

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ



теория
и практика



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Тихоокеанский институт географии

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

теория и практика

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Н.В. ВАСИЛЬКОВСКИЙ



МОСКВА
"НАУКА"
1985



4652

Морфоструктурные исследования: теория и практика. Г.И. Худяков, А.П. Кулаков, С.М. Тащи, Р.И. Никонова, Б.В. Ежов, А.А. Ищенко, А.А. Гаврилов, В.В. Ермошин, Е.А. Мясников, А.Т. Сорокина, А.П. Сорокин, В.Г. Шахтыров. М.: Наука, 1985. с. 212

В работе впервые наиболее полно рассмотрена методология и методика современного морфоструктурного анализа и изложены результаты региональных и прикладных морфоструктурных исследований, выполненных на Дальнем Востоке СССР. Доказывается необходимость и высокая эффективность изучения морфоструктур различного типа и ранга с позицией единства их геоморфологической формы (рельефа) и геологического содержания. В региональном плане морфоструктуры рассматриваются как целостная иерархическая система, высшими членами которой являются гигантские морфоструктуры центрального типа и трансрегиональные линеаменты. Работа демонстрирует большие потенциальные возможности морфоструктурных исследований и необходимость интенсивного их развертывания не только при изучении рельефа, но и приповерхностных и глубинных геосфер и геодинамики. Книга будет интересна поэтому для специалистов, работающих в области геоморфологии, геологии, географии и геофизики.

Рецензенты:

В.И. Рыбалко, И.И. Крылов

ВВЕДЕНИЕ

Познание закономерностей и законов строения и развития Земли и ее геосфер, в том числе и поверхности литосферы (рельефа), человечество интересовало со времени древнейших цивилизаций. Описательные и объяснительные тенденции при этом всегда были, есть и будут опережающими друг друга, взаимодополняющими в зависимости от знания сущности явления. Так произошло и с учением о рельефе Земли. После великих географических открытий, проведения топографических съемок поверхности Земли, создания многочисленных географических атласов, т.е. после очень продолжительной эпохи описательного накопления громадного фактического материала, началось объяснение развития рельефа Земли. Возникла во второй половине XIX в. самостоятельная научная дисциплина — геоморфология. Первые крупнейшие геоморфологические работы М.В. Ломоносова, П.А. Кропоткина, С.Н. Никитина, А.П. Павлова, В.В. Докучаева, И.В. Мушкетова, В.М. Дэвиса, Ф. Рихтгофена, А. Пенка, В. Пенка, Ф. Махачека, А.П. Карпинского, Э. Мартона, Л. Кобера и др. дали основания последующим поколениям геологов, географов и геоморфологов создать ряд концепций о характере единства и борьбы противоположно направленных экзогенных и эндогенных сил, формирующих внешний облик Земли.

Из всех объяснительных концепций геоморфологического изучения взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов следует отметить три наиболее крупные: К.К. Маркова — метод геоморфологических уровней; И.П. Герасимова — анализ геотектур, морфоструктур и морфоскульптур; Н.А. Флоренсова — изучение геоморфологических формаций, пространственно и генетически объединяющих эндогенные и экзогенные формы рельефа.

Эти три основополагающих направления геоморфологических исследований четко отразили главные и "вечные" тенденции всех наук, в том числе и геоморфологии — непрерывности расчленения объединения наук через анализ и синтез. При этом процессе познания формируются так называемые стыковочные (пограничные) науки, позволяющие, с одной стороны, более углубленно аналитически специализированно рассматривать новые грани явления, а с другой — синтезировать, объединять смежные науки через систему их взаимодействия.

Так, во второй половине XIX в. начала формироваться астрофизика, соединяющая астрономию и физику, физику и химию. В XX в. появились и другие промежуточные науки: биохимия, геохимия, геофизика, химическая физика, биогеография и др.

Морфотектоника стала такой наукой между тектоникой и описательной геоморфологией. Импульсом к ее появлению и развитию послужила необходимость объяснений происхождения крупных, вплоть до планетарных, форм рельефа. Здесь уже без глубинной геофизики, изучения динамических свойств региональных и планетарных структур земной коры и подкоровых геосфер обойтись было нельзя. В этих исследованиях большую роль сыграли работы Б.Л. Личкова, В.А. Обручева, М.В. Стоваса, Г.Н. Каттерфельда, В.Г. Бондарчука, Н.И. Николаева, С.С. Шульца, Г.Б. Удинцева, А.В. Живаго, Д.Г. Панова, В.Е. Хаина, О.К. Леонтьева, Д.Н. Анучина, М.В. Пиотровского, Н.В. Башениной, А.П. Рождественского, О.М. Адаменко, В.В. Соловьева, И.К. Вол-

чанской, С.М. Тащи, А.П. Кулакова, Б.В. Ежова, А.Е. Криволицкого, Е.Е. Милановского, В.П. Философова и многих других геологов и геоморфологов, но особенно Ю.А. Мещерякова.

На основании таких разработок о связи поверхностных и глубинных структур Земли стали решаться задачи по выявлению механизма и причин тех геологических процессов (тектонических, магматических и метаморфических), которые являются факторами активного (не селективного) рельефообразования.

В данной монографии, написанной коллективом дальневосточных геоморфологов, обобщаются новые после публикации в 1972 г. монографии "История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока" материалы по эндогенным геоморфологическим структурам (морфоструктурам) типовых районов Дальнего Востока. Эти материалы имеют в основном методологическое (объяснительное) и региональное (описательное) значение. В меньшей степени в монографии затронуты проблемы прикладного значения морфоструктурных исследований. Это специализированное направление работ только еще разворачивается дальневосточными геоморфологами. При морфоструктурных исследованиях, проводимых на Дальнем Востоке, в качестве отправной методологии исследования используется концепция геолого-геоморфологической конформности, развиваемая в данной монографии ее авторами.

Вычленение морфоструктурной составляющей из геоморфологического изучения этой территории обусловлено непреходящей необходимостью изучения механизма и причин формирования основных геоморфологических категорий, а через них — решения кардинальных проблем внутренней динамики геосфер Земли. Дальний Восток в этом отношении является уникальной территорией, где сосредоточены в зоне перехода от континента к океану и прилегающих к ней континентальных и океанических областях почти все типовые геологические структуры и их комплексы с той или иной характерной для них отраженностью в рельефе. На Дальнем Востоке, таким образом, представлены поэтому и почти все типы известных морфоструктур. Решение здесь морфоструктурных задач имеет, следовательно, большое теоретическое значение при рассмотрении различных концептуальных общегеологических и геоморфологических проблем.

Часть I
**МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДИКА
МОРФОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Глава I

**МОРФОСТРУКТУРНОЕ НАПРАВЛЕНИЕ:
ЭВОЛЮЦИЯ ИДЕЙ И ПРЕДСТАВЛЕНИЙ**

Морфоструктурные исследования — это то научное направление в геоморфологии, которое в последние годы получило наиболее активное развитие. Смысл и его генеральную задачу можно выразить кратко: "по рельефу — о недрах Земли". К решению этой важнейшей и сложнейшей геоморфологической проблемы должно вести изучение самого рельефа, его конформных связей с геологическими телами — их структурой и веществом, и только после этого задача "по рельефу — о недрах Земли" обретет свое конкретное решение.

Возможность использования рельефа для расшифровки строения Земли имеет особое значение сейчас, когда наука получила космоснимки, на которых прежде всего отображается рельеф. Научиться через рельеф "читать" геологическое строение Земли — стало насущной необходимостью. Но истоки этой идеи уходят в начало начал геоморфологии и пронизывают ее на всех этапах развития.

Величайшей заслугой В.М. Дэвиса является переход от описательной географической геоморфологии к объяснительной. Еще в XIX столетии он заложил в ее основы учение о географическом цикле. В.М. Дэвис [1962] установил, что рельеф Земли не есть нечто раз и навсегда данное, а постоянно развивается. Последовательность в развитии форм рельефа не случайна, а закономерна. В связи с этим важнейшим принципом учения о географическом цикле он предложил считать закономерного развития форм в процессе разрушения тектонически поднятого участка Земли. Согласно этому принципу географический цикл рассматривается как последовательный переход от первоначальных юных форм рельефа к зрелым, а затем к старым. Конечным результатом развития рельефа, по мнению В.М. Дэвиса, является пенеплен. Он установил основную тенденцию экзогенной эволюции рельефа: поднятый рельеф суши разрушается и эволюционирует в направлении предельной поверхности — пенеплена. Это был важнейший шаг в развитии геоморфологии.

В учении В.М. Дэвиса о пенеплене рассматривается лишь одна составляющая рельефообразования — экзогенная. Вообще говоря, он бесспорно понимал, что рельеф — результат не только экзогенного, но и эндогенного процесса и формируется под влиянием "сил, деформирующих земную кору, и сил, разрушающих ее поверхность" [с. 26]. Ясно представляя, что основные формы земной поверхности являются результатом эндогенных сил, В.М. Дэвис все-таки ограничил сферу геоморфологических исследований изучением лишь экзогенных процессов и образованных ими форм. Он пишет: "Силы, которые создают структуру и общую пластику земной коры, не входят в сферу рассмотрения географа..." [Дэвис, 1962, с. 7–8]. Это, пожалуй, была его методологическая ошибка. В связи с этим из сферы внимания геоморфологов выпала надолго проблема конструктивного эндогенного геоморфогенеза. Однако, даже ограничивая таким образом сферу исследований геоморфологии, В.М. Дэвис настаивал на использовании данных геологии и ее методов при решении геоморфологических задач особенно тогда, когда рельеф изучается в развитии. Не пользоваться при этом методами, выработанными геологией, по мнению В.М. Дэвиса, было бы неоправданным консерватизмом. Впрочем, сам он использует геологическую ситуацию только

как условие для развития экзогенных процессов. Не более. Возможно, в то время иные пути использования геологических данных для целей геоморфологии и, наоборот, геоморфологических данных для целей геологии были еще и неясны.

Но уже В. Пенк определил этот путь. В своей книге "Морфологический анализ", изданной впервые в 1924 г., он выдвинул положение о взаимодействии эндогенных и экзогенных сил в едином процессе рельефообразования как важнейшее в геоморфологии. Такая, сейчас очевидная, истина тогда была открытием. В ней раскрыта, как точно отметил М.В. Пиотровский [1961], суть рельефообразования вообще. Оценка этой идеи, ее осмысливание, обсуждение, доказательство, проверка, развитие — стало главным направлением в геоморфологии.

В. Пенк определил характер взаимоотношений эндогенных и экзогенных процессов как антагонистический: эндогенные процессы создают неровности земной коры, а экзогенные стремятся их выровнять. Работают эндогенные и экзогенные силы, по представлениям В. Пенка, путем перемещения масс горных пород и через это создают неровности в пределах поверхности земной коры.

В. Пенк приходит к заключению, что основу геоморфологии составляют: 1) экзогенные процессы, 2) эндогенные процессы и 3) то, что они создают — геоморфологическое строение. При этом, как он отмечает, два этих явления доступны наблюдению и изучению через наблюдение. Эндогенные же движения возможно обнаружить только по результатам, которые ими вызваны. Он утверждает, что действия экзогенных процессов всегда подчинены действию эндогенных. И если это так, "то и их результат — рельеф земной поверхности — должен подчиняться в своих основных чертах закону, по которому в облике планеты запечатлеваются движения ее коры" [Пенк, 1961, с. 59]. И далее, исходя из этого, В. Пенк делает вывод: "...восстанавливать ход и развитие движений земной коры путем изучения экзогенных процессов и существующего геоморфологического строения — и есть морфологический анализ" [с. 54].

В соответствии с этой мыслью В. Пенк определяет ближнюю и конечную цель геоморфологических исследований. Ближайшую цель он видит в изучении возникновения и развития рельефа, а конечную, как уже отмечалось, — в изучении через рельеф движений земной коры. Если первая позволяет оставаться геоморфологии в сфере географии, то решение второй задачи выходит за рамки географии и проникает уже в геологию. Поэтому В. Пенк определяет геоморфологию как науку, связующую между геологией и географией. Он уже тогда видел далёкие перспективные возможности геоморфологии. Он считал, что главная проблема общей геологии — причины движений земной коры (так он ее определял) — может быть решена только при объединении двух путей ее решения: геолого-тектонического и морфологического.

Итак, ближайшая цель — изучение рельефа, конечная — через рельеф к движениям земной коры и в комплексе с другими геологическими направлениями — к причинам движения земной коры. Так он представлял себе цели и задачи исследований в геоморфологии. По сути дела в морфологическом анализе В. Пенка заложены основы морфоструктурного анализа.

Морфоструктурное направление является сквозным в трудах многих советских исследователей — геологов и геоморфологов. В 1946 г. мысль о единстве рельефа и геоструктуры была высказана В.Г. Бондарчуком в его монографии "Тектоорогения" [Бондарчук, 1946]. Соотношение рельефа и геоструктуры он определил как соотношение формы (рельефа) и содержания (структура). Образование структуры и рельефа он понимает как единый процесс и в связи с этим делает вывод о том, что по геоморфологическим признакам может быть расшифрована сама геоструктура.

Развитию морфоструктурного синтеза значительно способствовали труды К.К. Маркова. Он расширил содержание геоморфологии, включив в нее планетарную геоморфологию, общую геоморфологию, в круг которой должно входить изучение рельефа материков и океанов, и частную геоморфологию, изучающую разнообразие экзогенных процессов и форм, образуемых ими. Включение в сферу геоморфологии изуче-

ния происхождения "больших форм", конечно, выводит геоморфологию в область астрономии, геологии, геотектоники, геофизики.

Отрыв геоморфологии от смежных естественных наук К.К. Марков отметил в качестве ее серьезнейшего пробела. По его представлениям, именно это наносит огромный урон теоретическому уровню геоморфологии. Недостатком огромного большинства геоморфологических трудов он называет отрыв от геотектоники. "Продолжающийся отрыв геоморфологии от упомянутых дисциплин ограничивает ее содержание недопустимо узкими рамками, а главное — мешает возможности рассматривать нужные вопросы с должной глубиной и основательностью научного анализа" [Марков, 1948, с. 314].

Исходя из того, что "форма поверхности и геологическая структура представляют собой выражение единого процесса — движения вещества Земли", К.К. Марков отмечает, что в настоящее время "... "бесструктурный" или "внегеологический" подход к анализу происхождения форм рельефа уже ничем не может быть оправдан" [Марков, 1948, с. 115]. К.К. Марков в своем труде "Основные проблемы геоморфологии" успешно мобилизовал факты и идеи смежных естественных наук для разрешения проблем и вопросов геоморфологии.

При изучении форм Земли за основу он взял выдвинутую В. Пенком и принятую уже к этому времени большинством геоморфологов идею: формы земной поверхности возникают в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Итак, познать рельеф Земли, изучая взаимодействие эндогенных и экзогенных сил. Такую задачу поставил К.К. Марков. Он рассмотрел вначале эндогенные процессы, которые участвуют в созидании основных ("больших") форм Земли. Здесь-то он и использовал наиболее полно данные астрономии, геологии, геотектоники, геофизики и геохимии. Затем он рассматривает роль экзогенных процессов в рельефообразовании. Их он уже оценивает в сравнении и во взаимодействии с эндогенными. Эта часть работы также представляет собой глубокий всесторонний анализ с привлечением методов смежных естественных наук.

К.К. Марков предложил новый для своего времени метод изучения взаимодействия рельефообразующих сил через изучение геоморфологических уровней. При этом он исходил из того, что геоморфологическая роль экзогенных процессов количественно соразмерна с геоморфологической ролью эндогенных процессов. И если эндогенные процессы преобразуют рельеф путем поднятия и опускания, то экзогенные силы выравнивают рельеф и "создают определенные уровенные поверхности, или геоморфологические уровни. Сколько специфически выраженных экзогенных процессов, столько и геоморфологических уровней (абразионно-аккумулятивный, денудационный, уровень снеговой границы, верхний денудационный уровень). Гипсометрическое положение каждого предопределено уровнем действия ведущего для него экзогенного процесса.

Если бы не эндогенные процессы, высотное положение геоморфологических уровней было бы строго определенным, но движения земной коры деформируют их. По характеру и степени деформации уровня и изучаются воздействия на рельеф движений земной коры. Таковы исходные положения, такова возможность использования геоморфологических уровней. "Рельеф геоморфологических уровней фиксирует взаимодействие сил экзо- и эндогенных... Изучение деформаций геоморфологических уровней есть средство изучения амплитуды и знака колебательных движений" [Марков, 1948, с. 317].

Идеи морфологического анализа В. Пенка очень высоко оценил И.П. Герасимов [1946]. Он считал, что поступательное развитие общей теории и методологии должно основываться на дальнейшем развитии и разработке именно морфологического анализа.

С именами К.К. Маркова и И.П. Герасимова [Герасимов, 1946, 1959] связано начало морфоструктурного направления в геоморфологии. Теоретической основой этого направления послужило положение, выдвинутое В. Пенком: рельеф формируется в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. В сферу геоморфо-

логических исследований К.К. Марков [1948], так же как и И.П. Герасимов, включает все формы рельефа — от планетарного их масштаба и до элементарных форм.

И.П. Герасимов [1946] ввел в науку понятия: геотектуры — планетарного уровня формы, возникающие в результате деятельности общепланетарных (космических?) сил, морфоструктуры, возникающие в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных сил при ведущей роли эндогенных, и морфоскульптуры — форм экзогенного происхождения. Эти категории форм выделены по масштабу (размерности) форм. Они же являются генетическими категориями.

Выделение таких геоморфологических категорий Ю.А. Мещеряков [1965] назвал важнейшим обобщением в геоморфологии.

Под морфоструктурой И.П. Герасимов [1946] понимал преимущественно крупные формы рельефа, которые возникают в результате исторически развивающегося противоречивого взаимодействия эндогенных и экзогенных сил при ведущей активной роли эндогенного фактора — тектонических движений.

Морфоструктурный анализ, по мнению И.П. Герасимова, должен опираться на данные геологии и геофизики, но использовать самостоятельные методы исследования. Как отмечают И.П. Герасимов и Ю.А. Мещеряков, "исторический и генетический анализ крупных морфоструктурных черт рельефа суши должен основываться прежде всего на изучении поверхностей выравнивания и истории развития гидрографических систем" [Герасимов, Мещеряков, 1964, с. 10].

Дальнейшее развитие и углубление эти положения нашли в трудах Ю.А. Мещерякова [1965], который, так же как и В. Пенк, видел большие возможности геоморфологии в познании Земли, основывающиеся на тесной связи между внутренним и внешним строением Земли, между глубинными процессами и изменениями форм поверхности. Ю.А. Мещеряков отмечал, что "корни" многих элементов рельефа проникают в кору и связаны с процессами в мантии Земли. Он рассматривает рельеф как средство познания внутреннего строения Земли и глубинных процессов. Приложение геоморфологии к решению этих важнейших теоретических проблем — таким видит Ю.А. Мещеряков путь геоморфологических исследований и призывает к углубленной разработке вопросов, лежащих на грани геоморфологии, геологии, тектоники, геофизики. Он считает, что понятие о морфоструктуре дает методическую основу для решения этих задач.

Морфоструктуры им определяются как выраженные в рельефе геоструктуры, и противопоставляет им крипоструктуры — не выраженные на поверхности структурные формы [Мещеряков, 1965]. Главной задачей морфоструктурного анализа Ю.А. Мещеряков считает выявление современных морфоструктур и прослеживание их эволюции от заложения, окончательного становления и вплоть до современного состояния. Конечную цель морфоструктурного анализа Ю.А. Мещеряков определяет как "раскрытие особенностей строения и развития Земли на основе изучения закономерностей связи поверхности и недр" [Мещеряков, 1965, с. 3]. Через рельеф — о глубинах недр — такую вслед за В. Пенком и К.К. Марковым ставил цель перед морфоструктурным анализом Ю.А. Мещеряков.

Ю.А. Мещеряков намечает принципы изучения морфоструктур:

- 1) соразмерности структурных и геоморфологических элементов;
- 2) сопоставимости рельефа и структуры по возрасту (выдвинут еще В. Пенком).

Рассматривая методы морфоструктурного анализа, Ю.А. Мещеряков [1965] отмечает, "что основным методом выявления морфоструктур и анализа истории их развития является изучение деформаций различных поверхностей типа геоморфологических уровней" [с. 52]. При этом имеются в виду речные, морские террасы, но, главным образом, поверхности выравнивания. Возможность использования поверхностей выравнивания для выявления морфоструктур базируется на том, что сами они рассматриваются как результат компенсации эндогенных процессов экзогенными и потому приближаются к уровненным поверхностям гравитационного поля Земли. Изучение поверхностей выравнивания, по мнению Ю.А. Мещерякова, дает возможность

устанавливать время формирования морфоструктур, основные этапы и направленность их развития.

Все выдвинутые научные положения о морфоструктурном анализе Ю.А. Мещеряков реализует при анализе и синтезе морфоструктуры платформ.

Морфоструктурный анализ стал широко использоваться при изучении происхождения рельефа. Изучение соотношения рельефа и геологической структуры привело к выявлению так называемого "геоморфологического этапа". Положение об этом этапе выдвинуто и сформулировано И.П. Герасимовым и Ю.А. Мещеряковым [1964].

Основные моменты этого положения: 1) геоморфологический этап охватывает мезо-кайнозой; 2) названием "геоморфологический" подчеркивается то, что в этот период сформировались в своих главных чертах рельеф современной поверхности Земли и современное распределение на ней суши и моря; 3) с геоморфологическим этапом связано проявление новых тенденций и процессов в развитии коры и верхней мантии — тенденция к расширению и углублению океанов. Главным содержанием предшествующего догеоморфологического, геологического этапа было, по мнению И.П. Герасимова и Ю.А. Мещерякова, расширение континентов; 4) при изучении геоморфологического этапа ведущая роль принадлежит геоморфологическим методам — анализ поверхности выравнивания, морфоструктуры, гидросети, морфоструктуры и др.

В 1970 г. И.П. Герасимов дополнил представление о геоморфологическом этапе выводом о трех главных циклах в его истории. Им выделены: 1) макроцикл глобальной денудации, приведший к образованию базальной поверхности или глобального пенеплена (основа для формирования современного рельефа); 2) цикл формирования денудационно-ярусного и аккумулятивно-пластового рельефа; 3) макроцикл террасового геоморфологического развития (периодические изменения уровня Мирового океана).

И.П. Герасимов отмечает, что морфоструктурный анализ отличается от неотектонического не только по предмету исследований (рельеф, его динамика и структура), но и по временному периоду. Морфоструктурный анализ не должен ограничиваться новейшим геологическим временем. Рельеф сформировался в течение мезо-кайнозоя — геоморфологического этапа, а неотектонические движения составили лишь заключительную фазу геоморфологического этапа. Так он определил соотношение неотектонических и морфологических исследований.

Все научные положения и представления, выдвинутые и разработанные И.П. Герасимовым и Ю.А. Мещеряковым, нашли свое отражение в коллективной монографии "Рельеф Земли". Эта монография — итог определенного этапа развития теории геоморфологии, синтез всех идей и знаний о рельефе Земли, которые отражают теоретический и методический подходы к анализу рельефа, основанные на выделении элементов морфоструктуры и морфоскульптуры.

Можно сказать, что путь геоморфологии от теории пенеплена В.М. Дэвиса и морфологического анализа В. Пенка к морфоструктурному анализу И.П. Герасимова — Ю.А. Мещерякова был отмечен все большим развитием геологии, геотектоники и геофизики. Этим утверждалось и разрабатывалось представление о ведущей роли эндогенного (геологического) фактора в формировании основных элементов земной поверхности — морфоструктур — и становилась очевидной необходимость использования данных геологических наук для решения геоморфологических задач и особенно для решения вопроса о происхождении рельефа. Перед геоморфологией во всей своей полноте встает и общегеологическая задача — познать недра земли через ее рельеф. Тем не менее методы геоморфологического анализа являются большей частью собственно геоморфологическими (в основном — метод геоморфологических уровней). Из геологических — привлекались данные по коррелятным отложениям. Другие материалы — данные геофизики, общей геологии, геотектоники — как бы лишь "учитывались". Глубокое проникновение геоморфологии в геологию и одновременно искусственное сдерживание ее в рамках собственно геоморфологических методов — это противоречие в развитии геоморфологии. Оно ограничивает возможности ее раз-

вития. Это не значит, что экзогенез вообще выпадает из сферы геоморфологических исследований и что собственно геоморфологические методы познания потеряли свое значение.

Введением понятия морфоструктуры и морфоскульптуры утверждается соотносительная роль эндогенных и экзогенных сил в создании геоморфологических форм: ведущая роль эндогенного фактора для морфоструктур и экзогенного — для морфоскульптур.

По-новому формулирует представление о рельефе как результате взаимодействующих эндогенных и экзогенных сил Н.А. Флоренсов, определяя сущность и геологических и геоморфологических явлений как обмен веществом и энергией между поверхностью и недрами Земли. Он утверждает, что этот обмен осуществляется "восходящими из недр и нисходящими в недра двумя системами путей, составляющих единый круговорот или оборотный литодинамический поток" [Флоренсов, 1978, с. 16].

С этой точки зрения неровности земной поверхности, т.е. рельеф Земли — это "морфологические следы литодинамического потока Земли на смыкании и переходе друг в друга его восходящих и нисходящих течений" [Флоренсов, 1978, с. 17]. Восходящий тепломассоперенос, как считает Н.А. Флоренсов, является первопричиной эндогенных процессов, а нисходящий (все способы перемещения вещества с высоких уровней на низкие) — обуславливает все разнообразие экзогенных процессов. Морфоструктуру он определяет как порождение восходящей, а морфоскульптуру — нисходящей ветвей литодинамического потока. Связь между морфоструктурой и морфоскульптурой в таком их аспекте, как отмечает Н.А. Флоренсов, оказывается наиболее тесной.

Единство морфоструктуры и морфоскульптуры Н.А. Флоренсов предложил выразить через геоморфологические формации, учение которых должно быть основным путем геоморфологических исследований.

Геоморфологические формации определяются Н.А. Флоренсовым как геолого-геоморфологические, вещественно-морфологические образования или как закономерное в данной тектонической и географической обстановке и устойчивое во времени единство морфоструктуры и морфоскульптуры в общеизвестном понимании. В их изучении он видит путь объединения усилий геологов и геоморфологов в познании Земли.

