осложняющая его ступенчатость вершинной поверхности. Осевой горст едва угадывается, он как бы утоплен

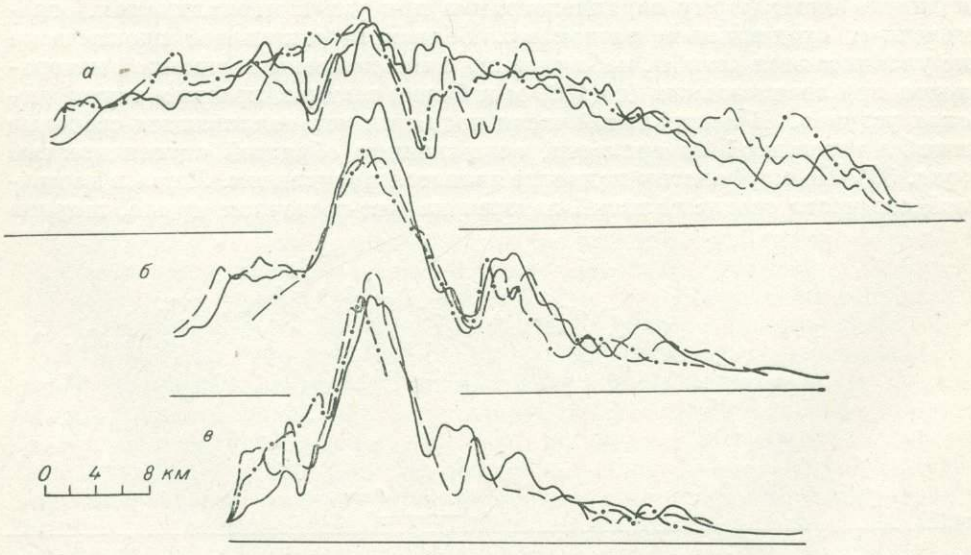


Рис. 37. Совмещенные поперечные профили Джаки-Унахты-Якбыянского свода.

в свод и виден лишь благодаря ограничивающим его глубоким седловинам и продольным долинам (блокоразделам). Добавим, что на этом участке наблюдаются изометричные и изолированные выходы молодых гранитоидов. Отношения выходов с рельефом указывают, что они являются частями батолитоподобной интрузии с пологозалегающей кровлей. Таким образом, осевой горст поднятия редуцировался при переходе дайкоподобной интрузии в батолит.

Своду Джаки-Унахты-Якбыяна морфологически близки поднятия хребтов Куканского, Омельдинского и Омальского, где осевые горсты сложены либо молодыми гранитоидами, либо средними и кислыми молодыми эффузивами. Это вытянутые или удлиненные своды линзовидной формы, обусловленной пространственными сочетаниями главнейших молодых разломов. Северо-восточнее Джаки-Унахты-Якбыяна располагается поднятие хр. Мяо-Чана, относимое некоторыми исследователями к купольным образованиям [Фаворская и др., 1972]. Морфология его меняется по простиранию. В северо-восточной части поднятия хорошо заметен сводовый изгиб вершинной поверхности, осложненный на юго-восточном крыле обратной ступенчатостью вершинной поверхности. Это крыло представляет собой систему наклонных блоков, ограниченных продольными сбросами с падениями сместителей к оси поднятия. Наиболее протяженный разлом выражен в рельефе односторонней долиной-грабеном р. Силинки. Южный борт долины-грабена — это крутой тектонический уступ по молодому сбросу с углом падения 70°. Севернее долины-грабена относительно опущенные блоки включают покровы молодых базальтов, которые не распространяются южнее этого разлома. Следовательно, последний уже в неогене представлял в рельефе обращенный к северу уступ.

Северное крыло Мяо-Чанского поднятия имеет ширину не более 9 км (при 25—30 км для южного крыла), общий выпуклый изгиб его осложнен сближенными тектоническими уступами, из которых краевой достигает высоты до 400 м. Осевая часть поднятия — довольно широкий (до 6—7 км) горст. Здесь же, в замковой части сводового изгиба, вдоль границы осевого горста располагается продольная долина р. Амут, осваивающая зону молодого разлома, далее на юго-запад выраженного в вершинном поясе среднегорья тектоническими уступами. В Амутской долине расположено подпрудное озеро Амут, плотина которого представляет собой крупный обвал, сошедший с левого борта. Исследование этого феномена привело к выводу о возможной сейсмогенной его природе — это сбрососбвал. Выше стенки отрыва, на склоне долины Амута, наблюдаются рвы и сбросовые уступы высотой в несколько метров. Они секут скальные породы. Таким образом, Амутский сбрососбвал состоит из двух элементов: 1) малоамплитудного смещения скального блока; 2) крупного обвала в опущенном блоке на крутом борту долины. По этим особенностям Амутский сбрососбвал может быть структурным аналогом сейсмотектонических клиньев Гобийского Алтая и являться образованием, компенсирующим растяжение в замковой части сводового изгиба.

Центральная часть Мяо-Чанского поднятия имеет более симметричное строение, хотя северо-западное его крыло обладает меньшей шириной. Сводовый изгиб проявлен на обоих крыльях и осложняется обратной ступенчатостью вершинной поверхности. В осевой части свода есть узкий горст, который в районе горы Чалба приобретает ступенчатое строение. Он сложен верхнемеловыми гранитоидами. Вообще наиболее поднятые блоки Мяо-Чанского поднятия сложены породами, обладающими дефицитом плотности по отношению к окружающим геологическим телам. Наряду с Чалбинским «гранитоидным» горстом осевая наиболее поднятая часть Мяо-Чана у его северо-восточной периклинали сложена верхнемеловыми эффузивами и гранитоидами, выполняющими грабенообразное погружение [Фаворская и др., 1972], которое на неотектоническом этапе испытывает инверсионное воздымание.

Структурные особенности крупнейших поднятий Нижнеамурской зоны и их пространственное размещение заключаются в следующем. Они

располагаются в крупных параллелограммоподобных блоках и не образуют протяженных цепей, подобно сводам Селенга-Витимской зоны. Если в последней аркогенные надвиги и взбросы являются функцией сводовых изгибов, то в Нижнеамурской зоне изгибы заключены в первичные блоки, определяющие конфигурацию и площадь неотектонических поднятий. К важнейшим структурным элементам поднятий Нижнеамурской зоны относятся: продольные и поперечные сводовые изгибы вершинной поверхности, осевые горсты, компенсационные долины-грабены и сбросовые уступы, обращенные к осевым частям поднятий. Поперечные изгибы достаточно хорошо устанавливаются почти на всех сечениях поднятий (см. рис. 35—37). Осевые горсты обнаруживают почти повсеместную парагенетическую связь с геологическими телами, обладающими дефицитом плотности, которые на неотектоническом этапе проявляют явную тенденцию к «всплыванию» или выжимаются. Неотектонические формы, компенсирующие растягивающие напряжения в замковых частях сводовых изгибов, представлены узкими продольными долинами-грабенами, которые по простиранию переходят в серии сопряженных седловин-блокоразделов в подошвах осевых горстов. К компенсационным явлениям следует относить частые случаи обратной ступенчатости вершинной поверхности на крыльях сводов, а также и сбрососбвалы типа Амутского. Другие явления, возможно, сейсмогенного происхождения известны в пределах Баджальского поднятия: 1) крупный скальный обвал в долине р. Омот-Макита, перегородивший русло, благодаря чему образовалось подпрудное озеро; 2) крупноглыбовый обвал в верховьях р. Герби, где масса обломочного материала сорвалась со склона, проследовала по распадку и перекрыла часть днища основной долины.

Особенность рассматриваемых поднятий — это быстрые, частые и значительные изменения их формы по простиранию (см. рис. 35, 37). Наряду с обычной асимметрией крыльев по простиранию меняются величины сводовых изгибов (они исчезают и появляются вновь), характер ступенчатости (прямой или обратной) вершинной поверхности на крыльях. Эти изменения столь быстры и значительны, что о таких поднятиях, как Мяо-Чанское, трудно сказать определенно, является оно сводом или полусводом.

Изменчивость морфологии поднятий Нижнеамурской зоны обусловлена двумя причинами. Во-первых, влиянием на горообразовательный процесс неоднородностей геологической структуры, которая для большей части территории имеет молодой (верхнемезозойский) возраст становления и не обладает достаточной устойчивостью в поле силы тяжести (подробно этот вопрос рассмотрен в следующей главе). Во-вторых, особенностью проявления молодых тектонических движений. Если своды Селенга-Витимской зоны формируются в условиях поперечного субгоризонтального сжатия, то ячеистая сеть молодых разломов и морфология поднятий Нижнеамурской зоны, скорее, свидетельствуют о преобладании продольного субгоризонтального сжатия.

Кроме крупных сводов и полусводов, в неотектонической структуре Нижнеамурской зоны значительную роль играют меньшие по размерам блоковые формы. Это ступенчатые и асимметричные глыбовые поднятия, представителем которых служит Хоунытское поднятие междуречья Амгуни и Дуки (рис. 38). Южная часть поднятия представляет собой наклонный блок, а северная — узкую ступень, отграниченную от сопредельной впадины уступом высотой 300—600 м. Нередко эта сту-

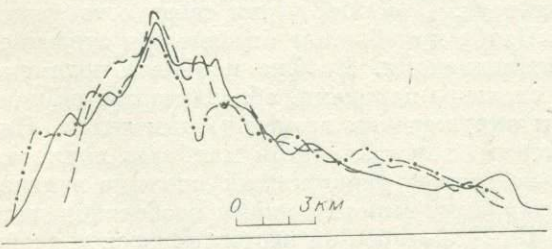


Рис. 38. Совмещенные поперечные профили Хоунытского асимметричного поднятия на правобережье Амгуни.

пень разделяется на две. Центральная часть поднятия занята горстом, в пределах которого выходят верхнемеловые гранитоиды.

В отличие от сводов Селенга-Витимской зоны, поднятия Нижнеамурской зоны почти не имеют форбергов и предгорных пьедесталов. На границе ее со Среднеамурской впадиной наблюдаются пологонаклонные поверхности, часто бронированные плиоцен-нижнечетвертичными базальтами. Эти поверхности вовлечены в сводовые изгибы. Предгорный пьедестал развит и вдоль северо-западного крыла Буреинского свода, где пологонаклонные денудационные поверхности плавно переходят в поверхность Верхнебуреинской впадины. Предгорные пьедесталы сопровождают поднятия в тех редких случаях, когда последние не имеют ограничений в виде протяженных региональных разломов. В обычных для Нижнеамурской зоны случаях сводовые изгибы заключены в описанные выше параллелограммоподобные блоки и не распространяются за их пределы.

Чаще поднятия Нижнеамурской зоны сопровождаются или сменяются по простиранию предгорными ступенями, особенно распространенными вдоль Эворон-Чукчагирской впадины. Здесь периклинали сводов и их крылья опираются на низкогорья или увалы с субгоризонтальными уровнями вершинной поверхности. В некоторых предгорных ступенях залегают покровы плиоцен-нижнечетвертичных базальтов. На бортах Эворон-Чукчагирской впадины в предгорных ступенях развиты педименты. Это указывает на остаточный характер большинства таких неотектонических форм. Скорее всего, предгорные педиментированные ступени отражают процесс деструкции орогенных форм и расширения за счет их наложенной Эворон-Чукчагирской впадины.

Межгорные впадины Нижнеамурской зоны представляют собой узкие участки погружения, ширина которых редко превышает 10 км и лишь у Верхнеамгунской впадины достигает 15 км и более. Впадины имеют асимметричное строение, и дренирующие их стволовые водотоки прижимаются к одному из бортов. Сведения о геологическом строении межгорных впадин малочисленны и разрозненны. Значительную часть разреза отложений наиболее крупных впадин (Верхнеамгунской и др.) составляют континентальные угленосные отложения олигоцен-миоценового возраста.

В объеме коррелятных отложений Нижнеамурской зоны значительна доля молодых базальтов. Возраст их в большинстве принимается плиоцен-нижнечетвертичным. В неотектонической структуре базальты занимают различное положение: в относительно опущенных блоках поднятий, на предгорных пьедесталах и ступенях, в межгорных впадинах.

Подчеркнем основные особенности неотектонической структуры Нижнеамурской зоны: 1) ячеистая сеть молодых разломов, по которой «нарезаны» параллелограммоподобные блоки, причем общий рисунок разломной сети подобен структуре катаклазита; 2) отсутствие группировок однотипных неотектонических форм в цепи; 3) изменчивость строения форм по простиранию. Что касается глубинного строения района, то о нем можно судить по гравитационным аномалиям. Западной части зоны свойственны региональные минимумы, а восточной — максимумы поля силы тяжести, разделенные гравитационной ступенью, совпадающей с положением Эворон-Чукчагирской впадины. Для западной части зоны можно ожидать бóльшие мощности земной коры, что отражается и в бóльших высотах вершинной поверхности горных поднятий.

Если учесть единый стиль неотектонической структуры восточной и западной частей Нижнеамурской зоны, то мы вправе полагать, что современная глубинная структура земной коры не определяет возникновения и развития неотектонических форм района. Их развитие явно обусловлено активными тектоническими процессами. Можно предположить, что субгоризонтальное сжатие, вызывающее коробление (аркогенез) приповерхностных частей земной коры, ориентировано продольно простиранию главнейших неотектонических элементов зоны. В пользу этого говорит структура сети разрывных нарушений и признаки правых сдвигов по крупнейшим продольным разломам. Анализ неотектонической структуры Нижне-

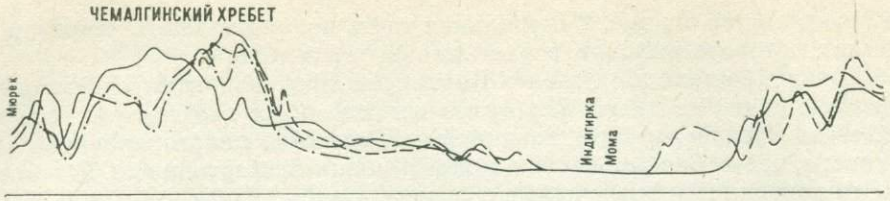


Рис. 39. Совмещенные поперечные профили Мома-Селенняхской впадины,

амурской зоны приводит к выводу, что это район с тенденцией к общему перемещению на юго-запад, рассредоточенному по системе продольных правых сдвигов. Восточной границей смещающегося на юго-запад геоблока является Центрально-Сихотэ-Алинский разлом, который представляет собой левый сдвиг [Иванов, 1972]. О неотектонических левых сдвигах в его зоне свидетельствует смещение на юг центральной части Омальского свода относительно его восточной периклинали. Становится понятной и разница в неотектонических структурах на крыльях этого разлома: на восточном крыле, где господствуют глыбовые формы, продольное субгоризонтальное сжатие мало́ или отсутствует, и коробление проявлено незначительно. Если признать продольное сжатие и юго-западное смещение ведущими факторами формирования структуры зоны, то получают объяснение многие черты неотектоники района, в том числе отсутствие цепей форм и изменчивость поднятий хребтов. Наиболее правильно построенный Буреинский свод, видимо, испытывает незначительные смещения на юго-запад, ибо он находится «в тени» сопредельного Ям-Алинского большого сводового поднятия.

Смещение геоблока Нижнеамурской зоны на юго-запад определяет две особенности неотектонической структуры региона. Во-первых, в тылу зоны расположен Шантарско-Удский район, где происходит деструкция орогенных форм и расширение шельфовой равнинно-платформенной области, свидетельствующие об общем растяжении земной коры. Во-вторых, за счет ускоренного смещения Баджальского района на юго-запад в его тылу формируется наложенная Эворон-Чукчагирская межгорная впадина.

Черская зона сводов и впадин, охватывающая одноименную горную систему, морфологически подобна Нижнеамурской. Основу ее неотектонической структуры составляют поднятия хребтов и меньшие по размерам межгорные впадины. Зона рассекается продольной Мома-Селенняхской межгорной впадиной на районы, различающиеся в деталях неотектонической структуры. Протяженные продольные разломы зоны образуют единую сеть, а их продолжения на юго-востоке пересекают Колымское поднятие (см. рис. 22). По тектоническому рельефу, а также по геологическим данным выделяются четыре основных разлома: 1) Илинь-Тасский, ограничивающий зону с востока; 2) Улахан вдоль Мома-Селенняхской впадины; 3) Дарпир западнее этой впадины; 4) Иньяли-Дебинский разлом. Основные разломы дают многочисленные виргации преимущественно в северо-западных румбах, обусловливающие наблюдаемую в неотектонической структуре систему линзо- и ромбовидных блоков. Геологические данные свидетельствуют о том, что наиболее крупные продольные разломы Черской зоны являются правыми сдвигами [Гусев и др., 1976]. О сдвиговых перемещениях во время формирования неотектонической структуры свидетельствуют деформация в плане юго-западного окончания Колымского поднятия, относительно смещенного на север по Черской системе молодых разломов, смещения в плане малых неотектонических форм, пересекаемых частными составляющими разлома Дарпир.

Основные неотектонические поднятия Черской зоны занимают линзо- или ромбовидные блоки и характеризуются сложными сочетаниями разрывов и изгибов. Последние хорошо выражены в Момском хребте, представляющем собой свод, северо-восточное крыло которого сопровож-



Момского свода и Чемалгинского поднятия в районе пос. Хонуу.

дается широким предгорным пьедесталом (рис. 39). В других поднятиях сводовые изгибы осложнены глыбовыми формами, преимущественно осевыми горстами, парагенетически связанными с интрузиями верхнеюрских-меловых гранитоидов колымского комплекса или субвулканическими образованиями верхнеюрского или мелового возраста. Гранитоидные массивы испытывают активные воздымания на неотектоническом этапе и часто представляют собой самостоятельные горсты или ступенчатые глыбовые поднятия [Баранова, 1967; Коржуев, 1963; Хворостова, 1970]. Узкие своды на участках развития верхнемезозойских гранитоидов переходят в глыбовые формы. Таково Чемалгинское поднятие в узкой юго-восточной части (см. рис. 39). Отдельные поднятия не группируются в цепи, а располагаются параллельно или кулисообразно. Значение их в структуре зоны переменчиво и максимально в северной и северо-западной частях, где расположены крупные Селенняхское, Боронгское, Тас-Хаях-Тахское и другие поднятия. В центральной части зоны находятся небольшие поднятия системы хр. Улахан-Чистай, а на юго-востоке господствующее значение приобретают «гранитные» горсты и ступенчатые поднятия.

Межгорные впадины в Черской зоне располагаются изолированно и не образуют единой системы. Осадочное выполнение их обычно имеет неоген-четвертичный возраст [Кайнозой..., 1968; Геология СССР, том XXX, 1970]. В некоторых впадинах известны и более древние, в частности верхнемеловые, континентальные отложения [Беккер и др., 1974], обозначающие, видимо, время заложения неотектонической структуры Черской зоны. Молодые тектонические движения оказали существенное влияние на перестройку гидросети [Онищенко, 1965] и деформацию террасовых уровней, например, в антецедентной долине р. Индигирки [Эльянов, 1958].

Черская зона обладает повышенным уровнем сейсмической активности, причем большая часть инструментально зарегистрированных эпицентров тяготеет к Верхненерской межгорной впадине [Козьмин, 1975]. В очагах землетрясений преобладают напряжения субгоризонтального поперечного сжатия [Козьмин, 1974]. Пространственное размещение эпицентров землетрясений в Черской зоне и характеристики напряжений в их очагах отличны от таковых в рифтовых зонах типа Байкальской. Рассматривать Черскую зону поднятий и впадин как часть континентальной рифтовой области [Грачев, 1977; Патык-Кара, Гришин, 1972] вряд ли целесообразно. Неотектоническая структура Черской зоны подобна таковой Нижнеамурской зоны сводов и впадин и также сформирована, вероятно, в условиях субгоризонтального сжатия. В пользу этого свидетельствуют: 1) ячеистая сеть региональных неотектонических нарушений, по которым фиксируются следы правосдвиговых перемещений; 2) проявление форм линейного коробления (сводовых изгибов) в линзоподобных блоках.

Олюторская зона поднятий и впадин охватывает Олюторский, Пылгинский, Ветвейский хребты и разделяющие их впадины. Преобладают неотектонические нарушения северо-восточного простирания, образующие в южном направлении виргацию типа конского хвоста. Сводовые изгибы приурочены к линейным линзовидным блокам. Можно предполагать, что по продольным разломам происходят левые сдвиги и общее продольное сжатие компенсируется в тыловой части зоны растяжением и форми-

рованием на шельфе погруженных блоков заливов Корфа, Олюторского и опусканием участков аваншельфа южнее мыса Говена.

Неотектонические структуры Нижнеамурской, Черской и Олюторской зон обнаруживают значительные морфологические отличия от зон сводов и впадин Забайкалья. Эти три зоны представляют другую разновидность («дальневосточную») неотектонических форм, для которой характерны следующие особенности: 1) ячеистая (типа «мегакатаклазита») сеть виргирующих разломов, не связанная со сводовыми изгибами и являющаяся по отношению к ним первичной; 2) быстрая изменчивость изгибов вершинной поверхности по простиранию поднятий, вплоть до замены их блоковыми формами; 3) наличие на сводах осевых горстов, связанных с геологическими телами пониженной плотности; 4) отсутствие, за редкими исключениями, форбергов и пьедесталов, свидетельствующих о постоянстве во времени размеров сводов и полусводов, заключенных в ромбо- или линзовидные блоки. Неотектонические формы не группируются в линейные цепи, что есть следствие первичности ячеистых сетей разломов, в которых значительна роль горизонтальных перемещений.

Зоны сводов и впадин «дальневосточной» разновидности развиваются в условиях продольного субгоризонтального сжатия, главным эффектом которого являются ячеистые сети разломов и сводовые изгибы приповерхностных частей земной коры. В отличие от забайкальских сводов, где изгибы генерируют краевые аркогенные надвиги и взбросы, здесь разломы выступают как первичные формы и определяют конфигурацию в плане изгибов вершинной поверхности. Другая особенность развития дальневосточных форм — влияние на горообразовательные процессы плотностных неоднородностей верхних частей земной коры.

Рифтовые зоны

Здесь обсуждаются неотектонические рифтовые зоны, выделяемые по геоморфологическим признакам. Если считать, что рифтовые зоны — это неотектонические структуры, которые обладают свойствами, указывающими на формирование их в условиях растяжения, то такие зоны могут быть частями и областей горообразования и равнинно-платформенных. Возможны случаи, когда орогенные большие грабены сопровождаются плечами-противоподнятиями, где господствуют платформенные равнины. Такая ситуация обычна для многих частей Восточноафриканской рифтовой системы [Милановский, 1976]. Южнобайкальская впадина в районе истока Ангары граничит с равнинно-платформенной областью и не сопровождается орогенными положительными неотектоническими формами с горным рельефом.

Среди рифтовых зон областей горообразования наиболее изучена Байкальская рифтовая зона [Зорин, 1970; Ламакин, 1968; Обручев, 1953; Флоренсов, 1960а, 1964]. Среди элементов ее неотектонической структуры хорошо изучены большие грабены и другие виды впадин, структурная же природа окружающих их горных поднятий описана в самых общих чертах. Морфологическая модель неотектонической структуры Байкальской рифтовой области на уровне форм размером 10^{2-3} км^2 отсутствует. Карта вершинной поверхности (тектонического рельефа) позволяет охарактеризовать положительные неотектонические формы рифтовой зоны и их пространственные сочетания.

В Байкальской рифтовой зоне распространены ступенчатые и асимметричные глыбовые поднятия. Последние образуют северное крыло зоны в районе хр. Кодар. Центральную часть хребта занимает крупный наклонный на северо-запад горст, с юга сопровождаемый ступенью, обрывающейся к Чарской впадине тектоническим уступом высотой более 1000 м. Ступень осложнена небольшими горстами высотой до 400—500 м. С севера асимметричное глыбовое поднятие ограничено системой долин-грабенов, к которым приурочены долины Витима, Сыгыкты и оз. Орон,

с востока — узкой Апсатской долиной, приуроченной к поперечному разлому-блокоразделу. На север блокораздел переходит в Ничатскую долину-грабен и далее в субмеридиональный уступ по краю равнинно-платформенной области. Восточнее Апсатского блокораздела располагается асимметричное глыбовое поднятие, составленное рядом наклонных блоков, образующих обратную ступенчатость вершинной поверхности. Поднятие имеет изометричную форму и с востока ограничено антецедентной долиной р. Чары, заложенной по надразломному погружению системы крупного поперечного разлома рифтовой зоны.

Южное крыло восточного фланга рифтовой зоны составлено поднятиями хребтов Удокана и Каларского. Северо-восточнее Верхнекаларской впадины расположено ступенчатое поднятие Удокана, состоящее из комплекса преимущественно изометричных блоков. Каларское поднятие имеет вытянутую форму и асимметричное строение. В сторону осевой части зоны оно обрывается высоким тектоническим уступом, осложненным узкими ступенями. Вершинная поверхность в поднятии постепенно понижается на юг. На окончаниях Каларского поднятия рисунок изогипс тектонического рельефа образует плавные овалы, что заставляет полагать наличие сводового изгиба.

Севернее Муйской и Верхнеангарской впадин крыло рифтовой зоны составлено преимущественно асимметричными глыбовыми поднятиями, в строении которых преобладают наклонные на север и северо-запад блоки. Южное крыло рифтовой зоны в этом районе имеет более сложное строение. Наряду с асимметричными, наклонными на юго-восток глыбовыми поднятиями распространены ступенчатые глыбовые поднятия типа расположенного на междуречьях Витима, Бамбуйки и Ципы. Это изометричное поднятие высотой до 2300 м с невысокими центральными горстами и ступенчатым от них понижением уровней вершинной поверхности. Между Верхнеангарской и Верхнемуйской впадинами располагается узкое линейное ступенчатое поднятие, сопровождаемое с севера цепью высоких горстов вдоль борта первой впадины. Эта комбинация блоков в структуре рифтовой зоны имеет ту же позицию, что и Чарско-Муйская перемычка, представляющая собой комбинацию продольных линейных горстов и узких эмбриональных грабенов [Солоненко, 1977].

Южное крыло рифтовой зоны включает в указанном районе и Баунтовскую группу межгорных впадин. Граница с Селенга-Витимской зоной устанавливается по смене блоковых форм, свойственных рифтовой зоне, на своды и располагается по линии от устья Ципы до места слияния Витимкана и Чины. На этой линии происходит заметное понижение на юг высот вершинной поверхности в положительных неотектонических формах.

В среднем звене Байкальской рифтовой зоны, включающем впадины оз. Байкал и Баргузинскую, наблюдается асимметрия неотектонической структуры. Восточное крыло зоны является системой наклонных на юг или юго-восток горстов, прямых горстов или ступенчатых глыбовых поднятий Икатского и Голондинского хребтов, группирующихся в продольные цепи с последовательным или кулисообразным расположением неотектонических форм. Расположенная западнее Баргузинская впадина асимметрична, и ее днище смещено к тектоническому уступу склона Баргузинского хребта [Флоренсов, 1960а; Логачев, 1958]. Этот хребет не является однородным и составлен ступенчатыми глыбовыми поднятиями на севере, сменяемыми южнее блокораздела долины Улюна асимметричным поднятием с наклонным на запад блоком и осевыми горстами, которые располагаются вблизи восточного краевого тектонического уступа. Расположенные западнее впадины оз. Байкал и перемычка между ними также имеют общие перекосы в западном и северо-западном направлениях. Орогенные (горные) поднятия на этом крыле рифтовой зоны наблюдаются севернее мыса Рытого. Это ступенчатое глыбовое поднятие Байкальского хребта, оканчивающееся на юге у мыса Мужинай. Южнее располагается полоса узких горстов, обрывающихся в сторону впадины тектоническими уступами высотой до 1500 м. Тектонические уступы в сторону Сибирской плат-

формы имеют высоту не более 600 м. Южнее мыса Рытого отмечаются лишь небольшие изолированные горсты, располагающиеся в верхней части полого понижающейся на северо-запад поверхности. Это особый вид тектонических зон в краевых частях материковых равнинно-платформенных областей, называемый нами предгорными пьедесталами (см. ниже).

Свойственные Байкальской рифтовой зоне неотектонические формы распространяются на восток до линии вдоль нижнего течения р. Нюкжи и среднего течения р. Чары. Эта линия условной оси крупной системы поперечных линеаментов, названной нами Олекма-Амурской [Гришкян и др., 1977]. В тектоническом рельефе частные разломы системы выражены преимущественно долинами-грабенами северо-западного простирания и тектоническими уступами. Восточнее их располагаются краевая зона Сибирской равнинно-платформенной области и Становое сводовое поднятие. Видимых продолжений рифтовой зоны восточнее долины Олекмы нет, равно как нет структурно-морфологических свидетельств распространения рифтового процесса на восток в пределы Сибирской платформы. Байкальская рифтовая зона имеет здесь тупиковое окончание, как и сопряженная с ней Селенга-Витимская зона.

Важнейшая особенность неотектонической структуры Байкальской рифтовой зоны — наличие нескольких систем поперечных разломов, хорошо читаемых на карте вершинной поверхности и выделяемых по геолого-геофизическим материалам [Хренов и др., 1977] и при изучении космических снимков [Гришкян и др., 1977]. Наряду с Олекма-Амурской важное структурное значение имеют следующие системы поперечных разломов: 1) Мамакан-Янгуда-Талаинская; 2) вдоль р. Джелокан, верховьев Верх. Ангары, Витима выше устья Калара и далее на юго-восток; 3) вдоль р. Катеры на юго-восток до устья р. Нерчи и на северо-запад до верховьев Бол. Чуи; 4) вдоль долины Светлой и верховьев Баргузина; 5) Главный Саянский разлом и его юго-восточное продолжение вдоль южного берега Байкала и далее в Забайкалье. Структурное значение этих систем и составляющих их неотектонических нарушений в том, что они делят рифтовую зону на секции и ограничивают основные неотектонические формы и их пространственные группировки. Вблизи поперечных разломов многие неотектонические формы имеют северо-западное простирание, например, ступенчатое глыбовое поднятие Янчуй-Катерского междуречья. Судя по смещениям границ неотектонических форм, многим поперечным разломам свойственны горизонтальные перемещения. На северо-восточном фланге зоны преобладают правые сдвиги.

Пространственные сочетания неотектонических форм в структуре рифтовой зоны различны для ее центра и северо-восточного фланга. Восточнее р. Витима наблюдается более или менее симметричное расположение неотектонических форм. Центральная часть зоны занята Чарской впадиной и междувпадинной Чарско-Муйской перемычкой, а крылья составлены Кодарским асимметричным поднятием и Каларским полусводом, у которых вершинная поверхность наклонена к границам зоны.

Центральная часть рифтовой зоны обладает асимметрией неотектонической структуры. Граница различных пространственных группировок неотектонических форм проходит по юго-восточному берегу Байкала, Баргузинской впадине и системе Баунтовских впадин. На юго-восток от этой линии преобладают неотектонические формы небольших размеров, преимущественно горсты и изометричные глыбовые поднятия. Высоты вершинной поверхности здесь ниже, чем в осевой части рифтовой зоны и ее северо-западном крыле. В пределах последних находятся крупнейшие рифтовые впадины и наиболее высокие и крупные по площади глыбовые ступенчатые или асимметричные поднятия.

Различия в неотектонических структурах северо-восточного фланга и центральной части рифтовой зоны можно объяснить, если Чарская впадина действительно имеет более молодое осадочное выполнение, а возраст базальтов хр. Удокан моложе таковых на юго-западе рифтовой зоны. Это может говорить о более молодом геологическом возрасте неотектонической

структуры северо-восточного фланга зоны. При допущении, что область аномальной верхней мантии на юге Восточной Сибири есть отражение потока вещества, над восходящей ветвью которого расположена рифтовая зона, граница между ее осевой частью и юго-восточным крылом будет, вероятно, фиксировать появление субгоризонтальной ветви потока, уходящей в юго-восточном направлении и способствующей поперечному сжатию в Селенга-Витимской зоне. Поднятия наибольшей высоты и наиболее крупные впадины байкальского типа располагаются в местах, где преобладает вертикальная составляющая потока мантийного вещества. Там, где начинает преобладать горизонтальная составляющая потока, высота и размер положительных неотектонических форм становятся меньшими и меняется морфология межгорных впадин. Симметрия неотектонической структуры северо-восточного фланга рифтовой зоны есть следствие, возможно, симметричного строения выступа аномальной мантии, при преобладании вертикальной составляющей мантийного потока.

Характеризуя забайкальскую разновидность зон поднятий и впадин, мы отметили сопряженность главнейших неотектонических процессов на юге Восточной Сибири. Растяжение земной коры в Байкальской рифтовой зоне компенсируется сжатием и линейным короблением в Селенга-Витимской зоне, которая по отношению к первой на неотектоническом этапе выступает в качестве резонансно-тектонической структуры. В Северо-Западном Прибайкалье компенсация растяжения в рифтовой зоне, вероятно, происходит путем омоложения надвигов на краю Сибирской платформы. Степень выражения надвигов в рельефе [Наумов, 1974] позволяет относить их к категории аркогенных.

Главнейшие отличия Байкальской рифтовой зоны от других видов зон поднятий и впадин следующие. В структуре рифтовой зоны основными элементами являются крупные и глубокие межгорные впадины, ограниченные высокими сбросовыми уступами. Впадины могут рассматриваться как формы уровня неотектонических зон и без окружающих поднятий. Преобладают глыбовые формы, и поэтому рифтовую зону с морфологической точки зрения можно обозначить как зону впадин и глыбовых поднятий. Вторая ее особенность — наличие систем поперечных неотектонических нарушений, делящих зону на звенья, различающиеся в деталях неотектонической структуры.

На Дальнем Востоке к категории зон впадин и глыбовых поднятий относится Приохотская зона, расположенная между Колымским асимметричным поднятием и Охотоморской равнинно-платформенной областью (см. рис. 21, 22). На востоке зона выклинивается в районе мыса Иретского, а на западе простирается до устья р. Марекана. Между последним и устьем р. Ини Приохотская зона представляет собой узкую полосу, а ее структурные элементы срезаются границей краевой зоны равнинно-платформенной области шельфа. У впадин срезаны южные крылья, и в рельефе они выглядят как прибрежные аккумулятивные равнины. Такова Мареканская впадина восточнее пос. Охотска. На востоке зоны некоторые межгорные впадины (Мелководнинская, Тауйская) имеют днища, погруженные ниже уровня моря.

Неотектоническая структура Приохотской зоны составлена крупными межгорными впадинами и разделяющими их асимметричными и, реже, ступенчатыми глыбовыми поднятиями [Онухов, Уфимцев, 1974а]. Поднятия соединяются горстами, а крылья их сопровождаются предгорными ступенями. Межгорные впадины выполнены преимущественно неогеновыми угленосными отложениями, суммарная мощность которых достигает 1000 м и более [Наймарк и др. 1963]. Крупнейшие межгорные впадины (Кавинская, Тауйская, Ольская) имеют в плане сложные формы; ограничивающие их тектонические уступы заложены по разломам различных направлений и образуют многочисленные выступающие и входящие углы. Впадины представляют собой комплексы крупных (тысячи километров квадратных) изометричных погружающихся блоков, которые разделяются внутривпадинными перемычками, где относительно приподнятые сту-

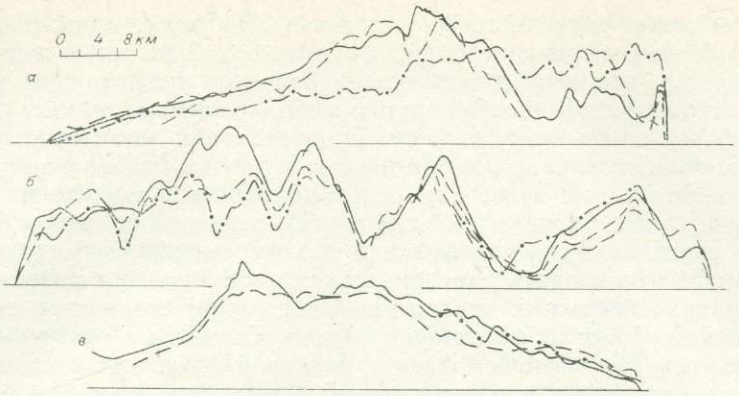


Рис. 40. Совмещенные поперечные профили глыбовых поднятий Северного Приохотья — п-ова Кони (*а*, *б*) и западнее зал. Бабушкина (*в*). Вертикальный масштаб превышает горизонтальный в 5 раз.

пени осложнены горстами. Последние образуют изолированные горные массивы в центральных частях Ольской, Кавинской и Тауйской впадин. В краевой части зоны, у границы Колымского поднятия, межгорные впадины (Челомджинская, Хасынская) приобретают выдержанные по простиранию борта. Особенностью неотектоники межгорных впадин является наличие в подножиях краевых тектонических уступов наклонных пьедесталов в виде слабо расчлененных террасовидных поверхностей, которые выделяются в самостоятельный ярус рельефа [Наймарк и др., 1963]. Пьедесталы составлены предгорными педиментами, сформированными за счет окраинных ступеней горных поднятий, прошедших стадию активных воздыманий. Эти предгорные пологонаклонные поверхности отражают процесс расширения межгорных впадин за счет краевых ступеней, хотя последние в структурном отношении нередко остаются частями поднятий.

Горные поднятия Приохотской зоны имеют сложные формы, наиболее поднятые блоки образуют выступающие углы, а к относительно опущенным и нередко денудированным блокам приурочены входящие углы. Прямолинейные ограничения свойственны лишь Хейджанскому и Килскому поднятиям, являющимся симметрично построенными удлиненными ступенчатыми глыбовыми формами. Большая же часть поднятий представляет собой асимметричные неотектонические формы, имеющие различные простирания и образующие хаотические пространственные группировки на полуостровах Кони, Пьягина и западнее Тауйской губы. Типичным является поднятие Кони, асимметричное, составленное тремя тектоническими ступенями рельефа (рис. 40, *а*, *б*). Северное крыло поднятия образовано в основном блоками нижней ступени. У мыса Таран эта ступень имеет вид круто наклоненного блока с понижением вершинной поверхности с 900—950 м почти до уровня моря. Далее на восток северное крыло поднятия Кони образовано тектоническим блоком, на уровне средней ступени ограниченным с севера высоким абразионно-тектоническим уступом (см. рис. 40, *б*). Вершинная поверхность здесь имеет наклон на север. В восточной части поднятия его северное крыло представляет собой нижнюю тектоническую ступень. Этот наклонный блок постепенно расширяется на восток, образуя входящий угол в центральную часть поднятия.

Южное крыло поднятия Кони отграничено от шельфовой равнины абразионно-тектоническими уступами высотой до 600—800 м. Оно представляет собой систему блоков нижней тектонической ступени (см. рис. 40, *а*, *б*), многие из которых наклонены к центральной части поднятия. От последней они отделены тектоническими уступами высотой до 700 м, в основании которых расположены долины-блокоразделы либо долины-грабены, где соответствующая их днищам придолинная ступень рельефа



Рис. 41. Тектонические ступени рельефа в восточной части поднятия Кони, на западном берегу зал. Забияка. Слева — блок мыса Корнилова. Вид с востока.

сохранилась в виде изолированных вершин на бортах долин. Системы наклонных блоков южного крыла поднятия образуют обратную ступенчатость уровней вершинной поверхности (см. рис. 40, *б*).

Центральная часть поднятия Кони — это система тектонических блоков на уровне верхней ступени. Здесь преобладает альпинотипный рельеф (рис. 41). Высоты вершинной поверхности достигают 1500 м. Тектонические блоки разделены прямолинейными уступами.

Другие асимметричные поднятия Приохотской зоны имеют подобное строение. Им свойственны разной ширины крылья, одно из которых обладает большей шириной и составлено наклонными блоками, а другое, значительно более узкое, а часто и редуцированное (см. рис. 40, *в*), состоит из блоков нижней тектонической ступени. Асимметричные глыбовые поднятия имеют различные простирания и комбинируются в группы без определенных ориентировок. В группах отдельные поднятия соединяются поднятыми блоками, примером которых служит Сигланский горст восточнее поднятия Кони (см. рис. 7). Река Сиглан пересекает горст, долина ее имеет типичный антецедентный характер и лишена поймы и надпойменных террас. Выше долины прорыва русло Сиглана образует многочисленные рукава на аккумулятивной равнине Мелководнинской межгорной котловины. Русло располагается в нескольких километрах от берега бухты Мелководной и отделено от него болотистой равниной. Река не впадает в эту бухту, а поворачивает на юг и пересекает горную гряду на участке Сигланского горста. Современное направление р. Сиглана оформилось после накопления неогеновых угленосных отложений впадины, но до поднятия Сигланского горста, интенсивное воздымание которого укладывается в рамки четвертичного времени [Наймарк и др., 1963].

Вдоль границы Приохотской зоны с равнинно-платформенной областью охотоморского шельфа наблюдаются небольшие и невысокие горсты, отделенные от горных поднятий либо глубокими блокоразделами, либо продольными долинами-грабенами. Последние образуют с окраинными горстами устойчивые парагенезисы. Горсты часто имеют наклоны тектонического рельефа в сторону суши. Особенно характерны окраинные горсты и сопровождающие их долины-грабены для участков, где в краевой части шельфа расположены изометричные погруженные блоки. Погруженный блок зал. Забияка у п-ова Кони со стороны суши почти повсеместно сопровождается горстами. На западном берегу залива — это горст мыса Корнилова (см. рис. 41), отделенный от поднятия Кони глубоким блокоразделом. Восточнее поднятия располагаются наклонные на север невысокие горсты, сопровождаемые долиной-грабеном. Наклонные же горсты, сопровождаемые продольными блокоразделами и долинами-грабенами, обрамляют погруженные блоки заливов Бабушкина, Кекурного и восточной части Тауйской губы. На абразионно-тектонических уступах этих блоков на берегу зал. Забияка есть небольшие сбросообвалы, возможно, сейсмогенного происхождения.

Главнейшие особенности неотектонической структуры Приохотской зоны следующие. В расположении ее основных неотектонических форм не наблюдается определенных закономерностей, за исключением того, что изометричные поднятия сближены и образуют группы благодаря соедини-

тельным ступенчатым горстам. Удлиненные поднятия Килское, Хейджанское и западнее мыса Измайлова располагаются изолированно. Отсутствие единого простирания неотектонических форм зоны обусловлено характером сети молодых разломов, в большинстве непротяженных и не образующих определенных систем. Молодые разломы обусловливают наличие хаотически расположенных блоков, совокупности которых можно обозначить известным термином «структура битой тарелки». Эта черта строения Приохотской зоны подчеркивается и ее отношениями с соседними неотектоническими зонами.

Граница с Колымским поднятием частично представляет собой протяженные тектонические уступы северо-западного, субширотного или северо-восточного простираний, а граница с равнинно-платформенной шельфовой областью имеет сложное строение. Окраинные погруженные блоки шельфовой области несогласно наложены на неотектонические формы Приохотской зоны и образуют ряд входящих углов. Наложение их на орогенные формы, существование определенного их генетического ряда (см. рис. 15) ясно указывает на деструкцию края области горообразования, скорее всего обусловленную общим растяжением земной коры. Этому не противоречит быстрое утонение земной коры на юг от Колымского поднятия [Резанов, 1964]. Видимо, Приохотская зона и краевая зона шельфовой области составляет эволюционный ряд неотектонических форм, являющийся геоморфологическим отображением процесса утонения коры вследствие ее растяжения на границе области горообразования и равнинно-платформенной области. В этом случае Приохотская зона — разновидность рифтогенных образований.

Для характеристики поверхностных эффектов рифтогенеза в Байкальской зоне В. В. Ламакин использовал образный и довольно удачный термин «расщеление», имея в виду образование больших впадин байкальского типа [Ламакин, 1968]. Для обозначения неотектонических процессов в Приохотской зоне (с учетом морфологии ее составных элементов и их пространственных отношений (структура битой тарелки)) лучше использовать термин «крошение». Именно впечатление беспорядочного деления на блоки оставляет строение Приохотской зоны. Зона на востоке выклинивается в месте выхода к берегу Охотского моря юго-восточных продолжений правых сдвигов Черской зоны сводов и впадин, секущих и Колымское поднятие. Смещающийся на север геоблок юго-западной части Колымского поднятия (см. рис. 22) оставляет в своей тыловой части полосу растяжения и утонения земной коры, поверхностным выражением которой является Приохотская зона.

Зоны поднятий и долин-грабенов

Описываемые зоны составлены горстами, ступенчатыми глыбовыми поднятиями, а место межгорных впадин занимают долины-грабены. Такое «изоморфное» замещение структурных элементов имеет следствия: 1) явное преобладание по площади поднятий; 2) размещение основных объемов коррелятных отложений за пределами зон. Иногда межгорные впадины участвуют в структуре зон поднятий и долин-грабенов в качестве дополнительных элементов.

Зоны поднятий и долин-грабенов разделяются на две разновидности. Представителем первой является Охотская зона, расположенная между Сунтар-Хаятинским сводом, Колымским и Джугджурским поднятиями (см. рис. 22). Здесь наблюдается система субмеридиональных неотектонических нарушений северо-восточного и северо-западного простираний. Наиболее протяженные из них являются долинами-грабенами. Основные нарушения образуют ромбовидную сеть, свойственную только Охотской зоне и не выходящую за ее пределы. Геоморфологическая выраженность этой сети во многом обеспечена ледниковой проработкой надразломных понижений рельефа, которые благодаря экзарационной деятельности значительно углублены.

Долины-грабены Охотской зоны разделяют крупные горсты или ступенчатые глыбовые поднятия, имеющие в плане форму удлиненных многогранников. Строение этих форм по простиранию подвержено быстрым изменениям. Горсты к своим окончаниям осложняются ступенями и таким образом превращаются в ступенчатые глыбовые поднятия. Среди последних типичное строение имеет Ланжинское поднятие на юге зоны (рис. 42). Одна из его ступеней преобладает по площади и осложнена невысоким горстом. На крыльях поднятия расположены узкие промежуточные ступени, краевые уступы которых опираются на пологонаклонную поверхность нижней ступени, являющейся переходной к сопредельным опусканиям. Ступень эта представляет собой педимент, переходящий в цокольную террасу, либо увалистые поверхности восточного крыла Кухтуйской неогеновой впадины.

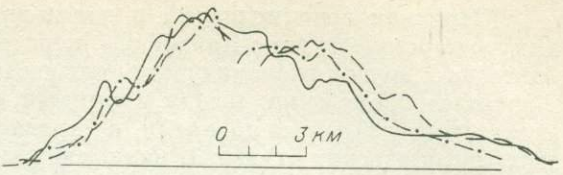


Рис. 42. Совмещенные поперечные профили Ланжинского поднятия у пос. Охотска.

Дополнительными элементами неотектонической структуры Охотской зоны являются ступени и внутригорные впадины. Ступени служат соединительными звеньями между горстами или ступенчатыми поднятиями. Внутригорные впадины типа Аркинской представляют собой либо расширения долин-грабенов, либо располагаются в местах соединения последних. В днищах впадин распространены ледниковые отложения.

Крупная зона поднятий и долин-грабенов располагается в юго-восточной части Чукотского полуострова (см. рис. 22). Здесь также преобладают горсты, ступенчатые глыбовые поднятия и долины-грабены, причем некоторые из них имеют погруженные ниже уровня моря днища и заняты фиордами. Особенности их морфологии говорят о первично-тектонической природе этих линейных узких понижений [Каплин, 1962].

Другие участки распространения поднятий и долин-грабенов имеют небольшие размеры и находятся в краевых частях областей горообразования. Они как бы заполняют пространство между разнотипными орогеническими зонами и равнинно-платформенными областями. Со стороны последних с зонами поднятий и долин-грабенов сопряжены погруженные блоки. Охотская зона с юга срезается наложенным на нее и на Кухтуйскую впадину крупным погруженным блоком, днище которого занято аллювиальными и прибрежно-морскими равнинами. Поднятия и долины-грабены юго-востока Чукотского полуострова с юга срезаются погруженными блоками зал. Креста и других открытых заливов. Поскольку краевые погруженные блоки свойственны территориям, где развитие неотектонической структуры происходит в условиях растяжения, то естественно задать вопрос — не являются ли зоны поднятий и долин-грабенов геоморфологическим выражением начальной стадии крипторифтового процесса, приводящего к распаду орогенных неотектонических форм?

Развитие неотектонических структур зон поднятий и долин-грабенов «охотской» разновидности осуществляется в силу воздействия двух основных факторов: 1) они вовлекаются в общие воздымания благодаря соседству с крупными зонами горообразования; 2) эти общие воздымания расчленяются долинами-грабенами на блоки под воздействием субгоризонтального общего растяжения вдоль границ равнинно-платформенных областей. Поэтому долины-грабены открываются в сторону краевых погруженных блоков. Если учесть, что последние срезают как долины-грабены, так и межгорные впадины Приохотской зоны, то можно выстроить эволюционный ряд: 1) зоны поднятий и долин-грабенов «охотской» разновидности; 2) зоны глыбовых поднятий и впадин; 3) краевые зоны равнинно-платформенной области. Этот ряд отражает процесс распада орогенных неотектонических форм и расширения за счет них платформенных равнин.

Юдомская зона поднятий и долин-грабенов, расположенная между Джугджурским и Сетте-Дабанским поднятиями (см. рис. 22), может быть отнесена к другой разновидности этих неотектонических форм. Она как бы заполняет промежуток между крупными поднятиями. В структуре зоны доминируют глыбовые поднятия, построенные однообразно. На фоне главных тектонических ступеней, включающих бóльшие части этих форм, воздымаются высокие изометричные или удлиненные горсты. Они могут находиться в различных частях главных ступеней и обнаруживают парагенетическую связь с элементами геологической структуры — массивами нижнемеловых гранитоидов или участками развития верхнемезозойских эффузивов. Массивы гранитоидов испытывают опережающее воздымание, вовлекая в него и сопредельные участки, где формируются ступени вокруг центральных горстов. Таким же образом в неотектонической структуре проявлены и другие элементы геологической структуры. Это заставляет полагать, что их воздымания обусловлены не только изостатическим всплыванием, но и выжиманием клиноподобных тел под действием горизонтального сжатия. Юдомская зона находится в тыловой части шовного Сетте-Дабанского поднятия, и такой механизм образования ее глыбовых поднятий весьма вероятен.

Юдомская зона и расположенная восточнее ее Охотская зона являются конвергентными образованиями, сформировавшимися, несмотря на морфологическое сходство, в результате различных процессов.

Зоны впадин и горстов

Это своеобразные сочетания крупных впадин и сопровождающих их горстов или глыбовых ступенчатых поднятий. Пример таких неотектонических зон — межгорная впадина в районе среднего течения р. Амгуэмы, на юго-западе продолжающаяся межгорным погружением в бассейне р. Танюрер. Эта впадина сопровождается изометричными или удлиненными горстами, которые иногда играют роль внутривпадинных перемычек. Амгуэмская зона разделяет Чукотское сводовое поднятие и Искатеньское сводово-глыбовое поднятие. Подобная же Малоанюйская зона разделяет Раучуанское сводово-глыбовое и Колымское асимметричное поднятия (см. рис. 22). Она состоит из межгорного погружения и сопровождающих его вытянутых или изометричных горстов и ступенчатых поднятий.

Третья зона амгуэмского типа расположена между Сихотэ-Алинским поднятием и Уссури-Ханкайской равнинно-платформенной областью. Она состоит из линейного грабена в районе рек Арсеньевки, Крыловки и Быстрой и сопровождающей его с запада цепи ступенчатых глыбовых поднятий хр. Синего. Последние включают линейные осевые горсты и низкогорные ступени на крыльях, разделенные крутыми тектоническими уступами.

Зоны амгуэмского типа располагаются преимущественно между крупными неотектоническими поднятиями, а их межгорные впадины открываются в сторону платформенных равнин, где по простиранию сменяются краевыми погруженными блоками. Это наводит на мысль о том, что они могут фиксировать положение локальных участков растяжения земной коры между геоблоками. Зоны данного типа следует, очевидно, рассматривать в качестве шовных образований, своего рода антиподов шовных поднятий, фиксирующих участки сжатия на границах геоблоков.

Блоковые поля

Вид неотектонических зон, называемых нами блоковыми полями, характеризуется сочетаниями разновысотных ступеней, осложненных невысокими и небольшими по размерам горстами, долинами-грабенами и реже — впадинами. Этим зонам свойственны незначительные колебания высот тектонического рельефа, градиенты которого близки к таковым у равнинно-

платформенных областей. В рельефе блоковых полей преобладают денудационные равнины как древние реликтовые, так и молодые. По этому свойству блоковые поля могут быть разделены на две разновидности.

Примером первых служит блоковое поле между долиной Амура и сводом Олекминского Становика, продолжающееся на юго-запад в Забайкалье вдоль системы краевых разломов Монголо-Охотского пояса. Основными элементами структуры Верхнеамурского блокового поля являются невысокие (не более 300 м) поднятые ступени междуречий, вершинный пояс которых составлен древней поверхностью выравнивания с множественно-выпуклым профилем (тип пенеплена), несущей местами небольшие островные горы и гривы. Ступени разделены блокоразделами в виде комбинаций сопряженных долин и водораздельных седловин и имеют облик плато. Над ними возвышаются отдельные невысокие (не более 300 м) изометричные или удлиненные горсты, часто связанные с массивами верхнемезозойских гранитов. Вершинная поверхность поднятых ступеней и горстов часто наклонена на юг, что обусловлено влиянием сводового воздымания Олекминского Становика. В подошве последнего располагаются небольшие впадины, где мощности верхнемеловых и кайнозойских отложений достигают 1000 м. Выраженность в рельефе этих впадин не очень резка, и их краевые тектонические уступы редко имеют высоту более 200 м.

Подобной же разновидности блоковые поля распространены между сводами Олекминского Становика и Становым в районе Амурского лимана. В их структуре преобладают поднятые ступени, выраженные невысокими возвышенностями типа плато. Несмотря на молодые эрозионные врезы, структуры блоковых полей этой разновидности испытывают устойчивое во времени конденудационное развитие при равномерном общем воздымании, что создает благоприятные условия для образования аллювиальных россыпей на любых геоморфологических уровнях. Значительная часть золотоносных россыпей Верхне- и Нижнеамурского районов и Забайкалья [Анерт, 1928] сосредоточена в пределах блоковых полей.

К другой разновидности относится блоковое поле вдоль западной границы Сихотэ-Алинского поднятия, в междуречьях низовий Бол. Уссурки, Бикина и Хора. Здесь увеличивается роль горстов, располагающихся на ступенях. В рельефе ступеней господствуют молодые педименты. Во многих случаях педименты соседних долин соединяются, оставляя от водораздельных гребней конусовидные островные горы и гряды. Соединившиеся педименты образуют характерный ландшафт педиплена, над которым возвышаются слабо расчлененные высокие (до 500 м и более) горные массивы, представляющие собой горсты или ступенчатые поднятия. Таков горст центральной части Самурского горного массива на левобережье Бикина.

Рельеф в пределах блокового поля характеризуется сочетанием предгорных педипленов с ландшафтами островных гор и гряд и возвышающимися над ними слабо расчлененными среднегорными массивами-горстами. Такую геоморфологическую ситуацию можно интерпретировать следующим образом. В развитии структуры блокового поля общее быстрое, но умеренной амплитуды поднятие сменилось для большинства блоков стационарным состоянием, что обеспечило при развитой долинной сети срезание водоразделов. Бóльшая часть блоков превратилась в остаточные ступени. Некоторые блоки сохранили тенденцию к общему воздыманию и превратились в горсты, причем их современное значительное превышение над окружающими остаточными ступенями во многом обеспечено понижением последних за счет денудационного среза. Такие блоковые поля по характеру тектонического рельефа близки к краевым зонам равнинно-платформенных областей и нередко образуют к ним постепенные переходы.

Зоны складок

На северо-востоке Якутии, западнее Черской зоны сводов и впадин, в районе распространения пород верхоянского комплекса, располагается неотектоническая зона, где эллипсовидной формы невысокие поднятия с пологими крыльями чередуются с продольными линейными опусканиями, в которых текут основные реки. Поднятия имеют овальные периклинали, указывающие на изгибы вершинной поверхности. Изгибы очень редко осложнены невысокими тектоническими уступами. Поскольку в неотектонической структуре этой зоны складок преобладают пологие изгибы, высотная дифференциация вершинной поверхности невелика, и рельеф представляет собой нечто среднее между низкогорьем и плато. Лишь в пределах Нельгесе-Дербекинского и Нельгесе-Борулахского междуречий находятся небольшие горные массивы — горсты, парагенетически связанные с интрузиями молодых гранитов. Поднятия этих междуречий ориентированы поперек обычных складок и явно контролируются цепями гранитоидных интрузий. В обычных случаях простирания складок согласны с таковыми складчатых форм верхоянского комплекса.

Складки в приближении к Черской зоне становятся более крутыми, приобретают разломы на крыльях и уподобляются сводам этой зоны, что указывает на структурные связи зоны складок с Черской зоной. Складки могут быть эмбрионами будущих сводов.

Большие межгорные впадины

Описываемые впадины занимают особое место в неотектонической структуре областей горообразования. Впадинообразование — существенная составная часть горообразовательных процессов, определяющая в значительной мере появление и развитие крутых граней рельефа, служащих главным геоморфологическим признаком орогенеза. Роль впадинообразования в последнем иллюстрируется многими восточно-африканскими рифтовыми долинами, где часто единственными горными (орогенными) гранями рельефа являются сбросовые фасеты краевых уступов этих впадин.

Образование больших впадин, накопление в них значительных объемов осадков — это преимущественно следствие абсолютных погружений в условиях субгоризонтального растяжения земной коры или верхних ее горизонтов [Артемьев, Артюшков, 1968; Милановский, 1976]. Они так или иначе проходят стадию рифтового развития. Она может быть единственной, и поэтому соответствующие впадины можно относить к рифтовым. Некоторые впадины в последующем испытывают частную или полную инверсию, отраженную в особенностях их геологического и неотектонического строения. Они располагаются обычно в краевых частях или на границах геоблоков и являются пограничными (шовными) образованиями. Таким образом, можно выделить два основных типа больших межгорных впадин: 1) рифтовые; 2) шовные. Большие межгорные впадины рифтового типа по морфологическим характеристикам разделены на две разновидности: 1) наложенные, со сложными ограничениями и без протяженных краевых уступов; 2) продольные, с протяженными высокими краевыми уступами.

Первую разновидность представляет Эворон-Чукчагирская впадина в Нижнем Приамурье. Она протягивается в субмеридиональном направлении от Шантарского моря до долины Амура и диагонально пересекает Нижнеамурскую зону сводов и впадин (см. рис. 22). На севере ее днище расположено ниже уровня моря (Тугурский залив). Впадина является составным элементом сложной полосы субмеридиональных погружений [Билибин, 1950]. Поскольку она наложена диагонально на зону сводов и впадин, границы впадины в плане имеют зубчатые очертания и оформлены по системе нарушений северо-восточного и северо-западного простираний. Основные молодые разломы района пересекают впадину и делят ее на ряд опущенных или относительно поднятых блоков. В северной полови-

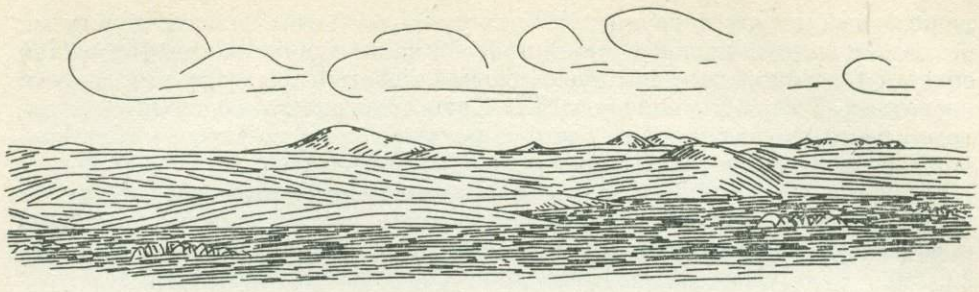


Рис. 43. Педиплен с ландшафтом островных гор в пределах остаточного горста в центральной части Эворон-Чукчагирской впадины южнее оз. Чукчагирского. Рисунок по фотографии. Вид с юго-востока.

не впадины преобладают аккумулятивные равнины на длительно погружающихся блоках. Для речных русел характерны фуркация и меандрирование и речные перехваты типа переливаний рек при отсутствии заметных наклонов земной поверхности, причем при высоких паводках могут на короткое время возобновляться прежние направления стока [Чемеков, 1969].

Разрез кайнозойских отложений впадины имеет двучленное строение. Мощность его более 500 м. Нижняя часть сложена эоцен-нижнемиоценовыми глинами и песчаниками. Верхняя часть имеет верхнемиоцен-плиоценовый возраст, причем в низах ее присутствуют грубообломочные отложения, преимущественно галечники [Ахметьев и др., 1969]. Они фиксируют время оформления сопредельных неотектонических поднятий. Низы разреза залегают в центральных частях впадины, а площадь распространения миоцен-плиоценовых осадков значительно шире, что свидетельствует о расширении впадины во времени. Геоморфологические следы этого процесса лучше видны в южной, более сложно устроенной части впадины, где наблюдается чередование частных впадин и относительно поднятых блоков. Последние представлены формами двух видов. Первый — это вытянутые или удлиненные низкие ступени, которые по характеру вершинной поверхности можно отнести к пологим складкам. Это пологосклонные низкогорные массивы или увалистые возвышенности с вогнутыми склонами типа педиментов и останцовыми грядами в центральных частях. Они имеют явно останцовый характер.

Другой вид поднятий — это угловатых очертаний увалистые массивы, гряды и ступени предгорий с ландшафтами островных гор (рис. 43). Преобладание в рельефе морфологически молодых педипленов указывает на остаточный характер поднятий, что служит геоморфологическим свидетельством разрастания Эворон-Чукчагирской впадины за счет окружающих горных сооружений. Остаточные ступени распространены как вдоль бортов впадины, так и в ее центральных частях, где они расположены по простиранию окружающих хребтов. Это говорит о том, что остаточные ступени представляют собой остатки существовавших горных поднятий, включенных в зону впадинообразования и прошедших стадию денудационного разрушения.

Эворон-Чукчагирская впадина приурочена к гравитационной ступени, разделяющей районы с существенно различным характером поля силы тяжести [Малышев и др., 1977] на границе геоблоков с различной структурой земной коры. Впадина сформирована, скорее всего, в зоне растяжения между смещающимися на юго-запад с различной скоростью геоблоками и потому отнесена к классу рифтовых образований.

Восточнее Нижнеамурской зоны сводов и впадин располагаются Удыль-Кизинская и Чля-Орельская большие впадины. Это изометричные образования. Подобно Эворон-Чукчагирской впадине, они не имеют протяженных краевых уступов и ограничены короткими разломами различного простирания. Впадины являются системами блоков, имеющих раз-

личные амплитуды погружения. Изометричная форма впадин делает их похожими на погруженные блоки краевой части равнинно-платформенной области Охотоморского шельфа. Подобно краевым погруженным блокам последнего Удыль-Кизинская и Чля-Орельская впадины находятся в тыловой части смещающегося на юго-запад геоблока и по способу образования являются рифтовыми формами.

Рифтовые впадины другого вида имеют протяженные краевые уступы и занимают продольные положения относительно окружающих неотектонических форм. Пример таких впадин — Мома-Селенняхская (см. рис. 21, 22, 39).

Остановимся на вопросе о положении Мома-Селенняхской впадины в неотектонической структуре Северо-Востока. В последнее время она и ее горное обрамление относятся к рифтовым зонам и считаются связанными с системой срединно-океанических хребтов, в частности, с хр. Гаккеля в Северном Ледовитом океане [Грачев, 1973; Патык-Кара, Гришин, 1972]. Проблемы заключаются в следующем: 1) является ли Мома-Селенняхская впадина самостоятельным образованием или составным элементом рифтовой зоны? 2) существуют ли прямые структурные связи между впадиной и рифтовой зоной хребта Гаккеля в Полярном бассейне?

Своды и впадины Черской зоны не могут рассматриваться в качестве составных элементов рифтовой зоны (плечей рифта). Это формы линейного коробления в условиях субгоризонтального сжатия. Следовательно, Мома-Селенняхская впадина — самостоятельное образование. При решении вопроса о связи Мома-Селенняхской впадины с хр. Гаккеля следует учитывать два обстоятельства: 1) впадина имеет замыкание в верховьях р. Селенняха и не ныряет под осадки Приморской равнины, хотя молодые разломы Черской зоны продолжаются, по-видимому, на северо-запад до долины Яны; 2) между областью горообразования Северо-Востока СССР, частью которого является Мома-Селенняхская впадина, и хр. Гаккеля располагается обширная равнинно-платформенная область с преобладанием зон общего погружения. Следовательно, прямых структурных связей между Мома-Селенняхской впадиной и хр. Гаккеля нет.