Н.А. Флоренсовым разработаны ведущие признаки главнейших типов формаций. К таким признакам он отнес прежде всего: структурный — принадлежность геоморфологической формации к той или иной геолого-структурной ситуации; затем морфологический признак, обязанный новейшей тектонике. Третий признак — климатическая принадлежность территории. И наконец, в качестве четвертого признака называется баланс притока и оттока вещества земной коры на данной территории. Н.А. Флоренсов считает, что эти четыре параметра достаточны для выделения и сравнения геоморфологических формаций друг с другом.

Понятие о литодинамическом потоке и геоморфологических формациях — это главные положения из выдвинутых Н.А. Флоренсовым. Представление о литодинамическом потоке — это углубление понятий об эндогенном и экзогенном факторах геоморфогенеза.

Теперь о понятии "геоморфологическая формация". В современной геоморфологии стали выделяться в самостоятельные морфоструктурное и морфоскульптурное направления. Первое изучает эндогенную, а второе — экзогенную составляющую в целом единого процесса рельефообразования. Такое разделение вполне естественно. Оно вызвано необходимостью сосредоточенного (специализированного) изучения каждого рельефообразующего процесса. И хотя первоначально морфоструктура рассматривалась как результат взаимодействующих эндо- и экзогенных сил, в конце концов морфоструктуру стали рассматривать как порождение эндогенных сил, морфоскульптуру — экзогенных. Но должно быть понятие, которое обозначило бы природно-естественный комплекс, объединяющий и эндо- и экзообразования в единое целое. Только это целое будет отображать главный закон геоморфогенеза — рельеф

есть результат единого эндо-экзогенного процесса. Н.А. Флоренсов воссоединил эндо- и экзообразование в понятии геоморфологической формации.

Итак, идея "по рельефу — о недрах Земли" зародилась еще во времена В. Пенка. Но наиболее полно она стала реализоваться лишь в морфоструктурном направлении.

Морфоструктурный анализ успешно используется при изучении дна морей и океанов. Рельеф здесь оказался основным критерием расшифровки геоструктурного строения. В той же степени это относится и к некоторым планетам солнечной системы. Изучение их структуры также начинается с рельефа и через рельеф.

В связи с освоением космоса естественные науки получили возможность исследовать Землю дистанционными методами. При этом морфоструктурный анализ в системе научного познания приобрел особое значение, так как именно в этой ситуации метод "по рельефу — о недрах Земли" (и не только Земли, но и других планет) оказался главным. Встала задача дальнейшей разработки морфоструктурного направления, совершенствования его принципов и методов.

Исследования морфоструктурного строения различных регионов Земли, в том числе в пределах Дальнего Востока, со всей очевидностью показали, что морфоструктурный анализ должен базироваться не только на геоморфологических данных и методах, но и на геологических. Морфоструктурные исследования должны быть геолого-геоморфологическими и методы соответственно должны быть и геологическими и геоморфологическими.

Геолого-геоморфологическое содержание морфоструктурных исследований всегда отстаивал Н.А. Флоренсов. Он одним из первых пытался применить идею о конформных связях рельефа и его геологической основы (имеется в виду только структура) к постановке и решению задач структурной геоморфологии [Флоренсов, 1964]. Эта идея прошла впоследствии через многие его работы. Н.А. Флоренсовым [1978] рассмотрен ряд интересных положений этого аспекта геоморфологии: о степени конформности и причинах дисконформности, понятие формы и содержания в геоморфологии, понятие морфоструктуры и др.

Геолого-геоморфологический подход наиболее четко выражен в трудах Г.И. Худякова [Юг Дальнего..., 1972; Худяков, 1977], который сформулировал и обосновал принцип геолого-геоморфологической конформности, положенный в основу морфоструктурного анализа.

Согласно этому принципу геоморфологическая поверхность конформна организующему ее однородному и однопорядковому с ней геологическому пространству. С этой точки зрения рельеф рассматривается как внешняя форма проявления геологического содержания, а процесс формирования рельефа соответственно — как геологический процесс. Под геологическим содержанием понимается прежде всего структура и образующее (слагающее) ее вещество — основные носители информации о геологическом процессе. Теория геоморфологии в соответствии с этим должна базироваться на выявлении конформных связей между геологической структурой и ее геоморфологической поверхностью. Выявление и изучение единства формы и геологического содержания (структуры и вещества) тел планетарного уровня организации геоморфоструктур в статике, динамике и ретроспективе — цель геоморфологии с позиции этой концепции. Нет формы без содержания, нельзя понять происхождение формы, не изучив ее содержание. Естественно, в изучении "содержания" без геологических методов не обойтись.

Объектом исследований с позиций этой концепции является геоморфологическая структура (геоморфоструктура).

Такой подход к познанию рельефа Земли вызвал необходимость уточнить и развивать многие положения морфоструктурного направления, а многие его стороны и вообще пересмотреть.

Прежде всего было уточнено определение многих понятий и терминов: морфоструктура — это эндогенная геологическая структура с конформной ей внешней поверхностью; морфоскульптура — экзогенная геологическая структура с конформной ей

внешней поверхностью. В понятие же геоморфоструктура воссоединяются морфоструктура и морфоскульптура. Оно отражает геоморфологический закон, по которому рельефообразование рассматривается как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. В данное понятие вмещается триада: рельеф — структура — вещество. При этом рельеф является лишь элементом геоморфоструктуры, ее поверхностью.

Концепция геолого-геоморфологической конформности, с нашей точки зрения, расширяет возможности геоморфологии. Геоморфологическая информация, "хранящаяся" в геологических телах, слагающих геоморфоструктуры, позволяет наиболее глубоко решать вопросы генезиса рельефа: через его вещественно-структурную основу устанавливать процесс, его образовавший. По конформным геологическим телам, слагающим рельеф, с большей достоверностью, чем по поверхностям-граням, поверхностям-уровням и коррелятным отложениям можно устанавливать возраст рельефа начиная с древнейшего; историю его восстановления начиная с "ядерных" образований; этапы прогрессивного и регрессивного развития; степень наследования и новообразования в его эволюции и т.д.

Уже на более реальной основе можно ставить перед геоморфологией и задачи общегеологического ранга, комплекс которых в целом можно обозначить, так же как и прежде: "по рельефу — о недрах Земли". Эта концепция получила свое дальнейшее развитие и обоснование в трудах Г.И. Худякова и его коллег [Худяков, 1978, 1982б; Худяков и др., 1979а,б; Ежов, Худяков, 1982а,б; Ищенко, 1978, 1981; Гаврилов, 1979, 1980; Ермошин, 1980; Кулаков, 1980; Кулаков и др., 1982; Тащи, Никонова, 1980; Тащи, 1981а,б; Ежов, 1980а,б, 1981а, 1983б; Худяков, Кулаков и др., 1981; Никонова, Худяков, 1984; Худяков, Кулаков, 1984].

Глава 2

КОНЦЕПЦИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КОНФОРМНОСТИ — ОСНОВА МОРФОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В современной геоморфологии, особенно советской как наиболее развитой в теоретическом и прикладном отношении, в последние годы стали широко обсуждаться проблемы в содержании и месте этой науки в общей системе наук о Земле. Неодинаковый подход к пониманию теоретических и прикладных задач геоморфологии породил ряд спорных положений, одним из которых является соотносительность геологии, геоморфологии и географии: насколько эти науки дополняют друг друга в познании Земли, насколько и в чем они равнозначны и самостоятельны, каковы вытекающие отсюда проблемные задачи и геоморфологии настоящего и будущего.

Очень полезной в этом плане была дискуссия по основным понятиям и терминам геоморфологии, отраженная в журнале "Геоморфология" в 1976—1982 гг. и в монографии Н.А. Флоренсова [1978]. Развитие теоретических и прикладных проблемных вопросов в "экзогенной" и "эндогенной" геоморфологии привело к тому, что геоморфология стала самостоятельной наукой. Споры же о принадлежности геоморфологии к физической географии — по экзогенному направлению или к геологии — по эндогенезу, как совершенно справедливо считает А.П. Рождественский [1981], потеряли всякий смысл и воспринимаются уже как анахронизм. Синтез этих "двух геоморфологий" создает "ту необходимую основу, на которой с учетом роли антропогенных факторов будет осуществлен новый теоретический синтез учения о рельефе Земли, создана всеобъемлющая общая теория геоморфогенеза" [Рождественский, 1981, с. 13].

Для подобного синтеза при все большей специализации наук о Земле важно найти

”цементирующие идеи”, которые объединили бы скрытые резервы частных наук при решении региональных и глобальных проблем.

Принципиально новый подход к изучению геологических и геоморфологических явлений заключается в исследовании неразрывности содержания и формы тел планетарной организации вещества. С этих позиций рельеф Земли — внешняя геоморфологическая поверхность организующих ее элементов геологического пространства, составная часть этого пространства, такая же в принципе, как и прочие неэкспонированные поверхности границы статической части этого пространства со специфическими (и менее динамическими) условиями их образования. Такое содержание понятия ”рельеф” отражает разрабатываемую с 1972 г. концепцию геолого-геоморфологической конформности: геоморфологическая поверхность конформна организующему ее, однородному и однопорядковому с ней геологическому пространству [Юг Дальнего..., 1972; Худяков, 1977, 1982а, б]. В понятие ”геологическое пространство” включает не только геостатические [по Ю.А. Косыгину и др., 1964], но и геодинамические (атмо-, гидро-, крио- и биосферу) его элементы. Геоморфологическая поверхность геологического тела (рельеф) в любом случае отражает в своих формах, как показывают накопленные геоморфологами многочисленные факты, определенное и разновозрастное динамическое состояние многопорядковых и полигенетических элементов геологического пространства. Разрыв между формой рельефа и организующими его элементами геологического пространства может быть, следовательно, только формальным, но не генетическим. В формальном отношении рельеф вполне самостоятельная модель при всякого рода морфологических описаниях и морфометрических расчетах. При выявлении генетической природы рельефа геоморфологу приходится иметь дело со всем комплексом формирующих его внешних и внутренних факторов. Геоморфологические работы, проводимые автором и его коллегами, отличаются от наиболее распространенных приемов изучения рельефа тем, что они основаны на исследовании объемных образований — геологических тел, их структуры и вещества с конформной им геоморфологической поверхностью — геоморфологических структур. Эти исследования охватывают не только рельеф литосферы, но и весь комплекс изучения статических и динамических элементов геологического пространства на всю возможную физическую глубину, необходимую для понимания природы внешних ограничений геологических тел, их внешнего строения [Худяков, 1972, 1977]. Именно геоморфолог может выявить и исследовать подобную геоморфологическую систему с привлечением для изучения отдельных ее частей творческих группировок из специалистов по наукам о Земле.

В представлениях о рельефе Земли и ее геологических телах господствует, однако, точка зрения о необходимости их раздельного изучения: геоморфологам — форму, геологам — содержание. Поэтому и создалась неблагоприятная для развития теоретической и прикладной геоморфологии ситуация: нарушилась неразрывность единого как для геологов, так и для геоморфологов объекта исследований — многомерных и полигенетических геологических тел. Пожалуй, ни в одной объяснительной науке нет такого положения, когда изучаются не объемные категории, а лишь их поверхностные ограничения. В геоморфологии же подобное состояние исследований, к сожалению, до сих пор является вполне обычным. Так, очень многие геоморфологи в своих построениях исходят из понятийного определения морфоструктуры как тектонически деформированной части земной поверхности, как эндогенного рельефа. Всякого рода морфоскульптурам придается чаще всего лишь ”поверхностный” смысл.

Даже ставшая традиционной ситуация типа ”выявление связей рельефа с тектоникой” не решает проблемы восстановления нарушенной неразрывности изучения геологического тела и его поверхности. При этих исследованиях устанавливается степень отраженности в современном рельефе геологической структуры, зафиксированной на геологических картах, схемах и разрезах, или выявляются во всякого рода соответствии одного с другим — поверхности со структурой. От подобной методики структурно-геоморфологических исследований идут широко распространенные представления о большем развитии дисконформных, чем конформных, соотношений геоморфологической по-

верхности с геологической структурой. Между тем современный рельеф конформен специфической для него эндогенной и экзогенной, а чаще всего эндогенно-экзогенной структуре, которая нередко совершенно не выделяется не только при съемочных, но и при тематических специализированных геологических исследованиях. Нужны геоморфологические исследования нового типа, при которых изучаются статические и динамические геологические тела с конформным им рельефом. Поверхностные категории никогда не могут быть объяснены, если они не вытекают из объемных и не опираются на них.

Подобные исследования наиболее близки к концепции Н.А. Флоренсова [1976] о геоморфологических формациях. Общее здесь в главном — в признании условий существования рельефа как формы проявления геологического содержания: "геоморфологические формации как выражение единства форм земной поверхности и ее геологического содержания — суть понятия о реальных вещественно-морфологических образованиях, характеризующих природу земной поверхности и всего "геоморфологического слоя" глубже и полнее, чем порознь рассматриваемые рельеф и геологическое строение" [Флоренсов, 1976, с. 418—419]. Различия в направлениях изучения рельефа между Н.А. Флоренсовым и автором менее существенны.

1. По Н.А. Флоренсову [1976], геоморфология ответственна за прогресс в познании механизмов внешней динамики (экзогенных явлений и факторов). И в этом, видимо, ее условная географичность.

Мы же считаем, что геоморфология ответственна за познание природы экзогенного, эндогенного и эндогенно-экзогенного рельефообразования. Разделение же геологических и географических наук лишь по "внешним" и "внутренним" объектам их исследований крайне условно: так называемые географические науки по полноте исследовательского изучения во многом уже не относятся к описательным ("графиям"), а принадлежат к объяснительному их поколению ("логиям").

2. Н.А. Флоренсовым [1976] место геоморфологии в системе наук о Земле определяется так: "... ее ведению подлежат поверхностные геологические процессы, а также поверхностное отражение глубинных, в то время как собственно геология занята преимущественно самыми глубинными процессами. Интересы и задачи геологии и геоморфологии сливаются в самых поверхностных слоях Земли — в зоне гипергенеза, выветривания и еще не утративших свою подвижность рыхлых аккумуляций с незавершенным слоеобразованием" [с. 401].

На наш взгляд, место геоморфологии в системе наук о Земле определяется прежде всего необходимостью и возможностью познания геоморфологической структуры Земли с последующим прогнозом через эту структуру организующих экзогенных и эндогенных статических и динамических элементов геологического пространства. Интересы и задачи геологии и геоморфологии не имеют резких граней и взаимопереходящих в изучении единого для них объекта исследований — геологических тел и их структурных сочетаний: геоморфолог изучает рельеф тел и через рельеф — их структуру, а геолог, как правило, ограничивается изучением и выявлением лишь внутренних структурных и вещественных связей тел. Исследования геоморфолога ведутся от земной поверхности до той геосферной глубины, где кончается действие конкретных (по отношению к определенному порядку геоморфологических структур) рельефообразующих сил (это — условная геоморфологическая сфера). Геолог и геофизик исследуют структуру и вещество Земли на любой глубине и преимущественно вне конформных связей с существующим рельефом.

Таким образом, чтобы понять и объяснить происхождение форм рельефа Земли, необходимо прежде всего знать такие особенности внутреннего строения соответствующего ей по размеру геологического тела (статического или динамического), которые и определяют, организуют его внешнюю форму. Однако даже предварительные обсуждения проблемы изучения объекта геоморфологии выявили во многих случаях непримиримую позицию геологов и геоморфологов. Геологи очень жестко "охраняют" свой объект исследований, считая, что геоморфологи не должны заниматься изучением внут-

ренной организации геологических тел (даже для более глубокого раскрытия природы их внешней поверхности). Многим же геоморфологам, к сожалению, чужды и мало знакомы геологические методы исследований. Теоретические и практические последствия подобного разрыва пагубно отражаются на развитии современной геоморфологии.

Такое разграничение по существу единого объекта исследований — геологических тел и их внутренних — внешних структурных сочетаний — обусловлено во многом инерционным и формальным стремлением геологов и геоморфологов во что бы то ни стало выделить во всем специальный предмет своих исследований. В этом есть резон, когда дело касается изучения какой-либо одной стороны объекта — геологического тела: или только его поверхности (при всякого рода морфометрических построениях), или только его вещественных свойств (литологическое, минералого-геохимическое, петрологическое и т.п. изучение горных пород). Но как только исследования переходят на структурный и тем более генетический уровни (при выявлении внутреннего и внешнего строения и происхождения геологических тел с конформным рельефом), происходит вполне естественное взаимопроникновение методов и приемов геологии и геоморфологии.

Точно и ярко выразил мысль о необходимости геолого-геоморфологического анализа Н.А. Флоренсов [1976, с. 419]: "Возможности традиционной геологии, как и геоморфологии, еще далеко не исчерпаны, а их взаимодействие продолжает приносить важные результаты".

Очевидно, что для наиболее глубокого понимания природы внешних ограничений и зачастую внутреннего строения геологических тел необходимо познание единства их внутренней и внешней организации. Такая ситуация должна уже сейчас настойчиво утверждать соответствующую связь идей не только по уточнению теоретических позиций геоморфологов, но и по пересмотру традиционных представлений об объекте геоморфологических исследований.

Таким образом, если геоморфологию рассматривать как науку о формах, возрасте и происхождении геологических тел с конформным им рельефом земной субаэральной, субгляциальной и субаквальной поверхности, то восстановление и изучение единства внешней формы и соответствующего (конформного) ей содержания тел планетарного уровня организации (их структуры и вещества) в статике, динамике и ретроспективе — цель геоморфологии. Эта цель во многом аналогична кристаллографической с таким же обязательным проникновением в познание внутреннего строения объекта исследований. При решении такой проблемы предстоит очень сложные исследования геологических тел с выявлением специфических для их рельефа структуры и вещества. Геоморфологическая карта должна поэтому отображать относительно статические геологические тела по их современному денудационному срезу с конформным им рельефом земной поверхности различного возраста и происхождения — геоморфологические структуры. Происхождение и порядок геоморфологических структур, пространственно охватывающих морфоструктуры и морфоскульптуры, самые различные, соответствующие всему многообразию природы геологических тел с их поверхностными свойствами. С этих позиций морфоструктура — тектоническая структура с конформной ей внешней геоморфологической поверхностью; морфоскульптура — экзогенная денудационная аккумулятивная и денудационно-аккумулятивная геологическая структура с конформной ей геоморфологической поверхностью [Худяков, 1977].

По идейному смыслу и теоретическим последствиям все эти формулировки имеют свои исторические корни, уходящие в геоморфологические исследования В.Г. Бондарчука [1946], И.П. Герасимова [1946, 1959], Ю.А. Мещерякова [1965], Н.А. Флоренсова [1964] и многих других советских геологов и геоморфологов.

При создании геоморфологической карты нового типа (карты геоморфологических структур) и различных ее вариантов со всякого рода объяснительным текстом придется столкнуться со множеством научных, не считая чисто технических, трудностей. Главнейшими из них на современном уровне наших знаний могут быть: в доказательстве теоретической и практической целесообразности таких исследований, разработке гео-

ретических основ конформности рельефа статических и динамических геологических тел их внутреннему содержанию (структуре и веществу), создании специального терминологического словаря и картографическом выражении новых геоморфологических категорий.

Рассмотренная концепция, по мнению автора, позволит считать геоморфологию частью более общей науки ближайшего будущего — планетоморфологии (науки о формах, возрасте и происхождении планетарных тел с конформным им рельефом — планетоморфологических структур).

Отправным моментом при геоморфологических и планетоморфологических исследованиях является рельеф. С изучения рельефа и начинается в данном случае познание структуры и вещества планет как космических тел, определивших их внешнюю форму: "... изображение форм, выявление прежде всего их внешних отличий и сочетаний в пространстве — начало любого геоморфологического анализа, "начало отсчета" во всей методике и теории геоморфологии" [Флоренсов, 1976, с. 401]. В таких построениях рельеф — промежуточный объект, предмет геоморфологических исследований, направленных на изучение основного объекта — геоморфологических структур. Создание их морфогенетической иерархии геоморфологических структур — начало теории геоморфологии по исследованию конформной системы: рельеф — структура — вещество геологических тел.

Изучение этой триады рекомендуется вести по трем основным направлениям, отвечающим структурной, динамической и исторической геоморфологии. Их синтез в научную систему изучения внешнего рельефа геологических тел отражает четко направленную с середины XX в. тенденцию к стиранию жестких границ между смежными науками. По существу, развитие геоморфологической среды — частный случай геологического развития литосферы, ее внешней формы при взаимодействии литосферы с атмо-, крио-, био- и гидросферой и мантией.

1. Структурная геоморфология — отрасль геоморфологии, изучающая неразрывную совокупность строения и состава геологических тел и конформного им рельефа, субаральной, субгляциальной и субаквальной земной поверхности. Иными словами, структурная геоморфология изучает строение, состав и форму геоморфологических структур. В этом плане геоморфотектоника — синоним структурной геоморфологии. Морфотектоника по существу своего этимологического смысла должна быть отраслью структурной планетоморфологии, которая изучает строение планетных тел и их рельефа вообще (а не только Земли). Но для удобства пользования термин "морфотектоника" чаще всего заменяет "геоморфотектонику".

Геоморфологические исследования следует всегда начинать с изучения статических структурных систем и никогда — с исторических. Начало изучения статических геоморфологических систем (геоморфологических структур) — в их типизации. Это пожалуй, самая трудная стадия исследований. Вспомним, что, действительно, большая часть времени и средств в любых исследованиях (геологических и геоморфологических в том числе) уходит на "диагноз". При этом создаются модели типовых геоморфологических структур. Кроме данных по изучению приповерхностной разнопорядковой геологической структуры, рекомендуется использовать материалы по глубинному сейсмическому зондированию, гравитационным, магнитным и тепловым полям, а также по дистанционному методу изучения поверхности Земли из космоса.

Эти модели выражают строение и вещественный состав геологических тел, образующих структурную основу современного рельефа, на всю технически доступную их глубину. Основная задача подобного рода исследований заключается в изучении конформных статических и вполне формализуемых соотношений между внешней, геоморфологической формой разнопорядковых геологических тел, их структурой и веществом. В результате столь целенаправленных исследований геоморфологических статических систем создается основа для их классификации с возможно более точной характеристикой (при использовании логико-математического аппарата) пространственных связей разнородных эндогенно-экзогенных объектов.

Как обычно, "ищет" геолог или геоморфолог? Чаще всего по способности интуитивно и на основании огромного опыта качественно улавливать статические закономерности, учитывая определенные корреляционные связи между элементами систем [Соловьев, 1973]. Такая качественная форма корреляционной эталонизации в последние годы все более дополняется количественной с использованием все более сложного математического аппарата.

Таким образом, сущность геоморфологического анализа — в исследовании свойств отдельных частей (элементов) геоморфологической структуры, которые являются базой для создания представлений о ее генетическом существе как о целостном объекте, а также в предсказании распределения этих элементов на основе известных их взаимоотношений. Геоморфологический синтез — исследование свойств и создание общей морфогенетической систематики геоморфологических структур с целью познания общих закономерностей их развития.

2. Динамическая геоморфология — отрасль геоморфологии, изучающая физическую сущность процессов формирования геоморфологических структур. Эти процессы типизируются следующим образом: магматические и денудационно-магматические; дислокационные (собственно тектонические) и денудационно-дислокационные и аккумулятивно-дислокационные; дислокационно-термальные (собственно метаморфические) и денудационно-метаморфические; денудационные и аккумулятивные. Исследования ведутся непосредственным наблюдением и с помощью эксперимента.

В результате создаются типовые модели динамических состояний геоморфологических структур. Совместно с исследованиями статической системы геоморфологических структур создаются теоретические предпосылки наиболее трудоемких построений — выявления генетической природы и истории развития геоморфологических структур.

3. Историческая геоморфология — отрасль геоморфологии, изучающая хронологическую последовательность формирования геоморфологических структур. Наиболее успешно проводятся реконструкции наращивания частично разрушенных геоморфологических структур. Гораздо более сложно восстановление палеогеоморфологических структур. Основой для таких реконструкций являются теоретические разработки по формализации статических и динамических геоморфологических систем с определениями тесноты корреляционных связей их элементов между собой.

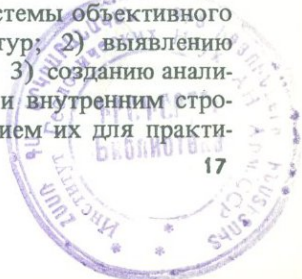
Построение наиболее полного историко-генетического ряда геоморфологических структур послужит проверкой ряда теоретических концепций: гипотезы новой глобальной тектоники, мобилизма, обратимого и необратимого фиксизма и т.д.

В прикладной геоморфологии рассматриваются применения теоретических обобщений геоморфологии к решению различных практических задач.

Таким образом, при дальнейшем расширении и углублении познания основного объекта геоморфологических исследований — геоморфологических структур — должна быть создана теоретическая база, которая позволит полноправно отнести геоморфологию в разряд наук "логий" с огромным аналитическим аппаратом. По своему содержанию такая геоморфология не менее сложна, чем геология, и равноправна с ней в создании теории Земли. Основное ее значение при создании такой теории — в изучении системы взаимодействующих рельефообразующих статических и динамических элементов геологического пространства. Традиционная же геология, как правило, не включает в объект своих исследований эту приповерхностную и поверхностную части геологических структур, связанных с их глубинными продолжениями в единую геолого-геоморфологическую систему.

Главнейшие результаты теоретических геоморфологических разработок должны привести к: 1) выработке критериев и созданию информационной системы объективного фиксирования типовых группировок геоморфологических структур; 2) выявлению механизма формирования типовых геоморфологических структур; 3) созданию аналитической базы поисков корреляционных связей между внешним и внутренним строением геоморфологических структур с оптимальным использованием их для практи-

4552



ческих целей; 4) характеристике динамики развития геоморфологических структур; 5) экспериментальным построениям статических и динамических моделей геоморфоструктурных систем; 6) выявлению генетических типов геоморфологических структур и особенностей их эволюции.

Такой путь исследований является наиболее перспективным для выяснения происхождения рельефа земной поверхности и связанных с геоморфоструктурами комплексов полезных ископаемых. Подобный подход к изучению рельефа отражает явную тенденцию в развитии естественных наук — все большее научное углубление в причинную суть явлений. Он неизбежно приводит к необходимости изучения теснейших пространственных и генетических связей между формой и содержанием исследуемого объекта. В геологии и геоморфологии это проявляется особенно в последнее время при решении проблемы взаимосвязи поверхностных и глубинных структур Земли.