Мома-Селенняхская межгорная впадина распадается на ряд частных впадин и разделяющих их внутривпадинных перемычек. У бортов впадины нередко наблюдаются предгорные ступени и пологонаклонные пьедесталы (см. рис. 39). Борта впадины чаще представляют собой высокие уступы по разломам Улахан и Дарпир, а северо-восточный борт впадины у Момского хребта является флексурообразным изгибом [Грачев, 1973]. Бо́льшая часть днища впадины занята частными впадинами угловатых очертаний, морфологически выраженными низкими аккумулятивными равнинами, где стволовые реки меандрируют, а оперяющие образуют многочисленные фуркации, особенно в бассейнах Берелеха и Нахатты. Частные впадины разделены внутривпадинными поднятиями двух видов. Обычно это поперечные выступы типа структурных мысов с овальными изгибами изогипс тектонического рельефа, что указывает на существование продольных изгибов фундамента впадины. Другой вид внутривпадинных поднятий — изометричные или удлиненные горсты, расположенные вблизи оси большой впадины, например, северо-западнее устья Момы.

Характерный элемент структуры Мома-Селенняхской впадины — предгорные наклонные пьедесталы, которые располагаются в подножиях краевых тектонических уступов. Особенно хорошо предгорный пологонаклонный пьедестал выражен вдоль хребтов Тас-Хаях-Таха и Чемалгинского (см. рис. 39). У подножий Иргичанского и Улахан-Чистайского хребтов предгорные пьедесталы по простиранию переходят в ступени, отграниченные от сопредельных частных впадин уступами высотой до 300 м и более. Эти предгорные ступени осложнены невысокими изометричными горстами.

Возникает вопрос — являются ли предгорные пьедесталы и ступени Мома-Селенняхской впадины остаточными образованиями или же активными неотектоническими формами? Если верно последнее, то мы можем

считать их следствием вовлечения крыльев впадины в воздымания. Если предгорные ступени и пьедесталы — реликтовые образования, то можно ожидать наличие внутрицикловой молодой поверхности выравнивания, как в Эворон-Чукчагирской впадине. Несомненно одно — наличие этих элементов в структуре Мома-Селенняхской впадины делает ее отличной от впадин байкальского типа. В пользу этого говорит и низкий уровень сейсмической активности впадины. По важнейшим особенностям структуры и сейсмичности Мома-Селенняхская впадина не аналогична впадинам байкальского типа и не имеет прямой связи с системой океанических рифтовых зон. Механизм ее образования, следовательно, иной, чем у впадин рифтовых зон. Строение впадины и ее отношения с другими неотектоническими зонами свидетельствуют о том, что в генетическом смысле она представляет собой присдвиговую зону растяжения в земной коре, где напряжения растяжения обусловлены горизонтальными перемещениями геоблоков. К подобного же рода образованиям относится и Центральнокамчатская впадина, в формировании которой процессам рифтогенеза отводится главная роль [Ермаков и др., 1974]. Эта большая межгорная впадина также располагается на границе геоблоков и в тыловой части системы продольных сдвигов Восточного хребта Камчатки [Эрлих и др., 1972].

Присдвиговый характер рифтовых межгорных впадин типа Мома-Селенняхской определяет отсутствие у них плечей-противоподнятий и заставляет предполагать, что в развитии этих форм могут быть и стадии инверсионных воздыманий при сменах растягивающих напряжений на сжимающие. Краевые ступени и пьедесталы Мома-Селенняхской впадины, если они не являются реликтовыми формами,— следствие таких частных инверсий неотектонических процессов.

На Востоке СССР существуют три вида межгорных рифтовых впадин: 1) впадины байкальского типа как составные элементы материковых рифтовых зон, являющихся геоморфологическим отражением крупных неоднородностей в верхней мантии и протекающих в них процессов; 2) присдвиговые рифтовые впадины в краевых частях поясов крупнейших разломов, в плане образующих сеть типа «мегаклазита»; 3) большие впадины в тыловых частях геоблоков, испытывающих горизонтальные смещения.

К другой разновидности больших межгорных впадин, которые называются нами шовными, относятся Верхнезейско-Удская, Пенжина-Анадырская и Парапольская. Они располагаются на границах крупных геоблоков (геоструктурных областей) и пространственно связаны с глыбовыми поднятиями джагдинского типа, имеющими также шовный характер (см. рис. 21, 22).

Верхнезейская впадина сопровождает с севера Тукурингра-Джагдинское глыбовое поднятие. Наибольшую информацию о неотектонической структуре впадины дает строение современной гидросети. Впадине свойственно центростремительное распределение водотоков, причем стволовая р. Зея прижата к северному борту. Это определяет асимметрию рисунка гидросети и указывает, что молодые (второй половины плейстоцена) опускания во впадине имеют наибольшие амплитуды в ее северной части. Поверхность впадины дренируется реками, текущими с юга, с хребтов Соктахана и Джагды. Эти реки расположены субпараллельно и создают перистый рисунок, нарушаемый продольными отрезками водотоков в средних течениях Нёла, Амкана, Уркана. Продольные части водотоков сопряжены и в совокупности образуют субширотный линеамент, продольно рассекающий впадину от верховьев Уды до устья Дуткана на западе. Текущие с юга реки в полосе линеамента как бы натыкаются на препятствие и обходят его, создавая систему сопряженных продольных отрезков долин. Общий рисунок гидросети указывает на существование во впадине двух крупных наклонных на север блоков, северный из которых и ограничен с юга указанным продольным линеаментом.

Таким образом, неотектоническая структура впадины характеризуется наличием обратной (типа односторонней пилы) ступенчатости. Наклоны блоков в северном направлении хорошо заметны и у подножий хребтов

Соктахана и Джагды. Здесь наклонены на север предгорные аккумулятивные равнины, а на левобережье Зеи наблюдается довольно круто наклонный на север Журбанский увал, где выходят на поверхность низы разреза выполняющих впадину отложений. В центральной и северной частях Верхнезейской впадины перекос тектонических блоков на север отражается в рисунке гидросети.

Итак, неотектоническая структура описываемой впадины определяется сочетаниями наклонных на север блоков, образующих комбинации с обратной ступенчатостью. Максимальные молодые опускания свойственны северной части впадины, где располагается долина стволовой р. Зеи. Важнейшим свойством неотектонической структуры впадины является общий перекос на север и связанная с ним асимметрия.

Верхнезейская большая межгорная впадина имеет сложное выполнение. Нижними частями ее разреза являются верхнеюрские-нижнемеловые отложения, выполняющие узкий и глубокий (более 2000 м) грабен вдоль подножия Тукурингра-Джагдинского поднятия [Лишневский, Землянов, 1972]. С севера грабен ограничен разломом, выраженным продольным линеаментом в рисунке гидросети. На грабен наложены угленосные отложения, нижние слои которых имеют верхнемеловой возраст. Выше залегают палеоген-неогеновые отложения. Их мощность в южной части впадины более 500 м, а в северной не более 150 м [Барвенко, Сорокин, 1977].

Геологическая структура Верхнезейской впадины характеризуется асимметрией, причем максимальные погружения фундамента свойственны ее южному крылу. Нетрудно заметить, что асимметрии неотектонической и геологической структур впадины находятся в обратных отношениях, и это указывает на инверсию тектонических процессов после формирования осадков плиоценовой соктаханской свиты. Общий постплиоценовый перекос Верхнезейской впадины на север во времени сопряжен с эпохой активного воздымания сопредельного Тукурингра-Джагдинского поднятия. Тектоническая перестройка во впадине обусловлена сменой субгоризонтальных растяжений поперечным сжатием в связи со сближением геоблоков Буреинского срединного массива и юго-восточной части Сибирской платформы. В зоне междублочного сжатия произошло интенсивное воздымание Тукурингра-Джагдинского поднятия и перекос на север Верхнезейской шовной впадины.

В формировании Верхнезейской впадины выделяются две стадии: 1) преимущественного погружения в условиях растяжения; 2) частная инверсия тектонических движений и перемещение зон осадконакопления в сторону от максимальных погружений фундамента впадины. Возможно, что периодическая смена во времени рифтовых и рамповых стадий — характерная черта развития шовных больших впадин. Обе стадии развития с достаточной вероятностью мы можем реконструировать для Верхнезейской впадины.

Пенжина-Анадырская и Парапольская впадины в бо́льших своих частях, по-видимому, претерпевают рифтовую стадию развития, что находится в соответствии с эмбриональным состоянием сопряженного с ними Пенжинского шовного глыбового поднятия. В Парапольской и Пенжинской впадинах стволовые водотоки прижаты к подножиям Пенжинского поднятия. Здесь существует ситуация, соответствующая палеоген-неогеновой обстановке в Верхнезейской впадине. То же самое наблюдается в Марковской и Майнской впадинах, входящих в системы рассматриваемых больших впадин.

Иная обстановка в северо-восточной части Пенжина-Анадырской большой впадины, где ее составная часть — Бельская впадина — сопряжена с Пекульнейским глыбовым поднятием. Последнее имеет значительные высоты и ширину, морфологически подобно Тукурингра-Джагдинскому. В Бельской впадине стволовые водотоки (Белая, Бол. Осиновка) смещены к западу, а вдоль подножий краевых уступов Пекульнейского поднятия наблюдаются пологонаклонные аккумулятивные равнины. Эта ситуация может считаться свидетельством смещения полосы интенсивных

опусканий во впадине от шовного глыбового поднятия при его росте.

Сказанное позволяет сделать следующие выводы. Во-первых, шовные большие впадины образуют с глыбовыми поднятиями джагдинского типа системы сопряженных неотектонических форм. Эмбриональной стадии развития поднятий джагдинского типа соответствует рифтовая или квазирифтовая стадия впадин, когда осадки накапливаются преимущественно в грабенах вдоль границ указанных поднятий. Вторая стадия характеризуется интенсивными воздыманиями глыбовых поднятий, становлением в них горного рельефа. Во впадинах одновременно происходят частные инверсии и смещение зон осадконакопления в сторону от сопряженных глыбовых поднятий. Такую последовательность стадий развития можно интерпретировать как следствие смены эпох сжатия и растяжения земной коры вследствие горизонтальных перемещений геоблоков.

РАВНИННО-ПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ МАТЕРИКОВОЙ СТУПЕНИ

На Востоке СССР находятся несколько равнинно-платформенных областей: 1) восточная часть Сибирской области; 2) равнины Арктического шельфа и прибрежных низменностей; 3) шельфовые области окраинных морей; 4) Амур-Зейская, Среднеамурская и Уссури-Ханкайская области, окруженные зонами горообразования (см. рис. 22). Рельеф их разнороден — от плоских равнин морской аккумуляции до высоких плато. Разнообразие рельефа дает основания предполагать, что здесь можно выявить набор крупных неотектонических форм (зон), достаточный для основы соответствующей классификации (см. табл. 4). Сколь бы ни был сложен рельеф равнинно-платформенных областей, ему всегда присуще одно свойство — отсутствие больших градиентов тектонического рельефа и господство субгоризонтальных или пологонаклонных поверхностей как важнейшее выражение определенных отношений эндогенных и экзогенных процессов.

Наибольшие площади равнинно-платформенных областей занимают субгоризонтальные поверхности, испытывающие общие опускания или воздымания. Эти крупные элементы осложнены другими формами, в размещении которых нет пространственной упорядоченности и которые являются элементами-включениями неотектонических зон. Последние условно называются «зонами локальных неотектонических форм» и подразделяются на общие поднятия и общие погружения. Другими элементами равнинно-платформенных областей являются щитообразные поднятия — неотектонические аналоги антеклиз. Их антиподами служат большие равнинно-платформенные впадины, изометричные (аналоги синеклиз) или линейные (предгорные впадины и аналоги авлакогенов). Существенное значение имеют краевые зоны на границах с областями горообразования. Они включают несколько разновидностей.

Зоны локальных неотектонических форм

Зоны локального распространения неотектонических форм, испытывающие общие воздымания, составляют бóльшую часть Сибирской равнинно-платформенной области. В рельефе здесь преобладают высокие денудационные равнины и плато, сложенные отложениями плитного комплекса платформы. О молодых поднятиях свидетельствует свежий глубокий эрозионный врез, свойственный Сибирской платформе в целом [Коржуев, 1974]. Тектонический рельеф области характеризуется преобладанием субгоризонтальных поднятых ступеней, на локальных участках осложненных малыми неотектоническими формами. Типичны пологие его уклоны от центра к периферии области, отраженные в общем центробежном рисунке гидросети. Большие приподнятые ступени осложнены линейными понижениями, соответствующими долинам магистральных рек Лены, Амги, Алдана и др. Эти линейные понижения тектонического рельефа связаны

с разломами фундамента и разделяют главные ступени на относительно поднятые участки, вытянутые вдоль границ области и характеризующиеся распространением плато с перистым рисунком долинной сети.

Полоса перистого рисунка гидросети протягивается вдоль восточной границы Сибирской равнинно-платформенной области (см. рис. 9). Ей свойственны асимметричные овалы центробежного распределения водотоков, примером которых может служить район Алдан-Амгинского междуречья. Оперяющие реки в центробежном овале текут в восточном или юго-восточном направлениях. В других центробежных овалах направление асимметрии распределения водотоков аналогичное: протяженные оперяющие реки текут к периферии равнинно-платформенной области. Рисунок гидросети указывает на существование по восточной периферии Сибирской равнинно-платформенной области полосы асимметричных поднятий или наклонных на юго-восток и восток блоков. Севернее низовьев Вилюя — это ряд блоков, у которых вершинная поверхность наклонена на восток и юго-восток, в сторону Приверхоянского предгорного прогиба. Наклон блоков к границам платформы и их комбинации по типу обратной ступенчатости могут рассматриваться как следствие общего сводоподобного устойчивого во времени воздымания Сибирской равнинно-платформенной области.

В Лено-Алданском междуречье и в районе кряжа Чекановского отношения между рисунком гидросети и морфологией тектонического рельефа более сложные. Рисунок гидросети и здесь указывает на существование систем наклонных к границам платформы блоков, однако вершинная поверхность в них образует субгоризонтальные ступени. Таким образом, в периферической полосе Сибирской равнинно-платформенной области есть как соответствие между рисунком гидросети и морфологией тектонического рельефа, так и субгоризонтальные ступени с асимметричными центробежными овалами перистой гидросети. В первом случае наклонные блоки граничат с предгорным прогибом, во втором — с областью горообразования или краевыми поднятыми зонами платформенной области. Если системы наклонных блоков по периферии Сибирской платформы есть следствие ее общего сводоподобного воздымания, то наиболее выраженными они будут в местах, где платформа отделяется от орогенной области предгорными прогибами и где как бы «затухает» влияние горообразовательных процессов. Там, где предгорные прогибы отсутствуют, влияние орогенических зон выражается в молодых воздыманиях периферических частей платформенной области. В случае Лена-Алданского междуречья неотектонические формы образуются в условиях: 1) общего сводоподобного воздымания платформы, устойчивого во времени, обусловливающего перекосы поверхности с формированием перистой гидросети; 2) вовлечения в воздымания совместно с краевыми частями платформы, где возникают перекосы с наклонами от гор.

Судя по строению тектонического рельефа, составляющие большую часть Сибирской платформы зоны локального распространения неотектонических форм есть следствие устойчивого во времени ее воздымания. В четвертичное время в него вовлечены и крупные неогеновые впадины, например Нижнеалданская.

Бóльшую часть Амур-Зейской равнинно-платформенной области занимает зона локальных неотектонических форм. Здесь общее слабо дифференцированное воздымание испытывает молодая плита, сложенная континентальными отложениями верхнемелового — нижнеплейстоценового возраста. Более молодые осадки слагают террасовые комплексы современных долин, врезанных в поверхность нижнеплейстоценовой аккумулятивной равнины. Зона локальных неотектонических форм разделена разломом вдоль долины нижнего течения Зеи на две части. Разлом выражен невысоким (редко более 120 м) тектоническим уступом правого борта Зейской долины. Западное крыло разлома поднято [Расчленение и корреляция..., 1978]. Он сечет плиоцен-нижнечетвертичные отложения белогорской свиты. Рельефоформирующие перемещения по нему происходили в начале среднего плейстоцена.

Западнее, в Амур-Зейском междуречье, располагается поднятая до уровня 300—400 м ступень. Центробежный рисунок гидросети указывает на возможное существование здесь пологого антиклинального поднятия. Последнее имеет инверсионный характер, ибо пространственно совпадает с участком погружения фундамента плиты (Ушумунская впадина). Современные долины Зеи и Амура приурочены к поднятиям фундамента, что подчеркивает инверсионный характер неотектонических форм района. Современная долина Амура смещена на запад относительно долины палео-Амура, расположенной на крыле Ушумунской впадины [Мурзаева, 1960]. Скатывание такого крупного, как Амур, водотока из участка с мощной толщей слабо литифицированных отложений трудно объяснить без предположения, что послеверхнечетвертичное воздымание молодой плиты было очень быстрым по времени и инверсионным по отношению к основным ее структурным элементам.

Восточная часть зоны локальных неотектонических форм (Зея-Буреинское междуречье) представляет собой пологонаклонную на запад поверхность. Наличие сопряженных продольных водотоков и связанных с ними асимметричных центробежных овалов распределения водотоков указывают на существование здесь наклонных на запад блоков, комбинирующихся в системы с обратной ступенчатостью.

Неотектоническая структура Амур-Зейской зоны локальных неотектонических форм образовалась в два этапа. Первый — это накопление осадков плитного комплекса в верхнемеловое — нижнеплейстоценовое время. В данный этап зона испытывала крипторифтовое развитие [Худяков, 1977]. Второй (незавершенный) этап начался резкой сменой общих опусканий инверсионными воздыманиями, амплитуды которых не превышали первых сотен метров. Воздымания сопровождались смещениями магистральных рек в сторону относительно отстающих в поднятии блоков и врезанием их в осадки плитного комплекса и породы фундамента. Послеверхнеплейстоценовое инверсионное воздымание Амур-Зейской зоны во времени коррелируется с таковым Тукурингра-Джагдинского поднятия и может быть объяснено сменой крипторифтовой обстановки на субгоризонтальное сжатие в связи со смещением на север геоблока Буреинского массива.

Зоны локальных неотектонических форм, испытывающие общие погружения, распространены в краевой части континента. Это шельф Берингова моря, большая часть Охотоморского шельфа, Арктический шельф и приморские низменности восточнее устья Лены. К такого рода неотектоническим формам относятся Среднеамурская и Уссури-Ханкайская впадины. Зонам общего погружения свойственны обширные низкие аккумулятивные равнины морского и озерно-речного происхождения. Эти неотектонические формы испытывают преимущественно конседиментационное развитие, а отношение эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования в них таково, что последние практически мгновенно (в масштабах геологического времени) компенсируют эффекты проявления молодых тектонических движений.

Примером наземных зон общего погружения служит Среднеамурская зона, часто называемая впадиной [Варнавский, 1971], что в отношении неотектонической структуры не совсем верно. В рельефе зоны преобладают низкие аккумулятивные равнины, над которыми возвышаются изолированные низкогорные массивы (Хехцир, Вандан) и пологоволнистые денудационные поверхности, которые обрамляют эти массивы либо продолжают их по простиранию. Массивы представляют собой ступенчатые глыбовые поднятия с центральными горстами высотой до 800—900 м и педиментированными краевыми ступенями. Они являются остаточными образованиями. В западной части зоны наблюдается линейная система горстов (массивы Даур, Бол. Чурки и др.), имеющих шовный характер и приуроченных к крупному разлому.

В пределах Среднеамурской впадины выделяются полосы максимальных погружений, одна из которых соответствует долине Амура с его силь-

но ветвящимся руслом и плотинными озерами в подтопленных приустьевых частях долин притоков. Эти озера образуются в полосе максимальных погружений вследствие недокомпенсации последних осадками в приустьевых частях долин оперяющих рек. В долине Амура поток наносов полностью компенсирует прогибания и формирует прирусловые валы, отделяющие некомпенсированные приустьевые участки боковых долин от основной. Полосы максимальных погружений разделены участками менее интенсивных погружений, в рельефе которых также господствуют низкие аккумулятивные равнины. Последние сменяются остаточными глыбовыми поднятиями и относительно поднятыми ступенями с денудационными равнинами. Такая равнина составляет поверхность Хабаровско-Воронежского горста на северной окраине Хабаровска. Амур огибает горст, образуя крупную излучину.

Интересно отношение Среднеамурской неотектонической зоны к геологической структуре. Под четвертичными отложениями залегают впадины, сложенные палеогеновыми и миоценовыми отложениями [Варнавский, 1971]. Мощность осадочного выполнения во впадинах достигает 2000 м (Переяславский грабен). Разделяющие грабены поднятия либо вообще не выражены в рельефе, либо части их заняты остаточными ступенчатыми поднятиями. Это остатки существовавших ранее горных поднятий. Среднеамурская зона развивается на месте палеоген-миоценовой орогенной зоны поднятий и впадин и служит примером геоморфологической обстановки стадии перехода от орогена к погружающейся внутриконтинентальной платформе. Отличительными особенностями этой обстановки являются: 1) низкие аккумулятивные равнины и малая мощность слагающих их отложений (базальные слои плитного комплекса); 2) остаточные ступенчатые поднятия и конденудационные ступени, представляющие собой остатки прошлых орогенных неотектонических форм. Вероятно, Среднеамурская зона испытывает в четвертичное время крипторифтовое развитие.

Другая наземная зона общего погружения расположена в низовьях Анадыря и бассейне Великой. Здесь распространены низкие аккумулятивные равнины, переходящие в поверхность берингговоморского шельфа. Свидетельством молодых погружений являются ингрессионные берега Анадырского лимана, зал. Онемен, участки меандрирования и фуркации русла Великой в нижнем и среднем течениях, повторяющие контуры площадей с повышенными мощностями отложений верхнего структурного этажа [Беляев и др., 1970]. Строение береговых аккумулятивных форм указывает на молодые погружения или стабильные положения береговой зоны, и лишь на участке небольшого горста, разделяющего Анадырский лиман и зал. Онемен, располагаются берега поднятия [Ионин, 1955].

Неотектоническая структура западной части Берингговоморского шельфа проста и отражает горизонтально-слоистую структуру молодой плиты [Гнибиденко, 1973]. В западной части Анадырского залива находится пологонаклонная поверхность [Удинцев и др., 1959]. Восточнее ее располагается прямоугольной формы опущенная ступень, ограниченная с трех сторон протяженными линеаментами.

Зона общего погружения Охотоморского шельфа расположена между большими впадинами и поднятиями платформенной области. На севере это узкая полоса пологонаклонной на юг ступени, отделяющей впадину ТИНРО от Приохотской зоны поднятий и впадин. Аналогичная наклонная ступень западнее Срединного хребта Камчатки включает как прибрежные равнины, так и шельф. Она осложнена локальными антиклинальными складками и горстами субмеридионального простирания, которые хорошо выражены в рельефе вершинной поверхности на суше и у внешнего края шельфа, вне зоны волнового воздействия.

Более сложную неотектоническую структуру имеет Присахалинский шельф. Районы заливов Сахалинского, Терпения, Анива представляют собой погруженные блоки изометричной формы. Они с трех сторон имеют четкие ограничения в виде линеаментов или флексурообразных изгибов. С четвертой стороны эти блоки открываются в сторону пологонаклонных

ступеней внутреннего шельфа. В свою очередь, погруженные блоки состоят из разновысотных ступеней. В зал. Терпения наблюдаются два погруженных блока, разделенных поднятием типа структурного мыса. Неотектоническая структура соответствует структуре верхней толщи геологического разреза и условиям залегания опорного горизонта [Снеговской и др., 1974]. С востока район залива ограничен протяженным антиклинальным поднятием, имеющим шовный характер и связанным с системой протяженных разломов. Погруженный блок зал. Анива с востока также ограничен узким Тонино-Анивским горстом, который в пределах шельфа продолжается узким поднятием. Северо-западная и восточная части дна залива представляют собой изометричные или несколько вытянутые погруженные блоки (депрессии, по А. С. Сваричевскому [1976]). Они соответствуют синклинальным (брахисинклинальным) формам залегания отложений плитного комплекса [Красный и др., 1975]. Аналогичный погруженный блок располагается в западной части залива у мыса Анастасии. Здесь в осадках плитного комплекса наблюдается пологая синклиналь. Остальная часть залива занята относительно поднятой ступенью, переходящей в практически субгоризонтальную поверхность внутреннего шельфа. В структуре осадочного чехла ступени соответствуют либо антиклинальные поднятия, либо субгоризонтальное залегание акустических слоев.

Центральная и южная части дна Охотского моря заняты зоной общего погружения аваншельфа. Она разделяет крупные поднятия и впадины, играя роль соединительного или переходного между ними элемента (см. рис. 22). На аваншельфе земная кора имеет структуру, свойственную континентальной, но мощность ее сокращается [Строение..., 1976]. От зон общего погружения шельфа аваншельф отделен наклонными поверхностями, неотектоническими флексурами, которые являются геоморфологическими выражениями подобных же структурных форм в чехле молодой плиты [Лившиц и др., 1972]. Присахалинская флексура более крутая и осложнена тектоническими уступами.

Северо-западнее мыса Терпения и юго-западнее пос. Большерецка краевые флексуры аваншельфа осложнены поднятиями типа пологовыпуклых структурных мысов, причем на поднятии Лебедя отмечаются выходы на дно акустического фундамента [Гнибиденко, Ильев, 1976]. Южнее его находится вытянутая в юго-западном направлении вдоль склона Курильской островной дуги система изометричных погруженных блоков. На границах погруженных блоков располагаются овальные вулканические массивы, частью возвышающиеся над уровнем моря [Удинцев, 1955]. Эта система неотектонических погружений соответствует прогибу фундамента [Гнибиденко, Ильев, 1976] и является продолжением зоны погружений Южноохотской глубоководной котловины. Наличие системы погруженных блоков указывает на рифтовые или криптогенные условия развития неотектонической структуры этого участка аваншельфа. Создается впечатление, что происходит разрастание на северо-восток глубоководной котловины за счет вовлечения в погружения участков шельфа у внутреннего склона островной дуги.

Неотектоническая структура внутренней части аваншельфа составлена желобами и удлиненными поднятиями на фоне субгоризонтальной ступени. Реликты субаэральных эрозионных долин и системы погруженных береговых валов могут рассматриваться как свидетельства молодых интенсивных погружений области Охотоморской плиты [Удинцев, 1957]. Эти опускания охватывают всю область Охотоморского шельфа и прибрежные равнины. В пользу этого говорит и строение береговых аккумулятивных форм. На северо-восточном побережье Сахалина, западном побережье Камчатки, в районе зал. Анива преобладают берега погружения [Буданов и др., 1957; Владимиров, 1959]. Внешний край шельфа в большинстве случаев располагается на глубинах более 150 м, что также указывает на общие молодые погружения [Канаев, 1963]. Лишь у поднятия банки Лебедя внешняя бровка шельфа залегает на меньших глубинах и, вероятно, находится в стационарном состоянии.

Большие впадины

Большие впадины равнинно-платформенных областей — это крупные вогнутые изгибы тектонического рельефа, днища и, нередко, борта которых являются аккумулятивными равнинами и склонами. На суше впадинам свойствен центростремительный рисунок гидросети, а в акваториях они представляют собой крупные понижения дна шельфа. По форме большие впадины разделяются на линейные и изометричные. Среди первых выделяются: 1) предгорные впадины; 2) межгорные прогибы, образующие входящие углы платформенных областей и разделяющие области горообразования; 3) внутриплатформенные желоба. Изометричные впадины сходны между собой и разделять их на разновидности нет необходимости.

На Востоке СССР находятся две крупные предгорные впадины — Приверхоянская и Ожогинская, расположенная вдоль северо-восточного склона Момского хребта. Днище Приверхоянской впадины занято долиной Лены. Структура впадины довольно проста — это линейное погружение, осложненное поперечными малоамплитудными перемычками, на существование которых указывают изменения степени фуркации русла Лены. На более пологом восточном борту наблюдаются продольные поднятия. Впадина наложена на пологое западное крыло верхнемезозойского Приверхоянского краевого прогиба и обладает по сравнению с ним обратной асимметрией. На месте зон максимальных погружений краевого прогиба располагается широкий предгорный пьедестал, воздымание которого способствовало смещению предгорных опусканий в сторону платформы.

Ожогинская предгорная впадина также отделена от области горообразования широким предгорным пьедесталом, занимающим место наиболее погруженных частей нижнемеловой Индигиро-Зырянской депрессии [Тектоническая карта..., 1976]. В северной и южной частях впадины располагаются крупные погруженные блоки, соединенные по долинам рек Ожогиной и Берелеха. Впадина имеет крутые северо-восточные борта, хотя местами плавно переходит в аккумулятивные поверхности зоны общего погружения Колымской низменности. По сравнению с более древними предгорными погружениями, на которые она наложена, Ожогинская впадина смещена в сторону платформы и обладает обратной асимметрией.

Описываемые впадины имеют общие особенности развития. По сравнению с более древними предгорными или краевыми прогибами они смещены в сторону платформ; им свойственна обратная асимметрия в силу развития на неотектоническом этапе широких предгорных пьедесталов.

К межгорным прогибам относится впадина Татарского пролива (см. рис. 22). Это асимметричное синклинальное погружение, на юге открывающееся в сторону глубоководной котловины, а на севере имеющее пологую центриклиналь в районе мыса Невельского. Прогиб обладает более крутым восточным крылом и представляет собой линейную систему последовательно сменяющих друг друга по простиранию изометричных погруженных блоков, глубина которых увеличивается в южном направлении. По линии на юго-восток от устья Коппи прогиб разделяется диагональным линеаментом на две части, причем южная располагается на уровне аваншельфа. Различные положения днищ севера и юга Татарского прогиба обусловлены, видимо, как различием в амплитуде молодых погружений, так и в степени компенсации осадками. В более узкой северной части прогиба условия для компенсации осадками лучше, чем в южной. Несмотря на это, и здесь фиксируются большие мощности осадков верхнего структурного комплекса [Юнов, Тихомиров, 1968], причем его структура и рельеф дна Татарского пролива находятся в прямых отношениях.

Положение Татарского прогиба между областями горообразования, мощное осадочное выполнение, молодые погружения до уровня аваншельфа, открытие в сторону глубоководной котловины указывают на рифтовую природу этой неотектонической формы. Можно полагать, что зона сжатия Западносахалинских гор компенсирует растяжение в Татарском прогибе. Последний наложен на верхнемезозойские и кайнозойские геосинклиналь-

ные комплексы и является эпигеосинклинальным образованием. Форма прогиба и его сопряженность с глубоководной котловиной указывают на некоторую двойственность природы этой неотектонической формы. Структурные позиции прогиба и системы погруженных блоков Охотоморского аваншельфа вблизи внутреннего склона Курильской островной дуги сходны. Эта система погруженных блоков и Татарский прогиб образуют генетический ряд, указывающий на вовлечение краевых частей континента в погружения, сопряженные с таковыми в глубоководных котловинах окраинных морей. Если считать глубоководные котловины окраинных морей современными (или неотектоническими) геосинклиналями, то формы типа Татарского прогиба можно относить к геоморфологическим аналогам структур типа входящих углов в понимании Н. С. Шатского [1947]. Это определяет двойственность природы Татарского прогиба, который может рассматриваться и как платформенное образование, и как орогенное, и даже как геосинклинальное.

К внутриплатформенным желобам относятся впадины ТИНРО и Ионы, расположенные в центральных частях Охотоморской платформы. Желоб ТИНРО протягивается в виде линейного погружения вдоль берега Западной Камчатки от аваншельфа до центральной части Пенжинского залива. Его восточный борт представляет собой конседиментационную флексуру, осложненную тектоническими уступами, ступенями, антиклинальными складками и структурными мысами. Западный борт желоба в северной части имеет такое же строение, а в центральной и южной он более пологий. Северная центриклиналь желоба узкая и осложнена продольными антиклиналями и структурными мысами. Днище желоба большей частью узкое, но в наиболее погруженной (более 900 м) центральной части расширяется. В сечениях, где одинаково развиты оба борта, желоб имеет трогообразный поперечный профиль.

Судя по геофизическим данным [Беляев и др., 1966], желоб ТИНРО является конседиментационной формой с неполной компенсацией. Он смещен на запад относительно оси Западнокамчатского краевого прогиба. Возможно, это обусловлено формированием на неотектоническом этапе предгорного пьедестала вдоль свода Срединного хребта.

Желоб Ионы располагается северо-восточнее Сахалина и представляет собой трогоподобное погружение, открывающееся на юге во впадину Дерюгина. Он имеет крутые борта и асимметричный поперечный профиль. Северо-западная центриклиналь желоба в плане овальной формы и осложнена продольными горстами и структурными мысами. Желоб соответствует прогибу акустического фундамента [Гнибиденко, Ильев, 1976]. Днище его наклонено к впадине Дерюгина, что обусловлено, видимо, как более интенсивными погружениями юго-восточной части желоба, так и односторонним (со стороны нормального шельфа) поступлением обломочного материала. Хотя желоб Ионы имеет небольшую длину, он обладает трогообразным строением, подобным таковому желоба ТИНРО. Было высказано мнение, что трогообразные внутриплатформенные желоба Охотоморской области являются неотектоническими аналогами авлакогенов [Алексеев и др., 1975а]. Если оно справедливо, то природа внутриплатформенных желобов должна быть рифтовой.