Глава 3

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ МОРФОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

До публикации ряда исследований по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, в 1972—1976 гг., геоморфологические исследования на Дальнем Востоке имели в целом региональное значение. В это время коллективом ленинградских геоморфологов была создана серия геоморфологических карт, объяснительных записок к ним и монографий [Чемяков, 1960, 1968; Соловьев, 1968; Ганешин, 1978]. Шло длительное накопление фактов и создание на их основе общей концепции геолого-геоморфологической конформности [Худяков, 1974]. Значительный толчок в развитии исследований морфоструктур центрального типа на Дальнем Востоке в конце 60-х и в 70—80-е годы дали работы Г.З. Поповой [1966]; И.Н. Томсона, М.А. Фаворской [1973]; И.К. Волчанской, Н.Т. Кочневой, Е.Н. Саложниковой [1975]; М.Г. Золотова [1976]; Р.Р. Соловьева [1973]; А.П. Кулакова [1980]; И.К. Волчанской [1981]; С.М. Тащи [1981а]; Б.В. Ежова, Г.И. Худякова [1984]. А.П. Кулаков [1980] впервые выявлена здесь гигантские мегаморфоструктуры центрального типа и связанную с ними систему трансрегиональных суперглубинных разломов. Этот морфоструктурный каркас явился определяющим для всей иерархии более низкопорядковых морфоструктур. Б.В. Ежовым в 1980 г. выделена дискретная форма заложения морфоструктур центрального типа, начиная от расслоенной коры и вплоть до ядра Земли. Г.И. Худяковым и Р.И. Никоновой [1979] обосновывается рифтогенное происхождение региональных и локальных поверхностей выравнивания как преакумулятивных поверхностей при формировании геологических тел. А.М. Коротким [1970] проводится фундаментальная работа по корреляции рельефа и осадконакопления. Выводы по всем этим теоретическим работкам находят все более основательное применение в практике.

Широко развернулись с 1976 г. геологами и геоморфологами ДВГИ, затем ТИГ ДВНЦ АН СССР и морфоструктурные исследования по договору с производственными геологическими объединениями "Дальгеология", "Камчатгеология" и "Примгеология". На базе теоретических разработок в геоморфологических лабораториях Тихоокеанского института географии впервые составлены морфоструктурные карты с тройной нагрузкой "рельеф — структура — вещество" в конформной системе геоморфологических структур (С.М. Тащи, В.В. Ермошин, Б.В. Ежов, А.А. Ищенко, А.А. Гаврилов, А.М. Паничев, Е.А. Мясников, Е.И. Гончаров). Началось изучение морфоструктурной позиции и закономерностей размещения ряда полезных ископаемых: воды, углеводородов, металлов и др.

Г.Ф. Уфимцевым [1974] на всю территорию Дальнего Востока и частично Восточной

Сибири составлена оригинальная мелкомасштабная карта строения разнорядковых форм рельефа, морфологических структур. Карта, благодаря своей объективности имеет большое аналитическое значение.

Работа по систематизации и терминологической упорядоченности понятий в геоморфологии и морфотектонике проведена В.А. Кулындышевым, Ф.С. Онуховым и В.В. Юшмановым [Юшманов, 1982].

В связи с экспрессными поисками полезных ископаемых на Дальнем Востоке во всех производственных геологических объединениях, Институте вулканологии и Комплексных НИИ ДВНЦ АН СССР широко развернулись морфоструктурные исследования с использованием материалов космических съемок.

Таким образом, вполне назрела необходимость подвести итоги и наметить перспективы исследований морфоструктуры Дальнего Востока и сопредельных территорий. С целью оценки общего состояния конкретных теоретических и прикладных результатов морфотектонических исследований на территории Восточной Сибири и Дальнего Востока и их координации на базе вырабатываемой общей и региональной стратегии геоморфологических работ было создано во Владивостоке 13–15 апреля 1983 г. региональное совещание. Оно было организовано Тихоокеанским институтом географии и Институтом тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР совместно с Научным советом по охране окружающей среды и Координационной комиссией по геолого-геофизическим исследованиям на Дальнем Востоке. При этом решались следующие вопросы: 1) обсуждение основных методологических, теоретических и методических проблем морфотектоники (объект, предмет, цели и задачи, методы исследования, их прикладное значение); 2) оценка общего состояния и конкретных результатов морфотектонических исследований, проводимых производственными, научно-исследовательскими и высшими учебными заведениями на территории Дальнего Востока; 3) стратегия и координация морфотектонических работ в Дальневосточном регионе. В соответствии с этим программа совещания состояла из двух частей: первая — обсуждение теоретических и методологических проблем морфотектоники, вторая — рассмотрение конкретных вопросов морфоструктурного (морфотектонического) анализа и результатов его использования при тектонических металлогенических исследованиях в пределах территории и акватории Дальнего Востока.

На совещании было отмечено, что морфоструктурное направление в геоморфологии, называемое "структурной геоморфологией" или "морфотектоникой", получило на Дальнем Востоке дальнейшее развитие в рамках выдвинутой Г.И. Худяковым концепции геолого-геоморфологической конформности. С этих позиций сотрудникам отдела геоморфологии и палеогеографии ТИГ (Б.В. Ежовым, В.В. Ермошиным, А.А. Гавриловым, А.А. Ищенко, С.М. Тащи, А.П. Кулаковым, Р.И. Никоновой, Е.А. Мясниковым) был составлен ряд морфоструктурных и палеоморфоструктурных карт на отдельные районы Восточной Сибири и Дальнего Востока. Часть этих карт демонстрировалась на совещании и вызвала значительный интерес. Главным объектом, отраженным на этих картах, является геоморфологическая структура, ведущим началом картирования которых остается принцип "от рельефа — к геологическому телу". При таком подходе необходимым является прежде всего поиск тех структурно-вещественных особенностей геологических тел, которые соответствуют (конформны) современному им рельефу земной поверхности. Решение задач, возникших при таком подходе к картированию разнородных (экзогенных, экзогенно-эндогенных и эндогенных) и разнорядковых (от элементарных микроформ до планетарных мегакомплексов) геоморфологических структур, связано сейчас с громадными трудностями, нередко пока неразрешимыми.

Как отмечалось в отдельных докладах и возникшей дискуссии, весьма часто мы наблюдаем несоответствие или частичное соответствие рельефа земной поверхности геологическим телам, которые отражены на геологических картах. Г.И. Худяковым [1974, 1978] было пояснено, что при унифицированных и традиционно выполняемых методах геологического картирования фиксируются структурно-вещественные комп-

лексы без учета их рельефа. Между тем рельеф геологических тел отражает не только их унифицированно картируемую основу, но, как все больше и больше доказывает опыт специализированных исследований геолого-геоморфологических конформных систем, рельеф является показателем еще многих визуально скрытых особенностей структуры и вещества геологических тел. Частично эти особенности отражены в геофизических и геохимических свойствах тел, картируемых в том или ином масштабе, частично же—пропущены как при тематических, так и при съемочных работах. Такowymi обычно являются системы разнородной и разнопорядковой трещиноватости, рассеянной в массе и свойствах горной породы, незакартированный в данном масштабе комплекс различных включений и выполнений, а также геофизические и геохимические особенности горных пород в пределах внешних слепков динамических геологических образований в твердой, жидкой и газообразной фазах. Но чаще всего бывает и так, что имеющийся в руках исследователя геологический материал (в том числе геофизический и геохимический) не отвечает тому или иному масштабу геоморфологических исследований. Все это в конечном итоге и порождает многочисленные некорректности при изучении сравнительных свойств геологических тел и их рельефа. Кроме того, существующие явления дисконформности между внешней поверхностью и геологическим содержанием геоморфологических структур наблюдаются при сравнении различных иерархий (порядков и разнородностей) внешнего и внутреннего содержания в геоморфологической системе.

Также весьма показательным оказалось обсуждение состояния ее понятийно-терминологической базы. По существу, таковая отсутствует. Нет ни вводных убедительных разработок принципиальных основ этой базы, ни соответствующего словарного фонда. М.В. Пиотровский, [1961, 1977] отмечая возникающие недоговоренности при терминологических спорах, считает, что точности можно требовать только от простых терминов. В морфотектонике мы имеем дело со сложными природными самоорганизующимися системами, и неопределенность терминологии вызывается выявлением все новых свойств этих систем, особенно таких, которые развиваются при взаимодействии явлений, изучаемых географией, геоморфологией, геологией, геофизикой, тектоникой. Подобные системы требуют изменения терминологии, поэтому можно и нужно использовать новые термины, пока даже не слишком заботясь об их строгости. С этих позиций необходимым является прежде всего быстрее обсуждение содержательной, понятийной части морфотектонической терминологии.

В.В. Юшмановым [1982] была подчеркнута особая важность создания специализированного понятийно-терминологического аппарата при увязке понятий, используемых во взаимосвязанных построениях геолого-геофизических, геолого-геоморфологических и геоморфолого-геофизических моделей. Кроме того, ими же поставлена задача разработки конкретных методов геологической идентификации и интерпретации геоморфологических данных для выявления формы и структуры (возможно, состава и происхождения) сложных природных объектов.

Г.Ф. Уфимцевым [1977] делается попытка ограничить понятийную систему "тектонического анализа рельефа" тремя понятиями: рельеф, коррелятивные отложения и структурные формы (по-видимому, имеются в виду тектонические формы. — Г.Х.), выделяемые по геоморфологическим признакам. Недоучет Г.Ф. Уфимцевым рельефообразующей роли конформного комплекса горных пород весьма обедняет его неотектонические построения как понятийную базу, так и их содержательные основания. Кроме того, теряется смысловое значение рассматриваемых Г.Ф. Уфимцевым неотектонических форм. Приставка "нео-", по его представлениям, обозначает не время заложения "неоструктур" (хотя весь смысл этой приставки — в определении "новейшести" рассматриваемых дислокаций конца кайнозоя), а их отношение к рельефу, их выраженности в рельефе. Между тем при рассмотрении геоморфологического строения материков и океанов как неоструктур дофанерозойского и каких-то отрезков фанерозойского времени заложения теряется принципиальная значимость этих сочетаний, например неоструктура раннепалеозойского времени заложения и ранне-, позднемезозойской

активизации. Причем же здесь нео-структура? Поэтому с этимологических позиций основания такой терминологии не будут устойчивыми.

Большое внимание в последние годы уделяется изучению нелинейных (концентрических и т.п.) комплексов различных рангов — от мегагеоморфоструктур глобального уровня размером первые тысячи километров в поперечнике до локальных фразтур диаметром сотни метров [Золотов, 1976; Соловьев, 1978; Кулаков, 1980; Худяков, Кулаков Тащи, 1980; Василевский, Делемень, 1982]. Б.В. Ежовым [1980] выдвинуто представление о внутримантийном и внутриядерном заложении наиболее крупных из них и намечены механизмы их развития, связанные с физико-химической эволюцией геофизических оболочек.

На упомянутом совещании Г.И. Худяковым в 1983 г. было дано следующее определение морфотектоники, или геоморфотектоники (если иметь в виду Землю): морфотектоника, или геоморфотектоника, — отрасль тектоники (геологии, геофизики) и геоморфологии, изучающая строение, историю и процессы образования морфоструктуры — тектонической структуры с конформной ей внешней геоморфологической поверхностью. В этом определении данное понятие ни в коем случае не должно подменять геоморфологию, как это предложил в свое время великолепный и очень авторитетный ученый Б.Л. Личков. Он полагал, что "геотектоническая точка зрения и точка зрения геоморфологическая, если каждую брать отдельно, односторонни, не охватывают изучаемого объекта в целом. Должна быть поэтому создана новая наука — геоморфотектоника, которая даст новый синтетически-диалектический подход к огромному явлению закономерных изменений рельефа земного шара... Есть точный, плодотворный, оправдывающий себя во всем геоморфологический метод, но нет, не может и не должно быть отдельной науки геоморфологии. На ее месте должна быть создана новая наука — геоморфотектоника" [Личков, 1952, с. 116—117].

В данном случае трудно согласиться с Б.Л. Личковым. Если предметом изучения геоморфологии является только рельеф литосферы как ее сложная плоскость, то такую геоморфологию вряд ли возможно считать объяснительной наукой, хотя здесь и могут быть весьма основательные формализованные построения с применением сложного математического аппарата. Малая научная объяснительность подобной геоморфологии очевидна, так как объяснить предмет ее изучения — рельеф — без привлечения исследований динамического и статического геологического пространства невозможно. Поэтому предлагается рельеф любого тела планетарной организации вещества считать неразрывной частью многомерной геоморфологической структуры. Геоморфологическая структура — организованная геологическим процессом часть геологического пространства с его внешним литосферным рельефом и конформным ему структурно-вещественным комплексом горных пород. В подобном неразрывном единстве исследований внешних и внутренних геосфер геоморфолог имеет дело с уникальным в своей целостности геологическим телом с его поверхностью и соответствующим ей содержанием. Изучение этой целостности как объекта геоморфологических исследований, должно создать георитическую базу и для многих геологических построений, в своем современном традиционном исполнении или совсем не замечающих или плохо знающих поверхностные процессы, организованные как внешней, экзогенной средой, так и внутренней, эндогенной геодинамикой. В таком же значении выступает геоморфология и для географии с объяснением прямых и обратных связей между экзогенными и эндогенными явлениями. Морфоструктурные карты являются фундаментальной основой для последующего построения общих геоморфологических карт. Последние определяют общую структуру ландшафтных построений, являющихся исходными при изучении и картографировании географической среды.

В подобном понимании геоморфологию следует рассматривать как науку о рельефе, возрасте и происхождении геоморфологических структур. Цель такой геоморфологии — восстановление и изучение единства внешней формы и соответствующего (конформного) ей содержания тел планетарного уровня организации вещества в статике, динамике и ретроспективе. Эта цель во многом аналогична кристаллографической с

таким же обязательным проникновением в познание внутреннего строения объекта исследований. В таком случае геоморфология выступает не только как объяснительная, но и как поисковая наука: с ее помощью выявляются или новые геологические объекты или даже новые их типы, не обнаруживаемые традиционными геоморфологическими и геологическими методами исследований. Большое значение при этом приобрело изучение материалов дистанционных съемок из космоса.

Морфоструктуры и морфоскульптуры существуют только совместно в форме объемных геоморфологических структур, которые и должны в своем разнопорядковом единстве и быть изображены на общих геоморфологических картах. При этом не следует исключать и создание частных карт морфоструктур и морфоскульптур. В таком плане морфотектонику и следует считать отраслью тектоники и геоморфологии.

Морфотектоника развивалась прежде всего на базе попыток объяснить происхождение форм рельефа через эндогенную геодинамику и, наоборот, через форму рельефа — познать эндогенную структуру геологических тел. Этой проблеме посвятили свои работы многочисленные исследователи — геологии геоморфологи, единые в понимании определяющей роли эндогенных процессов при объяснении основных неровностей земной поверхности. Различия сводятся главным образом к полноте, степени научной достоверности и особенностям концептуальной логики этих объяснений. Кроме того, различаются и представления о глубинах и характере геологических процессов, организуемых морфоструктуры Земли. Большинство исследователей ограничивает максимальные глубины морфотектонических процессов тектоносферой — земной корой и верхней мантией. Сравнительно недавно Б.В. Ежовым [1980] и Г.И. Худяковым [1982] было высказано формально обоснованное положение, что глубина заложения разнопорядковых морфоструктур центрального типа прямо пропорциональна их радиусам. Впервые эта мысль была предложена М.В. Пиотровским [1977, с. 320]: "Интервалы решеток разломов, поперечники блоков и морфоструктурных зон, дифференцированных по структуре, тектоническому режиму и рельефу, и поперечники локальных морфоструктур, в том числе кольцевых, образуют дискретный ряд, численно равный ряду глубин разделов и уровней коры и верхней мантии". Априори автор решается поэтому утверждать, что познание нижней границы геоморфологических структур определяется нашими техническими возможностями поисков конформных связей между внешней, геоморфологической формой литосферы и внутренними структурно-вещественными свойствами геосфер. В ближайшем будущем предстоит выяснить: насколько и в чем отличаются по своему вещественному составу комплексы горных пород, конформные той или иной по размерности морфоструктуре, начиная от элементарной и вплоть до планетарной. Вероятно, что все морфоструктуры центрального типа будут отличаться друг от друга в зависимости от своей размерности лишь набором формационных комплексов корового и верхнемантийного происхождения. Более глубокие геосферы могут и не проявляться в конформных морфоструктурах комплексах горных пород, возможно, потому, что коровые и верхнемантийные сферы представляют собой своеобразные фильтры, где происходит усреднение химического состава пород. Кроме того, есть основания предполагать, что наиболее крупные морфоструктуры центрального типа не являются целостными образованиями с фиксированной через определенный набор пород глубиной формирования, а состоят из определенного иерархического набора более мелких морфоструктур. Этим также можно предположительно объяснить сравнительное формационное однообразие горных пород, слагающих элементарные морфоструктуры и их иерархические комбинации.

Второй существенной причиной основательного изучения внешнего и внутреннего (вплоть до вещественного) строения морфоструктур явилась необходимость экспрессного поиска связанных с ними полезных ископаемых. В этом плане наиболее глубокими являются разработки у нас в Советском Союзе, и в частности на Дальнем Востоке, выполненные коллективом ИГЕМ АН СССР (М.А. Фаворский, И.П. Томсенем, И.К. Волчанской, Е.Н. Сапожниковой и др.). Такие исследования ведутся и дальневосточными геологами и геоморфологами (в том числе и нами). Основным тормозом в развитии

морфоструктурных методов поисков полезных ископаемых является недостаточная глубина исследований системы сопряженных условий формирования разнородных и разнопорядковых морфоструктур и конформного им комплекса полезных ископаемых. В связи с развитием в последнее время геоинформационной системы сбора и автоматизированной обработки непротиворечивых фактических материалов представляется, что подобная методика должна качественным образом натолкнуть исследователей на более экспрессные и объективные поиски полезных ископаемых через морфоструктурный анализ и синтез. Пока же у нас преобладает лишь качественный и эмпирический подход к выявлению, в основном пространственных закономерностей между особенностями строения морфоструктур и распределением в их пределах полезных ископаемых.

На территории Дальнего Востока, как и на остальной территории Советского Союза, пока еще нет унифицированной методики картирования геоморфологических структур в системном выражении единства их внешней формы и структурно-вещественных характеристик. В дальнейшем на конкретных региональных примерах следует целенаправленно разрабатывать и внедрять в практику морфоструктурного картирования соответствующую отработанную методику подобных исследований, и в первую очередь легенду морфоструктурных карт. Это касается как наземных наблюдений, так и подводно-морских.

Подводя самый общий итог морфоструктурных и морфотектонических исследований на Дальнем Востоке, следует в первую очередь заметить слабую координацию здесь подобных работ. Отсюда — их пространственная фрагментарность и типовая несогласованность.

При решении проблем, связанных с морфоструктурными исследованиями, следует отметить ряд негативных сторон:

1) весьма противоречивы суждения о понятийной базе (от термина свободного пользования до полного отрицания самого понятия морфоструктура);

2) значительные расхождения в основных принципах изучения морфоструктур (от морфологических описаний до исследований конформной системы "рельеф — эндогенная геологическая структура — ее вещество");

3) отсутствие построений многопорядковой и разнородной геоморфологической системы и установление в ней места морфотектонического направления исследований;

4) весьма недостаточное использование не только точных (физико-математических и геофизических), но и качественных геологических методов исследований как в статической, так и в динамической и исторической морфотектонике;

5) отсутствие универсальной концепции сопряженного развития разнородных и разнопорядковых морфоструктур континентальных и океанических сегментов Земли (концепции теоретически непротиворечивого представления о закономерностях и законах сопряженного и индивидуального развития континентальных и океанических структур Земли);

6) слабую разработку концептуальной стороны и теории морфоструктурного анализа и синтеза.

Вместе с тем, можно отметить и определенные положительные стороны морфоструктурных исследований:

1) широкое развитие региональных морфоструктурных исследований, необходимость которых диктуется прежде всего запросами практики при инженерно-геологических построениях, сейсмическом районировании, поисках и разведке минерально-сырьевых ресурсов (ПГО "Примгеология", "Дальгеология", "Камчатгеология" и др., ТИГ и ИТиГ ДВНЦ АН СССР, ИГЭМ, ВСЕГЕИ и др.);

2) достаточно обоснованное и успешное применение в морфоструктурных и палеоморфоструктурных (ретроспективных) построениях историко-генетических методов (ТИГ ДВНЦ АН СССР, ИГ АН СССР);

3) на базе применения историко-генетических методов в исторической морфотектонике удалось впервые отразить в Палеогеоморфологическом атласе СССР наиболее

полное выражение генетических типов горных и равнинных сооружений (ИГ АН СССР, ВНПО "Аэрогеология", ТИГ ДВНЦ АН ССР);

4) достаточно доказательными являются утверждения о явном преобладании в пределах континентальных массивов вертикальных тектонических движений над горизонтальными, при трансформации горизонтальных движений в вертикальные: сжатия — орогенез, растяжения — рифтогенез (ТИГ ДВНЦ АН СССР);

5) успешные построения с широким использованием дистанционных методов исследований статических и динамических моделей морфоструктур линейного и центрального типов (а также их сочетаний) с последующим использованием их в теории геоморфологии и при изучении размещения и условий образования эндогенных и экзогенных полезных ископаемых (ВСЕГЕИ, ВНПО "Аэрогеология", ТИГ ДВНЦ АН СССР, ИГЭМ, ЛГУ, МГУ, ИТиГ ДВНЦ АН СССР и др.);

6) успешное применение результатов морфоструктурных исследований в изучении современных движений земной коры (ИГ АН СССР, ИЗК СО АН СССР).

Несмотря на отдельные, нередко крупные успехи в изучении морфоструктур, следует все же отметить, что ни одна из научных школ со своим направлением исследований связи поверхностных и глубинных структур Земли не имеет крупнейших теоретических работ с фундаментальными логическими и фактологическими основаниями. Нет у нас последовательно координируемой и осуществляемой стратегической программы фундаментальных исследований теоретических оснований геоморфологии — морфотектоники. Мы слишком спешим высказать свое личное отношение к геоморфологии, избегая ответственных и очень трудоемких, долговременных работ по созданию ее фундаментальных основ с обязательной их прикладной проверкой. Автор предлагает приблизительно следующую последовательность подобных исследований:

1) морфологическая диагностика, описание и картографирование поверхности континентальных и океанических геоморфологических структур, создание автоматизированного кадастра строения разнопорядковых форм рельефа;

2) определение статических внешних и внутренних границ геоморфологических структур с использованием и интерпретацией необходимых для этого космодистанционных, топографических, геологических и геофизических материалов;

3) выявление конформных соотношений между поверхностью и структурно-вещественным комплексом разнопорядковых геоморфологических структур;

4) морфогенетическая диагностика, классификация, описание и картографирование разнопорядковых и разнородных геоморфологических структур;

5) создание иерархии систем и описание статически и динамически взаимосвязанных факторов, формирующих геоморфологические структуры;

6) сравнительная геоморфологическая характеристика действий этих факторов в условиях субаэральной, субгляциальной, субаквальной и субседиментационной сред;

7) установление возраста, условий и законов развития геоморфологических структур;

8) сравнительная характеристика условий и общих законов формирования рельефа и планет солнечной системы в рамках нового научного направления — планетоморфологии.

Последовательное выполнение такой программы рассчитано на скоординированные и очень целенаправленные исследования творческих коллективов геоморфологов, геологов и географов в контакте со специалистами многих других смежных наук. Неизбежны при этом будут и глубокие междисциплинарные построения. Все это, конечно, не исключает одновременных поисковых разработок, какие ведутся сейчас нашими геоморфологами и геологами различных школ и направлений. В первую очередь это касается упорядочения основных принципов, классификаций и методов морфоструктурного анализа и синтеза на базе сложившихся научных представлений и школ.

МЕТОДИКА ВЫЯВЛЕНИЯ МОРФОСТРУКТУР

МАТЕРИАЛЫ СЪЕМОК ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА —
НОВЫЙ МЕТОД МОРФОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалы космических съемок широко используются в различных отраслях науки и народного хозяйства, занимающихся изучением и использованием природных ресурсов Земли и охраной окружающей среды. Особенно много они дали для развития геологических исследований. Было убедительно доказано, что с помощью космических методов может быть получена принципиально новая информация о геологическом строении Земли, которую нельзя было получить традиционными "докосмическими" методами. Поэтому можно, очевидно, говорить о качественно новом уровне в развитии геологической науки, оформлении нового научного направления в изучении недр — космической геологии, и даже рассматривать материалы космических съемок как "третье открытие Земли" [Сидоренко, 1973; Брюханов и др., 1975].

Столь высокая эффективность космических методов связана с такими особенностями космических снимков (КС), как мелкомасштабность и повышенная обзорность, что обеспечивает, в свою очередь, генерализацию естественных геолого-геоморфологических объектов и приводит к появлению эффекта "просвечивания" глубинных структур на поверхности Земли. Важное значение имело также то обстоятельство, что КС подтвердили необходимость изучения геологической структуры по принципу "от общего — к частному", когда локальные и даже региональные образования рассматриваются в тесной пространственно-генетической взаимосвязи с более высокопорядковыми структурами.

Исследования, проведенные в различных районах страны, показали, что материалы космических съемок не только дополняют имеющиеся геологические карты, но и во многих случаях заставляют пересмотреть их с новых позиций. Именно поэтому в последние годы широкое распространение получили так называемые космофотогеологические карты, составляемые непосредственно на основе космических снимков. Они содержат новую информацию, полученную в результате дешифрирования КС, и представляют собой переходную ступень к качественно новым, модернизированным геологическим картам, необходимость скорейшего создания которых не вызывает сомнений.

Значение космических методов в структурно-геоморфологических (морфоструктурных) исследованиях, так же как и в геологии, трудно переоценить. На космических снимках дешифрируются прежде всего морфоструктуры Земли. Это подтверждает глубокую генетическую связь рельефа с геологическим строением нашей планеты (главное положение, лежащее в основе морфоструктурного анализа). Рельеф и гидросеть выступают, особенно для территорий горных стран, как основные компоненты ландшафта и наиболее существенные показатели морфоструктурного плана региона.

КС позволили упростить методику выявления морфоструктур и в значительной степени дополнить морфометрические построения, являющиеся непременной принадлежностью морфоструктурного анализа. Они же заставляют, как и в геологии, вести изучение геоморфологических объектов "от общего — к частному" и дают возможность оперативного составления региональных морфоструктурных и иных схем и карт геоморфологического содержания. С помощью материалов космических съемок были выявлены существенно новые, неизвестные ранее особенности геоморфологического строения различных районов, решены или намечены пути к решению ряда крупных проблем и задач теоретического и прикладного значения, с новых позиций стали рассматриваться направления дальнейшего развития морфоструктурных исследований в стране.