Изометричные впадины также располагаются в пределах Охотоморского шельфа. Это впадины Пенжинская и Северная, расположенная западнее желоба ТИНРО (Северный прогиб, по Г. С. Гнибиденко и А. Я. Ильеву [1976]), Северо-Западная и Дерюгина (см. рис. 22). Пенжинская впадина представляет собой изометричное опускание с постепенным погружением поверхности к центру, где располагается центриклиналь желоба ТИНРО. На юге она ограничена двумя широкими и пологовыпуклыми в плане поднятиями типа структурных мысов, расположенных в полосе региональных разломов. Для впадины характерно симметричное расположение фаций современных осадков с погрубением их к границам и на соседних структурных мысах [Безруков, 1960].

Северная впадина — это треугольной формы погружение с общим наклоном поверхности дна на юг и юго-восток, в сторону желоба ТИНРО. На крыльях впадины наклоны граней подводного рельефа соответствуют падениям отражающих горизонтов [Милашин, 1967]. От равнин зоны общего погружения эти моноклинали отделяются пологовыпуклым перегибом. Северная впадина практически не имеет днища и как бы сопровождает желоб ТИНРО, располагаясь на склоне шельфа к аваншельфу.

Впадина Дерюгина является крупнейшей на Охотоморской платформе и наиболее погруженной. Ее днище находится на глубинах до 1700 м и более. Впадина имеет асимметричное строение. Западный борт ее образован Присахалинской флексурой, осложненной разломами и структурными мысами. Северо-восточный борт представляет собой пологую поверхность, осложненную ступенями. Днище впадины распадается на ряд изометричных блоков и испытывает некомпенсированное осадками погружение. Мощность плитного комплекса на многих участках невелика, вплоть до выходов акустического фундамента и образований промежуточного орогенного комплекса [Гнибиденко, Ильев, 1976].

Для бортов изометричных впадин характерна изменчивость по простиранию, выражающаяся преимущественно в смене флексур пологими моноклиналями. Во многих случаях впадины не имеют четких ограничений по всему периметру и постепенно переходят в другие неотектонические формы — линейные желоба или зоны общего погружения. Эти особенности неотектонических структур и соотношения с геологическим строением указывают, что изометричные впадины являются неотектоническими аналогами платформенных синеклиз на разных стадиях компенсации осадками молодых погружений.

Интересны пространственные отношения линейных и изометричных впадин Охотоморской платформы. Линейные желоба являются сквозными дислокациями, соединяющими крупные погружения. Изометричные впадины по отношению к желобам могут занимать три позиции. Во-первых, изометричные впадины окружают центриклинали желобов, возле которых располагаются либо погруженные блоки (Северо-Западная впадина), либо наиболее прогнутые части неотектонических синеклиз (Пенжинская впадина). Во-вторых, изометричные впадины сопровождают борта желобов, переходя в днища последних. Таково положение Северной впадины на борту желоба ТИНРО; ситуация здесь подобна отношениям Приверхоянского краевого прогиба и Вилюйской синеклизы. Наконец, изометричные впадины наложены на желоба, как это наблюдается для впадины Дерюгина по отношению к желобу Ионы. Во всех типах отношений внутриплатформенные линейные желоба выступают в виде первичных образований, определяющих заложение и последующее развитие изометричных погружений [Алексеев и др., 1975а].

Большие щитообразные поднятия

Большие поднятия равнинно-платформенных областей — это пологие (щитообразные) изгибы, отображенные в тектоническом рельефе, а на суше — и рисунком речной сети (см. рис. 9,10,21). Они имеют изометричную форму и по особенностям неотектонических структур делятся на 1) простые щитообразные поднятия; 2) щитообразные поднятия, осложненные горстами и долинами-грабенами.

Простые щитообразные поднятия платформенных областей на суше имеют хорошо выраженное центробежное распределение водотоков, а в геометрическом рисунке гидросети проявлены кольцевые элементы, как у Анабарского поднятия, приуроченного к одноименному щиту Сибирской платформы (см. рис. 10). Для поднятия характерно общее повышение вершинной поверхности до 800—900 м к центральным орографическим узлам. Судя по малым изменениям высот вершинной поверхности, общий выпуклый изгиб незначительно осложнен дополнительными элементами. При уменьшении радиусов кривизны изгибов щитообразные поднятия приобре-

тают сходство с большими сводами областей горообразования. Таково Путоранское поднятие северо-запада Сибирской платформы. Арка изгиба вершинной поверхности здесь имеет высоту более 1500 м и осложнена долинами-трещинами [Ермолов, 1968] — долинами-грабенами, занятыми глубокими озерами.

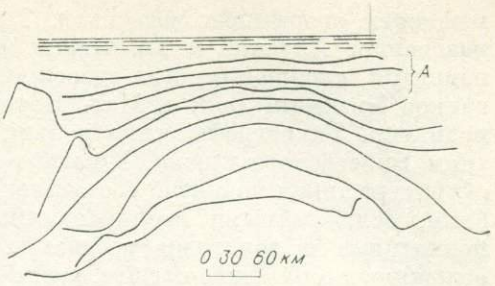


Рис. 44. Поперечные профили Центральноохотского поднятия. Верхние три профиля (*А*) располагаются в зоне шельфа, остальные на уровне аваншельфа. Вертикальный масштаб значительно превышает горизонтальный.

Анабарское поднятие является прямой морфоструктурой, и в строении его вершинной поверхности велика роль древних денудационных равнин, откопанных в ходе молодого воздымания [Коржуев, 1974]. Путоранское поднятие представляет собой обращенную морфоструктуру, развивающуюся на месте максимальных погружений фундамента Тунгусской синеклизы. Несмотря на разную морфоструктурную позицию щитообразных поднятий, в их развитии основное значение имеют одинаковые процессы — длительные (верхний мезозой — кайнозой) и устойчивые воздымания.

В пределах пластовых равнин Сибирской платформы или аккумулятивных равнин Западно-Сибирской плиты по рисунку гидросети или по морфологии вершинной поверхности можно выделить ряд крупных поднятий, неотектоническая структура которых неясна, а отношение к геологическому строению в общем нейтральное. Центробежные гидросети Лено-Витимского и Иртыш-Обского междуречий (Васюганье) очень похожи и указывают на существование крупных неотектонических форм или их комбинаций, структура которых пока не изучена. В пределах платформенных равнин мы также наблюдаем крупные районы с увеличением высот тектонического рельефа, не имеющие пологих щитообразных изгибов. Таково Верхнеленское поднятие Сибирской платформы [Логачев и др., 1964].

В шельфовых платформенных равнинах также есть крупные щитообразные поднятия, например Центральноохотское, совпадающее с поднятием фундамента Охотоморской платформы [Гнибиденко, Ильев, 1976], возвышенности Академии наук и Института океанологии. Наиболее интересно строение Центральноохотского поднятия, располагающегося на уровнях шельфа и аваншельфа (рис. 44). Его северо-западная часть расположена в пределах шельфа и выражена весьма пологим выпуклым изгибом дна (рис. 44, *а*). При продвижении на юго-восток этот изгиб становится все более выпуклым, что находится в явной связи с глубиной погружений днищ сопредельных впадин. Наконец, у юго-восточной периклинали поднятие выполаживается и имеет разновысотные подошвы, что также находится в связи с положением днищ впадин Дерюгина и Северной. Центральноохотское поднятие имеет простую форму в виде пологого выпуклого изгиба и мало осложнено локальными поднятиями и опусканиями. Поскольку его форма прямо связана с положением днищ сопредельных больших впадин, оно является по своей природе остаточной дислокацией, сформировавшейся в результате отставания в погружении относительно сопредельных участков.

Щитообразные поднятия, осложненные горстами и долинами-грабенами, представляют собой обычные элементы неотектонических структур наземных платформенных областей. На Востоке СССР это Патомское и Центральноалданское поднятия Сибирской платформы, Юкагирское и Дежневское поднятия (см. рис. 22). Они находятся на окраинах равнинно-платформенных областей и нередко имеют рельеф, переходный к горному. Эти поднятия характеризуются однотипным строением гидросети — кольцевое расположение стволовых рек с внутренним центробежным раз-

мещением оперяющих водотоков. Таковы гидрографическое кольцо, образованное Алданом и Тимптоном вдоль границ Центральноалданского поднятия, сложное (иногда сдвоенное) гидрографическое кольцо, образованное Витимом, Бол. и Мал. Патомом и их притоками в Патомском поднятии. Гидрографические кольца свойственны щитообразным поднятиям Енисейского кряжа, Юкагирского плоскогорья. Неотектоническая структура таких поднятий составлена общими пологими выпуклыми изгибами, осложненными изолированными горстами, реже — ступенчатыми поднятиями и долинами-грабенами. Насыщенность поднятий формами, осложняющими общие изгибы, различна. Наиболее просто построено Кыстыкское поднятие на правобережье Лены. Сложнее структура Центральноалданского поднятия, включающего ряд изолированных горстов (горные массивы Западных Янгов и Томмотской гряды), парагенетически связанных с верхнемезозойскими интрузиями. Общий щитообразный изгиб осложнен и небольшими долинами-грабенами [Дик, 1974].

У Патомского поднятия высота арки выпуклого изгиба достигает 500 м, что приводит к значительной расчлененности рельефа, который приобретает черты переходного к горным ландшафтам [Золотарев, 1974]. Этому способствуют осложняющие общий изгиб неглубокие долины-грабены, а также горсты высотой до 300—400 м. На наиболее изученных территориях поднятия этого (патомского) типа включают золотоносные районы — Енисейский, Ленский и Центральноалданский,— для которых характерно размещение россыпей на нескольких геоморфологических уровнях, наличие россыпей, связанных с древними корами выветривания [Желнин, 1970; Зверев, 1931; Казакевич, 1972]. Условия для россыпеобразования создаются благодаря особенностям неотектонических процессов. Во-первых, эти поднятия испытывают длительные во времени и устойчивые конденудационные воздымания, благоприятные для глубокой переработки (до пелитов) продуктов выветривания, высвобождения полезных компонентов из коренных пород и концентрации их в аллювиальных отложениях.

Поднятия патомского типа в структуре материковых платформенных областей занимают определенное место: они всегда связаны с зонами общих поднятий и краевыми зонами, образуя совместно с последними периферические части платформенных равнин, где появляются элементы горных ландшафтов. В погружающихся платформенных областях эти формы не сохраняются, и на возможное былое их существование могут указывать кольцевые элементы долинной сети, обнаруживаемые, например, на Баренцевоморском шельфе [Ласточкин, 1977].

Краевые зоны равнинно-платформенных областей

Краевые зоны равнинно-платформенных областей Востока СССР делятся на следующие виды: 1) предгорные пьедесталы; 2) предгорные поднятые ступени; 3) зоны складок; 4) зоны погруженных блоков; 5) зоны пьедесталов и погруженных блоков.

Предгорные пьедесталы обрамляют со стороны платформенных областей Срединное (Камчатка) и Верхоянское сводовые поднятия, Черскую зону сводов и впадин и Байкальскую рифтовую зону. Это широкие (десятки километров) пологонаклонные поверхности, постепенно увеличивающие высоту в сторону гор. Пьедесталы пересекаются транзитными субпараллельными долинами, образующими перистый рисунок (см. рис. 9). Основными неотектоническими формами, осложняющими поверхности пьедесталов, являются наклонные горсты, создающие обратную ступенчатость вершинной поверхности (см. рис. 27, *б*, *и*, *л*; 39). Когда пьедесталы сопровождают своды, они как бы надстраивают огибающие сферические поверхности этих форм. Из других осложняющих форм следует указать поперечные разломы, делящие пьедесталы на секции различной ширины и наклона.

Большинство пьедесталов (за исключением Предбайкальского) — инверсионные образования. Они наложены на наиболее прогнутые части краевых и предгорных прогибов с наибольшими мощностями верхнемезозойских отложений [Тектоника Якутии, 1975; Тектоническая карта..., 1976]. Это указывает на то, что геодинамическая обстановка неотектонического этапа на границах платформ и орогенов отлична от прошлых состояний. На неотектоническом этапе краевые части прошлых пограничных погружений вовлечены в инверсионные воздымания. Наращивание пьедесталами выпуклых изгибов сводов свидетельствует о том, что краевые части платформ вовлечены в орогенные сводовые изгибы. Это процесс разрастания гор за счет платформенных равнин.

Предгорные поднятые ступени находятся на юго-восточной окраине Сибирской платформы и восточнее долины Колымы, вдоль границы Колымского поднятия. Это краевые части платформенных областей, составленные крупными субгоризонтальными ступенями, осложненными горстами, ступенчатыми глыбовыми поднятиями и долинами-грабенами. Осложняющие формы располагаются на ступенях изолированно и не образуют определенных структурных сочетаний. На юго-востоке Сибирской платформы горсты и ступенчатые поднятия редки. На правобережье Колымы роль орогенных включений в структуре поднятой ступени велика, и эта зона по своим структурным и морфологическим характеристикам приближается к блоковым полям областей горообразования.

Краевые предгорные ступени могут иметь различное геологическое строение, но повсюду им свойственны молодые интрузивные массивы и вулканические образования, выраженные в рельефе в виде изолированных горстовых массивов. Ступени испытывают длительные и медленные общие воздымания, что создает благоприятные условия для россыпеобразования. Наличие горных включений, сложенных рудовмещающими телами молодых гранитоидов и вулканитов, обеспечивает поступление в долины значительных объемов рыхлого материала и сепарацию полезных компонентов. По условиям россыпеобразования и структурным характеристикам предгорные поднятые ступени близки блоковым полям областей горообразования.

Зоны складок — это узкие полосы в краевых частях платформенных областей, характеризующиеся сочетаниями линейных или вытянутых складок, причем синклинали имеют полное осадочное выполнение, а антиклинали в тектоническом рельефе представляют собой пологие и невысокие возвышенности с овальными замыканиями, указывающими на их складчатую природу. Примером может служить Предбайкальская зона складок, расположенная между одноименным предгорным пьедесталом и поднятой ступенью Сибирской платформы. В литературе она чаще называется Предбайкальским предгорным прогибом [Флоренсов, 1960а; Логачев и др., 1964; Замараев, 1967; Структура..., 1976] и относится О. М. Адаменко [1976] к одной из разновидностей предгорных опусканий. Она не имеет сплошного осадочного выполнения. Кайнозойские отложения слагают отдельные синклинальные впадины небольших размеров. Поскольку последние развиваются конседиментационно, в рельефе вершинной поверхности хорошо выражены антиклинали, а синклинали представляют собой неглубокие понижения продольных долин.

Другая зона складок располагается вдоль границ Патомского поднятия и области горообразования от устья Витима до оз. Ничатки. Это система эллипсовидных вытянутых антиклиналей высотой до 300—350 м, разделенных либо субгоризонтальными ступенями, либо продольными неглубокими понижениями. От области горообразования и Патомского поднятия эта зона отделена протяженными линеаментами. Зона складок наблюдается на Западной Камчатке, где она сопровождает предгорный пьедестал.

По структурным особенностям, расположению вблизи границ геоструктурных областей зоны складок можно интерпретировать как формы линейного коробления плит в условиях субгоризонтального поперечного

сжатия. Например, Предбайкальская зона складок может компенсировать растяжение на западном крыле Байкальской рифтовой зоны. Не случайно она имеет северное замыкание вблизи того района, где начинаются долгоживущие аркогенные надвиги западного склона Акитканского хребта.

По периферии шельфовых и прибрежных аккумулятивных платформенных равнин распространены иного рода пограничные формы, среди которых преобладают изометричные погруженные блоки, иногда располагающиеся изолированно среди поднятых ступеней (Нижнеанюйский погруженный блок на правобережье Колымы или Тырминский в поднятой ступени восточной периферии Амур-Зейской платформенной области). В большинстве же эти формы группируются в определенные системы — **зоны погруженных блоков**. Структура таких зон проста. Они состоят из изометричных погруженных блоков, открытых в сторону сопредельных больших впадин или общих опусканий. Погруженные блоки имеют размеры в первые тысячи квадратных километров (реже более), составляют системы, в которых последовательно сменяют друг друга в пространстве и образуют входящие углы равнинно-платформенных областей в орогенные области. Примерами их служат погруженные блоки районов Чаунской и Колючинской губ на Северо-Востоке, входящие углы Охотоморской платформенной области в районах Пенжинской и Удской губ. Каждая система обычно включает два погруженных блока, причем находящийся в стороне платформы обычно имеет бóльшие размеры и бóльшую амплитуду погружения. В системе погруженных блоков юго-восточнее Шантарских островов крайним является сравнительно небольшой блок Ульбанского залива, сменяющийся более крупным погруженным блоком зал. Академии. Систему на северо-востоке завершает крупный погруженный блок, занимающий часть шельфа между о. Бол. Шантар и восточным берегом зал. Александра. Такая последовательность подобна клавишной системе блоков с нарастанием амплитуд их погружения.

Системы погруженных блоков образуют входящие углы в области горообразования обычно вдоль крупных орогенных впадин. Блоки Удской губы по простиранию сменяют орогенную Удскую впадину. Они занимают бóльшую, чем впадина, ширину, что указывает на вовлечение в погружения обрамления последней при образовании входящего угла платформенной области. Аналогичная ситуация наблюдается и в других частях Охотоморского региона. Везде системы погруженных блоков наложены на орогенные комплексы и их обрамление. Это геоморфологическая обстановка момента смены орогенной стадии развития на платформенную и формирования базальных слоев плитного комплекса. Замыкание орогенной стадии развития и начало формирования чехла молодой платформы происходит не одновременно, а платформенные аккумулятивные равнины «надвигаются» на геосинклинальные и орогенные комплексы путем формирования входящих углов — систем погруженных блоков вдоль орогенных впадин с «обрушением» их бортов и вовлечением в общие погружения. Это свидетельствует о том, что формирование краевых систем погруженных блоков осуществляется в крипторифтовой обстановке.

По периферии погружающихся шельфовых платформенных областей наблюдаются краевые зоны и другого вида, где в узких полосах чередуются изометричные погруженные блоки и узкие пологонаклонные пьедесталы. В большинстве эти зоны располагаются в прибрежном шельфе, и в их строении главную роль играют подводные береговые склоны трех видов. Простое строение имеют пологие подводные склоны с постепенным нарастанием глубин и плавным переходом в поверхность шельфовой равнины (рис. 45, *а*). Склоны этого вида развиты в местах выхода к побережью аккумулятивных равнин межгорных впадин (Амахтонский залив). Они условно названы «аккумулятивными» и развиты на участках неотектонических погружений.

Подводные склоны второго вида представляют собой наклонные пьедесталы, обрамляющие наблюдаемые на суше горные поднятия

(рис. 45, *б*). Для «пьедестальных» подводных склонов характерны постепенное нарастание глубин и обособление от шельфовой равнины путем перегиба. Они могут быть вогнутыми и выпукло-вогнутыми. Последние обособляются от шельфовой равнины посредством невысокого уступа. Морфологические аналоги таких склонов на суше — подгорные наклонные ступени между горными поднятиями и погружениями, например, распространенные на северо-западном берегу Охотского моря. Можно полагать, что подобную же приуроченность к промежуточным тектоническим ступеням имеют и подводные «пьедестальные» береговые склоны.

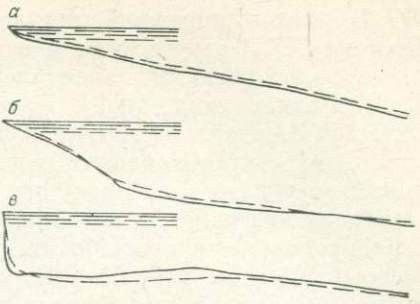


Рис. 45. Аккумулятивный (*а*), пьедестальный (*б*) и сбросовый (*в*) береговые подводные склоны. Вертикальный масштаб значительно превышает горизонтальный.

Третий вид подводных береговых склонов характеризуется быстрым нарастанием глубин до 50—60 м на расстоянии 1—1,5 км от берега и сочленением посредством вогнутого перегиба с поверхностью субгоризонтальной шельфовой равнины (см. рис. 45, *в*). Эти склоны являются подводными продолжениями абразионно-тектонических уступов. «Сбросовые» подводные береговые склоны развиты вблизи северных и северо-западных берегов Охотского моря, где роль неотектонических разрывов в оформлении береговой зоны велика. Устойчивость во времени сбросовых подводных береговых склонов объясняется двумя обстоятельствами. На них, вследствие значительной крутизны, не задерживается обломочный материал, играющий роль абразивной добавки в процессах разрушения берегов [Каплин, 1973]. Во-вторых, сбросовые подводные и надводные склоны оформляются по продольным берегу зонам трещиноватости (см. рис. 19), которые играют экранирующую роль.

Подводные береговые склоны трех видов составляют различные неотектонические формы краевых зон шельфовых платформенных равнин. Основными являются изометричные погруженные блоки (см. рис. 15, 16) и узкие подводные пьедесталы. Такая краевая **зона погруженных блоков и пьедесталов** располагается вдоль северо-западных и северных границ Охотоморской платформенной области [Онухов, Уфимцев, 1974б]. На прямолинейных участках границы краевая зона преимущественно составлена подводными пьедесталами, образующими наклонные ступени в опущенных крыльях региональных молодых разломов. Подобный пьедестал протягивается вдоль границы Джугджурского поднятия с Охотоморским шельфом. В других случаях преобладают погруженные блоки, образующие многочисленные входящие углы шельфовой равнины в область горообразования, обусловливающие сложную конфигурацию береговой линии. В районе г. Магадана погруженные блоки заливов Шельтинга, Забияка, Тауйской губы и др. образуют входящие углы в Приохотскую зону впадин и глыбовых поднятий, причем последняя «разъедается» этими блоками. Такие пространственные отношения орогенной зоны и погруженных блоков краевой зоны могут рассматриваться как эволюционный ряд, указывающий на замещение рифтовой зоны впадин и поднятий на платформенно-равнинную зону стадии формирования базальных слоев плитного комплекса. Это подтверждается генетическими рядами погруженных блоков, чем определяется направленность развития этих форм в сторону погружения и расширения по площади (см. рис. 15) путем «обрушения» частей сопредельных орогенных форм. Смена орогенных форм на платформенные происходит преимущественно вдоль межгорных впадин. Когда граница приурочена к зонам крупных разломов, она относительно устойчива, и в структуре краевой зоны шельфовой платформенной равнины преобладают пьедесталы.

В неотектонической структуре равнинно-платформенных областей Востока СССР отсутствуют предгорные опускания, которые являлись бы геоморфологическими эквивалентами перикратонных опусканий [по Е. В. Павловскому, 1959]. Большие линейные впадины платформенных областей отделены от горных областей либо пьедестальными, либо другими зонами с преобладанием поднятий. По отношению к предгорным впадинам геологического прошлого неотектонические опускания смещаются в сторону материковых платформ, ибо краевые части последних вовлекаются сопредельными орогенными формами в общие воздымания. Ознакомление с другими районами Евразии показывает распространенность такой обстановки, в том числе и в передовых прогибах вдоль альпийских складчатых сооружений.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ СКЛОН

Континентальный склон является главнейшим пограничным элементом глобального рельефа, имеет значительную суммарную площадь и в геоморфологических классификациях занимает особое положение [Леонтьев, 1968]. В общей классификации неотектонических форм континентальный склон также занимает обособленное положение — он не относится ни к категории глобальных ступеней, ни к рангу областей или зон (см. табл. 4). Особая позиция континентального склона обнаруживается при составлении неотектонических карт любых видов. Во-первых, он является геоморфологическим выражением смены типов земной коры. Во-вторых, обладает специфической морфологией (господство наклонных поверхностей), что не позволяет сделать сколько-нибудь надежный расчет амплитуд неотектонических движений. Поэтому в классификациях-легендах неотектонических карт континентальный склон обычно выделяется в качестве надпорядкового элемента [Пуминов, 1967] или шовной зоны краевых разломов и континентальных флексур [Николаев, 1969].

Континентальный склон представляет собой краевой уступ материковой глобальной ступени, отделяющий ее от океанической и переходной ступеней. На Дальнем Востоке континентальные склоны оформляют борта глубоководных котловин окраинных морей и поэтому имеют несколько меньшие перепады глубин, чем обычно. Морфология склонов и геолого-геофизическая ситуация в их районах описаны во многих работах [Берсенев и др., 1974; Гнибиденко, 1973; Ковылин, 1979; Липкин, 1973; Снеговской, 1974; Строение..., 1976; Удинцев, 1957; Удинцев и др., 1959].

В неотектоническом отношении континентальные склоны — это сочетания флексур и разломов; реже в их строении участвуют ступени, впадины и погруженные блоки. По сочетаниям этих форм на Дальнем Востоке выделяются три основных разновидности континентальных склонов: 1) сочетания флексур и тектонических уступов; 2) континентальные склоны с погруженными блоками; 3) континентальные склоны со ступенями и впадинами. Преобладают склоны первой разновидности, особенно распространенные на бортах Япономорской, Командорской, Центральной (Беринговo море) глубоководных котловин и северо-западном борту Южно-охотской котловины. Данные склоны — это уступы переменной крутизны высотой 2500—3500 м, расчлененные поперечными долинами (подводными каньонами). Поперечные профили таких склонов имеют простую форму, но могут быть осложнены узкими ступенями. Крутизна склонов изменчива и отражает соотношения разломных и пликативных дислокаций в их формировании. На северо-западном борту Япономорской и западном борту Командорской котловин континентальные склоны представляют собой тектонические уступы. В последнем случае средняя крутизна склонов достигает 12°, на отдельных участках 30° и более. В других местах, например на северо-западном борту Центральной котловины Берингова моря, континентальный склон имеет ширину более 100 км и является пологонаклонной поверхностью крутизной в первые градусы,

осложненной многочисленными разновысотными ступенями. По-видимому, в структурном отношении это флексура со ступенчатыми сбросами [Удинцев, и др., 1959].

Континентальные склоны со ступенями и впадинами распространены на северо-восточном борту Центральной котловины Берингова моря. Это системы наклонных блоков, разделенных сбросами с падением под континент [Гнибиденко, 1973]. Опущенные части блоков заполнены осадками. Неотектоническая структура континентального склона характеризуется обратной ступенчатостью тектонического рельефа и не может интерпретироваться как следствие простых опусканий (обрушений) блоков. Скорее, это следствие активных воздыманий (с перекосами) блоков нижней части склона. Континентальный склон этого вида морфологически приближается к континентальным бордерлендам.

Континентальный склон с погруженными блоками наблюдается на бортах Южноохотской глубоководной котловины. В юго-западной части Охотоморского региона короткие участки крутого континентального склона чередуются с изометричными погруженными блоками, внедряющимися в шельф и разделенными мысоподобными выступами последнего. На склоне располагаются и широкие промежуточные ступени. Ступени и погруженные блоки открываются в сторону глубоководной котловины и сочленяются с ней посредством небольшого вогнутого перегиба или невысокого и пологого уступа. Наличие ступеней и открывающихся в сторону глубоководной котловины погруженных блоков показывает, что происходит расширение глубоководной котловины за счет шельфа в сторону Хоккайдо и Сахалина. Южноохотская глубоководная котловина расширяется и со своей северо-восточной части в сторону Камчатки. Ряд погруженных блоков здесь последовательно располагается на шельфе, континентальном склоне и в краевой части глубоководной котловины.

Морфологические разновидности континентальных склонов на бортах глубоководных котловин указывают на проявление различных неотектонических процессов. Тектонические уступы и флексуры характерны для устойчивых бортов глубоководных котловин. Погруженные блоки на склонах — свидетельства разрастания котловин за счет шельфовых равнин.

ПЕРЕХОДНАЯ СТУПЕНЬ

Среднему гипсометрическому уровню переходной глобальной ступени соответствуют поверхности днищ глубоководных котловин окраинных морей, располагающиеся на глубинах 3300—3800 м. Относительно среднего уровня колебания высот и глубин в переходной ступени максимальны для рельефа Земли. Общие изменения высот могут достигать 13—14 км. Особенность неотектонической структуры переходной зоны — обилие аккумулятивных форм, в особенности вулканических построек. Но и роль седиментации в морфогенезе достаточно велика и часто дает результаты, отличные от таковых в материковой ступени. Вершинная поверхность крупнейших горных поднятий здесь часто составлена молодыми аккумулятивными равнинами.

Переходная ступень рельефа не выражается в характере гипсографической кривой. Хотя в целом для Земли она имеет значительную общую площадь, последняя несопоставима по размерам с площадями океанической и материковой глобальных ступеней. Поэтому переходную ступень можно рассматривать, как и континентальный склон, в качестве своеобразного переходного образования между этими ступенями.

Дальневосточный регион СССР обладает почти полным набором крупных неотектонических форм, составляющих переходную глобальную ступень. Различные пространственные комбинации этих форм рассматриваются в качестве особых разновидностей (типов, подтипов) переходной зоны от континента к океану [Леонтьев, 1968; Александров, Леонтьев,

1970; Удинцев, 1972] либо как современные геосинклинальные области [Тектоническая карта..., 1970]. Представления о современных геосинклинальных областях в значительной мере основываются на шовной природе переходной ступени в целом, быстрых преобразованиях составляющих ее элементов и «напряженности» эндогенных процессов рельефообразования. Это же вызывает определенные проблемы при неотектоническом районировании. Возникает вопрос, насколько мы можем переносить сюда опыт районирования материковой ступени? Можно ли выделить здесь области равнинно-платформенные и горообразования? В отношении последних не возникает проблем, разве только что их можно назвать областями геосинклинального горообразования. Равнинные области у переходной ступени существуют — это днища котловин окраинных морей. Но являются ли они платформенными образованиями? Употреблять этот термин для форм переходной ступени вряд ли целесообразно; лучше делить ее на неотектонические зоны, не объединяя их в области.

Обратимся к особенностям развития неотектонической структуры глобальной переходной ступени. Положительные элементы ее структуры — поднятия островных дуг — являются сложными аккумулятивно-тектоническими образованиями. Тектонические их воздымания происходят одновременно с накоплением огромных объемов осадочного и вулканического материала, и эта аккумуляция чаще всего не приводит к уменьшению высотной дифференциации, а, напротив, обеспечивает «надстраивание» первично-тектонических положительных форм рельефа. Другая особенность морфогенеза положительных форм — это надбазисность протекающих в их пределах процессов седиментации и абразии. Островные мелководья, составляющие вершинную поверхность многих поднятий, формируются в результате энергетически мощных процессов на уровнях, гипсометрически более высоких, чем средний уровень переходной ступени. Аккумуляция морских осадков тоже происходит на разных гипсометрических уровнях и не обязательно связана с опусканиями.

Неотектоническую структуру переходной ступени Дальневосточного региона составляют следующие формы: поднятия островных дуг, ступенчатые глыбовые поднятия, материковые бордерленды, глубоководные желоба и глубоководные впадины (котловины) окраинных морей.

Поднятия островных дуг являются геоморфологическим выражением висячих крыльев крупнейших разломов Земли — зон Заварицкого — Беньофа. Наибольшие мощности земной коры в районах поднятий приурочены к их крыльям, обращенным в сторону океана [Строение..., 1976] и располагающимся ниже уровня моря. Более поднятые внутренние (обращенные к континенту) части поднятий имеют пониженные мощности земной коры, что указывает на антиизостатический характер развития неотектонических структур островных дуг [Гайнанов, Ушаков, 1963; Павлов, Семакин, 1972], происходящего в условиях субгоризонтального поперечного сжатия.

Неотектонические формы в поднятиях островных дуг образуют три вида устойчивых пространственных сочетаний: А — линейные цепи горстов и глыбовых поднятий, составляющие преимущественно внутренние крылья островных дуг; Б — вулканические пояса как комплексы вулканических массивов, плато и конусов отдельных вулканов; В — комплексы ступеней, впадин, сводов и глыбовых поднятий внешних крыльев островных дуг. Эти сочетания могут быть как отдельными подзонами, так и пространственно совмещенными или в единичных формах составлять простые разновидности поднятий островных дуг.

Районы Курильских островов и Восточной Камчатки представляют собой сложные виды поднятий островных дуг, которые соответственно можно обозначить символами (АБ + В) и (А + Б + В). В Курильской островной дуге внутренняя цепь горстов совмещена с вулканическим поясом, а в Восточнокамчатской зоне подзоны сменяют друг друга по мере приближения к глубоководному желобу. При любых сочетаниях поднятия островных дуг имеют асимметричное строение, поскольку основания



Рис. 46. Западный склон Валагинского хребта у с. Мильково. Горное поднятие в конэрозионной стадии развития.

их крыльев сочленяются, с одной стороны, с глубоководными желобами, а с другой — с днищами межгорных впадин или котловин окраинных морей. Разница в гипсометрических положениях оснований крыльев составляет 4 км и более. На Камчатке она достигает 8 км, поскольку здесь поднятие островной дуги причленено к континенту. Западное крыло Восточнокамчатской зоны состоит из линейной цепи ступенчатых глыбовых поднятий хребтов Ганальского, Валагинского, Тумрока и Кумроча, обрывающихся в сторону Центральнокамчатской впадины высокими тектоническими уступами, часто ступенчатыми (см. рис. 27). Это средневысотные сильно расчлененные горы в конэрозионной стадии развития (рис. 46). Глыбовые поднятия хребтов — комплексы разновысотных ступеней, поверхности которых часто наклонены на восток. Высокие ступени обычно имеют большие размеры. Над ними возвышаются изометричные изолированные горсты типа г. Юрчик на Ганальском хребте (см. рис. 27, *л*). Наблюдаются также небольшой протяженности долины-грабены (рис. 27, *г*). Глыбовые поднятия по простиранию кулисообразно сменяют друг друга, что может указывать на наличие правосторонних сдвиговых перемещений по краевым разломам. В основаниях тектонических уступов часто наблюдаются сейсмогенные рвы, а в поднятых крыльях — сбросо- и сейсмообвалы [Камчатка..., 1974], что свидетельствует о современной активности данных разломов и значительной роли быстрых по ним перемещений.

В центральной части Восточнокамчатской зоны находится вулканический пояс, где доминируют аккумулятивные неотектонические формы — вулканические массивы двух видов. Первый — удлиненные овальной формы вулканические массивы, вдоль осевых частей которых располагаются цепи вулканических конусов (Авачинский и Жупановский массивы). Такие массивы приурочены к трассам магмовыводящих глубинных разломов. Второй вид — округлые конические постройки с крупным центральным вулканом (Кроноцкий массив). Кроме массивов в строении вулканического пояса участвуют аккумулятивные ступени (вулканические плато), соответствующие районам ареального вулканизма. Эти основные элементы вулканического пояса сильно осложнены разнообразной формы вулканическими конусами, кальдерами и другими вулканическими формами [Аверьев, Святловский, 1961; Мелекесцев, 1980; Мелекесцев и др., 1970].

Несмотря на преобладание аккумулятивных граней, в морфогенезе вулканического пояса значение имеют и крутые тектонические уступы, секущие вогнутые поверхности вулканической аккумуляции и обращенные к осевой части пояса (см. рис. 27, *ж*, *з*, *к*). Они создают обратную ступенчатость уровней вершинной поверхности. Тектонические уступы обладают различными размерами, а их происхождение определяется разными факторами: 1) стенки кальдер в вулканических массивах возникают при погружениях их центральных частей как реакции на истощение периферических магматических камер (см. рис. 27, *к*); 2) уступы на краях вулка-

но-тектонических структур как следствие опусканий осевых частей вулканического пояса, включая целые массивы (рис. 27, *ж*, *з*). Они, скорее всего, обусловлены опусканиями, компенсирующими истощение глубоко залегающих крупнообъемных магматических камер.

Внешняя (обращенная к океану) подзона Восточнокамчатской островодужной системы представляет собой сочетание поднятий, впадин и ступеней, большей частью располагающихся ниже уровня моря. Ступени прибрежного мелководья являются аккумулятивными образованиями, а на больших глубинах в пластике рельефа увеличивается значение тектонических форм. Здесь располагаются крупные сводовые поднятия — продолжения поднятий полуостровов Шипунского, Кроноцкого и Камчатского. В морфологии этих поднятий в равной мере участвуют изгибовые и дизъюнктивные дислокации [Затонский и др., 1961]. Между поднятиями и ступенями прибрежного мелководья находятся крупные впадины и погруженные блоки, открывающиеся по зонам поперечных разломов в сторону глубоководного желоба. По этим же разломам заложены глубокие подводные каньоны [Ильин, 1961], расчленяющие склон прибрежного мелководья на ряд овальных в плане выступов типа структурных мысов. Некоторые из них по простиранию и на больших глубинах переходят в продольные подводные хребты — сводовые поднятия внешней подзоны.

В отличие от большинства островных дуг часть сводовых и глыбовых поднятий подзоны располагается выше уровня моря, в районах полуостровов Шипунского, Кроноцкого и Камчатского. Сводовые изгибы вершинной поверхности особенно хорошо просматриваются в пределах Кроноцкого полуострова (см. рис. 27, *д*), а на Камчатском полуострове известны значительные по амплитудам (сотни метров) изгибы и перекосы морских террас [Камчатка..., 1974].

Аномально высокие гипсометрические уровни поднятий внешней и внутренней подзон Восточнокамчатской островодужной системы можно объяснить сильным сжатием земной коры, обусловленным причленением ее к континентальному массиву, играющему роль упора. В пользу сильного сжатия краев островодужной системы свидетельствуют поднятия кровли консолидированной коры в цепи Восточного хребта и у побережья Камчатки [Утнасин и др., 1975].

Вулканический пояс островодужной системы, видимо, формируется под влиянием различных факторов. Он располагается над определенными глубинами зоны Заварицкого — Беньофа, где происходит формирование магматических расплавов. Аккумулятивные вулканические формы в пределах пояса имеют, в сравнении с сопредельными островодужными системами, значительно бóльшие размеры и определяют неотектоническую структуру крупного участка земной поверхности. Можно предполагать, что это обеспечивается локальными растяжениями земной коры в центральной полосе островодужной системы, обусловливающими более свободный подъем и поступление на поверхность больших объемов расплавленного материала. Появление и существование локальных участков растяжений во многом определяется неравномерными горизонтальными перемещениями блоков по поперечным разломам, имеющим существенное значение в неотектонической структуре островодужной системы. Пояс Начикинских поперечных разломов разделяет вулканический пояс на две части. Севернее преобладают вулканические массивы, и пояс занимает узкую полосу. Южнее господствуют вулканические плато с насаженными на них отдельными небольшими постройками вулканов, и вулканический пояс расширяется. Здесь же располагается южное окончание глыбовых поднятий Восточного хребта, а внешняя подзона состоит из ступеней и является продолжением океанического склона Курильской островодужной системы. Возможно, что особенности неотектонической структуры Южнокамчатского района обусловлены двумя обстоятельствами: 1) его положением на сочленении двух разнотипных островодужных систем; 2) отсутствием в составе континентального контрфорса орогенических форм.

В Курильском островодужном поднятии внутренняя цепь горстов совмещена с вулканическим поясом, а в структуре внешней подзоны преобладают разноглубинные ступени, плоские поверхности которых представляют собой абразионные и аккумулятивные равнины, часто на месте полностью компенсированных внутригорных впадин [Васильев и др., 1979; Сергеев, 1976]. Лишь в средней части островодужного поднятия от ступени островного мелководья обособляются подводный хребет Витязя и глубокие (до 3500 м) впадины, разделенные треугольной и овальной формы выступами типа структурных мысов. Впадины открываются в сторону глубоководного желоба. Большей же частью внешняя подзона островодужного поднятия состоит из широкой ступени на уровне островного мелководья, осложненной остаточными горстами типа о. Шикотана и общего склона островной дуги в сторону глубоководного желоба. Этот склон состоит из протяженных тектонических уступов крутизной до 45° [Затонский и др., 1961], разделенных узкими промежуточными ступенями, иногда с небольшими впадинами. Впадины являются седиментационными ловушками. В большинстве узкие промежуточные ступени располагаются на месте компенсированных впадин, что указывает на значительность объемов мигрирующего по склону обломочного материала. Существенна роль поперечных линеаментов, при пересечении которых происходят изменения ширины основной ступени, а промежуточные выклиниваются. Линеаменты часто пересекают островодужное поднятие и в пределах внутренней подзоны выражены впадинами глубоких проливов Фриза, Буссоль, Крузенштерна.

Внутренняя подзона Курильского островодужного поднятия — это цепь кулисообразно или последовательно сменяющих друг друга по простиранию построек островов Большой Курильской гряды. Крупные острова (Кунашир, Итуруп, Уруп и др.) являются горстами, поверхности которых увенчаны вулканическими постройками отдельных вулканов (Тятя и др.) или вулканическими хребтами. О молодых воздыманиях горстов свидетельствуют лестницы морских террас и морфология современной береговой зоны, в том числе распространение приподнятых бенчей [Канаев, 1960]. Небольшие острова обычно представляют собой самостоятельные вулканические постройки, основания которых находятся ниже уровня моря. Размеры вулканических построек в Курильской островодужной системе меньше таковых на Восточной Камчатке, и здесь отсутствуют вулканические плато районов ареального вулканизма. Степень участия в неотектонической структуре вулканических форм увеличивается к центральной части Большой Курильской гряды.

Алеутское островодужное поднятие в целом аналогично Курильскому, однако имеет более сложно построенную внешнюю подзону, где наряду с обычными, в этом случае разноглубинными, ступенями значительна роль поднятий и впадин [Барк, 1970]. Это обусловлено двумя факторами, накладывающимися на молодые тектонические движения: 1) некомпенсированностью осадками многих внутридуговых впадин и впадин океанического склона поднятия; 2) относительно небольшим развитием вулканов как поставщиков вещества для постройки островодужного поднятия. Особенно это касается западной части Алеутской островодужной системы, где в пределах так называемой «террасы» [Барк, 1970] распространены глубокие впадины и погруженные блоки.

Отсутствие в западной части Алеутского островодужного поднятия вулканических построек позволяет изучить здесь тонкую (на уровне небольших блоков размером в первые километры квадратные) неотектоническую структуру островных поднятий и определить характер сочетаний экзогенных и эндогенных процессов в ее оформлении. Этому способствует и распространение на островах морских террас, деформации которых довольно хорошо определяются. Такие наблюдения сделаны в северной части о. Беринга [Уфимцев, Ставров, 1978].

Район Командорских островов, по батиметрическим данным [Ильин, 1957], представляет собой поднятие на западном окончании Алеутской

островной гряды. Командорское поднятие не имеет близких по форме аналогов в островной гряде и хорошо обособлено от ее остальной части. Это горст, граничащий с глубоководной впадиной окраинного моря и океаническим желобом по крутым уступам, изредка осложненным узкими ступенями. Лишь на юге появляется так называемая терраса — нижняя тектоническая ступень внешней подзоны островной гряды. Равнины островного мелководья составляют вершинную поверхность главной тектонической ступени Командорского поднятия. К ней относится и равнинная северная треть о. Беринга, где господствующими формами рельефа являются морские террасы, которые можно рассматривать как поднятые участки этого мелководья.

О количестве и возрасте морских террас на о. Беринга нет единого мнения [Ионин, 1961; Камчатка..., 1974; Шмидт, 1973]. В северной равнинной части острова можно выделить пять основных террасовых уровней: 1) современный пляж и низинная поверхность котловин озер Саранного и Гаванского; 2) низкая аккумулятивная терраса высотой 3—6 м; 3) 15—30-метровая и 4) 40—80-метровая абразионные террасы и 5) высокая (до 200 м) абразионная терраса. Террасы, за исключением первых двух, практически лишены покрова коррелятных отложений.

Возраст террасовых уровней точно определить не представляется возможным. Реально допустить, что положение террас в общем ряду отражает последовательность их формирования. Значительные колебания высот террас частью первичны, а частью обусловлены тектоническими деформациями. Высокие (до 100 м) и прямолинейные уступы, разделяющие морские абразионные террасы, слабо расчленены и имеют комплексную абразионно-тектоническую природу. Прямолинейные абразионно-тектонические уступы служат границами блоков с различным характером проявления молодых тектонических движений. В пределах постоянно воздымающихся блоков сохранились древние морские террасы.

В блоках, испытавших инверсию тектонических движений либо поздние воздымания, выработаны более молодые абразионные равнины. Древние береговые зоны занимали стационарное положение на границах неотектонических блоков, что способствовало выработке прямолинейных и протяженных абразионно-тектонических уступов. Высота последних превышает истинную амплитуду тектонических перемещений, ибо эти уступы разделяют разновозрастные поверхности. Можно предполагать, что действительная амплитуда дифференцированных тектонических движений обычно не больше нескольких десятков метров.

Неотектоническая структура северной равнинной части острова определяется сочетанием горстов, разновысотных ступеней и грабенообразных участков погружения. Горсты образуют полосу вдоль северного и восточного побережий. Вершинная поверхность неотектонических горстов представляет собой преимущественно разновысотные фрагменты высокой морской террасы. Северный горст — это серия наклонных блоков, с юга ограниченных прямолинейными абразионно-тектоническими уступами высотой до 100 м и более и разделенных поперечными разломами субмеридионального простирания. Поверхность высокой морской террасы в горсте заметно наклонена на север. Высота террасы различна для каждого из блоков, составляющих горст: в западной его части достигает 200 м, а в восточной не превышает 140—160 м.

На западе равнинной части острова распространены преимущественно неотектонические ступени, ограниченные прямолинейными абразионно-тектоническими уступами высотой 40—60 м. Вершинная поверхность неотектонических ступеней обычно включает среднюю абразионную террасу, над которой местами возвышаются останцы высокой террасы. Высотные отметки поверхности средней абразионной террасы и ее тылового шва существенно меняются, указывая на наличие небольших блоков. В западной части Китовой ступени тыловой шов средней террасы имеет высоту 90 м. Восточнее эта терраса имеет высоту 75—80 м, и далее на восток, у оз. Саранного, тыловой ее шов располагается на высотах 50—60 м.

Амплитуда дифференцированных перемещений отдельных блоков Китовой ступени относительно друг друга составляет не менее 30 м. В пределах Ладыгинской ступени высота средней террасы западнее Столовых гор составляет 70—85 м, а восточнее — всего 40—55 м. Расположенная южнее Каменская ступень также, видимо, разделена на два блока, разница в высотах которых не превышает 20 м.

Впадины участков Гаванского и Саранного озер являются грабенами с небольшой амплитудой погружения, днища которых заняты или озерами, или низкими морскими аккумулятивными равнинами. Последние возникли в результате недавней ингрессии моря в пределы малоамплитудных тектонических погружений, о чем можно судить по тому, что высота останца средней террасы (г. Наковальня) в Гаванской впадине всего лишь на 20—25 м ниже высоты этой террасы в расположенной севернее Ладыгинской ступени.

Характер деформаций морских террасовых уровней на о. Беринга указывает, что неотектонические формы островодужной системы могут представлять собой сложные сочетания малоамплитудных блоков небольших (площадь в первые квадратные километры) размеров. Автономные перемещения этих блоков осуществляются одновременно с абразией и осадконакоплением, что обусловливает особенности пространственного размещения террасовых уровней.

Кратко рассмотрев особенности неотектонических структур островодужных поднятий, подчеркнем их вулканогенно-тектонический характер — это сложные сооружения, созданные одновременно действующими тектоническими движениями и аккумуляцией терригенного и вулканического материала. Современные превышения островодужных поднятий над окружением созданы именно совокупным действием этих процессов. В аккумулятивном процессе образования островодужных поднятий обращает на себя внимание то, что накопление терригенных осадков происходит во впадинах-ловушках внутри островных дуг либо на их океанических склонах. Эти впадины занимают «надбазисное» положение над окружающими равнинами глубоководных желобов и глубоководных котловин окраинных морей — особенность, редко наблюдаемая на материках.

К другому виду крупных орогенических поднятий переходной ступени относятся подводные хребты Ширшова и Бауэрса на дне глубоководной части Берингова моря. Это ступенчатые поднятия с широкими центральными ступенями. Узкие ступени располагаются на крыльях поднятий, где общие перепады глубин (относительных высот) достигают 3 км. Плоские или пологонаклонные поверхности ступеней часто представляют собой аккумулятивные равнины на компенсированных впадинах-ловушках. Неотектонические структуры поднятий хребтов Ширшова и Бауэрса имеют сходство со строением островодужных поднятий и, быть может, являются остаточными формами последних [Тектоническое районирование..., 1979].

На переходной ступени могут существовать орогенические формы с чередованием поднятий и впадин. Это континентальные бордерленды, располагающиеся в интервалах глубин, соответствующих континентальным склонам [Океанографическая энциклопедия, 1974]. В дальневосточном регионе континентальный бордерленд распространен в южной и восточной частях Японского моря и обрамляет глубоководную котловину. На севере отдельные его элементы доходят до Южного Сахалина и Северного Хоккайдо, где появляются широкие аккумулятивные ступени островного шельфа, связанные с компенсированными молодыми впадинами.

Япономорский континентальный бордерленд на юге и востоке имеет различное строение. У берегов Южного Хоккайдо и Северного Хонсю это преимущественно вытянутые или линейные узкие поднятия и впадины, располагающиеся вдоль узкой ступени островного шельфа. Реже встречаются изометричные поднятия. У берегов Кореи и Южного Хонсю преобладают крупные, угловатой формы поднятия, причленяющиеся к шель-

фу и обрывающиеся в сторону глубоководной котловины уступами (возвышенность Уллындо и др.). Впадины, разделяющие поднятия, на севере сливаются с поверхностью глубоководной котловины [Липкин, 1973]. К такого же рода образованиям относится район банки Ямато, где два угловатой формы поднятия разделены межгорной впадиной. Это своего рода «осколок» континентального бордерленда, окруженный абиссальной равниной днища глубоководной котловины. В северной части последней к такого рода остаткам континентального бордерленда относятся, видимо, возвышенности Первенца, Витязя и Богорова.

По геологическим и геофизическим данным, поднятия зоны континентального бордерленда и районы прилегающей суши обладают сходным геологическим строением [Берсенев и др., 1975; Васильев, Маркевич, 1973], а впадины имеют значительное осадочное выполнение. Здесь есть «гранитный» слой [Ковылин 1979], указывающий, что континентальный бордерленд в Япономорском регионе образуется при блоковом распаде и погружении краевых участков материка. Это зона поднятий и впадин рифтового происхождения, которая формируется в неразрывной связи с образованием Япономорской глубоководной котловины.

Наблюдается следующий эволюционный ряд неотектонических форм: 1) глубоководная впадина с нормальными (более 3000 м) глубинами и с изолированными остаточными поднятиями; 2) краевые части глубоководной впадины с малыми (2400—2600 м) глубинами и включениями континентального бордерленда (котловина Хонсю и район банки Ямато); 3) континентальный бордерленд с впадинами, открывающимися в глубоководную котловину. Такой эволюционный ряд форм согласуется с построениями других исследователей и свидетельствует о том, что Япономорская котловина является новообразованной [Берсенев, 1973; Ковылин, Строев, 1976]. Континентальный бордерленд здесь является морфологическим отражением начальной стадии деструкции континентальной коры в процессе образования глубоководной котловины окраинного моря.

Глубоководные котловины окраинных морей в неотектонической структуре переходной ступени занимают особое положение, определяемое размерами и тем, что их днища образуют некоторый средний уровень, относительно которого можно вести отсчеты высотных характеристик прочих неотектонических зон. В дальневосточном регионе находятся Япономорская, Южноохотская и Беринговоморская котловины, причем последняя разделяется на частные впадины поднятиями Бауэрс и Ширшова. Днища котловин представляют собой субгоризонтальные или пологонаклонные аккумулятивные равнины, осложненные изолированно располагающимися другими неотектоническими формами. В Япономорской котловине это отдельные поднятия [Липкин, 1973], являющиеся остаточными формами континентального бордерленда. В Беринговоморской котловине по батиметрическим данным [Удинцев и др., 1959] можно выделить ряд пологих поднятий и опусканий. Поверхность Южноохотской котловины вблизи островодужного поднятия осложнена вулканическими конусами, частично погребенными.

Однородность неотектонических структур днищ глубоководных котловин дает мало материала для суждения об их происхождении и развитии. Более благоприятен для таких построений анализ взаимоотношений глубоководных котловин с окружающими неотектоническими формами. В Япономорском районе эволюционный ряд неотектонических форм (см. выше) свидетельствует о расширении глубоководной котловины и ее образовании путем деструкции континентальной земной коры. Наличие на бортах Южноохотской котловины краевых погруженных блоков может интерпретироваться как результат ее расширения за счет шельфовой равнинно-платформенной области, что согласуется и с геофизическими данными [Туезов, 1975]. В северо-восточном углу котловины устанавливается следующий эволюционный ряд неотектонических форм: 1) краевой погруженный блок в глубоководной котловине; 2) погруженный блок на континентальном склоне; 3) разноглубинные погруженные блоки на аван-

шельфе. Такой ряд форм можно считать следствием расширения глубоководной котловины на северо-восток вдоль борта островодужного поднятия.

Более сложно определить характер развития Беринговоморской глубоководной котловины. Если присоединиться к мнению о цепи поднятий Бауэрс и Ширшова как остаточной островной дуге [Тектоническое районирование..., 1979], то западную часть котловины (впадины Командорская и Бауэрс) следует считать частями ложа океана, отчлененными от последнего новообразованным Алеутским островодужным поднятием. Это не единственное решение. Цепь поднятий Ширшова и Бауэрс может быть структурным аналогом некоторых островных дуг Юго-Восточной Азии, располагающихся внутри переходной ступени.

Глубоководные желоба — важнейшие компоненты неотектонических структур переходной ступени, а в морфологическом отношении — антиподы островодужных поднятий, с которыми они обычно находятся в парагенетической связи. Они являются геоморфологическим выражением выходов на земную поверхность зон Заварицкого — Беньофа и истолковываются различно, в зависимости от приверженности к той или иной геотектонической гипотезе. В геоморфологическом отношении удобно рассматривать глубоководные желоба как некомпенсированные геосинклинальные прогибы [Леонтьев, 1980].

Морфология глубоководных желобов описана в многочисленных работах [Леонтьев, 1980; Удинцев, 1972; и др.]. Морфологически молодым желобам свойственны узкие днища и большие глубины (более 6—7 км). К такого рода образованиям и относятся Курильско-Камчатский и Алеутский глубоководные желоба [Затонский и др., 1961; Васильев и др., 1979; Ильин, 1957], имеющие довольно простое строение. Их узкие днища по простиранию распадаются на частные погружения. Внутренние склоны желобов относятся в структурном отношении к крыльям островодужных поднятий. На пологих океанических склонах нередко располагаются ступени, разделенные сбросовыми уступами.

Интересен район сочленения Курильско-Камчатского и Алеутского желобов и сопряженных с ними островодужных поднятий. Система разломов, свойственная Алеутскому островодужному поднятию, прослеживается по дну Камчатского пролива на северо-запад и пересекает Камчатку. С другой стороны, Алеутский глубоководный желоб не имеет видимого продолжения на северо-запад и явно ограничивается Курильско-Камчатским желобом. По простиранию последний продолжается изометричными погруженными блоками, из которых первый занимает дно Камчатского пролива, а второй расположен севернее, уже в пределах Командорской впадины. Это обстоятельство может указывать на рост по простиранию Курильско-Камчатского желоба на северо-восток и срезание им Алеутского желоба. Курильско-Камчатский желоб и продолжающие его погруженные блоки смещены относительно друг друга по разломам алеутского направления, указывая на существование вдоль последних левосдвиговых перемещений, что подтверждается и смещением границ Срединного сводового поднятия на Камчатке (см. рис. 22).

ОКЕАНИЧЕСКАЯ СТУПЕНЬ

Главные элементы неотектонической структуры океанической ступени обычно изображаются на тектонических картах [Тектоническая карта Евразии, 1966; Тектоническая карта..., 1970], кроме того, они охарактеризованы в работах по строению дна современных океанов [Леонтьев, 1968; Ильин, 1976; Канаев, 1979; Удинцев, 1972]. Степень изученности подводного рельефа такова, что характеристика неотектонических форм бывает более или менее полной лишь на уровне зон или областей, а внутреннее строение последних остается пока задачей будущих исследований.

В развитии неотектонических форм океанической ступени есть свои особенности по сравнению с развитием форм материковых регионов. Они заключаются в специфических сочетаниях эндогенных и экзогенных процессов рельефообразования. Малые скорости осадконакопления в открытом океане обеспечивают длительное существование в неизменном виде приразломных и надразломных прогибов в зонах трансформных разломов. Вторая особенность неотектонических структур океанов (Тихого океана в особенности) — широкое распространение вулканических форм на уровне зон, областей, простых вулканических массивов и отдельных конусов. Третья особенность — это существование сложных аккумулятивных форм, где вулканические и тектонические возвышения дна увенчаны коралловыми постройками, суммарные объемы которых велики. Они возникают вследствие определенного сочетания тектонических и вулканических процессов и осадкообразования, в особенности их последовательности во времени. Хотя это и звучит парадоксально, но такие сочетания процессов характеризуются значительной интенсивностью, и сами «вулканогенно-коралловые» поднятия дна океана в генетическом отношении вполне могут быть отнесены к ряду орогенных форм.

Крупные аккумулятивные сооружения — вулканические и «вулканогенно-коралловые» хребты — оказывают существенное влияние на ход неотектонических процессов сопредельных районов ложа океана. Они изостатически неуравновешены, обладают избыточными массами и испытывают опускания, в которые вовлекаются и сопредельные участки, где формируются краевые прогибания и компенсационные валы, хорошо выраженные у подножий Гавайского и Северо-Западного (Императорского) вулканических хребтов [Удинцев, 1972].

Остановимся на вопросах, связанных с построением общей классификации неотектонических форм океанической ступени по принципам, использованным для других глобальных ступеней рельефа. Как бы ни были специфичны сочетания неотектонических процессов в пределах океана, несомненно одно — здесь, как и на континентах, неотектонические формы объединяются в равнинно-платформенные области и области горообразования. Размеры неотектонических форм такие же, как и на континентах. Правда, поднятиям срединно-океанических хребтов в некоторых классификациях придается высокое таксономическое положение, вплоть до уровня континентов и океанов [Леонтьев, 1971]. Формально же срединно-океанические хребты представляют собой неотектонические формы уровня областей и в структурном (но не генетическом) отношении являются аналогами протяженных трансконтинентальных орогенических сооружений (областей) типа Азиатского горного пояса. Это наводит на мысль о том, что срединно-океанические горные (орогенные) пояса должны быть сложными сооружениями и состоять из разнотипных неотектонических зон. На это указывают, например, поперечные профили рельефа через эти сооружения, их разнохарактерность для различных частей хребтов. Мы должны ожидать, что подробное изучение морфологии дна Мирового океана приведет к расчленению срединно-океанических хребтов на самостоятельные неотектонические формы уровня зон. Срединно-океанические хребты, видимо, едины только в тех свойствах, в каких едины внутриконтинентальные горные пояса.

СИСТЕМЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

Неотектонические нарушения имеют большое значение для неотектонической структуры Востока СССР, в особенности для областей горообразования. Само появление и существование гор, как правило, есть функция молодых дизъюнктивных движений, обусловливающих появление таких перепадов высот, при которых возникают крутые (горные) грани рельефа. Неотектонические нарушения (молодые или омоложенные разломы) образуют определенные пространственные сочетания (сети с определенными

рисунками), которые служат основанием для реконструкций геодинамических обстановок неотектонического этапа. Рассмотрим кратко виды сетей неотектонических нарушений.

Нередко встречаемый вид геометрического рисунка сетей неотектонических нарушений — ветвящиеся системы нарушений, ограничивающие группы линзоподобных блоков. Здесь часты структуры типа конского хвоста. Разломы имеют продольные ориентировки и значительную протяженность. Эти системы свойственны Черской и Нижнеамурской зонам сводов и впадин и имеют такой характерный рисунок, что образуемые ими группы блоков можно образно назвать «мегакатаклазитом». В этих системах существенна роль сдвигов, а формирование их происходит в условиях субгоризонтального сжатия.

Другой вид систем неотектонических нарушений — протяженные продольные субпараллельные и сближенные нарушения и относительно короткие поперечные, достаточно удаленные друг от друга. Такой геометрический рисунок нарушений имеет Сетте-Дабанское поднятие. Среди продольных разломов существенна роль взбросов и крутых надвигов, а короткие поперечные разломы имеют сдвиговые компоненты перемещений. Подобные системы нарушений свойственны территориям, развивающимся по типу шовных зон на границах крупных геоблоков в условиях поперечных горизонтальных сжатий.

У некоторых систем неотектонических нарушений наблюдается чередование продольных и диагонально ориентированных к общему простиранию частных нарушений. Продольные нарушения обычно имеют бóльшую длину, нежели диагональные, которые чаще располагаются в местах пересечений с другими системами неотектонических нарушений. Такая комбинация молодых разломов свойственна Олекма-Амурской системе, причем продольные разломы здесь имеют видимые правосдвиговые перемещения, а сменяющие их периодически по простиранию диагональные разрывы являются взбросами и надвигами и гасят сдвиговую компоненту.

Особую роль в неотектонической структуре играют наиболее протяженные (сквозные) системы неотектонических нарушений, пересекающие неотектонические зоны и области. Из наблюдаемых в Дальневосточном регионе таких систем нарушений примечательны две. Первая включает молодые разломы Черской зоны сводов и впадин, их юго-восточные продолжения и разломы Алеутского островодужного поднятия, пересекающие и Камчатку. На ее северо-западном фланге преобладают правые сдвиги, а в районе Камчатки и Командорских островов фиксируются левосдвиговые перемещения. Другая сквозная система разломов — Олекмо-Амурская — прослеживается на юго-восток до района Владивостока и, вероятно, пересекает Япономорскую глубоководную котловину, на что указывает строение последней [Кропоткин, 1972] и характер поля силы тяжести [Строев, 1977]. Олекмо-Амурской системе разломов свойственны правосдвиговые перемещения. Поперечные правые сдвиги отмечаются и в Южном Приморье.

Мы намеренно акцентируем внимание на сдвиговых перемещениях по крупнейшим молодым разломам. Роль вертикальных перемещений в пластике рельефа, безусловно, велика, и в первую очередь она находит отображение на неотектонических картах и схемах. Однако не следует оставлять в стороне изучение молодых (рельефообразующих) горизонтальных перемещений по разломам. Как показывает анализ неотектонической структуры Востока СССР, эти перемещения существенны и являются обычными для различных геодинамических обстановок неотектонического этапа. Сложность заключается в определении истинных амплитуд горизонтальных перемещений, видимые амплитуды могут достигать первых десятков километров. Обычно такое решение оказывается достаточным для содержательных выводов. Определение же истинных амплитуд пока остается нерешенной проблемой.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Эндогенные процессы формирования рельефа (неотектонические процессы) многочисленны и образуют сложные сочетания в пространстве и времени. Естественное желание познать их в совокупности входит в противоречие с необходимостью выделения отдельных составляющих в чистом виде, без чего не может обойтись построение научного объяснения. В предыдущей главе при характеристике неотектонических форм было дано объяснение их происхождению и развитию, т. е. определены неотектонические процессы, насколько это позволили сделать имеющиеся материалы. В настоящей главе рассматриваются общие проблемы эндогенного рельефообразования: 1) влияние геологической структуры на неотектонические процессы; 2) механизмы горообразования; 2) структура эндогенного рельефообразования крупных регионов. Эти проблемы имеют общетектоническое значение, но не могут быть решены без геоморфологических материалов. В их познании неотектонический анализ имеет решающее значение.

РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТЕЛА

Влияние геологических тел и геологической структуры на ход процессов рельефообразования изучается давно, и так называемый структурный рельеф, где благодаря избирательным денудации и эрозии геологические тела и структурные формы хорошо выражены в рельефе, был в числе первых выделенных генетических типов рельефа. В структурном рельефе геологические тела играют в морфогенезе роль субстрата, преломляя ход его процессов в силу своих физико-механических свойств.

Существуют другие ситуации, когда геологические тела активно участвуют в процессе становления рельефа вследствие автономных движений, накладывающихся на регионально проявленные эндогенные процессы. Подобные явления описаны во многих регионах. В Казахстанском мелкосопочнике многие гранитные массивы выражены грядами, горными массивами, возвышающимися на сотни метров над окружающими денудационными равнинами. Фронтальные склоны гряд и массивов в большинстве представляют собой тектонические уступы [Абдулин, Паталаха, 1980; Бороздин, Семакин, 1969; Сваричевская, Яговкин, 1966]. На Урале многие интрузивные массивы выражены в рельефе и несут многочисленные геоморфологические признаки молодых (вплоть до голоценовых) воздыманий [Трифонов и др., 1968]. Характер молодых поднятий обнаруживает прямую зависимость от форм интрузивных массивов [Алейников, Беллавин, 1976]. В предгорьях Большого Кавказа автономные воздымания испытывают пятигорские «лакколиты» — каплеобразной формы приповерхностные интрузии, выраженные в рельефе изолированными горами [Герасимов, 1974].