Все то новое, что принесли материалы съемок в практику структурно-геоморфологических (морфоструктурных) исследований, целесообразно рассмотреть на примере

Дальнего Востока, где сотрудниками Тихоокеанского института географии такие работы проводятся уже в течение 8–10 лет. Оценивая результаты исследований, без преувеличения можно сказать, что КС произвели настоящий переворот в представлениях о морфоструктуре Дальнего Востока и позволили выдвинуть и обосновать принципиально новые положения, касающиеся особенностей строения и условий формирования современного морфоструктурного плана региона. С помощью КС были получены следующие новые данные.

1. Установлено повсеместное развитие в регионе морфоструктур центрального типа (МЦТ), называемых также кольцевыми, концентрическими, круговыми и т.п., различного строения, происхождения, возраста. Размеры их колеблются в самых широких пределах — от первых километров до нескольких сотен и даже до 4 тыс. км в диаметре. Они обнаружены на платформах и щитах, в орогенно-геосинклинальных системах, в окраинно-материковых и внутриконтинентальных вулканических поясах, рифтовых зонах и в пределах других крупных геолого-структурных единиц и являются, очевидно, основными характерными структурами земной коры.

Эндогенное происхождение подавляющего большинства этих образований не вызывает сомнений и подтверждается, помимо чисто геологических доказательств, широким распространением их в других регионах Земли и на планетах земной группы.

Можно выделить несколько классов МЦТ, различающихся по морфологии, строению, возрасту, условиям формирования, вещественному составу конформных комплексов и т.д. Наиболее распространены плутогенные, вулканогенные, переходные между ними МЦТ и полигенные, в конформный комплекс которых входят не только магматические, но осадочные и метаморфические породы. Пространственно и генетически все они связаны с крупными разломными зонами земной коры и "узлами" пересечений высокочастотных разломов. Самые древние (докембрийские, палеозойские) МЦТ приурочены к платформам, щитам, древним массивам, но преобладающими для территории Дальнего Востока являются МЦТ мезозойского возраста. По восточной окраине континента распространены МЦТ преимущественно мелового-раннекайнозойского возраста, что объясняется, очевидно, высокой активностью тектонических и магматических процессов здесь в это время.

Практически для всех МЦТ, особенно высокого порядка (диаметром во многие десятки и сотни километров) характерна неоднократная тектоно-магматическая активизация, значительно усложнившая геологическое и геоморфологическое строение морфоструктур. Это свидетельствует о том, что МЦТ, пространственно приуроченные к участкам и районам наибольшей раздробленности и проницаемости земной коры, в течение длительного геологического времени являлись центрами выхода на земную поверхность и в приповерхностные части земной коры глубинных расплавов, флюидов и гидротерм, что и обусловило важную роль таких морфоструктур, как рудоконтролирующих и рудовмещающих геолого-геоморфологических образований.

Существенно важным элементом МЦТ является организующая их "каркасная" система концентрических и радиальных разломов. На КС эти разломы обычно хорошо видны по рисунку речной сети и особенностям строения рельефа, а поэтому выступают в роли наиболее четких дешифровочных признаков для МЦТ. Они контролируют пространственное размещение интрузивных, вулканогенных, вулканогенно-осадочных, метаморфогенных и других геологических комплексов, конформных морфоструктур, и при этом часто сами являются рудоносными структурами.

Работами многих исследователей доказано, что МЦТ формировались за счет поступления потоков вещества и энергии из очагов, располагавшихся на различной глубине под поверхностью планеты. Б.В. Ежовым [1980], Б.В. Ежовым и Г.И. Худяковым [1982, 1984] доказывается дискретность поверхностного распределения МЦТ по радиусам, по-видимому отображающая соответствующие им глубины до геофизических разделов, вплоть до внутреннего ядра. Тем самым, как и другими исследователями (см. ч. 2 данной монографии), делается попытка обосновать очаговый механизм эволюции как МЦТ, так и соответствующих им по глубине заложения геоболочек.

2. Особый интерес представляют мегаморфоструктуры центрального типа (мега-МЦТ), имеющие в диаметре 2—4 тыс. км. Выделяется серия таких гигантских морфоструктур вдоль всей восточной окраины Евразии: Берингийская, Яно-Колымская, Алданская, Амурская, Охотская, Япономорская, Корейская, Восточно-Китайская, Малайская и Сиамская мега-МЦТ [Золотов, 1976; Соловьев, 1976, 1978; Кулаков, 1978, 1980; Худяков и др., 1982]. Каждая из них отличается своеобразным геолого-геоморфологическим строением, но многие наиболее существенные черты являются общими для всех мегаморфоструктур.

По морфологии это своего рода гигантские "блюдца", по периферии которых размещаются дуговые системы горных сооружений, а центральные районы характеризуются преобладанием нисходящих тектонических движений, фиксируемых мощными толщами осадочных образований фанерозойского возраста и преимущественно равнинным рельефом.

Как и для МЦТ более низкого ранга, в пределах мегаморфоструктур выделяется система концентрических (дуговых) и в меньшей степени радиальных разломов, которые образуют своеобразный "каркас" мега-МЦТ. Это глубинные разломы большой протяженности и древнего (докембрий) заложения, испытывавшие неоднократную тектоно-магматическую активизацию в фанерозое. С некоторыми из них связаны крупные сдвиговые деформации.

Концентрические (дуговые) разломы, как показывают наблюдения во многих районах, наклонены к центру мегаструктур, и, следовательно, последние образуют в земной коре структуры в виде конуса. Такая форма характерна для МЦТ любого ранга и подчеркивает специфику их происхождения [Соловьев, 1978]. Эти разломы контролируют пространственное размещение геологических тел в пределах мега-МЦТ.

Мега-МЦТ имеют, как и система "каркасных" глубинных разломов, очень древний, скорее всего дофанерозойский возраст. Об этом свидетельствуют конформные им древние массивы — выступы докембрийского фундамента, узкие троговые прогибы (грабены), выполненные протерозойскими породами различной степени метаморфизма, длительно существующие (с протерозоя) линейные сводово-глыбовые поднятия (например, хр. Джугджур) и т.д.

Однако, несмотря на столь древний возраст и последующие неоднократные преобразования геологической структуры и рельефа в результате тектонических и магматических процессов, мега-МЦТ хорошо выделяются по геологическим и геоморфологическим данным и уверенно дешифрируются на КС (рис. 1). Это объясняется, по-видимому, прежде всего постоянством положения и унаследованным развитием системы "каркасных" разломов мегаморфоструктур. Они проникают, судя по имеющимся геолого-геофизическим материалам, до различных по глубине геосферных оболочек Земли, что и обуславливало, вероятно, длительную активность и существование разломных зон.

Вместе с тем нельзя сказать, что мега-МЦТ сохранились без существенных изменений с протерозоя до наших дней. Так, северная часть Яно-Колымской и морские окраины других материковых мега-МЦТ погружены под уровень вод прилегающих к континенту морей. Плановые очертания всех крупных мегаморфоструктур в той или иной степени деформированы в процессе неоднократных вертикальных и горизонтальных разломно-сдвиговых дислокаций.

Значительно менялся также и рельеф морфоструктур, хотя "каркасная" морфогенетическая его основа оставалась в целом неизменной. Мега-МЦТ в протерозое представляли собой, по-видимому, громадные куполовидные поднятия. В дальнейшем, к началу фанерозоя, произошло изменение знака движений и началось тектоническое прогибание центральных районов, которые превратились в области устойчивого осадконакопления. Горный рельеф развивался в дальнейшем преимущественно по периферии мегаморфоструктур [Худяков, 1983].

Космические снимки позволили уточнить границы мега-МЦТ и их пространственные соотношения. Установлено, что они захватывают также и подводную окраину конти-

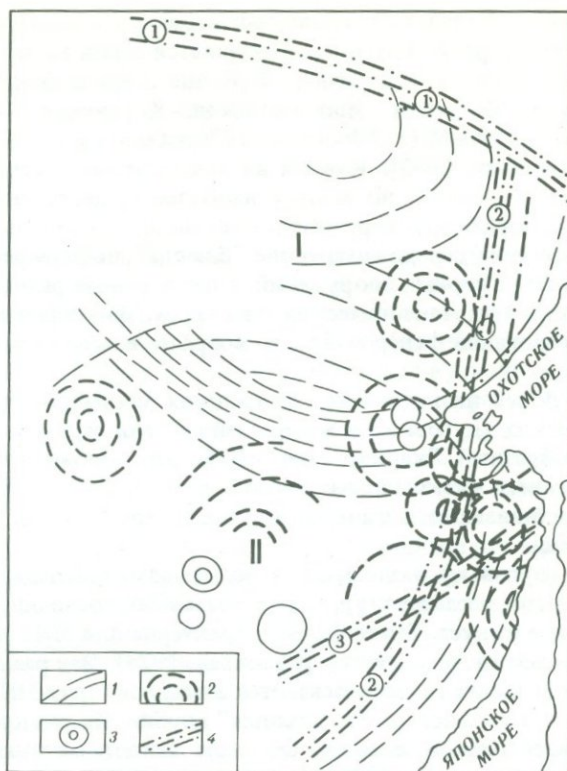


Рис. 1. Схема дешифрирования мелкомасштабного космического снимка ("Метеор-25") юга Дальнего Востока

1 - концентрические глубинные разломы мегаморфоструктур центрального типа (мега-МЦТ); 2 - МЦТ-2-го порядка; 3 - то же 3-го порядка; 4 - трансрегиональные разломные зоны - линеаменты (ТЛ) (цифры в кружках): 1 - Алдано-Охотская, 2 - Сетте-Дабанская-Приамурская, 3 - Амуро-Сунгарийская; мега-МЦТ: I - Алданская, II - Амурская

нента, а местами - районы прилегающих морских впадин. Окраины сопредельных мегаморфоструктур перекрываются, образуя зоны повышенной раздробленности, проницаемости и мобильности земной коры.

3. Выявлены неизвестные ранее трансрегиональные разломные зоны (трансрегиональные линеаменты - ТЛ) и разломы регионального ранга.

Первые из них (ТЛ) имеют протяженность до 2-3 тыс. км при ширине 80-150 км и больше. Они хорошо видны даже на мелкомасштабных телевизионных снимках Дальнего Востока (см. рис. 1) и фрагментарно нанесены на некоторые геологические карты, но в виде единых разломных структур большой протяженности еще не рассматривались [Кулаков, 1980].

Алдано-Охотский ТЛ субширотного простирания протягивается вдоль нижнего течения рек Вилюй и Алдан и далее в восток-юго-восточном направлении к северному берегу Охотского моря [Кулаков, 1978; Ян-Жин-Шин и др., 1978]. Он приурочен к зоне сочленения Яно-Колымской и Алданской мега-МЦТ, и вдоль него происходили, вероятно, крупные левосторонние сдвиги.

Сетте-Дабанский ТЛ субмеридионального простирания, располагающийся по восточной окраине Алданской мега-МЦТ, в современной геоморфологической структуре региона представлен серией субпараллельных узких хребтов-горстов и грабен-синклинальных впадин [Юг Дальнего..., 1972]. Изучение космических снимков позволяет предполагать, что продолжением этой зоны является Приамурский ТЛ, протягивающийся от берегов Ульбанского и Тугурского заливов Охотского моря на юг, к долине Амура

и затем вдоль долины р. Усури выходящий к северо-западному побережью зал. Петра Великого (в районе Амурского залива и п-ова Муравьева-Амурского).

Наиболее крупный — Амуро-Сунгарийский ТЛ. По нему заложена долина Нижнего Амура и большая часть долины р. Сунгари, далее он захватывает впадину Ляохэ и, пересекая Ляодунский залив, протягивается на юго-запад вдоль нижнего течения р. Хуанхэ. В северо-восточном направлении эта разломная зона протягивается, очевидно, в пределы северного Сахалина и, возможно, имеет продолжение на дне Охотского моря. Фрагменты ее, а также связанные с ней вертикальные и горизонтальные тектонические деформации были установлены при геолого-съёмочных работах в Нижнеамурском районе.

Все эти трансрегиональные разломные зоны были заложены в докембрии и испытывали в фанерозе неоднократную тектоно-магматическую активизацию, приводящую к существенным изменениям их геологической структуры и геоморфологического облика, при неизменности пространственного положения. Значительная (до нескольких тысяч километров) протяженность и ширина (сотни километров) ТЛ позволяют предполагать их устойчивую связь с мантией Земли, что и обеспечивало, вероятно, глубоко унаследованное пространственное положение и развитие этих линейных морфоструктур. Выделяется еще несколько ТЛ такого же типа. По отношению к мега-МЦТ все они являются секущими. Не исключено, что некоторые из них представляют собой фрагменты глобальных циркумтихоокеанских разломов, оконтуривающих впадину Тихого океана.

По КС выявлена также система протяженных региональных разломов. Многие из них были установлены (участками) при производстве геолого-съёмочных работ. Большая часть разломов оказались фрагментами дуговых (концентрических) и радиальных линейментов, образующих "каркас" мега-МЦТ, а также МЦТ более низкого ранга (диаметром в сотни километров). Опираясь на эти данные, можно выявить всю систему разломов дальневосточного региона и приступить к изучению их строения и геодинамики с позиций концепции геолого-геоморфологической конформности.

4. Установлена иерархия морфоструктур Дальнего Востока.

Материалы космических съёмок впервые дали нам возможность представить и своими глазами увидеть морфоструктурный план территории в виде упорядоченной системы морфоструктур различного типа и ранга, что имеет исключительно важное значение для дальнейших структурно-геоморфологических исследований теоретического и прикладного содержания.

Высшими членами региональной иерархии морфоструктур являются мегаморфоструктуры центрального типа диаметром 1,5—2,5 тыс. км и более и трансрегиональные глубинные разломы. Они охватывают огромные территории, организуют и контролируют сложнейшую систему разнотипных морфоструктур, располагающихся в их пределах. Определяющую роль здесь играют главным образом концентрические глубинные разломы мега-МЦТ, которые контролировали не только пространственное положение морфоструктур, но и, очевидно, оказывали значительное воздействие на их геолого-тектоническое строение, вещественный состав конформных комплексов, металлогеническую специализацию морфоструктур и т.д.

Пространственно-генетические связи между разнопорядковыми морфоструктурами в региональной иерархической системе нам пока еще известны очень мало, но необходимость углубленного изучения таких связей не вызывает сомнений.

5. На основе космических снимков составлены морфоструктурные схемы и карты различных районов Дальнего Востока.

Это сделано для Камчатки, частично для Северо-Востока и Южного Приморья, для северных районов Хабаровского края, Нижнего, Среднего и Верхнего Приамурья. Эти схемы и карты, столь различны по своему содержанию и качеству, составлены с позиций концепции геолого-геоморфологической конформности [Худяков, 1977]. Опыт показал высокую экономическую эффективность морфоструктурного картирования с использованием материалов космических съёмок и вместе с тем необходимость разработки типовых легенд карт различного масштаба и содержания.

Для некоторых районов, где проводились морфоструктурные исследования прогнозно-поискового направления, составлены или составляются карты среднего масштаба, которые дают оценку металлогенической специализации и перспективности тех или иных морфоструктур. Это позволяет более целенаправленно планировать детальные поисковые работы в перспективных районах Дальнего Востока. Содержание таких работ выходит за рамки чисто геоморфологических исследований и требует углубленного изучения геологической структуры и вещественного состава геологических комплексов морфоструктур. Поэтому наибольшая эффективность здесь может быть достигнута при комплексном, разностороннем изучении морфоструктур специалистами различного профиля.

6. Начаты работы по составлению морфоструктурных карт всего Дальнего Востока масштабы 1:2 500 000 и 1:1 000 000.

Необходимые материалы для таких карт — массив космических снимков различного масштаба и содержания — уже имеются, хотя некоторые районы Дальнего Востока все еще остаются недостаточно обеспеченными ими. Есть модели таких карт для некоторых районов, но требуется дать единую легенду, учитывающую всю сложность морфоструктурного плана дальневосточного региона и вместе с тем позволяющую использовать карту для решения многих задач теоретического и прикладного характера, часто охватывающих области смежных с геоморфологией наук, таких, как геология, тектоника, металлогения, гидрогеология, инженерная геология и т.д. Морфоструктурные карты с преобразованной применительно к специфике их использования легендой могут, очевидно, служить надежной основой для подобных исследований.

Появилась также возможность составления региональных геоморфологических карт различных типов непосредственно по КС, с более обоснованным выделением и сопоставлением типовых форм и комплексов форм рельефа, характерных для тех или иных физико-географических зон и морфоструктурных ситуаций.

Стало возможным более углубленное и более широкое по площади изучение экзогенных факторов рельефообразования, как кратковременных, так и длительно действующих, с качественной, а затем и количественной оценкой их роли в процессах регионального и глобального геоморфогенеза. Полученные данные могут быть использованы для ретроспективных построений (в частности, при составлении палеогеоморфологических и других карт), различного рода практических рекомендаций и в целом наряду с материалами морфоструктурных исследований при разработке теории геолого-геоморфологических конформных систем.

Таким образом, опираясь на большой литературный материал, а главным образом на собственный опыт морфоструктурных исследований с использованием КС, можно с полным основанием говорить о появлении нового метода изучения морфоструктур Земли, гораздо более эффективного по сравнению с предыдущими. Кроме того, этот метод заставляет исследователя с принципиально новых позиций изучать строение земной коры и рельефа планеты и поднимает геологию и тесно связанную с ней структурную геоморфологию на качественно более высокую ступень развития.

Новые исходные материалы стимулировали новые идеи и нетрадиционные подходы к решению теоретических и практических проблем структурной геоморфологии Дальнего Востока. За сравнительно небольшой срок здесь наблюдается значительный прогресс в морфоструктурных исследованиях, который мы определенно связываем с появлением материалов космических съемок. Выдвинуты и доказаны многие крупные теоретические положения морфоструктурного анализа и синтеза, имеющие также и практическое значение. Некоторые из них приведены в этом разделе, другие рассмотрены в следующих главах и разделах монографии. Так, например, сейчас можно уверенно говорить об отсутствии крупных горизонтальных движений плит в пределах материковой части Дальнего Востока, так как здесь установлена (с помощью космических снимков) система мега-МЦТ и ГЛ, имеющих, по данным палеоморфоструктурных построе-

ний [Юг Дальнего. . . , 1972], докембрийский возраст и сохранявших постоянное пространственное положение в течение длительнейшей геологической истории.

Вместе с тем широкое использование материалов космических съемок в морфоструктурных исследованиях ставит перед нами различные задачи проблемы, не известные ранее. Так, например, в новом свете выглядит проблема типизации и классификации морфоструктур Земли, которая является сейчас особенно актуальной в связи с составлением множества морфоструктурных схем и карт на основе КС. В новой классификации должны, в частности, найти свое место морфоструктуры центрального типа (МЦТ), наиболее крупные из которых (диаметром до 2—3 тыс. км и более) включают в себя такие морфоструктуры регионального ранга, как эпигеосинклинальные сооружения, рифтовые зоны, вулканические пояса и т.д. Кроме того, необходимо учитывать существование иерархической системы морфоструктур и пространственно-генетические взаимоотношения разнопорядковых и разнотипных морфоструктур в пределах этой системы.

Немало трудностей возникает, как упоминалось выше, при разработке типовых легенд различных морфоструктурных схем и карт, построенных на основе КС, а также унифицированной легенды для карт масштаба 1:2 500 000 и 1:1 000 000 для всей территории Дальнего Востока. Выдвигается проблема комплексного использования космической информации, что предполагает составление серии карт различного содержания (геоморфологических, морфоструктурных, ландшафтных, землепользования, водных и лесных ресурсов и т.д.) и выходит далеко за рамки чисто морфоструктурных исследований. Все это свидетельствует, очевидно, о больших потенциальных возможностях космических методов изучения Земли и необходимости быстрее их реализации.

Многолетний опыт работы с космическими снимками позволяет дать следующие рекомендации относительно использования этих материалов для морфоструктурного анализа. Во-первых, при исследованиях любого масштаба (региональных или более низкого ранга) необходимо иметь не единичные снимки, а массив КС различного масштаба и качества. Производится многоступенчатое дешифрирование КС "от общего — к частному", с непрерывной корректировкой выявленных геолого-геоморфологических объектов по снимкам разного масштаба. Устанавливаются наиболее высокопорядковые морфоструктуры, являющиеся высшими членами региональной иерархии, и система подчиненных им морфоструктур более низкого ранга. Наконец, проводится типизация и классификация морфоструктур района исследований, с использованием всех имеющихся геолого-геофизических и геоморфологических материалов. Здесь важно не только дать как можно более полную характеристику каждой морфоструктуры, но и попытаться найти пространственно-генетические связи, существующие между морфоструктурами в иерархической системе.

Результатом таких работ должна быть морфоструктурная карта или схема, объективно отражающая морфоструктурный план территории и направленная на решение тематических задач, поставленных перед исследователем. Таким образом, необходимыми и обязательными условиями успешного применения космической информации в морфоструктурных исследованиях являются: максимально полный набор КС, многоступенчатое их дешифрирование, выявление иерархии морфоструктур, использование космической информации в комплексе с другими видами материалов.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА

Морфографический и морфометрический анализ рельефа входит составной частью в морфоструктурные исследования и наряду с дешифрированием КС и изучением конформных комплексов горных пород является одним из ведущих при выявлении и изучении различных морфоструктурных образований. Его суть состоит в раздельном изучении элементов и свойств рельефа в качественном (морфография) и количественном (морфометрия) аспектах, в выявлении их корреляционных и функциональных связей с геологическим и тектоническим строением территории.

Существенные различия в истории формирования и развития морфоструктур отдельных регионов неизбежно требуют применения специальных методических приемов построения морфометрических карт и их интерпретации. Поэтому комплекс морфометрических методов, с успехом используемый в пределах равнинных платформенных территорий, не может быть полностью применен для изучения морфоструктурного строения горных районов. Современный рельеф в самом общем виде является продуктом деятельности двух основных составляющих: эндогенной и экзогенной. Соответственно морфометрические методы разделяются на два класса. При помощи методов первого класса изучаются распределение масс вещества, созданных такими эндогенными процессами, как интрузивная и эффузивная деятельность, движения по разломам (блоковые перемещения) и т.д., то есть те, которые непосредственно создают "эндогенные формы рельефа" [Юг Дальнего . . . , 1972]. Посредством приемов, относящихся ко второму классу, анализируются осложняющие, главным образом более мелкие, селективно вырабатываемые, чаще всего эндогенно предопределенные денудационные скульптурные формы, фиксирующие пространственную неоднородность субстрата: зоны повышенной трещиноватости, повышенной денудационной стойкости литологических разностей горных пород и т.д. Такой подход в использовании морфометрического метода во многом схож с применением геофизических методов исследования земной коры. В частности, данные первого класса коррелируются с гравитационными характеристиками, а второго — находят отражение в аномальном магнитном поле.

Проведенные исследования показывают, что наиболее отчетливое отражение эндогенные формы рельефа, а следовательно, и массы вещества, создающие их, находят в рисунке морфоизогипс (тектонизогипс, морфоизогипсозабит по терминологии различных авторов) вершинной поверхности.

Карты вершинных поверхностей, построение и интерпретация которых предложены В.П. Философовым [1960, 1975] как составная часть морфометрического метода поиска неотектонических структур на платформенных территориях, не получили широкого распространения в отличие, к примеру, от карт базисных поверхностей. Аналогичная ситуация первоначально сложилась и при морфоструктурных исследованиях горных стран. Частичные изменения способов построения морфоизогипс применительно к горному рельефу не принесли желаемых результатов. Фактически исследования такого свойства рельефа как вершинная поверхность в горных странах обычно ограничиваются либо изучением распределения полей высот и выявлением по ним блоковых структур [Орлова, 1968; Лукашев, Лихачева, 1973], либо анализом "идеального тектонического рельефа" [Симонов, Лукашев, 1963] и его разновидностей [Уфимцев, 1974, 1976, 1977]. Исследования в последних случаях проводятся при помощи схематически построенной карты, на которой морфоизогипсы проведены на основе субъективной генерализации высокопорядковых водораздельных и тальвеговых линий. Таким образом, имеет место своеобразный парадокс — изолинии вершинной поверхности должны отрисовывать морфоструктуру, а для того чтобы их провести, необходимо заранее уже определить и изучить последнюю. Очевидно, необходима определенная независимость в построениях вершинной поверхности и морфоструктуры. Способ, основанный на учете порядков водоразделов, обеспечивает такую независимость [Философов, 1960]. При морфоструктурных исследованиях горных стран допускается, что морфология вершинной поверхности, построенной с учетом одного порядка водоразделов, фиксирует деформацию исходной реперной поверхности, а следовательно, и морфоструктурный план на определенном временном рубеже. Последнее предположение основано на ошибочном, на наш взгляд, тезисе В.П. Философова [1960, 1975] об одновозрастности образования однопорядковых водоразделов, который неоднократно служил объектом справедливой критики [Худяков, 1963; Мещеряков, 1964; Юг Дальнего . . . , 1972]. Учитывая унаследованное в пространстве и времени развитие основных морфоструктур Дальнего Востока [Худяков, 1976], а также принципиальную невозможность длительной сохранности поверхностей выравнивания [Худяков, Никонова, 1975], анализ рисунка морфоизогипс вершинной поверхности с этих позиций неконкретен.

По мнению Г.И. Худякова [1963], карты базисных поверхностей отражают не время заложения элементов морфоструктуры, а в основном характер их современной пространственно-порядковой соподчиненности. Ю.А. Мещеряков [1964] отмечал, что по признаку порядка группируются вместе не долины одного возраста, а речные потоки с примерно одинаковой для данного физико-географического района интенсивностью речных процессов, с близкими расходами, уклонами, примерно одинаково реагирующие на тектонические деформации. Это положение применимо и в отношении водораздельных линий и вершинных поверхностей.

Изучение пространственного распределения блоков вершинной поверхности позволяет также определить геометрию выделяемых морфоструктур (круговые, блоковые, линейные). Их высоты косвенным образом указывают на знак и интенсивность эндогенного рельефообразующего процесса.

Для Охото-Майского района, например, получены модели вершинной поверхности шести порядков и выявлены пять порядков геоморфологических структур.