Избирательные интенсивные воздымания молодых гранитных массивов описаны на Востоке СССР. В Черской зоне сводов и впадин массивы молодых гранитов в неотектонической структуре выражены высоко поднятыми (на многие сотни метров) горстами — самостоятельными либо осложняющими своды. Выраженность в рельефе этих массивов не может быть объяснена селективной денудацией [Ананьев, 1971]. На юге Дальнего Востока автономные воздымания, накладывающиеся на региональные молодые движения, испытывают многие интрузивные массивы позднемезозойских и раннекайнозойских гранитоидов [Дубинчик и др., 1975; Лишневский и др., 1976; Худяков, 1967].

Большинство описанных случаев автономных воздыманий геологических тел касается интрузивных массивов гранитоидов или их субвулканических аналогов. Эти воздымания проявляются в платформенных и орогенных условиях. Далеко не все массивы имеют прямое выражение в рельефе, тенденцию к автономным воздыманиям проявляют граниты,

относящиеся к позднегеосинклинальным или орогенным комплексам. Отмечаются случаи автономных воздыманий геологических тел и иного состава — гипербазитовых массивов на Урале [Трифонов и др., 1969], блоков гранитизированного архея на Алданском щите [Угрюмов, Энтин, 1969]. Сопоставление геологической и неотектонической структур Дальневосточного региона показывает, что автономные воздымания свойственны геологическим телам, сложенным породами и с избыточными, и с недостаточными плотностями.

В Забайкалье молодые блоковые воздымания испытывают различные геологические тела. Это интрузивные массивы юрских гранитов, обладающих пониженными плотностями (среднее значение для средне- и верхнеюрских гранитов Хэнтей-Даурского свода, по данным Л. А. Мастюлина, 2,55 г/см^3). Массивам гранитов свойственны локальные минимумы гравитационного поля, указывающие на значительные их вертикальные размеры. В неотектонической структуре больших сводов многие гранитные массивы имеют характер наиболее поднятых горстов. Когда гранитные массивы не вовлечены в автономные воздымания, они, в силу слабой устойчивости к выветриванию слагающих их неравномерно- или крупнозернистых пород, занимают понижения рельефа, обрамленные валоподобными возвышениями, соответствующими выходам плотных роговиков. Приподнятость гранитных массивов над средним уровнем гор есть функция именно молодых автономных воздыманий этих геологических тел. Сказанное целиком относится и к субвулканическим верхнеюрским образованиям.

Другой вид геологических тел, испытывающих автономные воздымания,— это грабены и прогибы, выполненные эффузивами бырцинской и джаргалантуйской свит (средние плотности 2,4 г/см^3), интрудированных субвулканическими образованиями. В структуре Хэнтей-Даурского свода такие юрские вулканарии выражены либо изолированными и высокими горстами типа горы Сохондо, либо верхними ступенями глыбовых поднятий, подобно ступени Алханайского хребта. Неотектонические формы довольно точно соответствуют частям вулканариев, обладающим максимальными вертикальными размерами.

Автономные воздымания свойственны и интрузивным телам из пород с повышенной плотностью. На южном крыле Малханского свода Солонцовский массив габбро и габбро-диоритов выражен узким горстом, возвышающимся на 100—150 м над средним уровнем вершинной поверхности. Массив испытывает молодое воздымание в виде узкой пластины, ограниченной крутопадающими (60—70°) на северо-запад разломами.

В неотектонической структуре юга Дальнего Востока выраженные в рельефе геологические тела — обычное явление. Это интрузивные массивы позднемезозойских и кайнозойских гранитоидов, обладающих пониженной плотностью. Не все, однако, интрузии одинаково хорошо выражены в рельефе. Крупные батолиты верхнемезозойских гранитоидов южного крыла Станового свода в рельефе не выражены и в общем слагают относительно пониженную часть его крыла. Геологические и геофизические материалы [Белогуб и др., 1971] указывают на плитообразный характер этих интрузивных тел и пологое залегание их контактов. Подобные интрузии, как правило, не выражены в рельефе и в других неотектонических зонах юга Дальнего Востока. Напротив, сравнительно небольшие, в особенности узкие и протяженные, с крутопадающими контактами массивы гранитоидов Юдома-Майского и Амур-Амгуньского междуречий, хр. Сихотэ-Алиня и других районов представляют собой высокие горсты и осевые ступени центральных частей неотектонических поднятий. Показательна структура свода Джаки-Унахта-Якбыяна (см. выше и рис. 37), где границы осевого горста и вулканария практически совпадают. Превышение горста над сферической поверхностью сводового изгиба составляет 500—600 м, а перепады высот по тектоническим уступам достигают 1000 м и более, когда вдоль подножий последних располагаются днища компенсационных долин-грабенов. Структура свода меняется на его северо-восточной периклинали, где линейный вулканарий замещается бато-

литоподобным гранитным массивом. Последний в рельефе практически не выражен (см. рис. 37, *а*).

Парагенетические отношения геологических тел и неотектонических форм дают основания для вывода о том, что автономные воздымания испытывают преимущественно интрузивные массивы или вулканарии небольшой ширины (обычно до 20 км) и с крутопадающими контактами. Им свойственны локальные минимумы поля силы тяжести, указывающие на значительные вертикальные размеры этих тел. По расчетам глубины залегания нижних кромок гранитных интрузий от 6 до 15 км [Белогуб и др., 1971; Кулинич, 1971]. Следовательно, вертикальные размеры этих тел сопоставимы с их шириной или даже больше ее. Сейсмологические исследования дали глубину залегания основания Эвотинской интрузии на Алданском щите, испытывающей молодое автономное воздымание, порядка 8—10 км, что согласуется с расчетными данными [Булин и др., 1975].

Сопоставление геологической и неотектонической структур с использованием геологических карт для решения данной проблемы хотя и эффективно, но не лишено недостатков. Мы видим молодые автономные воздымания геологических тел, которые по составу резко отличны от вмещающих толщ. Более точные и объективные результаты можно получить при введении в анализ материалов, которые позволяли бы оперировать трехмерными моделями геологических тел. Такая работа была проведена автором совместно с Ю. Ф. Малышевым и Н. П. Романовским, причем для удобства статистических подсчетов использованы преимущественно карта тектонического рельефа и карты плотностей горных пород и аномалий Буге. Последние хорошо отражают положение в верхних частях земной коры трехмерных геологических тел с аномальными плотностями, вне зависимости от петрографического состава слагающих их пород [Косыгин и др., 1979].

Совместный анализ заключался в парной и множественной корреляции размеров и знака пространственно совмещенных аномалий плотности, силы тяжести, неотектонических форм («аномалий» тектонического рельефа) и геологической структуры. Поскольку использованные карты плотности и аномалий Буге имеют разные пороги фильтрации (15—20 и 5—10 км соответственно), изучение отношений плотностных неоднородностей верхних горизонтов земной коры и элементов рельефа при размерах объектов менее 30 км осуществлено сопоставлением с формами тектонического рельефа только аномалий поля силы тяжести. На этом уровне с положительными формами тектонического рельефа совпадают как локальные минимумы, так и максимумы поля силы тяжести. Локальные минимумы определенно связаны с позднемезозойскими и кайнозойскими гранитными массивами, испытывающими автономные воздымания. Из более чем 500 учтенных интрузивных массивов с размерами 5—30 км 46% приурочено к положительным формам тектонического рельефа, а 43% — к резким его уступам, т. е. к неотектоническим нарушениям.

В результате анализа выяснено, что в виде положительных форм тектонического рельефа наиболее контрастно проявляются геологические тела размером до 50 км, обладающие дефицитом или избытком плотности. В классе объектов размером до 30 км это, прежде всего, интрузивные массивы позднекайнозойских и кайнозойских гранитов, характеризующиеся дефицитом плотности (40% случаев). Аномалии силы тяжести показывают, что вертикальные размеры этих нитрузий превышают горизонтальные или близки к ним. Согласно расчетам, нижние кромки этих тел располагаются на глубинах от 10 до 15 км. Объекты, фиксирующиеся локальными максимумами поля силы тяжести, также часто выражены положительными формами тектонического рельефа (29% случаев) и представляют собой либо интрузии основного или ультраосновного состава, либо блоки плотных вулканогенно-осадочных или метаморфических пород.

Среди геологических тел размером 30—50 км сопряжены с положительными тектоническими формами рельефа те, которые обладают максимумами плотности и выражены максимумами силы тяжести (35%). По ве-

щественному составу эти геологические тела сложены на 70—80% метаморфическими, кремнисто-вулканогенными и осадочными породами повышенной плотности. Вертикальная их мощность оценивается по косвенным данным в 15—20 км. Интересно отметить, что «легкие» геологические тела в этом классе объектов практически не обладают тенденцией к автономным воздыманиям (16%).

Сопоставление тектонического рельефа с трехмерными геологическими телами определенно указывает на то, что тенденцией к автономным воздыманиям обладают те, которые характеризуются 1) избытком или недостатком плотности по отношению к окружающим геологическим телам; 2) значительными вертикальными размерами. При построении объяснительной модели процесса автономных воздыманий геологических тел эти обстоятельства являются решающими.

Объяснения автономных воздыманий геологических тел разработаны в основном на примерах выраженных в рельефе гранитоидных интрузий и сгруппированы в три направления. Согласно первому, гранитоидные интрузии с дефицитом плотности испытывают изостатические «всплывания». Это процесс, направленный на установление изостатического равновесия на уровне верхних частей земной коры. Наблюдаемые автономные воздымания «тяжелых» геологических тел в такой модели не находят объяснения.

Сторонники второго направления воздымания гранитоидных массивов связывают с понижением вязкости в их нижних частях за счет процессов гранитизации, которые, следовательно, продолжаются и на неотектоническом этапе [Бороздин, Семакин, 1969; Лишневский и др., 1976]. Развитием подобных построений является мнение, что процессы горообразования вообще генетически связаны с магматической деятельностью [Лишневский, 1965; Худяков 1967].

В третьем направлении решающая роль в автономных воздыманиях интрузивных тел отводится их выжиманию под действием субгоризонтального поперечного сжатия [Абдулин, Паталаха, 1980; Алейников, Беллавин, 1976; Том, 1957; Трифонов и др., 1968]. Такие модели универсальны в отношении «легких» и «тяжелых» геологических тел и согласуются с результатами изучения современных напряжений в скальных породах, свидетельствующих о преобладании субгоризонтального сжатия [Хаст, Нильсон, 1967].

В принципе все рассмотренные случаи вероятны. Каков бы ни был механизм автономных воздыманий геологических тел в конкретных случаях, он всегда направлен на выработку устойчивой геологической структуры. Геологические тела с аномальными плотностями и значительными вертикальными размерами нарушают устойчивость геологической структуры в гравитационном поле. При наличии горизонтально-слоистой (концентрически-слоистой) геологической структуры подвижность земной коры уменьшается — таковы плиты материковых платформ. Процесс становления подобной структуры может осуществляться двояким образом: 1) путем изменения плотностей геологических тел; 2) их воздыманием с сопутствующей эрозионно-денудационной переработкой, которая усиливается с увеличением контрастности рельефа. В энергетическом отношении последний процесс наиболее экономичен, и именно этим следует объяснять многочисленность случаев автономных воздыманий геологических тел. Можно сказать, что земная кора «выталкивает» нарушающие ее устойчивость геологические тела, оставляя экзогенным процессам их моделировку до формы субгоризонтальных пластин. И какова бы ни была природа автономных движений, они имеют общую направленность на выработку устойчивой геологической структуры и, следовательно, могут рассматриваться как единый процесс, который мы называем эффектом выталкивания геологических тел. Он имеет, вероятно, универсальное для тектоники значение, но наилучшим образом может быть изучен в неотектонике.

Процесс выталкивания геологических тел — существенная часть процесса горообразования в целом. В ряде случаев, например в Казахстанском мелкосопочнике, изолированные горные массивы и гряды — следствие действия единственно эффекта выталкивания. В орогенических областях становление расчлененного горного рельефа в большей мере является функцией молодых глыбовых движений. И здесь выталкивание геологических тел во многом определяет высотную дифференциацию земной поверхности. Существует и обратная связь — именно в горообразовательном процессе (многократно повторяющемся) происходит выработка устойчивой геологической структуры. Влияние автономных движений геологических тел на дифференциацию тектонического рельефа можно проследить, сравнивая своды Селенга-Витимской зоны с относительно упорядоченной геологической структурой (см. рис. 34) и своды Приамурской зоны (см. рис. 35, 37), в геологической структуре которой распространены интрузии молодых гранитоидов.

Какова роль плотностных неоднородностей в процессе впадинообразования и какие геоморфологические эффекты при этом могут возникать? Речь идет о геологических телах фундамента впадин, поскольку в осадочном выполнении последних преобладает горизонтально-слоистая структура и вариации плотностей незначительны. Возможность активного воздействия геологических тел фундамента на процессы впадинообразования вероятна. Геоморфологическая и тектоническая сущность такого воздействия может быть изучена на реальных объектах, из которых очень удобными являются большие межгорные впадины Нижнего Приамурья, выполненные кайнозойскими отложениями мощностью до 1 км и более [Варнавский, 1971; Ахметьев и др., 1969].

Эворон-Чукчагирская, Чля-Орельская и Удыль-Кизинская межгорные впадины являются рифтовыми образованиями, а платформенная Среднеамурская впадина развивается в квазирифтовой геодинамической обстановке. В неотектонической структуре впадин особое значение имеют: 1) поперечные или диагональные поднятия фундамента, морфологически выраженные педиментированными низкогорными грядами или молодыми педипленами (см. рис. 43); 2) краевые ступени, в пределах которых также распространены педименты или предгорные педиплены. Наличие молодых педиментов и педипленов указывает, что эти формы прошли стадию активных воздыманий и являются остаточными образованиями. Краевые педиментированные ступени в Чля-Орельской и Удыль-Кизинской впадинах образуют входящие углы в область горообразования — своего рода краевые погруженные блоки, указывающие на «обрушения» краевых блоков окружающих поднятий — процесс, характерный для рифтовых зон [Флоренсов, 1965б].

Интересно, что с остаточными поднятиями и краевыми ступенями впадин парагенетически связаны котловины крупных озер. Лишь оз. Эворон располагается в центральной, наиболее погруженной части Эворон-Чукчагирской впадины. Котловины других крупных озер либо причленены к остаточным поднятиям (озера Удыль, Болонь), либо вложены в них подобно оз. Чукчагирскому, у которого не более 25% береговой линии проходит по аккумулятивной равнине днища межгорной впадины. А такие крупные озера, как Чля, Орель, Кади, Бол. Кизи, находятся в краевых остаточных ступенях, образующих входящие в горы углы межгорных впадин. Береговые линии этих озер большей частью проходят по педиментам, а низкие аккумулятивные равнины днищ межгорных впадин остаются в стороне.

Положения больших озер и их отношения с гидрографической сетью показывают, что они располагаются в частях межгорных впадин, испытывающих интенсивные молодые погружения, не компенсируемые осадками. В педиментированных низкогорьях и предгорных педиментах остаточных поднятий и краевых ступеней озера имеют морфологически молодые береговые зоны. Береговые линии озер в деталях повторяют топографию предгорных денудационных равнин. Молодость береговых зон, отсутствие зрелых абразионных и аккумулятивных форм свидетельствуют о постоян-

ном смещении озерных ванн в сторону остаточных поднятий и ступеней. Эти своего рода озерные ингрессии могут быть интерпретированы как следствия более интенсивных (чем у окружающих аккумулятивных равнин) молодых опусканий остаточных неотектонических форм. В пользу такого вывода свидетельствуют и особенности строения гидросети: 1) перестройки ее по способу переливания по педиментным проходам в сторону центров педиментированных блоков; 2) смещения и фуркации русел рек на равнинах к границам остаточных поднятий; 3) деградация и распад русел рек в пределах молодых педиментов как следствие изменения наклонов земной поверхности.

С погребенными поднятиями фундамента в Среднеамурской впадине связаны озера иного типа — затопленные долины 1—2-го порядков и затопленные бассейны рек 3—4-го порядков. Такие озера имеют сложные формы, соответствующие конфигурациям бывших долин. Эти озера могут быть следствием интенсивных молодых погружений, не компенсированных осадками.

Итак, комплекс геоморфологических данных показывает, что во впадинах Нижнего Приамурья остаточные поднятия фундамента и краевые ступени испытывают более интенсивные молодые погружения, чем сопредельные аккумулятивные равнины. Это подтверждается характером скоростей современных вертикальных движений, по данным повторных нивелировок. Район остаточного горста в районе г. Хабаровска испытывает опускания с бóльшей скоростью, нежели районы низких аккумулятивных равнин левобережья Амура. Это явление объясняется двойственной природой молодых погружений остаточных поднятий и ступеней: 1) они подвержены наравне с аккумулятивными равнинами общим погружениям днищ впадин в рифтовой или квазирифтовой геодинамической обстановке; 2) остаточные поднятия и ступени испытывают дополнительные погружения под действием собственного веса, поскольку сложены породами с избыточными плотностями, на 0,3—0,5 г/см^3 превышающими таковые осадочного выполнения межгорных впадин. В условиях субгоризонтальных растяжений остаточные поднятия и ступени на определенных этапах развития впадин, образно говоря, «тонут» под действием собственного веса и это отражается в рельефе.

Эволюция остаточных поднятий и ступеней во впадинах складывается из следующих этапов: 1) воздымание в составе горных поднятий и становление эрозионного рельефа; 2) прекращение воздыманий и первичное денудационное срезание с выработкой педипленов или предгорных педиментов; 3) интенсивное опускание с образованием озер, ингрессирующих в понижения денудационного рельефа, деградация долинной сети и выработка полигенетической поверхности, способной принять осадки; 4) погребение осадками в условиях интенсивных погружений. В последовательности событий видна направленность процесса в сторону выработки устойчивой геологической структуры путем уничтожения выступов фундамента впадин. Процесс этот способствует выполаживанию неровностей подошвы осадочного выполнения впадин. Озерные котловины, будучи связанными с руслами рек, являются основными поглотителями твердого стока и способствуют перекрытию осадками интенсивно погружающихся блоков фундамента.

Можно утверждать, что плотностные неоднородности верхних частей земной коры стимулируют проявление тектонических процессов, играющих существенную роль в морфогенезе. Роль выталкивания геологических тел в горообразовании или интенсивных погружений «тяжелых» блоков при впадинообразовании очень велика. Выражение плотностных неоднородностей земной коры в рельефе позволяет прогнозировать поведение на глубинах геологических границ. Основываясь на геоморфологических данных, можно давать качественный прогноз формы интрузивных массивов, падения их границ, положения погребенных поднятий фундамента в межгорных впадинах. Такие прогнозы имеют определенную вероятность, которая сопоставима с таковой у более дорогостоящих геофизических построений.

Эффективность упорядочения геологического строения при участии геоморфологических процессов весьма велика, и именно таким образом, вероятно, и осуществляется становление горизонтально-слоистой структуры.

Некоторые факты позволяют думать, что автономные движения геологических тел могут быть обратимыми и менять свой знак во времени. В Удыль-Кизинской впадине сложенное молодыми гранитами высокое (до 500 м) Холанское поднятие имеет педиментированные краевые ступени, вдоль границ которых кольцом располагаются затопленные долины, что указывает на последовавшие за автономными воздыманиями молодые интенсивные погружения этого ступенчатого горста. В пределах Казахстанского мелкосопочника таким же образом довольно крупные озера сопровождают гранитные горсты у курорта Боровое. Инверсии автономных движений геологических тел могут быть обусловлены изменениями во времени полей тектонических напряжений.

МЕХАНИЗМЫ ГОРООБРАЗОВАНИЯ

Изучение механизмов горообразования немыслимо без соответствующей их классификации и учета некоторых фундаментальных методологических понятий геологии. В числе последних — принцип системности при анализе геологических и геоморфологических явлений и учет их ранговых или порядковых соотношений (уровней организации и связей между ними). Реконструкции механизмов горообразования и их классификации имеют всегда целевое назначение и справедливы лишь для определенных рангов неотектонических форм.

Среди множества путей изучения механизмов горообразования для решения тектонических проблем интересен путь, намеченный Н. А. Флоренсовым [1965б], выделившим сводовый (гобийский) и остаточно-глыбовый (байкальский) типы горообразования. Эти типы не исчерпывают всего многообразия путей формирования неотектонической структуры горных стран. Следует ожидать существования и других типов (механизмов) горообразования, и решение этого вопроса возможно при изучении неотектонической структуры обширных территорий с разнообразным строением современного рельефа. Восток СССР — удобный полигон для подобных исследований. Обширный набор наблюдаемых неотектонических форм позволяет рассчитывать на выявление достаточно полной группы механизмов горообразования. Ниже следует краткая их характеристика.

Выделяются две группы механизмов горообразования: 1) с преобладающей ролью тектонических движений; 2) с преимущественной ролью вулканических процессов. Вулканическое горообразование характерно для переходной ступени. В пределах континента роль вулканических факторов горообразования невелика. Процессы тектонического горообразования подразделяются на два класса: 1) общие воздымания; 2) дифференцированные по знаку тектонические движения (поднятия и опускания). При общих воздыманиях формируются горные страны (нагорья), представляющие собой системы линейно или радиально расположенных горных хребтов, разделенных узкими межгорными понижениями с приуроченными к ним долинами стержневых рек. Отсутствие крупных понижений придает горным странам монолитность и обусловливает преобладание средних значений уклонов граней рельефа и относительных превышений.

Общие воздымания подразделяются на два вида (типа) механизмов горообразования: 1) сводовые (или сводово-горстовые); 2) глыбовые. Сводовый механизм горообразования — распространенный процесс в Северо-Восточной Азии, благодаря которому возникли и длительно существуют обширные нагорья (Становой и Верхоянский хребты, Сунтар-Хаята, Корякское нагорья и др.). Основу развития этих крупных горных поднятий составляют сводовые изгибы с радиусом кривизны более 1000 км,

осложненные глыбовыми дислокациями. Эти сводовые изгибы обусловливают некоторые общие черты рельефа ряда горных стран: 1) отчетливо выраженную двускатность и характерную массивность форм; 2) наличие осевых выпрямленных водораздельных линий или центральных орографических узлов и решетчатый характер рисунка долинной сети; 3) симметричное расположение крупных форм рельефа на склонах нагорий. С другой стороны, сводовые изгибы со столь большими радиусами кривизны не могут обеспечить крутых тектонически обусловленных наклонов и появление дифференцированного по высотам рельефа. Появление и развитие горного рельефа при этом механизме развития являются функцией глыбовых движений, причем амплитуды перемещений по разломам, преимущественно сбросам, максимальны в осевых частях сводов.

Сводовый тип горообразования имеет две разновидности. Первая, названная даурским механизмом горообразования [Уфимцев, 1971а], свойственна возрожденным горам и приводит к становлению удлиненных или изометричных нагорий. Это формы длительного развития, по-видимому, с преобладанием изостатических движений, обусловленных как существованием повышенных мощностей земной коры, так и наличием в литосфере значительных объемов вещества с дефицитом плотности. Изостатическая природа возникновения и развития этих сводовых поднятий объясняет наличие в истории их развития предшествующей орогенезу длительной стадии медленного сводового воздымания, в том числе в эпоху заложения основных направлений стока.

Вторая разновидность сводового механизма горообразования свойственна эпигеосинклинальным горным странам и приводит к появлению и развитию сравнительно узких и протяженных горных стран, где в морфогенезе существенна роль вулканических процессов. На Дальнем Востоке это Срединный хребет Камчатки, представляющий собой двускатное горное сооружение, в осевой части которого и, реже, на крыльях располагаются крупные вулканические массивы. Роль вулканических процессов в морфогенезе, особенно в центральной части хребта, сопоставима с ролью тектонических движений.

Одной из основных особенностей сводового механизма горообразования является расширение во времени соответствующих нагорий за счет вовлечения в воздымания сопредельных территорий. На неотектоническом этапе это особенно хорошо видно в районах Верхоянского и Станового хребтов, где в сводовое развитие вовлекаются либо части предгорных прогибов, либо верхнемезозойские предгорные впадины и их обрамление.

Механизм глыбового горообразования характерен для развития многих горных сооружений Востока СССР. Он приводит к становлению сложно расчлененных горных сооружений со ступенчатым расположением уровней вершинных поверхностей. Пересечение крупными реками глыбовых гор — обычное явление, обусловленное существованием поперечных тектонических понижений. Глыбовому механизму горообразования свойственны общие поднятия по краевым разломам и дифференцированные движения во внутренних частях горных стран. По характеру проявления неотектонических движений и структуре горных сооружений можно выделить по крайней мере две разновидности глыбового горообразования. Первая — это формирование широких асимметричных глыбовых горных стран в краевой части континентов, пространственно тяготеющих к вулканическим поясам. Это Сихотэ-Алинское, Джугджурское и Колымское поднятия. В пределах их крыльев, обращенных в сторону континента, дифференциация глыбовых движений по амплитудам невелика. Высотные контрасты гор в этом случае обусловлены формированием ярусного рельефа, эрозионной проработкой неглубоких первично-тектонических отрицательных форм рельефа. В прибрежных крыльях поднятий джугджурского типа, связанных с глубинными разломами, дифференциация глыбовых движений значительна, и это обусловливает формирование продольных цепей ступенчатых поднятий, разделенных внутригорными грабенами.

Глыбовые поднятия джугджурского типа формируются в зонах повышенных мощностей земной коры, что позволяет предполагать значительную роль изостазии в их развитии. Асимметричное строение этих поднятий, по-видимому, связано с их окраинноматериковым положением и может быть следствием компенсационных тектонических движений в связи с интенсивным погружением шельфовых зон и глубоководных котловин окраинных морей.

Вторая разновидность глыбового горообразования свойственна узким горным сооружениям на границах геоструктурных областей (хребты Тукурингра и Джагды, Пенжинский и Пекульней, Сетте-Дабан). Они представляют собой ступенчатые глыбовые поднятия, составленные линейными блоками, причем в осевых частях поднятий располагаются протяженные горсты. Продольные разломы, в особенности краевые, обычно являются взбросами или надвигами. В неотектонической структуре значительна роль поперечных нарушений, которые разделяют поднятия на секции, различающиеся в деталях морфологии. Судя по особенностям геофизических полей, линейные глыбовые поднятия не имеют «корней». Их существование и развитие как горных сооружений обеспечивается субгоризонтальным сжатием земной коры. Эти поднятия являются шовными дислокациями.

Горообразование при дифференцированных по знаку и амплитуде тектонических движениях (тип поднятий и опусканий) осуществляется в двух геодинамических обстановках: 1) при поперечном горизонтальном растяжении; 2) в условиях субгоризонтального сжатия. В первом случае активными формами неотектонической структуры являются межгорные впадины, во втором — осуществляется рост горных поднятий, а развитие межгорных впадин подавлено. В соответствии с этим можно выделить два типа механизмов горообразования: 1) остаточно-горстовый и 2) сводово-глыбовый (линейное коробление). Остаточно-горстовый тип включает несколько разновидностей, из которых хорошо изучен байкальский механизм развития гор [Флоренсов, 1965б], представляющий собой геоморфологическое выражение рифтового процесса в литосфере. Но напряжения растяжения далеко не всегда локализованы в узких зонах, они могут быть свойственны литосфере обширных территорий (крипторифтовый процесс).

Такие ситуации обычны в Нижнем Приамурье, где отдельные глыбовые горные массивы (Вандан, Хехцир) располагаются внутри зон общего погружения. В неотектоническом отношении эти горные сооружения — горсты, ступенчатые или асимметричные глыбовые поднятия, причем нижние тектонические ступени часто являются молодыми педиментами или денудационными равнинами с множественно выпуклым профилем, морфологически подобными пенепленам. Активные воздымания свойственны лишь осевым частям горных массивов, а их внешние тектонические ступени представляют собой реликтовые (остаточные) формы. Суть этой разновидности остаточно-горстового горообразования заключается в том, что существование высотных превышений и уклонов, свойственных горному рельефу, обеспечивается одновременно воздыманием осевых горстов и денудационным срезанием остаточных краевых тектонических ступеней, что обеспечивает появление высоких тектонических уступов на границах центральных частей горных массивов.

Разновидности остаточно-горстового горообразования служат геоморфологическим отражением различных геодинамических режимов. Байкальский механизм является отражением рифтового процесса как частного случая орогенного развития литосферы. В Приамурье мы сталкиваемся с иной ситуацией. Здесь остаточно-глыбовые горы развиваются на месте существовавших ранее орогенных структур, большей частью прошедших стадию активного развития и подвергающихся деструкции. На месте систем поднятий и впадин образуются обширные зоны общего погружения и начинает формироваться чехол молодой платформы. Этой стадии развития — смене орогенных условий на платформенные — соот-

ветствуют остаточные глыбовые горные массивы Среднеамурской и Уссури-Ханкайской низменностей.

Сводово-глыбовое горообразование (линейное коробление) широко проявилось на неотектоническом этапе на Востоке СССР. Данный тип горообразующих процессов имеет ряд разновидностей. Гобийские формы свойственны внутриконтинентальным горным областям и на восток не проникают далее Забайкалья. Эти горы существуют благодаря пространственно-временной комбинации двух процессов: 1) сводовых изгибаний; 2) воздыманий по краевым надвигам клиньев выпирания и оседаний сводов за счет перемещений блоков по сбросам с падением сместителей к осевым частям сводов [Флоренсов, 1965б; Уфимцев, 1969].

Неотектонические структуры зон сводов и впадин Дальнего Востока имеют некоторые особенности, что позволяет считать их следствием проявления другой разновидности сводово-глыбового горообразования. Своды Черской, Олюторской и Нижнеамурской зон — это удлиненные и линейные поднятия. Краевые разломы чаще представляют собой взбросо-сдвиги. Своды обычно не сопровождаются наклонными пьедесталами и форбергами. В замковых их частях могут располагаться в равной мере, а часто и одновременно как компенсационные долины-грабены, так и высокие продольные горсты. Последние сложены либо молодыми гранитоидами, либо вулканитами. Сеть основных разломов в пределах зон делит верхние горизонты земной коры на системы линзовидных блоков. Часто наблюдаются виргации крупных разломов. В целом геометрический рисунок сетей разломов напоминает структуру катаклазитов и указывает, что формирование неотектонических структур зон поднятий и впадин на Дальнем Востоке во многом связано со сдвиговыми перемещениями по основным разломам. Это позволяет предполагать господство продольных горизонтальных сжимающих напряжений.

Сводово-глыбовый механизм горообразования на Дальнем Востоке имеет особенности: 1) сводовое изгибание (линейное коробление) в условиях продольного горизонтального сжатия и сдвиговых перемещений по зонам крупнейших разломов; 2) формирование краевых взбросов (при поднятиях клиньев выпирания) и внутренних компенсационных долин-грабенов; 3) воздымание осевых горстов, представляющих собой тела с дефицитом плотности (эффект выталкивания). Последнее приводит к морфологическим эффектам, являющимся главными отличительными особенностями дальневосточной разновидности сводово-глыбового горообразования. В условиях молодой геологической структуры, не имеющей достаточной устойчивости в поле силы тяжести, общая активизация тектонических движений стимулирует проявление процессов, способствующих выработке этой устойчивости. Другое дело — Внутренняя Азия, рельеф и геологическая структура которой прошли длительное континентальное развитие и обладают большей устойчивостью. Отсюда следуют сохранение в морфологии внутриазиатских нагорий элементов доорогенного рельефа, целостность и компактность неотектонических горных поднятий. В областях мезозойской и кайнозойской складчатости Дальнего Востока внутренняя напряженность или, если можно так выразиться, неупорядоченность геологической структуры велика, и ее влияние на процесс горообразования и морфологические особенности горных ландшафтов оказывается значительным.

В процессе сводово-глыбового горообразования привлекает внимание такое сочетание изгибов и глыбовых дислокаций, благодаря которому не происходит глыбового распада сводов. Взаимодействие разломов и изгибов в процессе сводово-глыбового горообразования осуществляется следующим образом. При достижении изгибом критического радиуса кривизны происходит поднятие по краевым разломам клина выпирания. Одновременно в осевых частях сводов осуществляются компенсационные опускания с образованием либо узких долин-грабенов, либо ступенчатых опусканий по сбросам, имеющим падения к осевым частям поднятий. По отношению к общей сферической поверхности изгиба опережающее воздымание

испытывают блоки на крыльях сводов, в частности форберги, а центральные части сводов отстают в воздымании. Это приводит к относительному оседанию сводов и увеличению радиусов кривизны изгибов, отходящих от критических значений. Сводовые поднятия снова обретают способность к изгибовым деформациям. Таким образом, процесс сводово-глыбового развития горных сооружений ритмичный и представляет собой чередование длительных этапов сводовых изгибаний и кратковременных воздыманий клиньев выпирания.