Уменьшение контрастности рельефообразующих процессов при морфоструктурной интеграции приводит к постепенной смене активных морфоструктур их пассивными аналогами [Худяков, 1977]. При этом основное значение для оформления морфоструктур имеют препарировка структурно-литоморфных особенностей субстрата, состав породы, их трещиноватость, плотностный контроль [Волчанская и др., 1975]. Специфическое выражение этих особенностей в современном рельефе позволяет выявлять их и по закономерным пространственным сочетаниям дешифрировать отвечающие им морфоструктурные образования. При работах обзорного характера это осуществляется на основе визуального изучения рисунка гидросети, распределения водотоков и линейментов по картам и фотоснимкам в рамках неотектонического [Уфимцев, 1976] и геолого-морфологического [Соловьев, 1978] анализов.

При средне- и крупномасштабных исследованиях наиболее информативны те морфометрические показатели, которые, характеризуя латеральную неоднородность субстрата, имеют сплошное площадное распространение и определенный физический смысл. Выдвигаемому требованию в достаточной степени отвечает поле распределения числовых показателей коэффициента горизонтальной расчлененности, определяемого по формуле

Неймана $K = \frac{L}{S}$, где L — суммарная длина водотоков (в км) в пределах элементарной ячейки, S — площадь элементарной ячейки [Волков, 1950].

Этот показатель используется при исследованиях на платформенных территориях в условиях относительной однородности подстилающих пород для обнаружения вертикальных движений локальных неотектонических структур [Морфометрический метод..., 1963; Вопросы морфометрии, 1967]. В орогенных областях, когда даже в пределах небольшой площади происходит смена свойств геологического субстрата, влияющая на абсолютные и относительные значения показателя, столь однозначная интерпретация коэффициента вряд ли коррелентна. Тектоническая составляющая дешифрируется в полях различных морфометрических показателей опосредованно, через литологические в широком понимании неоднородности конформного комплекса горных пород. Такая постановка проблемы позволяет рассматривать поля распределения числовых морфометрических показателей, в частности коэффициента горизонтальной расчлененности, в качестве оригинального геофизического поля.

В основе построения физико-геологической модели объекта геофизических исследований лежит предположение о том, что через абсолютные и относительные значения определенных физических параметров могут быть с разной степенью однозначности идентифицированы типы пород, разломы и другие неоднородности земной коры [Вахромеев, 1978]. Морфометрические показатели являются также своеобразными физическими параметрами, распределение которых отражает конкретные свойства морфоструктур. Так, сумма длин концентрированных линейных резервуаров стока, приходящихся на единицу площади, — следствие, с одной стороны, открытости системы

наличия разломов различного генезиса и размеров, а с другой — водонасыщенности и типа водного бассейна гидрогеологической структуры, являющейся составной частью морфоструктуры в целом. В пользу правомерности такого предположения можно привлечь сведения о приуроченности абсолютного большинства водных потоков различного порядка к зонам разломов [Морфоструктурный анализ... , 1979], а также данные гидрогеологических исследований [Пиннекер, 1977]. При наличии достаточного количества морфометрических показателей с установленным физическим смыслом появляется возможность вести речь о построении геолого-морфометрической модели рельефа.

Числовые значения коэффициента горизонтальной расчлененности, служащие исходным материалом для построения карт в изолиниях, получены измерением длин водотоков по стандартным квадратам со сторонами 2, 4, 8 км с пятидесятипроцентным перекрытием.

При интерпретации морфометрических данных для целей морфоструктурного анализа основное внимание уделялось разломам и разломным зонам, а также участкам распространения гидротермально измененных пород, т.е. элементам, структурно наиболее представительным, с одной стороны, и резко выражающимся в результате процессов селективной денудации — с другой.

Отдельные разломы независимо от генезиса представляют нарушения сплошности среды, системы повышенной трещиноватости и проницаемости, осваиваемые элементарными водотоками. При применении квадрата площадью 16 км² также нарушения проявляются в поле распределения расчлененности в виде удлинённых аномалий повышенных значений с градиентом 0,4—0,6. Неравномерность реализации напряжений, проявляющаяся в чередовании по линии разлома спорадической концентрации трещиноватости с меньшим количеством нарушенной сплошности, также определенным образом отражается в особенностях рельефа. При меньшем радиусе осреднения единая аномалия распадается на ряд элементарных при общем повышенном фоне числовых значений и возрастании градиентов до 0,8—1,0. Такое явление отмечается, в частности, для всех исследованных разломов Северо-Удской зоны. Аналогичным образом фиксируются и дуговые разломы.

Имеют место случаи, когда аномалия повышенных значений почти не меняет своего облика при уменьшении радиуса осреднения, т.е. не наблюдается распада ее на линейные или дуговые ряды меньших по площади аномалий. Подобная ситуация отмечается, например, в полях распространения вулканогенно-осадочных пород. Здесь высокие значения показатель набирает главным образом за счет практически равномерно расположенных по площади низкопорядковых водотоков, отмечая специфику вулканогенных образований, способных создавать мелкие часто неустойчивые во времени и в пространстве ложбины стока, закладывающиеся по трещинам отдельности и фациальным границам.

Своеобразно отражаются в полях распределения коэффициента расчлененности ареалы распространения пропилитизированных, сульфидизированных и других пород, измененных гидротермальными процессами. В силу ускоренного физического и химического разрушения на локальном участке создаются благоприятные условия для заложения многочисленных низкопорядковых водотоков, что, в свою очередь, формирует аномалию повышенных значений. Градиенты в таких случаях, при применении квадрата со стороной 2 км, могут достигать 1,2—1,4. Несмотря на столь высокую интенсивность, эти аномалии незначительны по латеральным размерам и на картах более высокого уровня осреднения практически не заметны.

Закономерные сочетания фоновых и аномальных значений позволяют определить геометрию, уточнить границы и находить новые элементы тех разнопорядковых морфоструктурных образований, которые были выделены при анализе вершинной поверхности.

Аналогичную роль при морфоструктурных исследованиях играет анализ аномальных значений уклонов продольных профилей рек. Резкие изменения уклонов рек, фиксирующие амплитудные перемещения или какие-либо литологические неоднородности

субстрата, могут отражаться в полях базисных поверхностей сгущением или разрежением изобазит. Сочетания таких аномалий позволяют трассировать прямолинейные и дуговые зоны разломов, ограничивающие или осложняющие морфоструктуры.

В общем случае высокопорядковая базисная поверхность является картографическим выражением выработанного рельефа и отражает поэтому систему развивавшихся в кайнозой депрессионных морфоструктур. На карте высокопорядковой вершинной поверхности преимущественное положение получают площади поднятий [Юг Дальнего..., 1972].

Менее определенная интерпретация значений коэффициента вертикальной расчлененности, вычисляемого по формуле $K = H_{\max} - H_{\min}$, где H_{\max} и H_{\min} — максимальные и минимальные высоты соответственно в условном квадрате. При морфоструктурных исследованиях на платформе этот показатель используется или непосредственно для определения амплитуд вертикальных перемещений, или косвенно как показатель различных амплитуд относительных вертикальных перемещений. Критические замечания, высказанные в отношении применения коэффициента горизонтальной расчлененности в горных странах, распространяются и на коэффициент вертикальной расчлененности. Область его применения ограничивается определением в первом приближении по разнице значений показателя качественных различий интенсивности вертикальных перемещений поверхности морфоструктур.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Геофизические параметры, характеризующие как отдельные морфоструктуры, так и их системы, в принципе более информативны, чем геоморфологические. Это мнение основывается на том обстоятельстве, что рельеф земной поверхности представляет собой один из сложнейших геофизических разделов. Разнообразии геофизических методов позволяет получить представление о тех или иных свойствах многих глубинных разделов, косвенно или прямо влияющих на развитие морфоструктур. Однако изученность земной поверхности несопоставимо выше, чем поверхности любого другого геофизического раздела. Поэтому геофизические данные пока что могут только дополнять и уточнять выводы о свойствах морфоструктур, вытекающие из анализа геоморфологических и геологических материалов.

Комплекс геофизических данных, используемых при морфоструктурном анализе, можно разделить на 2 группы. Часть из них характеризуют морфоструктуры главным образом по литерали, а другие — по вертикали. В первой группе основное значение принадлежит результатам гравиметрических и магнитометрических, а во второй — сейсмометрических и электрометрических методов. Разумеется, в какой-то степени любой из них позволяет судить и о вертикальном и о латеральном строении морфоструктур.

Использование геофизических данных с целью изучения свойств морфоструктур в вертикальном разрезе основано на доказываемом нами примерном равенстве радиусов и глубин заложения морфоструктур центрального типа (МЦТ), а также на приуроченности их "корней" к поверхностям геофизических разделов [Ежов, 1978, 1980б, 1983а; Ежов, Худяков, 1982 а, б, 1984]. Сведения о геофизической расслоенности литосферы и мантии, представляемые методами сейсмологии и теллурического зондирования, позволяют корректировать размеры морфоструктур и делать определенные предположения об их происхождении. Например, морфоструктуры центрального типа, обладающие радиусами от 100 до 250 км, сформированные в подвижных континентальных областях, имеют глубинные очаги, локализованные в астеносфере. В их становлении участвуют магматические процессы в интрузивной форме (плутоногенные, плутонометаморфогенные, метаморфогенные МЦТ). Для морфоструктур с меньшими размерами, т.е. литосферного заложения, характерны проявления магматизма в вулканической форме (вулканотектонические, вулканогенные МЦТ), а для верхнемантийных

морфоструктур с радиусами более 250 км главенствующее значение приобретают тектонические движения по системам радиально-концентрических разломов, и в их пределах магматические проявления контролируются осложняющими морфоструктурами низших порядков.

Морфоструктурная интерпретация аномальных гравитационных и магнитных полей производится в основном с целью подтверждения и уточнения внешних контуров морфоструктур, элементов их внутреннего строения. Иногда, в случаях слабо дифференцированной геоморфологической обстановки и отсутствия достаточно детальных геологических данных, анализ гравитационного и магнитного полей помогает и в первоначальном выделении морфоструктур, например по характерным радиально-концентрическим рисункам изоаномал.

Морфоструктурная интерпретация гравитационного или магнитного аномальных полей принципиально не отличается друг от друга. Существует только различие в количественной оценке глубины локализации возмущающих источников — большей для гравитирующих масс. Однако такая оценка имеет смысл только для элементарных, единичных аномалий. В гораздо более распространенном случае в пределах морфоструктур размещены аномальные геофизические поля. Поэтому, рассматривая совокупность локальных аномалий магнитного поля, каждая из которых создана сравнительно неглубоко залегающим магнитовозмущающим телом, надо иметь в виду, что источник или механизм, организующий локальные аномалии в крупное аномальное поле, локализован глубже. Он создает аномальное поле не непосредственно, а через группирование (магматическое или тектоническое) относительно малоглубинных магнитовозмущающих тел.

Вследствие отмеченной идентичности использования данных гравиметрии и магнитометрии мы приведем пример анализа только аномального магнитного поля (рис. 2).

На рис. 2 отображены характеристики морфоструктуры центрального типа с радиусом 220 км, расположенной на окраине Восточно-Сибирской платформы вблизи подвижной зоны Байкальского ритфа. Геоморфологически морфоструктура выделяется по типичному радиально-концентрическому рисунку гидросети (рис. 2).

Магнитное поле внутри МЦТ характеризуется осевой асимметрией и центральной симметрией. Ось асимметрии проходит через центр морфоструктуры под азимутом около 340° , и юго-западная половина МЦТ в целом отличается более градиентным аномальным магнитным полем по сравнению с северо-восточной. Относительно геометрического центра МЦТ выделяется периферическая высокоградиентная аномальная зона, ярко выраженная в юго-западной половине морфоструктуры вдоль ее внешней границы, но с учетом асимметрии достаточно уверенно прослеживаемая и в ее северо-восточной половине. В целом для периферийной зоны показателем линейно-концентрический план магнитного поля, а для центральной — близкий к изометричному (рис. 2, б).

Очевидно, внешняя кольцевая зона, сложенная в юго-западной половине морфоструктуры архейско-протерозойским гранито-метаморфическим комплексом, продолжается и в северо-восточной половине, т.е. представляет собой полное кольцо. Это заключение следует из факта прослеживания характерных черт рисунка изоаномал во всей кольцевой внешней зоне. Менее четкая выраженность рисунка и меньшая интенсивность поля в северо-восточной половине кольцевой зоны объясняется перекрытием образований фундамента породами чехла.

Четкое отличие рисунка изоаномал в центральной части морфоструктуры от рисунка не только в юго-западной, но и в северо-восточной части внешней кольцевой зоны указывает на структурную обособленность внутреннего концентрика.

Более спокойный характер магнитного поля на его площади, вероятно, объясняется повышенной мощностью образований платформенного чехла и указывает на депрессионную тектоническую природу концентрика.

Заметим, что анализ гравимагнитных полей зачастую является единственным способом установления времени заложения или активизации развития морфоструктур.

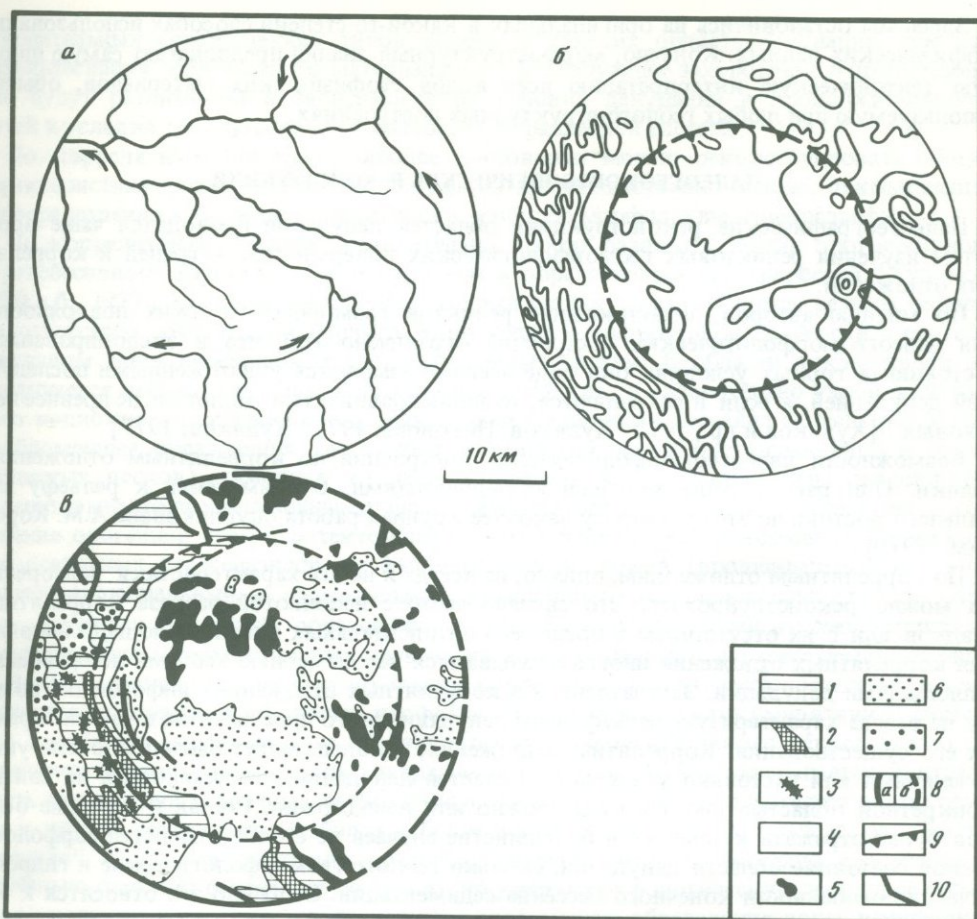


Рис. 2. Астеносферная морфоструктура центрального типа, отраженная в гидросети (а), изоаномалах магнитного поля (б) и вещественно-структурном комплексе (в)

Докембрийские образования (1–3): 1 – метаморфические породы, 2 – граниты, 3 – габброиды; палеозойские образования (4–5): 4 – осадочные отложения, 5 – габброиды; 6 – мезозойские преимущественно континентальные отложения; 7 – то же, кайнозойские; 8 – внешний контур гранито-метаморфического купола (а) и он же под платформенным чехлом (б); 9 – контур центральной депрессии; 10 – некоторые разрывы по геологическим данным

В данном случае геологическая основа не позволяет определить, существовала ли МЦТ в докембрии, так как отсутствует информация о внутренней структуре метаморфических толщ. Тем не менее характерный рисунок магнитных аномалий на площади распространения метаморфид и в меньшей степени над предполагаемым их продолжением в северо-восточной половине морфоструктуры не оставляет сомнений в том, что внутреннее строение метаморфид характеризуется центральной симметрией, как и сама МЦТ. Следовательно, рассматриваемая морфоструктура заложила не в фанерозое, а раньше, и кольцевой периферийный блок не является простым штампом фундамента платформенного чехла. С учетом данных о составе и возрасте отложений, участвующих в строении МЦТ, ее можно классифицировать как докембрийский гранито-гнейсовый купол, центральная часть которого испытала инверсионное погружение в палеозое и мезозое.

Аналогичным образом могут выявляться возрастные взаимоотношения не только элементов инфраструктуры, но и морфоструктур между собой, т.е. восстанавливается ход эволюции их систем.

Здесь мы остановились на оригинальных в какой-то степени способах использования геофизических данных. Конечно, морфоструктурный анализ предполагает самую широкую тектоническую интерпретацию всех видов геофизических материалов, обычно используемую при любых геолого-структурных построениях.

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Палеогеографические реконструкции областей денудации проводятся чаще всего путем изучения реликтовых геоморфологических поверхностей — граней и коррелятивных отложений.

По мнению авторов, использование реликтов геоморфологических поверхностей для палеогеоморфологических построений ограничено тем, что в экспонированном состоянии в горных условиях они чаще всего оказываются уничтоженными последующей денудацией, а если и сохраняются, то лишь сравнительно молодые, не древнее неогеновых [Худяков и др., 1972; Худяков, Никонова, 1975; Худяков, 1977].

Возможности палеогеоморфологических построений по коррелятивным отложениям велики. Они рассмотрены многими исследователями. В применении к рельефу юга Дальнего Востока по этому вопросу наиболее крупная работа опубликована А.М. Коротким [1970].

По коррелятивным отложениям, однако, не всегда и не все характеристики палеорельефа можно реконструировать. Это связано часто с неполнотой разреза коррелятивных осадков или с их отсутствием в пределах континентальных впадин. Площади накопления коррелятивных отложений иногда оказываются несоизмеримо малыми по сравнению с площадями денудации. Запечатленная в коррелятивных отложениях информация поэтому не всегда характеризует рельеф всего денудационного пространства в течение времени его существования. Коррелятивные отложения, наконец, могут быть полностью уничтоженными или настолько удалены от областей денудации, что установить их связь с конкретной областью сноса весьма сложно или невозможно. Состав и строение осадков будет отражать к тому же в большинстве случаев не столько палеогеоморфологическое состояние области денудации, сколько геолого-геоморфологические и гидрологические особенности конечного бассейна седиментации. Особенно это относится к бассейнам морского осадконакопления, граничащим с областями завершенной складчатости, где произошла региональная интеграция локальных геоморфоструктур в так называемые сегментарные орогенные плиты [Худяков, 1977]. В пределах таких плит все еще существуют различия в морфологии, внутреннем строении и вещественных особенностях отдельных геоморфоструктур, уже потерявших свою локальную тектоническую активность. Общий гранулометрический фон коррелятивных отложений представлен здесь закономерно сменяющимися по размерности осадочными фракциями в большей зависимости от особенностей вдольбереговых течений, чем от локальных характеристик рельефа орогенной области завершенной складчатости. В гранулометрической характеристике обломочного материала, например, для Татарского пролива [Игнатова, 1980] отражаются лишь самые общие черты морфологии области сноса (Сихотэ-Алинь, Сахалин) без подчеркивания каких-либо существенных деталей строения рельефа. Минералогический же состав коррелятивных осадков отражает непосредственно вещественный состав питающей провинции, а геохимические особенности зависят в основном от физико-химической среды седиментационного бассейна [Игнатова, 1980]. Все эти явления: рельеф области денудации, особенности морфологии бассейна седиментации, строение и динамика течений, физические и химические особенности условий седиментации и литологическая характеристика коррелятивных толщ — находятся в каких-то сложнейших, но пока весьма неясных системных взаимосвязях.

Коррелятивные отложения несут недостаточную, точнее, неявную информацию об основных генетических типах горного рельефа (эпизвгеосинклинальный, эпимиегосинклинальный, эпиплатформенный и др.), о его структурно-тектонической характеристике (складчатое, глыбовое, сводово-глыбовое горное сооружение), возрасте и даже

относительных соотношениях типов пород, слагающих область денудации, так как дезинтеграция обломочного материала и его последующее захоронение и преобразование будут различными в зависимости от условий денудации и продолжительности путей и условий транспортировки материала в транзитной системе.

По коррелятным осадкам наиболее достоверно можно реконструировать общую характеристику рельефа областей денудации преимущественно в зоне, примыкающей непосредственно к бассейну седиментации, и общую морфологию палеорельефа.

По коррелятным осадкам сравнительно просто различать стадии прогрессивного и регрессивного развития горного рельефа и обрамляющих его депрессий [Худяков, 1970 а,б, 1977; Худяков и др., 1972]. Первая стадия характеризуется резким геоморфологическим сочленением горного сооружения и сопряженной депрессии с соответствующим здесь переломом транзитных речных систем. В области аккумуляции накапливается весьма специфический комплекс осадков: в сравнительно узкой зоне горного подножия и прибрежной окраины седиментационного бассейна формируются грубообломочные образования (от грубых валуников до щебнисто-гравийных и разнозернистых песков), основная же часть коррелятной осадочной линзы представлена сравнительно тонкообломочными фракциями. И чем резче, контрастнее было сочленение орогенной геоморфотектонопары, тем контрастнее происходило формирование осадочных парагенезисов: от фаций горных подножий (пролювиальный и пролювиально-аллювиальный и аллювиальный комплексы) до аллювиально-озерных, озерных, лагунных и морских образований со всеми их сложнейшими взаимосочетаниями и с выпадением промежуточных звеньев из этого осадочного парагенетического ряда.

В регрессивную стадию формирования коррелятного комплекса постепенно выравниваются контрасты продольных профилей от транзитной до аккумулятивной систем. Это неизбежно сказывается на особенностях формирования такого регрессивного парагенезиса коррелятных осадков: вверх по разрезу постепенно уменьшается контрастность расчленений осадочных парагенезисов, переходы от одной литогенетической группы к другой становятся все более и более постепенными, латеральный их ряд "растягивается". Подобная эволюция осадочных парагенезисов в бассейне седиментации зеркально отражает соответствующую же, но уже геоморфологическую эволюцию области терригенного питания, где происходит постепенное образование зоны денудационно выработанных предгорий. В конечную фазу накопления регрессивного ряда коррелятных осадочных толщ, в стадию отмирания орогенной геоморфотектонопары формируется переходный к транзитному типу осадочный комплекс, представленный грубообломочными (от разнозернистых, близких к мономинеральным, песков до гравийников и галечников) отложениями пониженной мощности.

Наиболее полную информацию для палеогеоморфологических реконструкций дает изучение конформных геолого-геоморфологических систем. Возможность применения этой концепции для целей палеогеоморфологии уже рассматривалась ранее [Худяков и др., 1972; Худяков, 1977; Худяков, Никонова, Таши, 1979].

Определение и обоснование геолого-геоморфологической конформности (геоморфологическая поверхность конформна организующему ее однородному и однопорядковому с ней геологическому пространству) проводится путем изучения и установления качественного и количественного соответствия между рельефом, структурой и вещественным составом геологических тел. Геодинамические процессы, протекающие в течение длительного времени и имеющие определенную направленность, формируют геологические тела, слагающие геологические структуры с конформной им геоморфологической поверхностью. Структуры, состоящие из соответствующих геологических тел, определяются как статические элементы геологического пространства. Их всестороннее изучение позволяет восстановить с наибольшей полнотой и достоверностью палеогеоморфологические обстановки геологического прошлого того или иного региона.

К конформному комплексу отнесены все типы осадочных, изверженных и метаморфических горных пород, сингенетических геоморфологической структуре — геологической структуре с конформным ей рельефом. Комплексы горных пород, конформные

положительным (отрицательным) геоморфоструктурам, являются одновременно и коррелятными образованиями для морфогенетической сопряженных с ними отрицательных (положительных) геоморфоструктур.

Объектом изучения при палеогеоморфологических построениях с позиций принципа геолого-геоморфологической конформности будет в целом вся геоморфоструктура как объемная категория [Худяков, 1977].

Крупные геоморфологические структуры, являясь, как и мелкие слагающие их структуры, объемными категориями, сохраняются длительное время [Худяков, 1977]. Полное их уничтожение, например горного сооружения, происходит при глубине денудационного среза земной коры, превышающий в 5—10 раз, а то и в 20 раз амплитуду его наземного превышения над местным базисом денудации — поверхностью сопряженной с ними депрессионной структуры [Худяков, Никонова, 1975]. При этом, чем выше порядок структуры, тем больше объема геологические тела подлежат уничтожению, соответственно возрастает и время, необходимое для ее разрушения, следовательно, тем дольше она будет выражена в рельефе Земли. Если такая геоморфоструктура не будет испытывать тектоно-магматического подновления и перейдет в стадию регрессивного (деструктивного) состояния, рельеф ее можно рассматривать в качестве реликтового "экспонированного" рельефа. Такое понимание экспонированного рельефа, предложенное Ю.Ф. Чемяковым [Чемяков, Галицкий, 1974], является, по нашему мнению, наиболее приемлемым.

Геоморфоструктура может оказаться и полностью разрушенной, вплоть до глубинных частей ("корней") геологических тел, слагавших ее. Подобные явления характерны, например, для погребенного пенеплена по фундаменту плит или полностью разрушенных аккумулятивных форм. В этих случаях требуется полная реконструкция палеорельефа.

Цель палеогеоморфологических реконструкций с позиций принципа геолого-геоморфологической конформности — в восстановлении уже не существующей целостности геоморфологической структуры — ее структурно-вещественной основы и формы. Форму без ее содержания познать невозможно. В ряде работ неоднократно доказывалось, что структурная и историческая геоморфология не может ограничиться изучением лишь форм рельефа [Худяков и др., 1972; Худяков, 1965а, 1976, 1977, 1978]. Такой искусственный отрыв форм от содержания приводит к теоретической ущербности геоморфологии и к снижению ее прикладного значения.

Используя принцип геолого-геоморфологической конформности, авторы составили две палеогеоморфологические карты на территорию юга Дальнего Востока на мел-палеоген и неоген [Тащи, Никонова, 1980] и пришли к выводу, что таким образом можно восстановить:

1) морфологию палеорельефа — горный (хребты, нагорья, плато, высокогорье, среднегорье, низкогорье и т.д.) или равнинный;

2) генетическую природу палеорельефа, начиная с наиболее крупных категорий — геосинклинальных, эпигеосинклинальных (эпизгеосинклинальных, эпимиегеосинклинальных), эпиплатформенных, платформенных и вплоть до более мелких образований — складчатых, сводово-глыбовых, глыбовых, а также вулканогенных осадочно-аккумулятивных и т.п. сооружений;

3) возраст палеорельефа начиная с архейско-протерозойских древнейших "ядерных" образований и до кайнозойского.

Отправным моментом при составлении палеогеоморфологических карт явилась геологическая структурно-вещественная основа. На этой основе авторы для выбранного временного "среза" смогли сразу же очертить зоны (регионы) развития основных различных палеогеоморфоструктур. По мнению авторов, должны выделяться четыре основные группы различных тектоногенных палеогеоморфоструктур: 1 — плутоногенных, 2 — вулканогенных, 3 — метаморфогенных, 4 — седиментогенных. Выделение группы обусловлено общностью ведущего конструктивного эндогенного рельефообразующего процесса, т.е. общностью происхождения. Между ними могут быть выделены

геоморфоструктуры переходных групп, которые объединяют признаки тех и других (шутногенно-вулканогенные, вулканогенно-седиментогенные и др.).

По особенностям конформного вещественно-структурного комплекса пород выделялись типы горного или равнинного палеорельефа и более дробные палеогеоморфологические подразделения: хребты, нагорья, плато, иногда отдельные купола и генетические неопределенные возвышенности, равнины и их более дробные генетические подразделения.

При определении морфологических характеристик горного рельефа (массивный, расчлененный, высокий, низкий) авторы пользовались данными, полученными при изучении коррелятных отложений. Однако для этих же целей привлекались данные и по конформным комплексам пород. Так, качественные характеристики рельефа областей вулканизма определялись в зависимости от вещественного и фациального состава вулканогенных пород, вулканических структур и типов извержений, принимались во внимание данные о том, на каком этапе развития находится та или иная вулканическая структура и ее порядок, так как каждому этапу развития вулканизма и вулканических структур соответствуют свои типы рельефа, отличающиеся как в целом, так и в деталях [Тащи, 1978, 1979а]. Например, заключительный этап развития вулканических структур отличается от предыдущих этапов возрастанием роли восходящих тектонических движений и формированием интрузивных и экструзивных куполов, в то время как начальным этапам свойственны нисходящие тектонические движения и преобладающие перекомпенсированного типа аккумуляции вулканического материала. Важное значение имели также данные об одновременности или разновременности вулканических и интрузивных процессов, размерах и формах магматических тел, их контактах, сведения о первичных и вторичных углах наклона пластов, типах извержений и химическом составе продуктов вулканизма, преобладающих фациальных условиях образования вулканических толщ, пространственном положении центров вулканизма, их размеров и длительности развития. Совокупность этих данных позволила судить об относительных высотах рельефа, степени его расчлененности и уровнях среза перед их погружением под последующие поверхности аккумуляции.

Использовались такие сведения, как размеры интрузивных массивов, выходящих на современную поверхность и установленными геофизическими или иными методами. Допускалось, что при большей насыщенности того или иного региона интрузивными телами, особенно крупными, его гипсометрические отметки были большими по сравнению с районами, где этих тел мало и они имеют незначительные размеры. Так, центральные районы Сихотэ-Алиня, где степень насыщенности меловыми интрузиями большая, имеют более высокие гипсометрические отметки, чем рядом расположенные районы с низкой степенью насыщенности (например, некоторые районы Главного синклинория). Многие межгорные впадины, не испытавшие орогенную инверсию (например Лено-Виллюйская, Предстановые, Верхнезейская, Верхнеамурская, Даубихинская и др.), в целом не имеют в своем строении интрузивных тел. Между интенсивностью интрузивных (особенно гранитоидных) процессов и интенсивностью орогенеза существует, таким образом, прямая связь, позволяющая судить об общих морфологических характеристиках рельефа (выше, ниже, массивный, расчлененный). Более полные морфометрические характеристики для палеорельефа, такие, как среднегорный, низкогорный и другие, не говоря уже о количественных характеристиках, из-за слабой изученности коррелятных осадков или их удаленности от областей сноса остаются чаще всего условными. Такими они, к сожалению, остались для многих площадей и на представленных картах. Следует сказать, что всякого рода исследования соотношений между степенью орогенной деформированности и метаморфизма горных пород, насыщенности их различными по происхождению магматическими телами, с одной стороны, и особенностями геоморфологического строения конформной этим геологическим комплексам внешней их поверхности — с другой, представляют только самое начало изучения конформных геолого-геоморфологических систем. Поэтому в данном разделе приводятся материалы, далеко не развернутые в аналитические построения.

Роль экзогенных процессов и геоморфогенез прошлых эпох, особенно в количественном их выражении, охарактеризовать довольно сложно. Авторы смогли лишь установить для каждого региона (структурно-тектонических единиц) по ряду определенных признаков (распределению площадей аккумуляции, фациально-литологическому строению осадочных линз, составу слагающих их пород и др.), какой из экзогенных процессов был ведущим для рассматриваемого временного "среза" — денудационный или аккумулятивный. Эти данные отражены на составленных картах. Они очень важны, так как позволяют в определенных границах оценить состояние активности геоморфоструктур, особенно седиментогенно-тектонических.

В качестве показателей аккумулятивного равнинного рельефа принимались горизонтально залегающие (залегавшие) осадочные, осадочно-вулканогенные конформные геологические тела. Генетический тип равнин (морские, континентальные, а среди последних — аллювиальные, озерно-аллювиальные и др.) определялся по генезису слагающих их осадков.

Возможность и приемы реставрации денудационного выровненного рельефа — поверхностей выравнивания — рассмотрены Г.И. Худяковым, Р.И. Никоновой [1975], поэтому нет необходимости повторять все положения по этому вопросу.

Возможность реконструкции древней речной сети и особенно ее долин для горных областей весьма ограничена. Долины горных стран являются транзитными, в них не сохраняются ни древние поверхности, ни осадки. Возможна сохранность лишь относительно молодых по возрасту (для данной территории — не древнее плиоценовых) террас, но и они известны на редких локальных участках и чаще всего лишь в долинах высокопорядковых рек. Террасы донегоенового возраста обычно не сохраняются. Для древних эпох можно более или менее уверенно реставрировать речные бассейны (не долины!) по стратифицированным аллювиальным, аллювиально-озерным осадкам в пределах депрессионных морфоструктур. Но это будут фрагментарные реконструкции, т.е. реконструкции отдельных звеньев речной сети, которые не всегда с достаточной достоверностью можно соединить в единую систему.

Большую помощь при реставрировании палеобассейнов и направлений сноса оказали палеоморфоструктурные построения [Худяков, 1977], так как многие палеоморфоструктуры, несмотря на различную степень сохранности, выражены и в современном рельефе.

Авторы располагали фактическим материалом для реставрации конкретных отдельных редких участков речной сети (не долин!) и для мел-палеогена и неогена. Но, руководствуясь тем, что подобная фрагментарная реконструкция на мелкомасштабной карте представляет малоценную информацию, авторы решили ограничиться отображением на карте лишь направлений сноса (главных и второстепенных). Они восстанавливаются равномерно для всей площади.

Структурно-генетическая природа геоморфоструктур (геосинклиальная, эпигеосинклиальная, эпиплатформенная) устанавливались также путем изучения конформных рельефу геологических тел, их структуры и вещественного состава. При этом авторы исходили из того, что различным стадиям становления геоморфоструктуры (островная дуга — вулканическая дуга — эпигеосинклиальный ороген — эпиплатформенный ороген) соответствуют определенные типы магматизма, тектонических движений и структурные формы, играющие основную роль при формировании рельефа. Примеры конформных связей между структурно-вещественной основой геоморфоструктуры и ее формой рассмотрены ранее [Худяков и др., 1972; Худяков, Никонова, 1975; Худяков, 1976, 1977; Тащи, 1976, 1977; Грабков, 1976; Ежов, 1978].

При установлении возраста рельефа авторы исходили из понятия, предложенного Г.И. Худяковым. Под возрастом рельефа понимается "абсолютная длительность активного его формирования как определенного генотипа" [Худяков, 1977, с. 14]. Практически за начало становления положительной геоморфоструктуры (нижний возрастной рубеж) принималось время первичной тектоно-магматической активности, которое определялось по наиболее древним интрузивным и метаморфогенным комп-

лексам пород, конформным геоморфоструктуре. При этом принималось, что следствием интрузивного магматизма и метаморфизма является образование положительной геоморфоструктуры. Нижняя возрастная граница отрицательных геоморфоструктур устанавливалась по началу накопления в них седиментационного, вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов пород.

Время прогрессивного развития геоморфоструктур включает весь период, в течение которого непрерывно или прерывисто проявлялась тектоно-магматическая активность. При этом разновременные тектоно-магматические процессы, разделенные периодом относительной тектоно-магматической пассивности, объединялись в единый период прогрессивного развития геоморфоструктуры лишь в том случае, если в течение всего этого времени не нарушались прямые конформные связи между структурно-вещественной основой геоморфоструктуры и ее формой, т.е., несмотря на прерывистость процесса, сохранялась общая направленность развития геоморфоструктуры. В случае положительной геоморфоструктуры (например, орогенного сооружения) могли меняться ее контуры, площадь, высоты, но тип геоморфоструктуры (орогенное сооружение) сохранялся и в каждый последующий этап тектоно-магматической активизации, наращивался ее объем, усложнялась морфология.

Время прогрессивного развития геоморфоструктур — это время регионально активного тектоно-магматического или седиментационного развития той или иной геоморфологической структуры. Развитие, например, орогена может иметь чрезвычайно длительную историю, в которой выделяются, по крайней мере, три стадии: раннеорогенная, собственно орогенная и позднеорогенная, каждая из которых имеет свой преобладающий тип рельефа. Если развитие геоморфоструктуры протекает однонаправленно, то это позволяет принимать за ее возраст отрезок времени от начала до завершения развития этого объемного образования. Имеются, однако, случаи, когда, например, ороген развивается в течение нескольких тектоно-магматических этапов, разделенных периодами относительной тектоно-магматической пассивности или стабильности. Происходит ли при этом унаследованное развитие геоморфологической структуры от одного тектоно-магматического этапа к другому? Сохраняется ли горный рельеф в периоды тектоно-магматической пассивности или же он разрушается с образованием на его месте поверхности выравнивания и затем вновь возникает (возрожденный горный рельеф) при активизации тектоно-магматических процессов?

Одним из критериев унаследованности в развитии горного рельефа должно быть отсутствие в пределах его региональных угловых несогласий ниже какой-либо толщи, которые бы свидетельствовали о разрушении горного рельефа до базиса денудации. Определенная информация по этому вопросу может быть получена при палеогеоморфологической интерпретации коррелятных отложений и особенно тех их характеристик, которые могут быть прямыми признаками-показателями горного рельефа в областях сноса.

Наиболее же уверенно можно говорить об унаследованном развитии горного рельефа, не прерываемом базисным выравниванием, в том случае, если в течение всей эволюции его не утрачивались конформные связи геолого-структурной основы с данной геоморфоструктурой.

Высокой степенью конформности обладают геолого-геоморфологические структуры, характеризующиеся однонаправленной эволюцией. В этом случае даже качественное изменение стадийно непрерывно развивающихся геоструктур (островная дуга — вулканическая дуга — эпигеосинклинальный ороген) не нарушает конформных связей между геолого-структурной основой и рельефом, а лишь усложняет их. Именно это позволяет использовать принцип конформности не только для морфоструктурных и геоморфологических построений, но и для палеоморфоструктурных и палеогеоморфологических. Практическое применение подобного подхода для палеореконструкций проиллюстрировано Г.И. Худяковым [1977] для территории юга Дальнего Востока, а Б.В. Ежовым — для Камчатки [1983б].

При унаследованном развитии горному рельефу должна быть конформна вся система геологических тел, вся его внутренняя структурная основа, независимо от времени ее возникновения. Конформные геологические комплексы, обычно магматические, принадлежащие каждому этапу тектоно-магматической активности, наращивают объем орогена. При этом каждая совокупность геологических тел, отражающих результат определенного тектоно-магматического этапа, конформна отдельным элементам орогена или его частям. Эта совокупность отражает время активного развития и становления орогена.

Следует иметь в виду, что конформные комплексы и их возраст не всегда могут быть выражены конкретными геологическими телами, устанавливаемыми непосредственным наблюдением. К ним могут быть отнесены зоны или области вторичных изменений, порой очень слабо проявленные, обнаруживаемые только при помощи геохимических и радиологических анализов. Так, например, абсолютный возраст среднедевонских и пермских вулканитов Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса не всегда совпадает с их возрастом, установленным по палеонтологическим данным. В первом случае большинство проб показывает каменноугольный возраст, во втором — поздне-триасовый-юрский. В худшем случае "неверные" значения не принимаются во внимание, а в лучшем — считается, что они датируют возраст каких-то более поздних изменений. Однако при существующих методах исследований вещественное выражение этих изменений или не может быть пока установлено, или не устанавливается. Мы полагаем, что подобного рода изменения являются своеобразным конформным комплексом, свидетельствующим о том, что понятие "пассивное развитие орогена", соответствующее промежутку между тектоно-магматическими этапами, является относительным. Подобного рода конформные комплексы, по-видимому, свойственны и заключительной стадии развития орогена. В таком случае его "активный" возраст будет соответствовать всему промежутку времени от начала формирования самого молодого геологического комплекса (обычно магматического и метаморфического) до завершения образования наиболее поздних вторичных изменений, имеющих значительное площадное развитие. При палеогеоморфологических реконструкциях в каждом случае необходимо оговариваться, какие конформные комплексы приняты в качестве реперов, обозначающих начало активного развития орогена и его завершения, как и по каким признакам определялся рубеж его перехода в пассивное состояние.

Уже отмечалось, что конформные горному сооружению геологические комплексы представлены системой магматических или метаморфических геологических тел. Однако роль интрузивного или эффузивного магматизма и горнообразования далеко не равнозначна. Если при интрузивном магматизме происходит воздымание орогена с формированием сводов и магматических куполов, то при массовых извержениях вулканического материала преобладающим типом тектонических движений являются нисходящие [Тащи, 1976]. Вместе с тем в этот период формируются вулканические хребты, массивы, нагорья и другие формы, соответствующие по своей морфологии горному рельефу. Процесс горообразования еще больше усиливается в период внедрения коагматических вулканитов интрузивных тел.

Принципиальное различие горообразования в период активного вулканизма состоит в том, что создается аккумулятивный тип горного рельефа, который наращивается преимущественно сверху. Он может возникнуть на месте как "негорного", так и горного рельефа. Обычно этот тип рельефа возникает в зоне взаимодействия разнородных геоблоков в условиях растяжения. Несмотря на то что вулканические пояса или вулканические структуры иного рода обычно только наращивают площади и высоты уже сформировавшихся до этого орогенов, такие структуры следует рассматривать как самостоятельные геолого-геоморфологические категории. Длительность их активного развития следует определять, исходя из времени начала и конца проявления активного вулканизма. Вулканические пояса, вулканарии и другие высокопорядковые вулканические структуры, названные депрессионными вулканоорогенами [Тащи, 1976], имеют самостоятельное значение и отражают принципиально новый этап геолого-геоморфоло-

гического развития территории и поэтому на палеогеоморфологических картах должны найти свое место как особый тип рельефа, отражающий специфику вулканического геоморфогенеза. Их не назовешь сводовыми, сводово-глыбовыми горными сооружениями или аккумулятивными равнинами. Подобный подход отображен на составленной нами палеогеоморфологической карте (поздний мел-палеоген) юга Дальнего Востока, где возраст вулканоорогенов определен, исходя из длительности активного развития вулканизма.

В основу определения возраста рельефа, кроме конформных ему вещественных комплексов, должна быть положена и конформная рельефу структурная его основа. Как уже отмечалось, становление орогена может иметь чрезвычайно длительную историю, начало его может относиться ко времени возникновения на месте будущего горного сооружения островных поднятий (островодужная геосинклиальная стадия развития). Последующая эволюция могла идти путем постепенного разрастания островных поднятий с превращением их в единый ороген (эпигеосинклиальная стадия развития). На протяжении длительного времени структурное строение региона могло претерпевать существенные изменения, хотя при этом в целом сохранялась основная тенденция геоморфогенеза — становление горного сооружения. В таком случае разновозрастные вещественные комплексы будут фиксировать вехи становления орогенного сооружения и будут конформны отдельным элементам орогена. Конформная же ему структурная основа фиксирует время становления орогена от начальных стадий его развития до окончательного завершения.

Завершение прогрессивного развития геоморфоструктуры устанавливалось по времени появления последней тектоно-магматической активизации, фиксированной конформными магматогенными и метаморфогенными телами, складчатыми и разрывными дислокациями, а также наиболее поздними вторичными изменениями пород. Это — временной рубеж, после которого прекращается активное развитие геоморфоструктуры данного генотипа (например, орогенного). В последующее время положительная геоморфоструктура переходит в положение пассивной. При этом она может быть полностью разрушенной, что возможно в условиях рифтогенного растяжения земной коры при переходе ее в платформенное состояние. Или она может лишь потерять свою индивидуальность и самостоятельность и может оказаться "впаянной" как пассивная единица в качественно новые структурные образования, чаще всего более высокого порядка (например, сегментарные плиты по Г.И. Худякову, 1977), развитие которых протекает в ином геотектоническом режиме. Это — регрессивная (или деструктивная) стадия развития геоморфоструктур данного (определенного) генотипа. Геоморфоструктура на этапе регрессивного развития еще длительное время сохраняет свою форму, так как для ее полного разрушения должен быть уничтожен большой объем геологических образований, слагающих ее. На этой стадии она рассматривается авторами как реликтовая.

В понятие возраста рельефа включается, таким образом, только период прогрессивного становления геоморфоструктуры, т.е. время, за которое она приобрела черты геоморфоструктуры данного генотипа. Формы рельефа, возникающие в период регрессивного состояния данного геоморфологического генотипа, также имеют свой возраст. И они также являются своего рода прогрессивно развивающимися геоморфологическими образованиями, но будут уже формами другого генотипа и наложенными на реликтовые им предшествующие и деградирующие геоморфоструктуры.

На палеогеоморфологических картах, таким образом, показаны по отношению к выбранному временному "срезу" продолжающие унаследованно развиваться геоморфоструктуры, реликтовые и, кроме того, новообразованные, заложение и становление которых сопряжено с рассматриваемым периодом времени.

На представленных картах возраст обозначен двумя координатами, ограничивающими период активного формирования рельефа со времени его заложения и времени завершения. Весь период обозначает этап прогрессивного развития рельефа (фаза прогрессивного развития по Ю.Ф. Чемякову, 1968). Возраст тех геоморфоструктур, кото-

рые уже завершили свое прогрессивное развитие, обозначен индексами, заключенными в скобки.

Если индексы, обозначающие возраст, не заключены в скобки, следует считать, что геоморфоструктура в тот период времени, на который составлена карта, продолжала активно формироваться, т.е. ее становление как геоморфоструктуры данного генотипа еще в это время не завершилось. Это сделано для удобства "прочтения" каждой конкретной карты. Естественно, если составлена серия карт последовательно на различные временные "срезы", то историю развития геоморфоструктур можно "вычитать", сравнивая эти карты.

Авторы не отразили на картах конформные комплексы пород по той простой причине, что карты представлены в уменьшенном размере и при их нагрузке всей полагающейся для них информации они стали бы чрезвычайно трудночитаемыми. Показано лишь развитие плутоногенных, вулканогенных и седиментационных образований. В принципе же на палеогеоморфологических картах, составленных с позиций геолого-геоморфологической конформности, конформные геологические комплексы обязательно должны быть показаны, так как они являются главными, а часто и единственными носителями информации о палеорельефе. Ввиду того что конформные геологические комплексы горных сооружений представлены обычно магматогенными и метаморфогенными образованиями, особенно при большой глубине денудационного среза, то их изображение необходимо прежде всего. Как показывать интрузивные комплексы — необходимо решать для каждого региона, охватываемого палеогеоморфологической картой. Это могут быть обобщенные контуры конкретных магматических массивов с полями роговиков, выходящими на современную поверхность. При наличии добротных геофизических данных сведения о поверхностном слое могут быть пополнены по более глубоким частям литосферы. Важно показать и состав конформных геологических комплексов, поскольку он тоже несет определенную информацию о рельефе.

Поскольку структурные элементы конформны геоморфоструктурам, их изображение также необходимо. Здесь возможно применение вариантов, содержащих качественные и количественные показатели или их совокупность. Например, области развития узких линейных (нормальных, опрокинутых, изоклинальных), брахиформных, куполовидных и других структур, с преобладанием сдвиговых, надвиговых или иного типа разломов и т.д. Совокупность перечисленных данных позволит отобразить на карте тот фактический материал, на котором базируются выводы о различных характеристиках палеорельефа, по нему можно судить о степени достоверности этих выводов.

Выбор показательных ретроспективных уровней, для которых строится палеогеоморфологическая карта, необходимо сочетать с данными о геоструктурном строении региона. Чисто географический подход нежелателен. Сами уровни должны выбираться с таким расчетом, чтобы они отражали или время коренных перестроек, охватывающих большую часть региона, или время кульминационного развития соответствующих по площади процессов или иных событий. Поэтому палеогеоморфологическая карта должна строиться для каких-то конкретных и по возможности специальных целей, а не вообще. Тогда выбор уровней, подлежащих реконструкции, окажется наиболее эффективным. Одновременно на карте с наибольшей детальностью могут быть отражены события и их результаты, позволяющие с максимальной полнотой ответить на те вопросы, которые сформулированы в цели и задачах, преследуемых при построении карты.

Часть из предложенных нами приемов и была использована при построении палеогеоморфологических карт для позднего мела-палеогена и позднего неогена юга Дальнего Востока [Тащи, Никонова, 1980] -

Территория юга Дальнего Востока чрезвычайно сложна по своему геолого-геоморфологическому строению. Здесь известны разновозрастные платформенные, эпиплатформенные и эпигеосинклинальные сооружения (глыбовые, складчато-глыбовые и складчатые), вулканические и вулканоплутонические пояса, межгорные и внутригорные

депрессии. Располагаясь в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану, территория соседствует с молодой геосинклинальной системой краевых морей. Поэтому составление палеогеоморфологических карт для столь обширных и разнообразных по своему строению территорий — задача сложная. Пока нет возможности выбрать временной интервал так, чтобы с одинаковой полнотой и равномерностью отобразить даже главные особенности развития рельефа для всей территории, так как тектоно-магматические этапы далеко не всегда равноценны и строго одновозрастны. Так, например, для Сихотэ-Алинской складчатой области было бы целесообразнее строить палеогеоморфологическую карту не для всего позднего мела и палеогена, а для периода вулканоплутонизма (сенон-палеоген). Именно эти события привели к образованию новых неизвестных здесь до этого типов морфоструктур, которые были переработаны, увеличив тем самым степень гетерогенности существовавших до этого морфоструктур.

В нашем случае главным было выявить возможности принципа геолого-геоморфологической конформности для целей палеогеоморфологических реконструкций территорий с возможно большими отличиями в геологическом строении. Поэтому выбранные интервалы не могут удовлетворить в полной мере все запросы, которые могут быть поставлены перед подобным рода исследованиями.

Карты составлены на два временных интервала — поздне меловой-палеогеновый и неогеновый. По этим двум картам можно проследить эволюцию геоморфоструктурных преобразований от позднего мела вплоть до конца неогена. Но авторам при анализе геоморфоструктур пришлось выйти за эти временные рамки. Нижний возрастной рубеж большинства морфоструктур высокого порядка, уже существовавших в меловое время, относится к раннему-среднему мезозою, палеозою, в отдельных случаях — и к докембрию и поэтому для определения возраста морфоструктур был вовлечен в анализ геологический материал по допоздне меловым образованиям. На палеогеоморфологических картах, таким образом, нашли отображение геоморфологические элементы не только для выбранного интервала времени, но реликтовые и унаследованно развивающиеся палеогеоморфоструктуры допоздне мелового и донеогенового времени.

При составлении карт авторы встретились с определенными трудностями. Это было связано с недостаточностью и неравноценностью, иногда даже отсутствием необходимости для палеогеоморфологических целей фактического материала по некоторым регионам или их частям, что не позволило с одинаковой степенью доказательности отобразить необходимые характеристики палеорельефа. Некоторые из них по этим причинам остались условными или вообще не обозначенными на карте.

При рассмотрении палеогеоморфологии авторы приняли во внимание следующие общие уже установленные для геоморфологических систем Дальнего Востока положения:

1) кайнозойские и особенно позднекайнозойские движения не являлись определяющими в формировании рельефа рассматриваемых авторами континентальных геоморфологических структур;

2) в истории развития рельефа гор Дальнего Востока не было эпох повсеместной планации до стадии пенеплена, в большинстве же случаев унаследованно развивался горный рельеф с узко региональными стадиями его денудационного разрушения до степени региональных и локальных поверхностей выравнивания;

3) орогенные системы юга Дальнего Востока являются, как правило, не эпиплатформенными, возникшими на базе деформации и расчленения преднеогеновой поверхности выравнивания, а в большинстве случаев — эпигеосинклинальными и дейтероорогенными, унаследованно и прерывисто формировавшимися в одних случаях с протерозоя, палеозоя, в других — с мезозоя и кайнозоя (но есть и участки архейских, протерозойских и, возможно, раннемезозойских сооружений, являющихся эпиплатформенными);

4) возраст горного рельефа юга Дальнего Востока не может рассматриваться, как это считалось ранее, поздне неогеновым;

5) речная сеть являлась весьма устойчивой, она развивалась в соответствии со ста-

новлением морфоструктурных перекосов и сопутствующих им разломов земной коры, коренная же перестройка речных бассейнов синхронна с морфоструктурными перестройками;

б) становление морфоструктур в пределах рассматриваемого региона завершилось в основном к концу мезозоя и к этому времени уже определились уклоны земной поверхности, в соответствии с которыми происходило формирование водосборных систем и установились основные направления стока и сноса.