Горообразование с решающей ролью вулканических процессов проявлено более всего в переходной и океанической ступенях. Вулканические процессы создают четыре вида крутых (горных) граней рельефа: 1) внешние аккумулятивные склоны вулканических конусов; 2) склоны, возникающие при вулканических взрывах; 3) краевые уступы кальдер; 4) склоны экструзивных образований. К уступам кальдер морфологически близки уступы, возникающие при опусканиях значительных площадей вулканических поясов, захватывающие нередко целые вулканические массивы и представляющие собой образования, переходные к тектоническим граням рельефа. Вулканические горы, как правило, не составляют компактных горных стран — это чаще вулканические массивы или отдельные вулканические конусы, венчающие пологонаклонные аккумулятивные поверхности, сложенные лавами и пирокластическими или туфогенными образованиями. Таковы горные ландшафты Восточной Камчатки, где вулканическое горообразование проявлено в чистом виде. В других случаях вулканические процессы во времени и пространстве тесно сопряжены с тектоническими и обусловливают создание сложных по происхождению (тектоно-вулканических) гор. Это характерно для поднятия Курильской островной дуги, где отдельные горсты островов дополнительно увенчаны вулканическими хребтами или конусами.

СОЧЕТАНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Молодые тектонические движения — главные компоненты эндогенного рельефообразования, изучению которых уделяется большое внимание [Николаев, Наймарк, 1980]. Наибольшее значение имеет выявление той составной части неотектонических движений, благодаря которой возникают и развиваются соответствующие структурные формы. Эти «структурообразующие» неотектонические движения осложняют общие колебания глобальных ступеней рельефа и для каждой из последних требуют использования разных способов отсчета, а также учета неровностей исходного рельефа. Применительно к территориям материковой ступени с преобладанием денудационного и эрозионного рельефа поправка на морфологию исходного рельефа может быть получена построением главной базисной поверхности по отметкам тальвегов крупнейших рек. Крупные водотоки способны врезани-

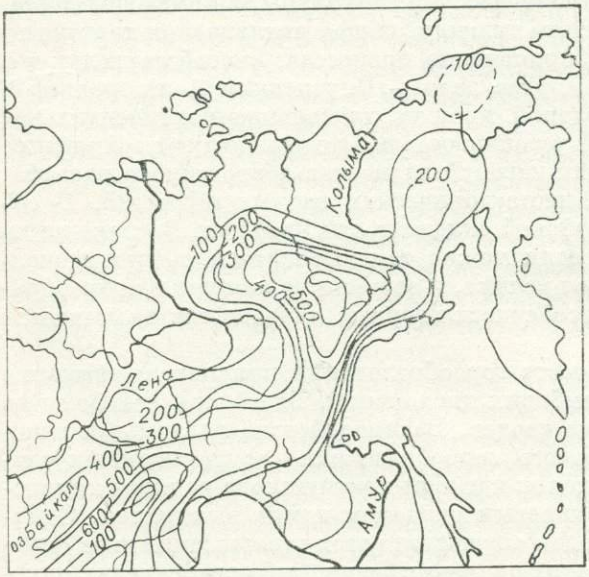


Рис. 47. Главная базисная поверхность Востока СССР.

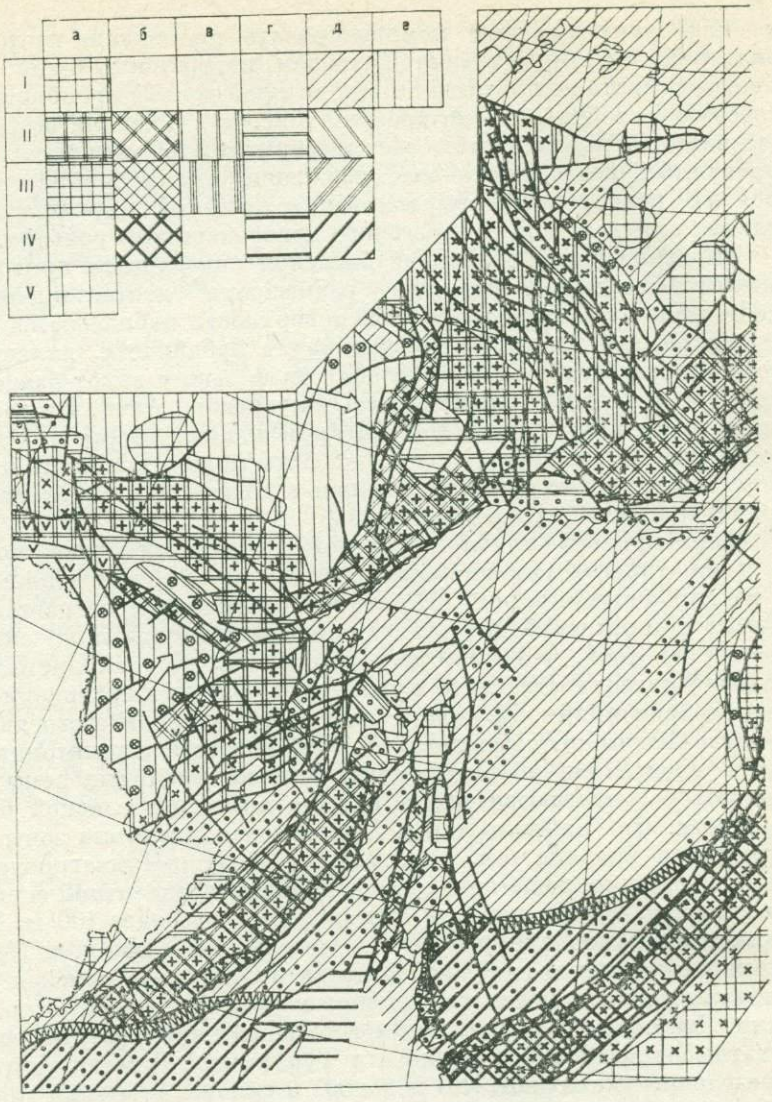
ем или аккумуляцией компенсировать проявление неотектонических движений, поэтому главная базисная поверхность будет, по крайней мере, указывать на поверхность, на которой рельеф приобретает морфологическую устойчивость во времени (рис. 47). Разница высот между ней и вершинной поверхностью дает информацию об амплитудах дифференцированных неотектонических движений в случаях наличия остатков древних поверхностей выравнивания или об энергии тектонического рельефа для участков равновесного конэрозионного рельефа.

Изучение рельефа главной базисной поверхности приводит к любопытным выводам в отношении размещения неотектонических форм. На Востоке СССР в рельефе этой поверхности наблюдаются две положительные формы. Одна, расположенная в Забайкалье, является крайним восточным выступом обширной области больших высот базисной поверхности, включающей большую часть Внутренней Азии. Вторая располагается в верховьях Колымы и Индигирки и имеет высоту до 600 м. К среднему течению Лены приурочена область малых высот базисной поверхности, пространственно совмещенная с Вилюйской синеклизой и частью Приверхоянского краевого прогиба.

Формы рельефа главной базисной поверхности в известной мере можно рассматривать как аномалии фигуры Земли, что должно указывать на их глубинную природу. На это же указывают пространственно совмещенные с ними глубокие региональные минимумы поля силы тяжести. Можно полагать, что литосфера сложена в районах аномалий главной базисной поверхности менее плотными породами в сравнении с окружающими территориями. Изучение физической природы этого явления — задача геофизических исследований. Что касается неотектоники, то любопытны следующие обстоятельства. Многие рифтовые зоны и большие впадины располагаются вдоль подошв аномалий главной базисной поверхности. Это Байкальская и Приохотская рифтовые зоны и Мома-Селенняхская впадина (см. рис. 22, 47). Эворон-Чукчагирская рифтовая впадина, видимо, тоже находится в подошве градиентной зоны указанной поверхности, высота которой, однако, не превышает 100 м. К подошвам таких же уступов приурочены Верхнезейская, Удская, и Пенжина-Анадырская межгорные впадины. Черская и Селенга-Витимская зоны сводов и впадин располагаются на склонах аномалий главной базисной поверхности. Эти обстоятельства, как и тяготение к градиентным ее зонам шовных глыбовых Сетте-Дабанского и Тукурингра-Джагдинского поднятий, определенно указывают, что подошвы и склоны аномалий главной базисной поверхности характеризуются повышенной тектонической активностью, чередованием зон субгоризонтального сжатия и растяжения.

Нетрудно заметить, что с поднятиями главной базисной поверхности, если ее проследить на запад и юго-запад, практически сопряжен Азиатский горный пояс. Можно полагать, что зональные (порой существенные) изменения геодинамических обстановок накладываются на некоторую общую причину молодой орогении, вызывающую появление устойчивых во времени деформаций материковой ступени. Существует мнение о связи срединноокеанических хребтов (горных поясов) с деформациями геоида [Щукин, 1974]. Установить причину новейшей орогении на востоке Евразии трудно ввиду недостаточного объема проведенных глубинных геофизических наблюдений. На юг от Байкала аномалия поверхности устойчивого континента определенно связана с областью разогрева верхней мантии [Рогожина, 1977]. В отношении других районов такую связь можно предполагать.

Зональные различия геодинамических обстановок Востока СССР на неотектоническом этапе показаны на особой схеме (рис. 48). В ней суммированы выводы об условиях развития главнейших неотектонических форм, изложенные выше. На схеме показаны: 1) типы развития на неотектоническом этапе; 2) преобладающие тектонические движения; 3) процессы, определяющие заложение и развитие главнейших неотектонических форм. Особо показаны континентальный склон и предполагаемые направления



горизонтальных перемещений геоблоков, определенные по геоморфологическим данным. Среди тектонических процессов выделены: 1) изостатический, определяющий длительные воздымания геоблоков с повышенными мощностями земной коры и дефицитами плотностей; 2) субгоризонтальное сжатие, в условиях которого происходит линейное коробление или формирование шовных поднятий; 3) рифтовый процесс с локализацией субгоризонтальных растяжений в узких зонах, определяющих сильную дифференциацию тектонических движений; 4) квазирифтовый процесс, при котором субгоризонтальные растяжения охватывают обширные районы и происходит переход рельефа на более низкие гипсометрические уровни; 5) вулканические процессы, обусловливающие формирование аккумулятивных горных сооружений; 6) инверсионное развитие с чередованием этапов погружений и воздыманий, свойственное преимущественно пограничным неотектоническим формам; 7) особо показан процесс деградации орогенических форм, возможно, являющийся начальной стадией квазирифтового процесса.

Совокупность сведений, отображенных на схеме геодинамических обстановок — это реконструкции процессов и состояний, выведенные путем тектонического анализа рельефа. Они не должны быть обязательно аналогичны чисто тектоническим построениям — скорее, они дополняют

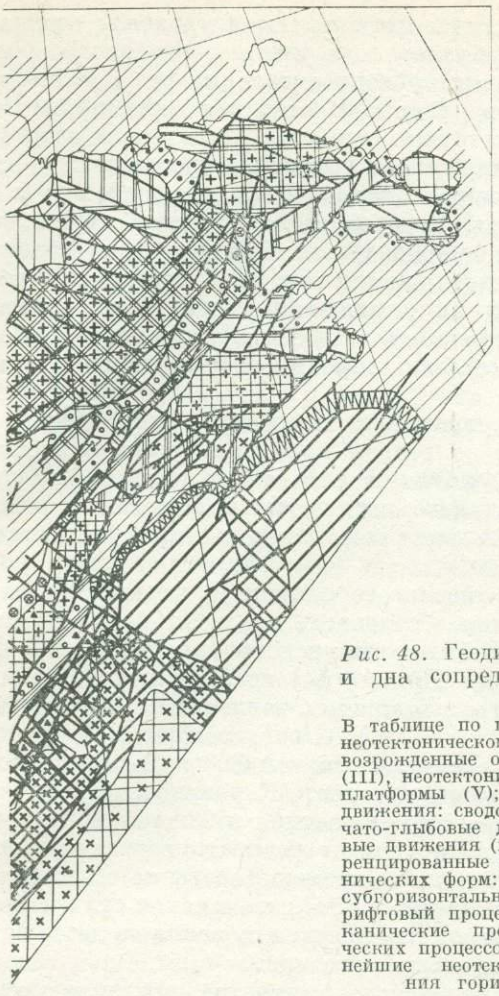


Рис. 48. Геодинамические обстановки Востока СССР и дна сопредельных акваторий на неотектоническом этапе развития.

В таблице по горизонтали обозначены типы развития на неотектоническом этапе: континентальные платформы (I), возрожденные орогены (II), эпигеосинклинальные орогены (III), неотектонические геосинклинали (IV) и океанические платформы (V); по вертикали показаны преобладающие движения: сводовые (а) и глыбовые (*б*) воздымания, складчато-глыбовые движения (в), дифференцированные глыбовые движения (г), общие погружения (д) и общие недифференцированные воздымания (е). Условия развития неотектонических форм: *1* — изостатический процесс; *2* — условия субгоризонтального сжатия; *3* — рифтовый и *4* — квазирифтовый процессы; *5* — инверсионное развитие; *6* — вулканические процессы; *7* — признаки деградации орогенических процессов; *8* — континентальный склон; *9* — крупнейшие неотектонические нарушения; *10* — направления горизонтальных перемещений геоблоков.

последние, характеризуя элементы геодинамики, которые не переходят в «ископаемое состояние». Неотектонические обстановки на Востоке СССР образуют две пространственные группировки. Первая свойственна суше материковой ступени и характеризуется преобладанием общих поднятий. Многие зоны, испытавшие ранее (вплоть до нижнего плейстоцена) опускания, в настоящее время находятся на стадии инверсионных воздыманий. Таковы Амурско-Зейская кайнозойская плита, Нижнеалданская впадина. Многие межгорные и предгорные впадины либо вовлечены в горообразование (Чульманская впадина), либо испытывают лишь относительные опускания, и покровы новейших отложений в них маломощны. Это, например, верхнемезозойские впадины Селенга-Витимской зоны. Горные поднятия во времени расширяются за счет межгорных впадин (гобийский тип горообразования), в других случаях в общие инверсионные воздымания вовлекаются внутренние части краевых и предгорных прогибов, на месте которых возникают предгорные пьедесталы. Активные погружения во внутренних частях материка во второй половине неотектонического этапа свойственны лишь рифтовым впадинам. Другие геодинамические ситуации, явно преобладающие, обусловливают и высотный и территориальный рост горных сооружений.

Другой группировке геодинамических обстановок, территориально охватывающей переходную ступень, шельф окраинных морей и некоторые окраинные части суши, свойственны общие погружения. В эти общие погружения вовлекаются нередко и крупные неотектонические поднятия, что обусловливает образование риасовых (Южное Приморье) берегов.

Во впадинах окраинных частей суши продолжаются процессы осадконакопления. Общие погружения обусловлены, видимо, распространением квазирифтовых условий, в которых субгоризонтальные растяжения земной коры охватывают обширные районы. В этих условиях происходит деградация орогенных форм (остаточные поднятия Шантарских островов) и перевод рельефа на более низкие гипсометрические уровни посредством формирования краевых погруженных блоков. Данные процессы мы наблюдаем на нескольких уровнях. В краевой зоне шельфа Приохотья разрушаются орогенные формы и образуется базальная поверхность, способная принять осадки плитного комплекса. Во внутренней части шельфа осуществляется перевод аккумулятивных равнин на уровень аваншельфа, где глубины моря превышают 1500 м. И, наконец, происходит расширение глубоководных котловин окраинных морей за счет равнин шельфа и аваншельфа.

Такие пространственные группировки геодинамических обстановок обеспечивают, по крайней мере во второй половине неотектонического этапа, прогрессирующую дифференциацию рельефа на глобальном уровне путем увеличения разницы в гипсометрических положениях глобальных ступеней. Это определенно говорит о том, что новейший орогенический этап находится в активной стадии.

Граница Азиатского и Тихоокеанского сегментов, имеющих различные группировки геодинамических обстановок, проходит по юго-восточным крыльям глыбовых поднятий джугджурского типа (см. рис. 48). Местами (район Охотска, Нижнее Приамурье) граница эта становится не столь четкой, ибо в общие погружения здесь вовлечены обширные части суши (Среднеамурская впадина и др.). Строго говоря, эта граница должна проводиться по подошве аномалий главной базисной поверхности, и тогда многие поднятия (Сихотэ-Алинское, Корякское, Срединного хребта) представляют собой инородные включения в Тихоокеанский сегмент. Возможно, такое их положение может рассматриваться как рост устойчивого континентального массива во времени, особенно в эпохи тектонической консолидации. Процесс роста континента в таком случае сложный и в орогенические этапы может нарушаться явлениями деструкции его краев в рифтовых и квазирифтовых условиях.

Кроме Тихоокеанского и Азиатского сегментов геодинамических обстановок, существует, видимо, и Арктический, которому свойственны общие замедленные погружения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Современную неотектонику можно рассматривать как научную дисциплину, занимающуюся геологическим анализом ее главного объекта — современного рельефа земной поверхности. Дополнительный объект — коррелятные рельефу отложения. Задача неотектоники состоит в изучении рельефа и коррелятных отложений для создания структурных, генетических или прогнозных тектонических моделей. Это определяет использование преимущественно геоморфологических методов исследования, с одной стороны, и геологической терминологии, с другой, а также двойственное (пограничное) положение неотектоники в системе наук о Земле. По объекту и методам исследования неотектоника является частью геоморфологии, по целям и языку относится к геологии.

2. Основу парадигмы современной неотектоники составляют: а) идея В. Пенка о геологическом анализе современного рельефа; б) идея В. А. Обручева о молодых тектонических движениях, определяющих строение современного рельефа (из нее ясно вытекает, что результаты неотектонических исследований не дублируют, а дополняют чисто геологические построения); в) идея С. С. Шульца о типах проявления молодых тектонических движений в рельефе и соотношениях эндогенных и экзоген-

ных процессов в его развитии (конэрозионное, конденудационное и другие типы проявления молодых движений). Из последней идеи выводится основной принцип (постулат) неотектоники: современный рельеф земной поверхности соответствует темпам и характеру молодых тектонических движений.

3. Основные понятия современной геоморфологии — «рельеф» и «коррелятные отложения». Последнее обозначает дополнительный объект исследования и является сквозным, приемлемым для любых геоморфологических построений. Понятие «рельеф» в частных дисциплинах дает производные понятия, которые, в свою очередь, становятся основными для создания понятийных систем этих частных направлений. Основное понятие неотектоники — понятие о неотектонической форме — структурной форме, выделенной по геоморфологическим данным. Оно удобно в пользовании, и из него легко выводятся производные понятия, что обеспечивает эффективное построение понятийной системы неотектоники в целом.

4. Обзорный неотектонический анализ (региональная неотектоника) включает построения структурно-морфологических карт (карт неотектонических форм), историко-генетических моделей (карт амплитуд неотектонических движений, карт геодинамических обстановок неотектонического этапа и т. п.) и прикладные исследования, среди которых важное значение имеет прогноз опасных геологических процессов, условий россыпеобразования, формы геологических тел и положений глубинных геологических границ. Основой всех построений являются рельеф и коррелятные отложения, геолого-геофизические материалы используются в качестве дополнительных.

5. Разнообразные неотектонические формы образуют сложную систему, в которой малые формы по отношению к большим находятся в ранговой подчиненности. Самые крупные элементы неотектонической структуры Земли — глобальные ступени рельефа, состоящие из областей горообразования и равнинно-платформенных. Области делятся на зоны, последние представляют собой пространственные сочетания сложных или простых форм и поверхностей. Особую роль в неотектонической структуре играют неотектонические нарушения. Они имеют интересную геологическую природу — это приповерхностные части тектонических разрывов со специфичными тектонитами, выполняющими их зоны.

6. Наряду с дизъюнктивными дислокациями в высотной дифференциации тектонического рельефа большое значение имеют автономные движения геологических тел с аномальными плотностями и отклонениями от форм субгоризонтальных пластин. Эти тела нарушают устойчивость геологической структуры в поле силы тяжести и испытывают воздымания различными способами, которые в совокупности могут быть названы эффектом выталкивания геологических тел. Последний имеет общегеологическое значение, являясь в энергетическом отношении наиболее экономичным способом упорядочения геологической структуры, поскольку приведение геологических тел к формам субгоризонтальных пластин в значительной мере обеспечивается экзогенными процессами. Геологические тела испытывают автономные движения и при впадинообразовании: в условиях горизонтальных растяжений часто происходит ускорение погружений блоков фундамента в силу их избыточного веса.

ЛИТЕРАТУРА

Абдулин А. А., Паталаха Е. И. Геодинамика земной коры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1980. 176 с.

Аверьев В. В., Святловский А. Е. Вулкано-тектонические структуры Южной Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, с. 98—100.

Адаменко О. М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука, 1976. 184 с.

Алейников А. Л., Беллавин О. В. Отражение строения интрузивных массивов в рельефе Среднего и Южного Урала.— Геоморфология, 1976, № 3, с. 56—61.

Александров С. М. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 183 с.

Александров С. М., Леонтьев О. К. Типы морфоструктуры переходной зоны между Азиатским континентом и впадиной Тихого океана.— В кн.: Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. Ново-Александровск, 1970, с. 59—65.

Алексеев М. Д., Онухов Ф. С., Уфимцев Г. Ф. Морфотектоника дна северной части Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1975а, т. 4, № 4, с. 903—905.

Алексеев М. Д., Онухов Ф. С., Уфимцев Г. Ф. Сбросообвалы на северо-западном побережье Охотского моря.— Геол. и геофиз., 1975б, № 8, с. 87—95.

Алексеев М. Д., Онухов Ф. С., Уфимцев Г. Ф. Неотектонические дислокации хребта Джугджур.— В кн.: Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 74—81.

Ананьев Г. С. Проблемы структурно-геоморфологического анализа центральных районов Колымы.— В кн.: Геоморфология. М., 1971, с. 18—20.

Андреев Б. А. О геологических и геофизических особенностях районов сводовых поднятий.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1963, т. 85, с. 101—108.

Анерт Э. Э. Богатства Дальнего Востока. Хабаровск — Владивосток: Книжное дело, 1928. 930 с.

Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса Мира. М.: Изд-во МГУ, 1965. 221 с.

Арган Э. Тектоника Азии. М.—Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. 192 с.

Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. О происхождении рифтовых впадин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4, с. 58—73.

Афонский М. Н. Неотектоника южной части советского Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1970, № 2, с. 64—71.

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

Баранова Ю. П. Развитие морфоструктур северо-востока Сибири в мезозое и кайнозое. Новосибирск: Наука, 1967. 84 с.

Барвенко В. А., Сорокин А. П. Кайнозойские отложения Верхнезейской впадины.— В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 30—34.

Барк К. Алеутская островная дуга и континентальная окраина Аляски. В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, с. 178—184.

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

Башенина Н. В., Леонтьев О. К. К карте современных структурных форм Мира.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967, с. 86—90.

Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря. Т. XXXII. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 15—95.

Беккер О. Г., Попов М. В., Белая Б. В. Новые данные о строении Средне-Берелехской впадины, возрасте и золотоносности ее отложений.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1974, с. 173—179.

Белогуб В. Н., Шапочка И. И., Романовский Н. П. Место мезо-кайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы

металлогении (по геофизическим данным).— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 279—284.
Белоусов В. В. О путях развития геологической науки.— Сов. геология, 1963, № 1, с. 11—28.
Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 119 с.
Беляев И. В., Корсаков А. Д., Чиков Б. М., Юнов А. Ю. Тектоническое районирование залива Шелихова и прилегающих районов (по геофизическим данным).— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 5, с. 1149—1152.
Беляев И. В., Бронштейн Б. М., Костылев Е. Н. и др. Глубинное строение Анадырского нефтегазового бассейна по геофизическим данным.— Геол. и геофиз., 1970, № 5, с. 113—118.
Бергер М. Г., Вассоевич Н. Б. Геологическая терминология (материалы к методическим указаниям). М.: Изд-во МГУ, 1974. 36 с.
Берлянт А. М. Картографические методы изучения новейшей тектоники и их классификация. — Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1966, № 2, с. 71—80.
Берлянт А. М. Некоторые вопросы теории картографических методов изучения новейшей тектоники.— В кн.: Вопросы теоретической и прикладной морфологии. Зап. Забайкальского филиала Геогр. о-ва СССР, Чита, 1969, с. 105—134.
Берсенев И. И. Происхождение и развитие впадины Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии Японского моря. Владивосток, 1973, с. 15—35.
Берсенев И. И., Берсенев Ю. И., Липкин Ю. С. О происхождении и развитии рельефа материкового склона Японского моря у побережья Южного Приморья.— В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 69—75.
Берсенев И. И., Берсенев Ю. И., Леликов Е. П. и др. Новые данные о геологическом строении дна Японского моря (по материалам 30-го рейса НИС »Первенец»).— В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток, 1975, с. 3—14.
Билибин Ю. А. Некоторые геоморфологические наблюдения в пределах Дальнего Востока. Избранные труды. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 488—496.
Благоволин Н. С. Развитие морфоструктур Северного Причерноморья на новейшем этапе.— Геоморфология, 1971, № 4, с. 22—30.
Болохонцев Е. В., Уфимцев Г. Ф. Новейшая тектоника хребтов Тукурингра и Сохтахан.— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 248—264.
Бондаренко П. М., Девяткин Е. В., Лискун И. Г. Материалы по новейшей тектонике и стратиграфии кайнозойских отложений Акташского района Курайской неотектонической зоны Горного Алтая.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1968, с. 65—73.
Бондарчук В. Г. Основы геоморфологии. М.: Учпедгиз, 1949. 320 с.
Бондарчук В. Г. Очерки по региональной тектоорогении. Киев: Наукова думка, 1972. 259 с.
Бороздин Б. Г., Семакин В. П. Об избирательном поднятии гранитных массивов Казахстана и Алтая.— В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1969, с. 251—261.
Буданов В. И., Владимиров А. Т., Ионин А. С. и др. Современные вертикальные движения берегов Дальневосточных морей.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, с. 1005—1008.
Булин Н. К. О природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре.— Геотектоника, 1970, № 4, с. 43—55.
Булин Н. К. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры.— Геотектоника, 1971, № 3, с. 3—15.
Булин Н. А., Афанасьева Н. А., Проняева Е. А., Эрглис Е. И. Сравнительный анализ строения земной коры и верхней мантии в пределах некоторых сейсмоактивных и асейсмичных районов СССР.— В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975, с. 5—14.
Варнавский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
Васильев Б. И., Маркевич П. В. О геологическом строении возвышенности Ямато (Японское море).— В кн.: Вопросы геологии Японского моря. Владивосток, 1973, с. 58—65.
Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979. 106 с.
Владимиров А. Т. Эволюция берега Западной Камчатки в четвертичное время.— В кн.: Вопросы изучения морских берегов. Т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 101—108.
Волчанская И. К., Кочнева Н. Т., Сапожникова Е. Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1975. 151 с.
Вольвовский Б. С. Структура и скоростные параметры земной коры и верхней мантии Дальнего Востока.— В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977, с. 35—39.
Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки/Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н., Важеевская А. А. и др. М.: Наука, 1972. 191 с.

Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. Изостазия и глубинное строение зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины.— Докл. АН СССР, 1963, т. 158, № 3, с. 594—597.
Ганешин Г. С. О причинах речных перехватов в хребте Сихотэ-Алинь.— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1958, т. 90, вып. 4, с. 363—366.
Ганешин Г. С., Соловьев В. В., Чемеков Ю. Ф. Проблема возраста рельефа.— Геоморфология, 1970, № 3, с. 6—11.
Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса/Под ред. Л. И. Красного. М.: Недра, 1966. 516 с.
Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 536 с.
Геоморфологические исследования (опыт работы в Юго-Восточном Забайкалье, Восточной Фергане, Центральном Казахстане и Прикаспийской низменности/Под ред. С. С. Воскресенского. М.: Изд-во МГУ, 1966. 275 с.
Геоморфологическое картирование равнин/Востряков А. В., Зайонц В. Н., Наумов А. Д. и др. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1974. 162 с.
Герасимов И. П. Современные движения и новейшая тектоника.— В кн.: Проблемы физической географии. Т. XV. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 232—236.
Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 100 с.
Герасимов И. П. Структурный анализ рельефа и его содержание.— В кн.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967, с. 7—15.
Герасимов И. П. Геоморфологическое выражение неотектоники.— В кн.: Новейшие достижения, вулканизм и землетрясения материков дна океанов. М.: Наука, 1969, с. 40—46.
Герасимов И. П. Пятигорские «лакколиты» и происхождение Кавказских минеральных вод.— Геоморфология, 1974, № 3, с. 3—13.
Герасимов И. П. Архитектура Земли (геотектуры) в свете теории глобальной тектоники плит.— Геоморфология, 1976, № 3, с. 3—14.
Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Морфоструктура и морфоскульптура земной поверхности.— В кн.: Современные проблемы географии. М.: Наука, 1964а, с. 225—230.
Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Геоморфологический этап в развитии Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964б, № 6, с. 3—12.
Геренчук К. И. Речные системы и тектонические структуры (на примере Русской равнины).— Геол. сборник. Львов, 1958, № 5—6, с. 211—218.
Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 8, с. 1147—1156.
Гладков В. Г., Сизых В. И., Фомин И. Н., Фомина В. А. Формы проявления аркогенного надвига в южной части Заганского хребта (Западное Забайкалье).— Геол. и геофиз., 1967, № 5, с. 117—122.
Глубинное строение Приамурья (по данным ГСЗ)/Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С., Попов А. А., Потапьев С. В. М.: Наука, 1976. 90 с.
Гнибиденко Г. С. Тектоника дна Берингова моря.— Геотектоника, 1973, № 4, с. 94—108.
Гнибиденко Г. С., Ильев А. Я. О составе, возрасте и скорости сейсмических волн «акустического» фундамента центральной части Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 431—434.
Гоби-Алтайское землетрясение/Под ред. Н. А. Флоренсова, В. П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
Горелов С. К. О принципах составления карты новейшей тектоники масштаба 1 : 1000 000.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967, с. 90—95.
Горелов С. К. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий (на примере юго-востока Русской равнины). М.: Наука, 1972. 216 с.
Горелов С. К., Ранцман Е. Я. Количественные методы оценки новейших движений земной коры.— В кн.: Современные проблемы географии. М.: Наука, 1964, с. 266—271.
Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. Краевые швы восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Разломная тектоника территории Якутской АССР. Якутск, 1976, с. 64—72.
Горячев А. В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 179 с.
Граменицкая Н. А. Рисунок речной сети как возможный показатель тектонической обусловленности заложения речных долин.— В кн.: Вопросы морфометрии. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1967, с. 82—91.
Грачев А. Ф. Момский материковый рифт (северо-восток СССР).— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1973, с. 56—75.
Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
Гришкян Р. И., Парфенов Л. М., Уфимцев Г. Ф. Космические изображения Байкальской рифтовой области и ее возможная кинематическая модель.— В кн.: Роль

рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 104—108.
Гусев Г. С., Мокшанцев К. Б., Третьяков Ф. Ф. Разломы Верхояно-Чукотской складчатой области.— В кн.: Разломная тектоника территории Якутской АССР. Якутск, 1976, с. 73—114.
Данилович В. Н. Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники Юго-Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1960, с. 9—51.
Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов.— Геол. и геофиз., 1963, № 2, с. 3—11.
Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.
Дик И. П. Особенности неотектонических движений Центрально-Алданского района Южной Якутии.— Геоморфология, 1974, № 1, с. 63—70.
Дубинчик Э. Я., Путинцев В. К., Соловьев В. В. Морфоструктурные особенности интрузивных пород различных петрофизических фаций южной части Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1975, № 2, с. 102—109.
Дэвис В. М. Геоморфологические очерки. М.: ИЛ, 1962. 455 с.
Ермаков Е. А., Милановский Е. Е., Тараканова А. А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки.— Вестн. МГУ. Геология, 1974, № 3, с. 3—20.
Ермолов В. В. Озерные долины-трещины Путоранского свода.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968, с. 139—142.
Ермолов В. В. Своеобразие сноса на Анабарском кристаллическом массиве.— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1969, т. 101, вып. 4, с. 331—336.
Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата: Наука, 1969. 166 с.
Желнин С. Г. Особенности россыпной золотоносности Центрально-Алданского района.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1970, с. 80—87.
Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья/Под ред. В. П. Солоненко. М.: Наука, 1966. 231 с.
Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.
Затонский Л. К., Канаев В. Ф., Тихонов И. И., Удинцев Г. Б. Подводный рельеф Курило-Камчатской дуги и ее вулканизм.— Океанология, 1961, т. 1, с. 265—269.
Зверев В. Н. Материалы для характеристики Томмотского золотоносного района. М.—Л., 1931. 79 с.
Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
Золотарев А. Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск: Наука, 1974. 120 с.
Золотарев А. Г. Опыт расчета суммарных амплитуд неотектонических движений в связи с изменениями уровня Мирового океана.— Геоморфология, 1979, № 2, с. 38—46.
Зорин Ю. А. Тектоника Восточного и Центрального Забайкалья в позднем мезозое.— Геотектоника, 1967, № 1, с. 97—108.
Зорин Ю. А. Изостазия и новейшая структура Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. Автореф. докт. дис. Иркутск, 1970. 31 с.
Зятькова Л. К. Структурная геоморфология Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. 200 с.
Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом. Владивосток: Дальневосточное кн. изд-во, 1972. 115 с.
Ильин А. В. Новые данные о рельефе морского дна в районе Командорских островов.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 3, с. 397—400.
Ильин А. В. Рельеф дна Камчатского залива.— В кн.: Морские геологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 21—28.
Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 232 с.
Ионин А. С. Новые данные о вертикальных движениях морских берегов.— В кн.: Труды Института океанологии АН СССР. Т. XIII. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 40—51.
Ионин А. С. Исследования по динамике и морфологии берегов Командорских островов.— В кн.: Морские берега. Т. XIII. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 206—210.
Ирдли А. Дж. Связь между поднятиями и надвигами Скалистых гор.— В кн.: Кордильеры Америки. М.: Мир, 1967, с. 137—150.
Казакевич Ю. П. Условия образования и сохранения сложных погребенных россыпей золота. М.: Недра, 1972. 216 с.
Казьмин Ю. Б. Четвертичный вулканизм в восточной части Станового хребта.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1961, т. XXXVI, вып. 5, с. 144—145.
Кайнозой северо-востока СССР/Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., Гончарова В. Ф. и др. М.: Наука, 1968. 124 с.
Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока/Под ред. Н. А. Флоренсова. М.: Наука, 1974. 439 с.
Канаев В. Ф. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах.— В кн.: Геологические исследования в дальневосточных морях. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 215—231.