Эти положения рассматриваются и доказываются для территории юга Дальнего Востока Г.И. Худяковым [1965, 1972, 1977]; А.М. Коротким [1970]; Г.И. Худяковым и др. [1972, 1979]; Г.И. Худяковым, Р.И. Никоновой [1975]. Карта составлялась с использованием материалов этих работ.

Все дополнительные геологические и геоморфологические материалы по этой проблеме, привлеченные авторами при составлении палеогеоморфологических карт, выводы, полученные уже по составленным картам, в целом подтвердили изложенные положения. Авторы в определенной степени детализировали их, в некоторых случаях сделали более доказательными. В дополнение к этому выявлены и новые закономерности эволюции рельефа.

Вся полученная авторами информация о рельефе в основном представлена на палеогеоморфологических картах. Главное внимание уделено рассмотрению закономерностей становления рельефа и раскрытию возможностей и путей реставрации самого рельефа и его истории развития на основе изучения конформных рельефу геологических образований.

Сихотэ-Алинская горная область. В течение длительной истории геолого-геоморфологического развития горный рельеф территории наращивался и по площади и в высоту [Худяков, 1965, 1977; Юг Дальнего..., 1972].

Наиболее дифференцированным за всю историю своего развития рельеф Сихотэ-Алиния был в юре-раннем мелу, когда существовали в той или иной мере автономные разнотипные по своему генезису, морфологии и высотным характеристикам геоморфоструктуры.

Предсенонская складчатость ознаменовала собой начало мощного процесса интеграции геоморфоструктур. Кульминация этого процесса связана с позднемеловым-палеогеновым и неогеновым вулканоплутонизмом. Каждый элемент системы, завершивший свое активное развитие, утрачивал свою бытовую автономию и "впаивался" в единую геоморфоструктуру (в данном случае сводовую) высшего порядка. Происходило максимальное уравнивание степени зрелости земной коры в пределах геоморфоструктуры. Этот процесс был направлен центробежно как в целом в горной области, так и для низкопорядковых геоморфоструктур. Процессы конструктивного рельефообразования в связи с этим также смещались во времени и пространстве от центральных зон системы (любого порядка) к краевым. В целом в этом направлении и происходило наращивание орогенного сооружения.

Ведущим процессом конструктивного геоморфогенеза в Сихотэ-Алине, так же как и вообще в орогенных системах, по мнению авторов, являлся магматизм, так как именно магматические комплексы чаще всего конформны основным элементам орогенов, определяющих их генеральный план и высотное поле.

По насыщенности интрузивными и вулканогенными позднемеловыми-кайнозойскими формациями Сихотэ-Алинское горное сооружение этого времени может быть отнесено к вулканогенно-плутоногенным геоморфоструктурам.

Пространственное положение вулканогенных и плутоногенных образований в пределах Сихотэ-Алиния в позднем мелу-палеогене позволяет говорить о существовании здесь в это время трех продольных зон: Центрально-Сихотэ-Алинской — плутоногенной, Восточно-Сихотэ-Алинской и Западно-Сихотэ-Алинской — вулканогенно-плутоногенных. В свою очередь, в продольных зонах намечается и поперечная зональность. Это предопределило продольную и поперечную зональность и в распределении различных по возрасту, генезису и морфологии типов палеорельефа.

Центральным (осевым) элементом орогенной системы является Центральнo-Сихотэ-Алинская (ЦСА) плутоногенная зона. Наиболее древние интрузивные породы сосредоточены в приосевых участках зоны, замещаясь постепенно к ее краям более молодыми комплексами. Так, на севере ЦСА зоны (Хуту-Джаурский свод) отмечается такая последовательность: в центре геоморфоструктуры располагаются нижнемеловые (хунгарийские) гранитоиды, по краям — ранне-позднемеловые (татибинские и нижеамурские) и позднемеловые (приморские), местами палеогеновые гранитоиды [Геология СССР, 1966, т. 1, 1969, т. 1]. Соответственно рельеф приосевых участков зоны является наиболее древним, а краевых — более молодым.

Высотные характеристики рельефа зависели в определенной степени от мощности плутонизма. В целом отмечается уменьшение мощности процесса от центральных районов ЦСА зоны к периферийным, в этом направлении уменьшаются и высоты рельефа. На фоне этой общей закономерности возможны и отклонения. Рельеф может быть более низким в центральной части, если ему конформны незначительные по своим размерам интрузивные тела, и более высоким в краевых частях, если ему конформны мощные интрузивные массивы. Так, рельеф приосевых участков ЦСА зоны, которому конформны мелкие бачелазские интрузии, ниже, чем рельеф восточной подзоны, которому конформны крупные приморские и верхнеудоминские массивы гранитоидов.

Отмеченные закономерности сохраняются и по простиранию продольных зон, что связано уже с поперечной зональностью. Поперечная зональность обусловлена наличием высокопорядковых геоморфоструктур центрального типа [Сухов, 1975, 1981; Соловьев, 1978; Кулаков, 1978, 1979]. В них с севера на юг уменьшается доля раннемеловых (хунгарийских) гранитоидов и возрастает доля позднемеловых (приморских), местами палеогеновых гранитоидов [Геология СССР, 1966, т. 1, 1969, т. 1]. Возраст рельефа меняется в этом направлении от ранне- до позднемелового и палеогенового. На севере (Хуту-Джаурский свод) преобладал среднегорный, местами высокогорный рельеф, а на юге — средне-низкогорный. Однако эта смена происходила не плавно, а скачкообразно благодаря наличию купольных геоморфоструктур центрального типа (Хуту-Джаурский, Кабулинский, Верхнебикинский, Арминский и Верхнебольшеуссурйский своды).

Конструктивный геоморфогенез в ЦСА зоне в основном приходится на ранний—поздний мел (центры геоморфоструктур разных порядков) и поздний мел—ранний палеоген (края геоморфоструктур). В дальнейшем он сосредоточивается вдоль узких зон, связанных с дуговыми и линейными разломами, которым конформны иногда базальты и андезито-базальты (неоген) и седиментогенные комплексы пород (палеоген—Верхнебикинская депрессия и др.).

Восточно-Сихотэ-Алинская (ВСА) зона вулканогенно-плутоногенно-го рельефа является восточным элементом Сихотэ-Алинской горной области. ВСА зона также обладает продольной и поперечной зональностью, с такой же тенденцией в пространственно-временном смещении конструктивного геоморфогенеза. Здесь выделяются три подзоны (продольная зональность): западная — вулканогенно-плутоногенная, центральная — вулканогенная и восточная — вулканогенно-плутоногенная. Поперечная зональность выражается в существовании трех звеньев: Петрозуйского, Совгаванского и Нижнеамурского [Тащи 1976; Размахнина и др., 1978]. Возраст рельефа, судя по возрасту конформных ему комплексов, омолаживается с запада на восток, с одной стороны, и от Петрозуйского и Нижнеамурского звеньев к Совгаванскому — с другой. Конструктивный геоморфогенез на юге (Петрозуйское звено) западной подзоны завершился образованием среднегорного, местами низкогорного рельефа в сеноне—позднем дании. В палеогене и неогене эти процессы были сосредоточены здесь главным образом в зонах глубинных разломов (Дальнегорский, Колумбийский).

В Совгаванском звене конструктивный геоморфогенез в сеноне-дании проявился локально и не так мощно [Сухов, 1975, 1981], как в Петрозуйском звене, но здесь он продолжался и в палеоцене. Неогеновая эпоха ознаменовалась новой вспышкой

вулканизма, приуроченной главным образом к зонам разломов. Это особенно было характерно для плиоценового времени, когда здесь сформировалась целая система грабенов (Зевско-Кабанья, Нельминская, Самаргинская, Совгаванская и др.).

В северной части подзоны (Нижнеамурское звено) доля сенон-датских вулканитов и раннепозднемиловых интрузий (нижнеамурских) постепенно убывает в сторону Совгаванского звена, а раннепалеогеновые вулканогенно-плутоногенные формации, хотя и распространены по всей подзоне, образуют серию очаговых геоморфоструктур низших порядков. В этой части подзоны отсутствуют плиоценовые базальты, а небольшие покровы раннеэоценовых известны только в понижениях донеогенового рельефа.

Среднегорный рельеф был развит там, где процесс вулканоплутонизма наиболее мощный, участки нагорий были связаны с андезито-базальтами неогена, а низкогорный рельеф — с участками, где процесс вулканоплутонизма был локальным и не таким мощным.

Центральная подзона рельефа ВСА отличается от западной подзоны преобладанием продуктов вулканизма над плутоногенными формациями. Мощность вулканогенных толщ здесь в 1,5–2 раза больше. В подзоне сосредоточены наиболее крупные вулканотектонические структуры [Фремд, Рыбалко, 1972; Сухов, 1975]. Среди вулканогенных пород преобладают кайнозойские андезито-базальты и базальты (севернее мыса Шанца). Все это, несомненно, наложило отпечаток на развитие рельефа. Подзона обладает той же поперечной зональностью (звенья), что и западная, и аналогичной сменой разновозрастных вулканогенных комплексов.

Сенон-датское время было временем максимального конструктивного вулканогенно-тектонического геоморфогенеза на юге (Петрозуевское звено) и севере (северная часть Нижнеамурского звена). Однако особенно мощным этот процесс был в раннем палеогене, раннем неогене (Совгаванское и Нижнеамурское звенья) и в плиоцене (Совгаванское звено). Раннепалеогеновые и раннеэоценовые андезиты, андезито-базальты и базальты образуют почти непрерывную полосу, прослеживающуюся от нижнего течения р. Максимовка (юг) до устья р. Амур. Плиоценовые базальты образуют серию покровов разной величины и сосредоточены главным образом в понижениях доплиоценового рельефа и в узких зонах продольных и поперечных разломов, с которыми связаны грабены.

Преобладание в подзоне вулканогенных формаций вообще и андезито-базальтов и базальтов в частности обусловило развитие таких форм рельефа, как вулканические нагорья (Петрозуевское звено), вулканические нагорья и плато (Совгаванское и Нижнеамурское звенья), осложняемые лишь местами участками низкогорного вулканогенно-плутоногенного рельефа. Если в западной подзоне ВСА зоны конструктивный геоморфогенез в целом был характерен для сенона–палеоцена, то в центральном звене его кульминация приходится на палеоцен–миоцен, а местами (Совгаванское звено) и на плиоцен.

Главное отличие восточной подзоны от западной состоит в том, что размеры интрузивных массивов (современный срез) в 2–5 раз больше и насыщенность зоны ими несколько выше. Но по гипсометрическим отметкам восточная подзона была в целом ниже западной, что было связано, по-видимому, с общим геоморфологическим перекосом восточного крыла Сихотэ-Алинского свода. На картах здесь показано преимущественно низкогорье. Возраст магматогенных комплексов и их пространственное положение подчиняются тем же закономерностям, которые были отмечены для двух предыдущих подзон ВСА зоны. Конструктивный геоморфогенез завершился на юге в сеноне-дании (Петрозуевское звено), а на севере продолжался в палеогене и неогене (Совгаванское звено). В Нижнеамурском звене восточная подзона отсутствует, так как она или погружена под воды Татарского пролива, или она здесь вообще не существовала.

Реконструкция рельефа ВСА зоны будет неполной, если не учитывать наличие двух зон перехода: между ЦСА и ВСА зонами и между восточной подзоной ВСА зоны и геоморфоструктурами Японского моря и Татарского пролива.

Вдоль побережья Японского моря выделяется серия наложенных и наложенно-унаследованных геоморфоструктур палеогенового—неогенового возраста [Тащи, 1979б]. Отмечается срезание материковых линейных и кольцевых геоморфоструктур линией побережья [Кулаков, 1978; Тащи, 1979б]. Снос обломочного материала в позднем мелу-палеогене происходил в сторону о-ва Сахалин. По геофизическим данным, предполагается, что на шельфе имеется ряд погребенных геоморфоструктур с вулканогенно-терригенным выполнением [Юнов, Тихомиров, 1968]. Известна тенденция возрастания основности магматических пород в восточном направлении и "накапывание" плиоцен-четвертичной тектоно-магматической активизации на материковые геоморфоструктуры. Наконец, вдоль побережья Японского моря известны отдельные покровы позднеогеновых базальтов (мыса Поворотный, Низменный, Шанца, Золотой и др.), несомненно трассирующих восточную границу восточной подзоны ВСА зоны.

Исходя из приведенных данных, мы пришли к выводу, что ВСА зона, по всей вероятности, имела еще одну подзону, погруженную в настоящее время под водами Японского моря (шельф) и Татарского пролива. Рельеф ее представлял собой вулканические нагорья, вулканические плато и вулканоплутоническое низкогорье.

Анализ данных по Муравьевско-Арсеньевскому [Тащи, 1976, 1979б], Западно-Сихотэ-Алинскому, Удскому и другим вулканическим поясам показал, что все они сочленяются с зонами седиментогенно-тектонического рельефа через зону перехода, которой конформны вулканогенно-терригенные формации. Это позволило нам показать и в данном случае на внешнем шельфе узкую полосу вулканогенно-седиментогенного равнинного рельефа.

Между ЦСА и ВСА зонами отмечается полоса, где магматогенные, в том числе и плутогенные, образования распространены значительно меньше, чем в соседних зонах. Здесь известны единичные мелкие интрузии и вулканотектонические структуры с реликтами вулканических толщ. Мы пришли к выводу, что зона перехода обладала неизмеримо меньшей тектоно-магматической активностью и ее рельефообразующая роль здесь была невелика. Эта полоса представляла собой как бы подножия вулканических хребтов ВСА зоны. Здесь накапливались вулканогенные образования промежуточной и удаленной фации, а еще западнее — удаленной. Исходя из этого, для позднемелового этапа здесь показаны пирокластические наклонные равнины с отдельными нагорьями, соответствующие местам развития изолированных вулканотектонических геоморфоструктур.

Западно-Сихотэ-Алинская (ЗСА) зона вулканогенно-плутогенного рельефа является третьим звеном Сихотэ-Алинской горной системы. Зона состоит из ряда в той или иной мере изолированных и автономно развивавшихся вулканических и вулканоплутонических геоморфоструктур (Матвеевская, Алчанская, Стрельниковская, Хорско-Ануйская и хр. Хоми). Рельеф каждой из них специфичен по возрасту и морфологии. Отмеченные обстоятельства позволяют только наметить зональность ЗСА зоны в общих чертах.

В восточной части зоны (подзона?) активный вулканизм начался в одних местах в сеномане—туроне (Алчанская геоморфоструктура), в других — в сеноне (хр. Хоми), а в третьих — в раннем палеогене (северо-восток Хорско-Ануйской геоморфоструктуры). Сенон-датские вулканы известны только в Стрельниковской и местами в Алчанской геоморфоструктурах. Палеогеновые и неогеновые андезиты, андезито-базальты и базальты наиболее характерны для Хорско-Ануйской и Матвеевской геоморфоструктур, а в остальных геоморфоструктурах развиты местами и приурочены к их краевым частям (геоморфоструктуры Алчанская, Стрельниковская, хр. Хоми).

Еще менее равномерно распространены интрузивные комплексы, имеющие различный возраст. Нижнемеловые (хунгарийские) граниты известны только в Стрельниковской геоморфоструктуре, а раннепалеогеновые — в Матвеевской и Хорско-Ануйской (северо-восток). В остальных местах интрузивные массивы имеют позднемеловой возраст.

Исходя из пространственного распределения вулканогенных и интрузивных комплексов и их возраста, можно прийти к выводу, что длительность формирования вулканогенно-плутоногенного рельефа на востоке ЗСА зоны была различной. На юго-западе зоны его возраст поздне-раннемеловой-позднемеловой (Стрельниковский район), на северо-востоке — позднемеловой-раннепалеогеновый (хр. Хоми) и в остальных местах — позднемеловой-среднепалеогеновый (Матвеевский район) или позднемеловой-плиоценовый (Хорско-Ануйский район). Различный состав продуктов вулканизма и разные размеры интрузивных массивов явились причиной того, что в одних случаях формировались вулканоплутонические низкогорья, возможно с участками среднегорья (Стрельниковский район и хр. Хоми), в других — вулканические нагорья (Матвеевский, Хорско-Ануйский районы) с переходом в вулканические плато (северо-восток Хорско-Ануйского района).

Западная часть (подзона?) ЗСА зоны обладала значительно меньшей магматической активностью. Здесь известны единичные мелкие интрузивные тела и отдельные реликты покровов раннепалеогеновых и неогеновых вулканитов. Мы предполагаем, что здесь в позднем мелу могли формироваться широкластические равнины, а в неогене сюда спускались потоки андезито-базальтов и базальтов, которые распространялись вплоть до центральных районов Переяславской подзоны Среднеамурской впадины. Эти маломощные потоки быстро размывались, и обломочный материал сносился в бассейны аккумуляции — кайнозойские грабены.

Западно-Приморская горная область. Становление горного рельефа этой геоморфоструктуры завершилось главным образом в поздней перми. Конформными ему являются пермские вулканоплутогенные формации. После этого в триасе, юре, раннем мелу геоморфоструктура подвергалась в основном процессам деструкции, которые были особенно активны вдоль западных ее границ. Здесь они проявились образованием депрессий и сформировавшейся вдоль них поверхностью выравнивания [Тащи, 1976, 1977].

Позднемеловая-палеогеновая тектоно-магматическая деятельность в Гродековской и Хасанской геоморфоструктурах была приурочена к узким продольным и поперечным разломным зонам. В некоторых местах вулканизм продолжался и в раннем неогене. Локальное проявление тектоно-магматической активизации, выразившееся образованием главным образом грабенов, не привело ни к каким существенным геоморфологическим перестройкам. Низко-среднегорный рельеф сохранился в центральных частях таких вулканоплутонических геоморфоструктур, как Барабашская и Гродековская. Далее следовала полоса низкогорного рельефа, сменявшаяся холмисто-увалистым.

В период тектоно-магматической активизации плиоценового времени значительные пространства оказались погребенными под базальтами Борисовского плато. Характерно, что базальный вулканизм был приурочен главным образом к зоне перехода от Барабашской до мезозойской геоморфоструктуры к мезозойским и кайнозойским седиментогенно-тектоническим геоморфоструктурам. В остальных местах плиоценовый вулканизм был сопряжен с узкими линейными зонами. Возникновение Борисовского плато не привело к перестройке геоморфологического уклона, существовавшего до этого времени. Произошло лишь наращивание Барабашской горной геоморфоструктуры, к которой присоединилась Борисовская, образовав с ней единое целое. В послеплиоценовое время началось втягивание в общее воздымание системы седиментогенно-тектонических впадин, обрамляющих горную область.

Южно-Приморская горная область. Конформными геоморфоструктуре являются позднепалеозойские и позднемеловые, ранне-, местами среднепалеогеновые вулканогенно-интрузивные формации. Геоморфоструктура в конце раннего мела была сильно дифференцирована [Юг Дальнего..., 1972; Тащи, 1976, 1977]. Позднемеловой-раннепалеогеновый тектоно-магматизм превратил эту часть Приморья в единую горную систему, в которую вошли существовавшие еще с палеозоя—раннего мезозоя Киевско-Партизанский, Дунайский, Западно-Партизанский и другие горные массивы.

В позднем мелу—начале палеогена окончательно сформировались такие горные хребты, как Ливадийский и Пржевальского, которым конформны интрузивные, метаморфизованные и вулканогенные (сенон-датские и раннепалеогеновые) комплексы горных пород. Петровская, Новолитовская и Партизанская аккумулятивные равнины, хотя и были выведены из зоны накопления, претерпели лишь частичную инверсию, оставаясь в целом вплоть до настоящего времени эвгимническими впадинами, на продолжении которых находятся соответственно Амурский залив, заливы Восток и Находка. Эти остаточные впадины сохранились в тех местах, где насыщенность позднемеловыми интрузивными породами минимальна.

В среднем-позднем палеогене и в неогене (до плиоцена) Южно-Приморская горная область находилась в относительно пассивном эндогенном состоянии. Активно развивались лишь окраины. Здесь возникла серия кайнозойских депрессий, часть из которых была, по-видимому, опущена впоследствии под уровень Японского моря. Некоторые депрессии являются наложенно-унаследованными, другие — наложенными [Тащи, 1978].

Плиоценовый тектоно-магматический этап, свидетелями которого являются базальты и серия разломов, осложняющих третичные депрессии, проявился в целом линейно.

Муравьевско-Арсеньевская горная область. В палеозое здесь проявились по меньшей мере три крупных этапа тектоно-магматической активизации, наиболее мощным из которых был пермский. К этому времени в основном и относится становление рельефа [Караулов, Ставцев, 1975; Тащи, 1979а, б]. Геоморфоструктура вплоть до позднего мела подвергалась интенсивной денудации, в результате чего были вскрыты разновозрастные интрузивные батолиты и метаморфические породы докембрия и палеозоя.

Позднемеловая—раннепалеогеновая (?) тектоно-магматическая деятельность проявилась лишь на некоторых участках (крупные массивы гранитоидов известны в верховьях рек Пятигорка, Синегорка, северо-западнее с. Яблоневка и западнее пос. Хвищанка). Интрузивные массивы небольших размеров особенно широко распространены среди пермских вулканогенных толщ. С.М. Тащи допускает, что часть из этих массивов, по-видимому, имеет позднепермский возраст. Юго-юго-западнее с. Яблоневка известны сенон-датские и раннепалеогеновые вулканиты. Позднемеловой интрузивный магматизм сформировал ряд геоморфоструктур центрального типа, из которых наиболее значительными являются купола гор Острая и Рябая. Вместе с тем отчетливо видна линейная форма некоторых интрузивных массивов, приуроченных к Западно-Сихотэ-Алинскому глубинному разлому. Совокупность данных позволяет считать, что активный конструктивный геоморфогенез в позднем мелу был сосредоточен вдоль узких разломных зон и в пределах очаговых геоморфоструктур.

В кайнозое Муравьевско-Арсеньевская геоморфоструктура подвергалась в основном процессам деструкции, которые были особенно интенсивными в ее краевых частях и в некоторых поперечных зонах. С этим было связано распластывание осадочного чехла седиментационных равнин и погребение под ним разрушенных и выровненных предгорных зон. Этот процесс достиг своего максимума в позднем неогене. Плиоценовый базальтовый вулканизм захватил лишь южные районы геоморфоструктуры (между широтами г. Артема и пос. Ляличи).

Рельеф геоморфоструктуры в позднем мелу-кайнозое был преимущественно низкогорным. Участки массивного среднегорья могли быть характерны для крупных магматогенных куполов позднемелового возраста. Их высоты и в настоящее время составляют более 1000 м, несмотря на то что удалены значительные части кровли интрузивов. Низкогорный рельеф соответствовал пространствам, в малой мере подвергшимся позднемеловой (сенон-даньей) интрузивной деятельности, и здесь ведущее значение могли иметь глыбовые движения, унаследованные, по крайней мере, с альба-турона.

Нижнеамурская горная область. В состав ее входит ряд магматогенных сводов преимущественно позднемелового возраста. Геолого-геоморфологическое строение

сводовых геоморфоструктур довольно однотипно. Центральные их части сложены конформными горному рельефу позднемеловыми вулканогенными и плутоногенными формациями. На склонах многих сводов магматогенные образования встречаются редко и представлены мелкими интрузиями и реликтами покровов вулканитов позднемелового возраста, что позволяет говорить о том, что эти части геоморфоструктур в позднем мелу обладали сравнительно меньшей магматической активностью. Здесь могли формироваться наклонные пирокластические равнины и низкогорные участки рельефа. Практическое отсутствие раннепалеогеновых магматогенных формаций в пределах сводов свидетельствует о том, что роль магматогенного конструктивного геоморфогенеза в этот период времени была здесь минимальной и существенного влияния на рельеф, сформировавшийся в позднем мелу, он не оказывал.

Начиная со среднего палеогена, возможно, и раньше местами значительно активизировались краевые части как отдельных купольных геоморфоструктур, так и горной области в целом. Здесь стали интенсивно развиваться процессы эндогенной деструкции, в результате чего началось формирование системы грабенов типа Нимелено-Эврон-Чукчагирской, Нижнеамурской, Чля-Орельской и др. Особенно активным процесс деструкции был в раннем неогене, когда грабенообразование распространилось и на центральные части некоторых сводов (Пильдо-Лимурийская и Эвурская геоморфоструктуры). Образование грабенов здесь сопровождалось излияниями андезитобазальтов главным образом раннепалеогенового возраста, хотя местами известны и средне-позднепалеогеновые вулканиты (реки Харпин, Боктор и др.). Кайнозойские вулcano-тектонические структуры наследуют в какой-то мере аналогичные сенонские геоморфоструктуры и "избегают" участков, насыщенных позднемеловыми интрузиями. В краевых частях сводов и горной области в целом кайнозойский вулканизм не проявился. Исключение составляют некоторые районы Нижнеамурско-Чля-Орельской системы впадин, что объясняется их соседством с вулканогенными геоморфоструктурами Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов.

В целом можно отметить, что процессы активного рельефообразования в горной области в течение позднего мела смещались центробежно и в кайнозое сосредоточились в краевых частях геоморфоструктур и в узких зонах, пересекающих некоторые своды.

Буреинская горная система. К концу позднего мела здесь сформировалась гетерогенная купольная геоморфоструктура. Ядро свода, сложенное докембрийскими, палеозойскими и раннемезозойскими плутоногенными и метаморфогенными формациями, прекратило активное развитие в начале мезозоя. В дальнейшем здесь господствовали процессы денудации, а тектоно-магматический геоморфогенез той или иной интенсивности в мелу—кайнозое был приурочен к узким зонам разломов.

Ядро свода опоясывается системой разновозрастных вулканических и вулcano-плутонических зон, образующих почти непрерывное кольцо. Развитие этого своеобразного вулcano-плутонического пояса происходило главным образом в мелу [Сухов, 1975; Сорокин, Худяков, 1978].

Вулcano-плутонический пояс с обеих сторон сопровождается прерывистой системой депрессий. С внутренней (присводовой) стороны пояса располагаются Верхнебуреинская и Притуранская системы депрессий. По внешнему краю пояса следует Среднеамурская, Нимелено-Чукчаги-Эвронская и Зейско-Селемджинская системы депрессий.

Вулcano-плутонический пояс может быть подразделен на три зоны: внутреннюю, центральную и внешнюю, отличающиеся как по возрасту магматогенных формаций, так и по количественному соотношению вулканогенных и интрузивных комплексов, а следовательно, и по особенностям конструктивного геоморфогенеза.