Канаев В. Ф. Новейшие вертикальные движения на дне дальневосточных морей.— Океанология, 1963, т. III, вып. 4, с. 669—673.
Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 267 с.
Каплин П. А. Фиордовые побережья Советского Союза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 188 с.
Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.
Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. 1959 г./Под ред. Н. И. Николаева, С. С. Шульца. Госгеолтехиздат, 1960.
Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере северо-востока СССР). М.: Наука, 1972. 184 с.
Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
Ковылин В. М. Строение земной коры в области Японского моря. М.: Наука, 1979. 107 с.
Ковылин В. М., Строев П. А. К проблеме образования впадины Японского моря (по геофизическим данным).— В кн.: Палеонтология. Морская геология. XXV сессия МГК. Доклады сов. геологов. М.: Наука, 1976, с. 270—276.
Козьмин Б. М. Параметры очаговых зон некоторых сильных землетрясений Якутии.— В кн.: Новые данные о геологии и нефтегазоносности. Якутск, 1974, с. 102—110.
Козьмин Б. М. Сильные землетрясения Якутии (макросейсмические и инструментальные данные за 1851—1974 гг.).— В кн.: Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий. Якутск: Кн. изд-во, 1975, с. 5—19.
Козьмин Б. М. Механизм очагов сильных южно-якутских землетрясений.— В кн.: Сейсмические и сейсмогеологические исследования на центральном участке БАМа. Якутск, 1978, с. 58—71.
Кондаков Н. И. Логический словарь. М.: Недра, 1971. 656 с.
Коржуев С. С. Морфоструктура и неотектоника северо-востока СССР (на примере Восточной Якутии).— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1963, № 3, с. 3—15.
Коржуев С. С. Морфотектоника и рельеф земной поверхности (на примере происхождения и возраста рельефа Восточной Сибири). М.: Наука, 1974. 260 с.
Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М.: Мысль, 1970. 367 с.
Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
Костенко Н. П. Четвертичные отложения горных стран. М.: Недра, 1975. 213 с.
Костяков Н. П., Краснов В. П., Уфимцев Г. Ф., Яновский В. М. Кайнозойские базальты юга Центрального Забайкалья.— Изв. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР. Чита, 1969, т. V, вып. 1, с. 11—17.
Косыгин Ю. А. Методологические аспекты исследования новейших движений.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М.: Наука, 1969, с. 106—111.
Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962, с. 9—17.
Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П., Уфимцев Г. Ф. Эффект выталкивания геологических тел по данным гравиметрии и плотностных характеристик горных пород (на примере Дальнего Востока).— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5, с. 1176—1180.
Косыгин Ю. А., Салин Ю. Ф., Соловьев В. А. Определение тектоники.— Геотектоника, 1973, № 4, с. 116—123.
Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статистические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 9—17.
Кочнева Н. Т. Геоморфологические методы выявления купольных структур при поисках эндогенного оруденения.— Вопросы географии, 1973, сб. 92, с. 124—131.
Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. М.: Недра, 1972. 151 с.
Красный М. Л., Павлов Ю. А., Снеговский С. С. и др. Геологическое строение залива Анива (Южный Сахалин) по результатам комплексных геологических исследований.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 2, с. 421—424.
Криволуцкий А. Е. О масштабе денудационного среза горных поднятий.— Геология и разведка, 1965, № 10, с. 45—50.
Кропоткин П. Н. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3, с. 34—56.
Кропоткин П. Н. Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия. М.: Наука, 1972, с. 51—68.
Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. Уровни организации геосистем. М.: Мысль, 1978. 367 с.
Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Мишенькина З. В. и др. Сейсмический разрез литосферы в зоне Байкальского рифта.— Геол. и геофиз., 1975, № 3, с. 72—83.
Кулинич Р. Г. Особенности глубинного строения и эндогенная рудоносность мезозоид южной части Сихотэ-Алиня.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 284—289.
Курдюков К. В. Неотектоническая карта Джунгарского Алатау и принципы ее составления.— Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1962, № 27, с. 118—132.

Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений.— В кн.: Землеведение. Т. 2/42. М.: Изд-во МОИП, 1948, с. 154—187.
Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 247 с.
Ласточкин А. Н. Подводные долины северного шельфа Евразии.— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1977, т. 109, вып. 5, с. 412—417.
Леонтьев О. К. Дно океана М.: Мысль, 1968. 320 с.
Леонтьев О. К. Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозое.— Геоморфология, 1971, № 3, с. 3—14.
Леонтьев О. К. Рельефообразующая деятельность донных течений в абиссальной зоне океана.— Геоморфология, 1977, № 2, с. 3—15.
Леонтьев О. К. О генезисе и геодинамике глубоководных желобов.— Геоморфология, 1980, № 4, с. 3—12.
Леонтьев О. К., Рычагов Г. И. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1979. 287 с.
Лившиц М. Х., Журавлев А. В., Балабко Н. С. Основные особенности структурного плана и характера изменения мощностей слоистых образований вдоль Трансохотского профиля МОВ.— В кн.: Морская геология и геофизика. Рига: Зинатне, 1972, с. 22—31.
Липкин Ю. С. Геоморфологическое районирование котловины Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 36—48.
Личков Б. Л. О так называемых доюрских пенепленах Тянь-Шаня и Памиро-Алая.— В кн.: Географический сборник. Кн. 1. Геоморфология и палеография. М.—Л., 1952, с. 108—117.
Лишневский Э. Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования.— Геотектоника, 1965, № 3, с. 77—84.
Лишневский Э. Н. О некоторых особенностях строения земной коры и размещении оловянного и золотого оруденения на Дальнем Востоке в свете гравиметрических данных. —Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 6, с. 1455—1458.
Лишневский Э. Н., Елисеев И. С., Богомазова Т. А. Строение земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным.— Сов. геология, 1968, № 7, с. 75—85.
Лишневский Э. Н., Землянов В. Н. Глубинное строение Верхнезейского и Удского прогибов по геолого-геофизическим данным.— Геол. и геофиз., 1972, № 2, с. 141—146.
Лишневский Э. Н., Шевченко В. К., Бронгулеев В. В. (мл.). Геологические признаки и проблема постмагматического поднятия гранитов (на примере Нижнего Приамурья и Западного Приохотья).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 93—100.
Логачев Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 4, с. 18—29.
Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.
Малаева Е. М., Уфимцев Г. Ф. Древний аллювий района среднего течения р. Онон (Забайкалье).— Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 90—97.
Малышев Ю. Ф., Парфенов Л. М., Рейнлиб Э. Л., Романовский Н. П. Гравитационные аномалии Дальнего Востока.— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 18—29.
Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М.: ОГИЗ, 1948. 343 с.
Марков К. К. Новейшая тектоника и оледенение.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967, с. 51—53.
Мастюлин Л. А. О роли некоторых нарушений северо-западного простирания в геологическом развитии Забайкалья.— Вестн. науч. информ. Забайкальского отд. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1966, № 5, с. 33—41.
Мелекесцев И. В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
Мелекесцев И. В., Краевая Т. С., Брайцева О. А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970. 103 с.
Мещеряков Ю. А. Основные элементы морфоструктуры Земли и проблема их происхождения.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1957, № 4, с. 3—15.
Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 112 с.
Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран: М.: Наука, 1965. 390 с.
Милановский Е. Е. Некоторые особенности структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа).— Сов. геология, 1962, № 6, с. 52—76.
Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
Милашин А. П. О строении осадочной толщи в северо-восточной части Охотского моря по данным метода отраженных волн.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 6, с. 1419—1422.
Миллер В., Миллер К. Аэрофотогеология. М.: Мир, 1964. 290 с.
Мильков Н. Ф. Основные проблемы физической географии. М.: Высшая школа, 1967. 251 с.
Мирошниченко В. П. Опыт разработки и применения аэрометодов для изучения новейших и современных тектонических движений в пределах равнин аккумулятивно-эолового типа.— В кн.: Труды Лаборатории аэрометодов. Т. III. Л., 1954, с. 32—88.

Мишарина Л. А. К вопросу о напряжениях в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск, 1964, с. 50—69.
Моисеенко Ф. С. Материалы по морфологии и истории развития новейших структур Восточного Казахстана и некоторые вопросы теории.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, 1962, с. 58—78.
Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей/Гольбрайх И. Г., Забалуев В. В., Ласточкин А. Н. и др. Л.: Недра, 1968. 151 с.
Морфоструктурный анализ речной сети СССР/Отв. ред. И. П. Герасимов, С. С. Коржуев. М.: Наука, 1979, 304 с.
Мурзаева В. Э. О древней долине Амура.— Вестн. МГУ. Геология, 1960, № 1, с. 37—42.
Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока/Под ред. Н. А. Флоренсова. М.: Наука, 1974. 359 с.
Наймарк А. А., Резанов И. А., Зарудный Н. Н. Новейшая тектоника Северного Приохотья.— Бюл. МОИП, отд. геол. 1963, т. XXXIII, № 4, с. 42—57.
Наумов В. А. Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы (Северо-Байкальское нагорье). Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. 143 с.
Несмеянов С. А. Принципы обособления «неотектоники».— В кн.: Жизнь Земли. М.: Изд-во МГУ, 1972, с. 80—88.
Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, т. VIII. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 296 с.
Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР (вопросы региональной и теоретической неотектоники). М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.
Николаев Н. И. О легенде международных карт новейшей тектоники Европы, Мира и составление атласа неотектонических карт Европы.— В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М.: Наука, 1969, с. 12—27.
Николаев Н. И., Наймарк А. А. Новая карта неотектоники СССР.— Геоморфология, 1980, № 4, с. 27—35.
Николаев Н. И., Рыжова А. А. О содержании карт новейшей тектоники масштаба 1 : 1 000 000 и более крупных.— Геология и разведка, 1966, № 1, с. 10—22.
Николаев В. В., Семенов Р. М., Козьмин Б. М. Огоронское землетрясение 16 августа 1977 года.— Геол. и геофиз., 1979, № 6, с. 60—66.
Николаев В. В., Семенов Р. М., Солоненко В. П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линеамента (восточный фланг). Новосибирск: Наука, 1979. 113 с.
Николаев Н. И., Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР.— Геология и разведка, 1961, № 10, с. 3—8.
Обручев В. А. Геологические исследования, произведенные в 1896 году в Забайкальской области. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж. д. Вып. X. СПб., 1898.
Обручев В. А. Орографический и геологический очерк Юго-Западного Забайкалья (Селенгинской Даурии). Отчет об исследованиях 1895—1898 гг. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж. д. Вып. XXII. СПб., 1914. 806 с.
Обручев В. А. Южные движения в древнем темени Азии.— Природа, 1922, № 8—9.
Обручев В. А. Пограничная Джунгария. Том третий. Географическое и геологическое описание. Вып. 2. Геологический очерк. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 392 с.
Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1948, № 5, с. 13—24.
Обручев В. А. Положение и происхождение впадины озера Байкал.— Тр. Иркутского университета. Сер. геол., 1953, т. IX, вып. 1-2, с. 8—29.
Обручев В. А. Занимательная геология. М.: Наука, 1965. 344 с.
Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 631 с.
Онищенко В. А. Новейшая тектоника и основные этапы развития речной сети горной системы Черского.— Геол. и геофиз., 1965, № 8, с. 38—49.
Онухов Ф. С., Уфимцев Г. Ф. Неотектоника полуострова Кони (Северное Приохотье).— В кн.: Структурный анализ дислокации. Хабаровск, 1974а, с. 272—292.
Онухов Ф. С., Уфимцев Г. Ф. Неотектоника прибрежной зоны дна Охотского моря у полуострова Кони.— Колыма, 1974б, № 9, с. 41—43.
Оскорбин Л. С. Сейсмичность Приморья.— В кн.: Сейсмическое районирование Курильских островов, Приамурья и Приморья. Владивосток, 1977, с. 128—142.
Павлов Ю. А., Юнов А. Ю. О мощности земной коры на Камчатке.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 1, с. 194—196.
Павлов Ю. А., Семакин В. П. Соотношение новейшей структуры со строением земной коры Средней и Южной Камчатки.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия. Вып. 9. М.: Наука, 1972, с. 133—142.
Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезокайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 25—38.
Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 3—9.

Панасенко В. И. О формировании рельефа зоны сопряжения Амуро-Зейской плиты с горным сооружением хр. Турана.— Геоморфология, 1976, № 2, с. 88—93.
Панов Д. Г. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1966. 427 с.
Пантелеев Л. С. К методике определения величины денудационного среза.— Изв. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1969, т. V, вып. 1, с. 60—65.
Парфенов Л. М., Рейнлиб Э. Л. Природа региональных гравитационных минимумов юга Дальнего Востока.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 5, с. 1204—1206.
Патык-Кара Н. Г., Гришин М. А. Место хр. Полоусного в структуре северо-востока СССР и его новейшая тектоника.— Геотектоника, 1972, № 4, с. 90—98.
Пенк В. Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1961. 359 с.
Пиотровский М. В. Вопросы методики обзорного морфотектонического анализа.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1966, вып. 1(3), с. 181—185.
Пиотровский М. В. Некоторые закономерности сводово-блоковой морфотектоники.— В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М.: Наука, 1968а, с. 62—71.
Пиотровский М. В. Общие вопросы геоморфологических исследований при изучении эндогенного оруденения.— В кн.: Геоморфологические методы поисков эндогенного оруденения. Чита, 1968б, с. 8—13.
Пиотровский М. В. Неотектоника (Южной Якутии).— В кн.: Геология СССР. Т. X (II). Южная Якутия (Геологическое описание). М.: Недра, 1972, с. 436—443.
Полунин Г. В. История развития Сахалина в четвертичное время.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968, с. 225—227.
Попов В. В., Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 408—437.
Преображенский И. А. Усойский завал. Материалы по общей и прикладной геологии. Пг., 1920. 21 с.
Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях/Под ред. И. П. Герасимова. М.: Недра, 1970. 296 с.
Пуминов А. П. Карта новейшей тектоники Арктики.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4, с. 901—902.
Пуминов А. П., Грачев А. Ф. Карта новейшей тектоники Арктики и Субарктики.— В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М.: Наука, 1969, с. 117—183.
Пшенин Г. Н. Развитие рельефа фронтальных частей новейших надвигов горного обрамления Ферганы.— Геоморфология, 1973, № 2, с. 50—58.
Растворова В. А. Формирование рельефа гор (на примере Горной Осетии). М.: Наука, 1973. 144 с.
Расчленение и корреляция осадочных толщ/Под ред. Ю. А. Косыгина. М.: Наука, 1978. 208 с.
Резанов И. А. Вопросы новейшей тектоники северо-востока СССР. М.: Наука, 1964. 148 с.
Рогожина В. А. Некоторые особенности строения верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и прилегающими к ней территориями.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 41—47.
Рождественский А. П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971. 303 с.
Русанов А. Б. Тектоника и эрозионная сеть континентов (на примере Африки и Северной Америки).— Геотектоника, 1979, № 2, с. 41—48.
Салищев К. А. Картоведение. М.: Изд-во МГУ, 1976. 438 с.
Сваричевский А. С. О морфоструктуре шельфа Юго-Восточного Сахалина.— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1976, т. 108, вып. 5, с. 429—434.
Сваричевская З. А., Яговкин В. И. Явления выдавливания гранитных массивов и их роль в образовании островных гор Центрального Казахстана.— Вестн. ЛГУ, 1966, № 24, вып. 4, с. 140—142.
Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы/Под ред. В. П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 303 с.
Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
Симонов Ю. Г. Две основные геоморфологические задачи при поисках эндогенного оруденения.— В кн.: Геоморфологические методы поисков эндогенного оруденения. Чита, 1968, с. 3—8.
Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972. 251 с.
Симонов Ю. Г., Лукашов А. А. Некоторые приемы и результаты анализа неотектонических структур Юго-Восточного Забайкалья.— Зап. Забайкальского отд. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1963, с. 170—178.
Снеговской С. С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.
Снеговской С. С., Куликов А. А., Табояков А. Я. Строение осадочных отложений залива Терпения (о. Сахалин) по сейсмическим данным.— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 225—233.
Соловьев В. А. Тектоника континентов (систематизация понятий и упорядочение терминологии). Хабаровск, 1976. 366 с.
Соловьев В. В., Ганешин Г. С. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина. М.: Недра, 1971. 157 с.

Солоненко В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 58—74.
Солоненко В. П. Палеосейсмогеология.— Физика Земли, 1973, № 9, с. 3—16.
Солоненко В. П. Сейсмотектоника Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 77—85.
Солоненко В. П., Николаев В. В., Семенов Р. М., Сарапулов А. Д. Сейсмичность района Зейской ГЭС.— Геол. и геофиз., 1977, № 7, с. 3—8.
Спиридонов А. И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картирования. М.: Высшая школа, 1970. 456 с.
Строев П. А. Аномалии Буге и мощность земной коры в Япономорской переходной зоне.— В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977, с. 127—136.
Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба/Под ред. М. М. Одинцова. М.: Наука, 1976. 134 с.
Тектоника Якутии/Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000/Под ред. А. Л. Яншина. М.: ГИН АН СССР — ГУГК МГ СССР, 1966.
Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1 : 10 000 000/Под ред. Ю. М. Пущаровского, Г. Б. Удинцева. М.: ГУГК, 1970.
Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1 500 000. 1973/Под ред. К. Б. Мокшанцева. М.: ГУГК, 1976.
Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии. М.: Наука, 1979. 239 с.
Тимофеев Д. А. Некоторые общие вопросы неотектоники и морфотектоники на примере геоморфологической истории Южной Якутии.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1968, с. 235—244.
Тимофеев Д. А. О некоторых геоморфологических законах.— Геоморфология, 1972, № 2, с. 3—12.
Том В. Т. Поднятия клиньев и их тектоническое значение.— В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957, с. 379—386.
Трифонов В. П. Геоморфология и основы геологии четвертичных отложений. Свердловск: изд-во Свердловского горного ин-та, 1966. 187 с.
Трифонов В. П., Влох Н. П., Алейников А. Л. и др. Явление выдавливания гранитных массивов на Урале.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 1, с. 169—170.
Трифонов В. П., Алейников А. Л., Беллавин О. В. и др. О возможной природе неотектонических движений на Урале.— В кн.: Вопросы геологии и гидрогеологии Урала. Свердловск, 1969, с. 34—41.
Троицкий В. А. Типы речной сети европейской части СССР.— Вопросы географии, 1948, сб. 7, с. 37—64.
Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
Тулина Ю. В., Жильцов Э. Г., Миронова В. И. и др. Южный Сахалин и пролив Лаперуза (профили 19, 11, 27, 20—Ю).— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование коры переходной зоны. М.: Наука, 1971, с. 166—224.
Угрюмов А. Н., Энтин А. Р. О длительно развивающихся блоковых структурах центральной части Алданского щита (на примере Якокут-Ыллымахского блока).— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 3, с. 680—683.
Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1957, с. 3—76.
Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
Удинцев Г. Б., Бойченко И. Г., Канаев В. Ф. Рельеф дна Берингова моря.— В кн.: Географическая характеристика Берингова моря. Рельеф дна и донные отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 17—64.
Усов М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. Томск: Изд-во Зап.-Сиб. ГГГТ, 1934. 87 с.
Утнасин В. К., Балеста С. Т., Эрлих Э. Н. и др. Глубинное строение структурных зон Камчатки.— Сов. геология, 1975, № 2, с. 67—80.
Уфимцев Г. Ф. О некоторых особенностях механизма развития сводовых поднятий Центрального Забайкалья.— Геотектоника, 1969, № 5, с. 115—120.
Уфимцев Г. Ф. Новейшая тектоника Центрального Забайкалья.— Зап. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1971а, вып. 55, с. 116—194.
Уфимцев Г. Ф. Аллювий долин рек Акши и Урея.— Изв. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1971б, т. VII, вып. 2, с. 28—35.
Уфимцев Г. Ф. Положение главного водораздела во Внутренней и Восточной Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1972, № 5, с. 86—92.
Уфимцев Г. Ф. Картографический анализ при изучении неотектоники горных стран.— Геол. и геофиз., 1974, № 2, с. 78—85.
Уфимцев Г. Ф. Новейшая тектоника материковой части Дальнего Востока.— Докл. АН СССР, 1975а, т. 221, № 4, с. 932—934.
Уфимцев Г. Ф. Неотектоническое районирование Дальнего Востока на основе анализа рисунка речной сети.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975б, с. 168—194.

Уфимцев Г. Ф. Изучение планового рисунка речной сети при морфоструктурном анализе.— Геоморфология, 1976, № 3, с. 93—99.
Уфимцев Г. Ф., Онухов Ф. С. Речные террасы на побережье Охотского моря.— В кн.: Вопросы географии Дальнего Востока. Хабаровск, 1977, с. 70—73.
Уфимцев Г. Ф., Сизиков А. И. Долинные педименты в Борщовочном хребте (Восточное Забайкалье).— Изв. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1968, т. V, вып. 5, с. 63—67.
Уфимцев Г. Ф., Ставров В. Н. Новейшая тектоника северной половины острова Беринга.— Геол. и геофиз., 1978, № 7, с. 26—31.
Ушко К. А., Троцюк В. Я., Сырнев И. П. и др. Методика комплексных структурно-геоморфологических исследований при геолого-поисковых работах на нефть и газ на примере изучения нефтегазоносных бассейнов юга СССР.— В кн.: Структурно-геоморфологические исследования при изучении нефтегазоносности бассейнов. Л.: Недра, 1967, с. 24—142.
Фаворская М. А., Кушев В. Б., Сапожникова Е. Н. Особенности формирования и развития Мяс-Чанской купольной структуры.— В кн.: Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1972, с. 17—41.
Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1960. 94 с.
Философов В. П. О значении порядков долин и водораздельных линий при геолого-географических исследованиях.— В кн.: Вопросы морфометрии. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1967, с. 4—66.
Философов В. П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1975. 232 с.
Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, с. 3—16.
Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1960а. 258 с.
Флоренсов Н. А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области.— Геол. и геофиз., 1960б, № 1, с. 74—90.
Флоренсов Н. А. Структура и геологическая история впадин байкальского типа.— В кн.: Деформация пород и тектоника. XXII сессия МГК. Доклады сов. геологов. М.: Наука, 1964, с. 252—262.
Флоренсов Н. А. Что такое структурная геоморфология?— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965а, № 2, с. 112—118.
Флоренсов Н. А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии.— Геотектоника, 1965б, № 4, с. 3—14.
Флоренсов Н. А. Некоторые аспекты понятия «возраст рельефа».— Геоморфология, 1976, № 1, с. 13—21.
Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 283 с.
Флоренсов Н. А., Логачев Н. А. К проблеме Байкальского рифта.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1975, т. IV, № 3, с. 70—80.
Хаин В. Е. Некоторые закономерности развития рельефа горных стран.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1952, т. XXVII, вып. 1, с. 90—91.
Хаин В. Е., Милановский Е. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. I. Типы мегарельефа материковых массивов.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1956а, т. XXXI, № 3, с. 3—36.
Хаин В. Е., Милановский Е. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. II. Типы мегарельефа переходных областей и океанов.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1956б, т. XXXI, № 4, с. 3—27.
Харвей Д. Научное объяснение в географии. Общая методология науки и методология в географии. М.: Прогресс, 1974. 502 с.
Хаст Н., Нильсон Т. Измерения напряжений в скальных породах и их значение для строительства плотин.— В кн.: Проблемы инженерной геологии. М.: Мир, 1967, с. 13—21.
Хворостова З. М. Геоморфология бассейна верховьев р. Колымы. Новосибирск: Наука, 1970. 199 с.
Хилле Е. Ш. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 479 с.
Хренов П. М., Демин А. Н., Таскин А. П. и др. Скрытые поперечные разломы Байкальской рифтовой системы.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 99—104.
Худяков Г. И. О происхождении хребтов в южной части Дальнего Востока.— В кн.: Тектонические движения и новейшая структура земной коры. М.: Недра, 1967, с. 398—404.
Худяков Г. И. О морфоструктурном районировании южной части Советского Дальнего Востока.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1969, с. 285—296.
Худяков Г. И. О термине «морфоструктура» и морфоструктурном анализе.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970а, с. 14—18.
Худяков Г. И. Понятие о возрасте рельефа.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970б, с. 18—21.
Худяков Г. И. Общие принципы выделения комплексов горных пород, конформных и коррелятных морфоструктурам.— В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. М.: Наука, 1975, с. 56—65.

Худяков Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256 с.
Чарушин Г. В. О связи гидросети и тектоники в Иркутском амфитеатре.— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1960, т. 92, вып. 5, с. 406—419.
Чемеков Ю. Ф. Неотектоника Приамурья и смежных территорий (Дальний Восток СССР).— Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 3, с. 674—677.
Чемеков Ю. Ф. Неотектоника, ее задачи и перспективы развития.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968, с. 169—170.
Чемеков Ю. Ф. Речные перехваты на Дальнем Востоке СССР (Тугуро-Нимеленский район).— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1969, т. 101, вып. 4.
Чемеков Ю. Ф. Западное Приохотье. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1975. 123 с.
Чичагов В. П. Морфоструктура Центрального Забайкалья.— В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири. Вып. 1. Новосибирск: Наука, 1970.
Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.
Шапочка И. И., Головко Б. А., Шанцын К. А. Характер физических полей и природа аномалий Хабаровского края и Амурской области.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 181—187.
Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 5, с. 37—56.
Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1955, т. 30, вып. 5, с. 5—26.
Шевченко В. К. О роли древнего вулканизма и изостатических движений в формировании рельефа Баджальского хребта (Нижнее Приамурье).— Геоморфология, 1976, № 1, с. 98—103.
Шепард Ф. П. Морская геология. Л.: Недра, 1969. 461 с.
Шило Н. А., Беспалый В. Г., Павлов Г. Ф. Картографическое отображение новейшей тектоники Северо-Востока.— Колыма, 1971, № 1, с. 39—41.
Шило Н. А., Беспалый В. Г. К вопросу о нижней границе новейшей тектонической активизации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 32—33.
Шило Н. А., Ващилов Ю. Я., Мигович И. М. Вопросы глубинного строения северо-востока СССР по гравиметрическим данным.— Геол. и геофиз., 1979, № 2, с. 12—28.
Шмидт О. А. Новые данные по тектонике Командорских островов.— Докл. АН СССР, 1973, т. 219, № 4, с. 918—920.
Шоллей А. Структурная и климатическая геоморфология.— В кн.: Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М.: ИЛ, 1959, с. 11—31.
Шубина Н. Г., Аристархова Л. Б. Методика восстановления «первичного» тектонического рельефа по топографической карте (в условиях слабо эродированных равнин).— Вестн. МГУ. География, 1965, № 2, с. 34—41.
Шульц С. С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня.— В кн.: Труды XVII сессии МГК. Т. 2. М.: ГОНТИ, 1937, с. 629—635.
Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня.— Зап. Всесоюз. геогр. о-ва, новая серия. М.: ОГИЗ, 1947. 222 с.
Шульц С. С. Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 384 с.
Шульц С. С. Конседиментационная складчатость.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1970, т. 55, № 2.
Шульц С. С. Области горообразования (современные представления и терминология).— Вестн. Ленингр. ун-та, 1976, № 12, вып. 2, с. 75—89.
Шульц С. С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра, 1979. 272 с.
Щербакова Е. М. Древнее оледенение Большого Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1973. 271 с.
Щукин И. С. Общая морфология суши. Т. 1. М.—Л., Новосибирск, 1934. 366 с.
Щукин И. С. Общая геоморфология суши. Т. 2. М.—Л.: ГОНТИ, 1937. 460 с.
Щукин И. С. Общая геоморфология. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1960. 615 с.
Щукин И. С. Общая геоморфология. Т. 3. М.: Изд-во МГУ, 1974. 382 с.
Эдельштейн Я. С. К вопросу о циклах эрозии.— Почвоведение, 1925, № 1-2, с. 68—76.
Эдельштейн Я. С. Введение в геоморфологию. Л.: Изд-во КУБУЧ, 1933. 288 с.
Эдельштейн Я. С. Основы геоморфологии. Краткий курс. М.—Л.: Госгеолиздат, 1947. 399 с.
Эльянов М. Д. Опыт изучения проявлений неотектоники в долине реки Индигирки геолого-геоморфологическими методами.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1958, с. 55—64.
Эрлих Э. Н., Зобин В. М., Циркунов А. Г. Система сдвигов Камчатки и вопросы геодинамики островных дуг.— В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 39—40.
Юнов А. Ю., Тихомиров В. М. Новые данные о геологическом строении Татарского пролива.— Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 5, с. 1212—1215.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Введение 5

Общие положения неотектоники 7
Определение неотектоники . . . . . —
Концепции неотектоники 10
Задачи неотектоники 11
Положение неотектоники в системе наук 13

Основные понятия и принципы неотектоники 16
Основные понятия геоморфологии 17
Понятийная основа структурной геоморфологии 18
Неотектоническая форма 19
Коррелятные отложения 21
Основной принцип неотектоники 26

Обзорный неотектонический анализ 29
Построение исходной модели 30
Классификации неотектонических форм 38
Карты новейшей тектоники 45
Историко-генетические реконструкции 48
Возраст неотектонических форм 50
Генетические построения 51
Реконструкции амплитуд неотектонических движений 55
Прикладные построения 57

Неотектонические нарушения 59

Неотектонические формы. Обзор новейшей тектоники Востока СССР 68
Области горообразования материковой ступени . . . . . —
Большие сводовые поднятия . . . . . —
Полусводы 83
Сводово-глыбовые поднятия 84
Большие глыбовые поднятия . . . . . —
Зоны поднятий и впадин 102
Рифтовые зоны 116
Зоны поднятий и долин-грабенов 122
Зоны впадин и горстов 124
Блоковые поля . . . . . —
Зоны складок 126
Большие межгорные впадины . . . . . —

Равнинно-платформенные области материковой ступени 131
Зоны локальных неотектонических форм . . . . . —
Большие впадины 136
Большие щитообразные поднятия 138
Краевые зоны равнинно-платформенных областей 140
Континентальный склон 144
Переходная ступень 145
Океаническая ступень 153
Системы неотектонических нарушений 154

Неотектонические процессы 156
Рельефообразование и геологические тела . . . . . —
Механизмы горообразования 162
Сочетания неотектонических процессов 166
Заключение 170
Литература 172

Геннадий Феодосьевич Уфимцев

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА
(на примере Востока СССР)

Утверждено к печати Институтом земной коры СО АН СССР

Редактор издательства *Е. Г. Макеенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *Г. И. Шведкина, С. М. Погудина*

ИБ № 23422

Сдано в набор 25.04.83. Подписано к печати 13.07.84. МН-01549. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл.-печ. л. 16,1. Усл. кр.-отт. 16,4. Уч.-изд. л. 19,2. Тираж 1000 экз. Заказ № 588. Цена 3 р. 10 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

3 р. 10 к.

4216