Внутренняя зона (внутренняя часть кольца) образована системой вулканических и вулcano-плутонических геоморфоструктур, тектоно-магматическая активность в пределах которых продолжалась в раннем и начале позднего мела (Нижнезейская, Нижнеселемджинская, Тьрмо-Нимеленская и Хингано-Яуринская зоны по

В.И. Сухову, 1975). В этой зоне вулканогенные формации в общем преобладают над плутоногенными, хотя роль последних немаловажна. Имея данные о возрасте, типах магматогенных формаций и их соотношений, мы пришли к выводу, что во внутренней зоне в течение всего мела доминировал вулканогенно-плутоногенный низкогорный рельеф и вулканические нагорья.

Центральная зона отличается от внутренней по нескольким признакам. Здесь соотношение интрузивных и вулканических комплексов примерно одинаково, хотя местами больше распространены первые. Возраст магматогенных формаций ранне-поздне меловой, местами раннепалеогеновый (?). В связи с этим можно считать, что становление рельефа центральной зоны происходило в конце раннего-первой половине позднего мела, местами в раннем палеогене. В это время здесь сформировалось среднеегорье с локальным развитием высокогорного рельефа (Эзоп). В зонах перехода между кулисообразно расположенными вулканическими и вулканоплутоногенными геоморфоструктурами существовал низкогорный рельеф.

Внешняя зона (внешняя часть кольца) представлена разрозненными вулканогенно-плутоногенными геоморфоструктурами, среди которых самыми значительными являются Курская и Комсомольская. Здесь преобладают поздне-раннемеловые и ранне-поздне меловые вулканы, меньшую роль играют интрузивные породы. По своим морфологическим характеристикам внешняя зона напоминала внутреннюю, но имеются и существенные различия. Разобщенность вулканических и вулканоплутоногенных геоморфоструктур обусловила наличие довольно широких зон перехода, насыщенность магматогенными породами которых низка. Зоны перехода обладали относительно небольшой тектоно-магматической активностью. На палеогеоморфологической карте в зонах перехода показаны пирокластические равнины.

Начиная со второй половины позднего мела, местами в раннем мелу или среднем палеогене, вулканоплутоногенное кольцо, обрамляющее ядро Буреинского свода, в целом прекратило свое активное развитие. Тектоно-магматический и седиментогенный геоморфогенез в среднем палеогене-неогене были приурочены к узким разломным зонам. Например, плиоценовые базальты сосредоточены в Амгунской, Амгунско-Эвурской, Эльбано-Дукинской и в других системах разломов, где местами (р. Амгунь) в грабенах накапливались седиментогенные комплексы.

Заканчивая краткий обзор истории рельефа Буреинской горной области, можно отметить, что здесь явно видна тенденция центростремительного омолаживания рельефа геоморфоструктуры. Вулканоплутоногенное кольцо, несмотря на редуцированность зон, также подчинено этой закономерности. Необходимо указать, что возникновение Бысса-Усть-Буреинской — Западно-Туранской вулканоплутоногенной системы (ранний мел — начало позднего мела) "нарушило" концентрическую зональность Буреинской геоморфоструктуры. Западнее этой системы в мелу-неогене развивалась седиментогенно-тектоническая геоморфоструктура (Притуранская), вошедшая в состав Верхне-амурской депрессии.

Джугджуро-Становое горное сооружение. Оно в плане имеет форму дуги с большим радиусом кривизны и является частью Алданской купольно-кольцевой мегагеоморфоструктуры. Границами горной области являются зоны Станового (север) и Южно-Удского (юг) глубинных разломов. Вдоль северной границы следует система Предстановых впадин, вдоль южной — Верхнезейская, Удская впадины и северо-западная часть Охотоморской впадины.

Джугджуро-Становой ороген начал формироваться в раннем протерозое и завершил свое активное развитие в мелу, местами в раннем палеогене [Юг Дальнего..., 1972; Сухов, 1975; Тектоническое районирование..., 1979].

Становление рельефа было неравномерным во времени и пространстве. Происходило последовательное смещение процессов тектоно-магматического (конструктивного) геоморфогенеза от центральных зон орогена к краевым и с запада на восток.

Центральная зона, сложенная главным образом метаморфогенными и плутоногенными формациями, закончила активное развитие в поздней юре (запад) и в

начале позднего мела (восток). Так, юрские интрузии резко преобладают на западе и прослеживаются до бассейна р. Джана [Тектоническое районирование..., 1979], далее на восток они сменяются раннемеловыми и позднемеловыми интрузиями (удская и джугджурская серии). Ранне-поздемеловые интрузии на западе (Западно-Центрально-Становой горные районы) имеют небольшие размеры и приурочены к зонам разломов. Смена разновозрастных интрузивных комплексов, конформных рельефу с запада на восток, свидетельствует о постепенном смещении конструктивного геоморфогенеза в этом же направлении. Если на западе он завершился главным образом в поздней юре, то на востоке (Джугджурский и Улканский районы) процесс продолжался вплоть до середины, возможно, конца позднего мела.

Северная зона, связанная со Становым глубинным разломом, имела более длительную историю развития. Здесь также сохраняется тенденция омоложения магматогенных комплексов с запада на восток. Конструктивный геоморфогенез на западе (Сутамский горный район) завершился в основном в раннем мелу. В это время формировался главным образом вулканогенный рельеф типа нагорья. Восточнее (Лимнусский горный район) вулканоплутоническое высоко-среднегорье окончательно сформировалось лишь в раннем—начале позднего мела [Сухов, 1975]. В восточной части зоны (Предджугджурский район) становление рельефа продолжалось и в раннем палеогене (мевачанская свита), когда окончательно было сформировано вулканическое плато с возвышающимися над ним раннепалеогеновыми вулканоплутоническими куполами.

Южная зона Джугджуро-Становой горной области развивалась примерно по той же схеме, что и две предыдущие зоны. Кульминация вулканоплутонизма на западе (Тында-Мульмугинский и Такско-Купуринский районы) приходится на позднюю юру [Тектоническое районирование..., 1979], хотя магматическая деятельность здесь продолжалась и в раннем мелу—начале позднего мела [Сухов, 1975, 1981]. Восточная часть зоны (Удской район) имела более длительную историю развития. Если кульминация вулканической деятельности здесь приходится на позднюю юру—ранний мел, то массовое внедрение интрузий произошло в раннем—позднем мелу, причем раннемеловые (удские) интрузии преобладают в западных частях района, а позднемеловые (джугджурские) — в восточных.

Конструктивный геоморфогенез на северо-восточном замыкании (?) Джугджуро-Становой горной области завершился в конце мела, хотя не исключена некоторая активность его и в палеогене (Ульинский район). В мелу здесь возникло вулканическое плато, окаймленное вулканическими нагорьями (зоны вулканоплутонизма).

Горный рельеф южной зоны, таким образом, сформировался в конце юры—раннем мелу (запад), в раннем—начале позднего мела (Удской, Улканский районы) и в мелу, возможно в начале палеогена (Ульинский район). В период внедрения удских и джугджурских интрузий в общее воздымание была вовлечена Удская депрессия, которая, однако, оставалась эвгимнической впадиной. В палеогене и неогене горная область подвергалась интенсивному разрушению, особенно ее западные районы (обрамление Верхнезейской депрессии). Юго-восточные части южной зоны, возможно, в конце палеогена или в неогене были опущены под воды Охотского моря.

Алданская область нагорий и плато. Северо-западная часть области представляет собой в структурном отношении край Восточно-Сибирской платформы. Обширные пространства здесь заняты плато, наиболее древним из них является Омнинско-Майское. Генетически это бывшая седиментогенная платформенная равнина. В качестве таковой она существовала в протерозое—кембрии. В позднекембрийское время она оказалась втянутой в сферу поднятия и денудации и подвергалась расчленению. В мелу—кайнозое она также представляла собой расчленяющееся скульптурно-структурное плато.

Вплоть до юрского времени существовала седиментогенная равнина в бассейне р. Алдан. В мелу—кайнозое она уже представляла поднятое расчленяющееся плато

(Приалданское плато). С южной и юго-восточной стороны плато обрамлялось системой нагорий, которые располагались по краю платформы в зоне перехода к Джугджуро-Становой орогенной системе. Верхнеучурское и Маймаканско-Батомгское нагорья продолжали существовать, по-видимому, с архея—протерозоя, располагаясь в зоне развития гранито-гнейсовых купольных геоморфоструктур. Подновление их рельефа происходило в поздней юре—раннем мелу — в период тектоно-магматической активизации, проявившейся в основном в Джугджуро-Становом орогенном поясе. В это время прекратилась аккумуляция осадков в Предстановых впадинах, они были подняты и начали расчленяться. В позднем мелу—кайнозое в рельефе они представляли собой скульптурно-структурное плато.

Юдома—Майскому нагорью конформны позднепалеозойско—раннемезозойские складчатые структуры и позднеюрско-раннемеловые интрузии. В раннем мелу закончилось формирование Кет-Капского нагорья. Начиная с конца раннего мела, после полного прекращения осадконакопления в Предстановых впадинах, зона нагорий тесно сочленяется с Джугджуро-Становым поясом, образуя единую орогенную систему.

Тектоно-магматическая пассивность Алданской области в позднем мелу—кайнозое позволяет предполагать, что к этому времени процессы конструктивного тектоно-магматического геоморфогенеза здесь уже завершились. Безраздельное господство процессов денудации в позднем мелу—кайнозое приводило к дальнейшему расчленению рельефа плато и разрушение краевых зон нагорий. Позднемеловой—канозойский этап, таким образом, отражает пассивное состояние геоморфоструктуры.

Седиментогенно-тектоногенный равнинный рельеф. Равнинный рельеф структурно приурочен к так называемым шовным зонам [Худяков, 1977], в пределах которых сосредоточены системы линейно-вытянутых депрессий. Этому типу рельефа конформны два комплекса горных пород: терригенный (ведущий) и вулканогенно-терригенный. Последний, как правило, обозначает зону перехода от седиментогенно-тектоногенных геоморфоструктур к вулканогенным и вулканогенно-плутоногенным.

История развития рельефа шовных зон имеет много общих черт, присущих большинству составляющих эти зоны впадин. В развитии рельефа намечаются следующие основные этапы: 1) остаточных впадин (конец геосинклиналисталяционного этапа); 2) тектоно-магматической дифференциации впадин (слабая складчатость, магматизм, подновление систем долгоживущих разломов); 3) грабенообразования и трещинного вулканизма (период максимальной дифференциации рельефа шовных зон); 4) денудационного выравнивания горстов и краевых зон соседних орогенов (формирование поверхностей выравнивания) и распластывание седиментогенного чехла впадин; 5) втягивание седиментогенных равнин в общее воздымание и денудационное разрушение.

Естественно, что начало каждого этапа, длительность и степень проявленности в пределах разных впадин далеко не всегда совпадают, чем и подчеркивается индивидуальная особенность каждой впадины. Так, завершение развития остаточных впадин в Приханкайской и Арсеньевской группах впадин связано с позднемеловой тектоно-магматической активизацией, а в Верхнеамурской, Верхнезейской и Удской — с позднеюрско-раннемеловой.

Распластывание седиментационного чехла и денудационное выравнивание достигло своего максимума в Удской и Пристановых впадинах в конце раннего мела, а в Верхнеамурской, Верхнезейской и Приханкайской — в конце неогена. В таких впадинах-грабенах, как Амурский и Уссурийский заливы, по-видимому, еще продолжается этап активного грабенообразования.

Палеогеоморфологические реконструкции, выполненные авторами, подтвердили высокую информативность конформной рельефу геологической структурно-вещественной основы для целей палеогеоморфологии. Она позволяет с большой достоверностью определить возраст геоморфологических структур и при этом установить время их заложения, прогрессивного и регрессивного развития, оценить степень наследования и новообразования в их эволюции, дифференцированность и контрастность, установить общие закономерности их развития во времени и пространстве.

В целом работа над картами, их анализ привели авторов к определенному заключению по истории развития рельефа за рассмотренный период.

1. Эволюция земной коры от мела к неогену шла в соответствии с наметившейся уже в домеловое время тенденцией: по пути усиления ее консолидации и гетерогенности. В палеогеоморфологическом смысле во времени шло разрастание площадей орогенного рельефа, как это уже отмечалось Г.И. Худяковым [1977]. Отдельные горные поднятия, массивы, хребты "спаивались" в процессе тектоно-магматической деятельности во все более крупные и мощные горные сооружения. Разделявшие их седиментогенные геоморфоструктуры также втягивались в поднятие и подвергались деформации.

2. Подтверждаются сделанные ранее выводы [Юг Дальнего..., 1972; Худяков, 1977], что многие горные сооружения рассматриваемой территории существовали уже до позднего мела-неогена. Заложение одних началось еще в докембрии, в палеозое, других — мезозое и кайнозое. Завершение их прогрессивного развития относится в основном ко времени юрско-раннемеловой тектоно-магматической активизации и к позднему мелу-палеогену.

3. Для позднемелового-палеогенового времени были характерны: реликтовые геоморфоструктуры, прогрессивное развитие которых закончилось еще в домеловое время, унаследованно прогрессивно развивавшиеся с домелового времени и новообразованные, заложение и развитие которых относится к мелу-палеогену. В целом преобладающими в это время были прогрессивно развивавшиеся геоморфоструктуры.

4. В неогене геоморфоструктуры, существовавшие в мелу-палеогене, превратились в реликтовые: они потеряли свою тектоно-магматическую индивидуальность и самостоятельность и оказались включенными как пассивные элементы в качественно новые структурно-тектонические образования более высокого порядка (сегментарные плиты по Г.И. Худякову, 1977).

5. Ведущую роль в конструктивном геоморфогенезе орогенных систем играли тектоно-магматические процессы, в равнинных — тектоно-седиментогенные.

По ведущему эндогенному конструктивному рельефообразующему фактору выделены четыре основные группы типов рельефа: плутоногенно-тектоническая, вулканогенно-тектоническая, метаморфогенно-тектоническая и седиментогенно-тектоническая. Каждая из этих генетических групп характеризуется специфичным набором типов рельефа.

6. Авторами доказывается центробежное смещение активного конструктивного геоморфогенеза в геоморфоструктурах разных порядков. Это приводило к вовлечению в активный морфогенез все новых и новых площадей и "распластыванию" конформных рельефу комплексов независимо от их генетических типов. Происходило увеличение степени зрелости и, по-видимому, выравнивание мощности земной коры в пределах геоморфоструктур определенного генотипа.

ИЗУЧЕНИЕ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Поверхности выравнивания всегда использовались для целей геоморфоструктурного анализа. Они привлекаются для установления возраста геоморфоструктур, истории их становления, определения амплитуды тектонических деформаций, для решения проблемы цикличности геоморфогенеза. Особенно широко использовались они при решении всех вопросов применительно к областям денудации. Рельеф областей сноса (горных сооружений) представляет собой весьма сложный объект для геоморфологического изучения, особенно на том этапе, когда требуются ретроспективные построения. Для этого нужны определенные реперные уровни, которые могли бы быть "точками" отсчета для создания геоморфологической "стратиграфии". В качестве таких реперов в областях денудации были приняты поверхности выравнивания. Это как бы "обязало" исследователей выделять их везде, где только к этому были малейшие явные или

даже (как это было чаще) неявные основания, когда многие выровненные поверхности (в том числе многочисленный класс скульптурных их аналогов), принимались за исходные низовые базисные поверхности выравнивания.

Реально ли говорить о существовании древних и древнейших поверхностей выравнивания в современном рельефе? Могут ли они сохраниться в вершинном поясе гор? Может быть, в действительности наблюдаемые выровненные поверхности генетически связаны с вершинным поясом гор и не являются реликтами по отношению к горному рельефу? Такие вопросы обсуждались мало. Дискутировались вопросы о количестве поверхностей выравнивания в разных орогенах, их возрасте, способе выравнивания рельефа, вопросы корреляции поверхностей выравнивания в пределах региона и в глобальных масштабах, вопросы терминологии и классификации. А само существование древних поверхностей выравнивания в современном рельефе гор считалось бесспорным и не требующим дополнительных доказательств.

Но в последние годы появились работы, в которых высказывается сомнение в том, что древние геоморфологические поверхности могут длительное время сохраняться в условиях непрерывно подвергающихся денудации горных систем. Уплощенный же рельеф водораздельных уровней стали генетически связывать не с базисным выравниванием, а с ландшафтно-климатической спецификой денудации, со структурными и скульптурно-структурными факторами экзогенеза и считать, что этот рельеф не является реликтовым, что он формируется в условиях горного рельефа на тех высотах, на которых и сейчас наблюдается. Такие представления не являются пока еще общепризнанными, но они имеют много сторонников [Боч, Краснов, 1943, 1951; Шербакова, 1960, 1968; Растворова, 1963; Захаров, 1966; Криволицкий, 1965, 1971; Башенина, Миринова, 1970; Антощенко-Оленев, 1973; Степанов, 1973]. Авторы разделяют эту точку зрения и неоднократно высказывались по этому поводу в печати [Худяков и др., 1968; Худяков, Никонова, 1975, 1976; Никонова, Худяков, 1976, 1977; Никонова, 1976, 1980а; Никонова, Ищенко, 1978]. Но если уплощенные поверхности, принимавшиеся ранее за реликты поверхностей выравнивания, не являются таковыми, то они не могут использоваться как реперные уровни при геоморфоструктурных построениях. К такому выводу пришли авторы ранее [Юг Дальнего Востока, 1972; Худяков, Никонова, 1975]. Дальнейшие исследования лишь утвердили подобные их представления.

Вообще все поверхности — грани рельефа, в том числе и поверхности выравнивания, являются эфемерными по отношению к горным системам; они непрерывно уничтожаются денудацией. Авторами приводятся аргументированные данные о невозможности в условиях горного рельефа сохранения уплощенных поверхностей древнее неогена. Так, предплиоценовый денудационный срез мезозойских складчатых структур в южной части Дальнего Востока самый различный и превышает 1000 м. А наземная поверхность горизонтально и близгоризонтально залегающих эффузивных пород сенон-датского возраста (допустимый аналог одновозрастной поверхности выравнивания) настолько расчленена эрозионными процессами, что резко контрастирует по своей морфологии с относительно ровной их подошвой. По морфометрическим особенностям расчленения субаэральная поверхность позднемеловых эффузивов не отличается здесь от такой же поверхности смятых в складки осадочных мезозойских и палеозойских толщ.

В эпигеосинклинальных горных сооружениях мезозойской и более древней складчатости в экспонированном виде сохраняются лишь сравнительно молодые, преимущественно четвертичные и плиоценовые седиплены и пластолены (соответственно — осадочные и вулканогенные аккумулятивные поверхности). Более древние аккумулятивные поверхности (которым вполне могут отвечать по морфологии денудационные поверхности) обычно интенсивно расчленены.

В северо-западной части Амура-Зейской равнины широко распространены осадки миоцена (сазанковская свита) и плиоцена — нижнего плейстоцена (белогорская свита). Обнажающаяся кровля миоценовой толщи превращена эрозионными процессами в довольно типичный среднеплейстоценовый—голоценовый стратиплен и условно выде-

ляемый откопанный седиплен. Даже самая молодая водораздельная часть Амура-Зейской системы междуречий, бывшая плиоцен-нижнеплейстоценовая аккумулятивная равнина (плиоцен-нижнеплейстоценовый седиплен), на большей своей площади расчленена и превращена в среднеплейстоценовый—голоценовый стратишлен. Глубина денудационного послераннеплейстоценового среза здесь довольно значительна, порядка 150—100 м, при абсолютных высотах 300—360 м.

Следовательно, сохранность доплиоценовых форм денудационно выровненного рельефа по горному обрамлению Амура-Зейской равнины представляется маловероятной.

Таковые реальные факты по возможности определения верхнего возрастного рубежа сохранности экспонированных форм выровненного рельефа. Для решения этой задачи следует найти разновозрастные формы бывшего выровненного рельефа, существовавшего в горных условиях. Такими геоморфологическими образованиями являются бывшие разновозрастные (от позднемезозойских до плиоценовых) близгоризонтально залегающие пластогены — выровненные аккумулятивные поверхности вулканического происхождения. Судя по сравнительно выровненным подошве и внутренним граничным плоскостям образующих их эффузивных тел, первичная их поверхность была тоже выровненной. Завершение перекомпенсированного накопления эффузивных пород, мало отличающихся по денудационной стойкости от интрузивных образований [Карасев, Худяков, 1966], часто происходило в горных условиях [Юг Дальнего Востока..., 1972]. При более или менее точной (в пределах эпохи) стратиграфической датировке бывших пластогенов, не погребенных впоследствии под более молодыми геологическими образованиями, время их эрозионного расчленения определялось с момента завершения вулканических процессов.

Никакие другие формы бывшего выровненного рельефа не смогли заменить данные природные модели. Позднемезозойские седиплены настолько структурно изменены, что уже не могут служить примерами бывших равнин. Осадочные же палеоген—неогеновые бывшие аккумулятивные равнины, формирующие ныне низогорный рельеф, денудационно слишком непрочны, чтобы служить аналогами соответствующих им по возрасту денудационно-выровненных поверхностей в "скальных" породах.

Проведенные корреляционные связи между разнопорядковыми вершинными и базисными поверхностями в пределах разновозрастных эффузивных покровов с сохранившейся горизонтальнослоистой структурой привели к следующим выводам [Худяков, 1977].

1. Морфометрические характеристики исходно выровненного рельефа не позволяют точно фиксировать возраст горного рельефа, если он древнее миоценового, т. е. старше 30 млн. лет. Для низогорного и особенно равнинного эта цифра еще меньше и в своих крайних пределах колеблется в интервалах плиоценового времени — до 8 — 10 млн. лет. Иными словами, морфологические различия рельефа, обусловленные его возрастом, оказываются тем меньше, чем гипсометрически он ниже. Это вполне понятно: чем выше деформирована какая-либо выровненная поверхность реликтового рельефа, тем больше времени требуется на ее уничтожение, главным образом за счет склоновых процессов.

2. В той или иной геолого-геоморфологической среде существует вполне определенный по продолжительности полный возрастной цикл развития рельефа, в течение которого совершенно утрачиваются специфические черты исходного неравновесного рельефа с резкой дисгармоничностью главнейших его структурных элементов (талъвегов и водоразделов) и рельеф становится равновесным с высокой степенью гипсометрической гармонии (т. е. с максимальной степенью корреляции однопорядковых вершинной и базисной поверхностей). Это равновесное состояние рельефа продолжительнее по развитию, чем неравновесное, хотя, как и последнее, также должно иметь вполне определенный в той или иной геолого-геоморфологической обстановке интервал развития.

Низко- и среднегорные плиоценовые пластогены отчетливо фиксируются в рельефе

своими плосковершинными водоразделами и относительно глубоко врезанными речными долинами с невыработанным продольным профилем. От миоценовых низко- и среднегодных пластоенов остаются близвысотные слабоуплощенные водоразделы с относительно глубоко врезанными речными долинами, продольные профили которых выработаны больше, чем у долин плиоценовых. От олигоценых более древних низко- и среднегорных пластоенов уже не остается никаких признаков их бывшей выровненности.

Следовательно, в горных условиях южной части Дальнего Востока не могут сохраняться реликты домиоценовых выровненных поверхностей. Домиоценовый горный рельеф, как правило, уже гармоничен. Дисгармония горного рельефа особенно характерна для плиоценового и более молодого рельефа активизированных областей. В пределах низкогорного и особенно равнинного рельефа все дошлиоценовые реликты выровненных поверхностей расчленены сейчас до увалистых и увалисто-холмистых форм. Поэтому не наблюдается существенных различий в степени выработанности продольных профилей склонов в районах, где субазральный рельеф однонаправленно развивался, начиная с палеогена и мела, мела и юры, юры и палеозоя.

Все эти морфометрические характеристики, дополненные количественными данными по корреляции вершинной и базисной поверхностей, вполне могут быть использованы для определения относительного и даже абсолютного (в рамках антропогена, неогена, палеогена) времени активизированного орогенного состояния земной коры, что имеет существенное значение для региональных металлогенических прогнозов.

Для палеогеоморфоструктурных исследований большую информацию содержат коррелятные и особенно конформные рельефу геологические образования. Это положение доказывается во многих работах [Юг Дальнего Востока..., 1972; Худяков, 1977; Худяков, Никонова, Тащи, 1979; Тащи, Никонова, 1980]. Но это не означает, что поверхности выравнивания для целей палеогеоморфоструктурного анализа полностью утратили свое значение. Если они не могут быть выделены на водораздельных уровнях горных систем, то это не значит, что они вообще не существуют.

Региональные поверхности выравнивания возникают в результате разрушения орогенных сооружений или их частей. Разрушение орогенов — это уничтожение колоссальных объемов геологических тел, в 5—10 раз превышающих объемы денудационных средов гипсометрической разности между горными и равнинными уровнями. Такой процесс может произойти только в определенных специфических условиях и зонах, где деструкция земной коры осуществляется не только экзогенными, но и эндогенными процессами, "работающими" в парагенетическом единстве. Такие условия характерны для рифтогенных зон. По мнению авторов, только с этими зонами и надо связывать формирование поверхностей выравнивания, и поэтому поверхности выравнивания следует рассматривать не как экзогенные, а как экзогенно-эндогенные образования.

Представления о таком генезисе и структурной позиции поверхностей выравнивания были высказаны авторами еще в 1975 г. в монографии "Проблемы поверхностей выравнивания горных стран" [Худяков, Никонова, 1975] и в ряде других работ [Худяков, Никонова, 1979, 1982, 1983]. Г.И. Худяковым [Худяков, Никонова, 1975] выдвинут принцип кумулятивной деструкции земной коры, выражающий идею о максимальном сосредоточении энергии эндогенно-экзогенного разрушения коры в условиях растяжения земной коры вдоль рифтовых зон. Согласно этому принципу именно в этих зонах происходит наиболее быстро разрушение и понижение поверхностей литосферы, выравнивание ее рельефа с последующим захоронением под осадочным чехлом.

В таком аспекте проблема поверхностей выравнивания практически еще не обсуждалась в литературе. Лишь в монографии А.Ф. Грачева [1977] отмечается существование синрифтогенных поверхностей выравнивания. Он также считает, что развитие поверхностей выравнивания является общей чертой рельефа материковых рифтов.

Открытие системы рифтов Земли является большим достижением геологии, геофизики и геоморфологии. Оказалось, что рифты распространены чрезвычайно широко — в пределах и океанов и континентов. Они представляют собой или отдельные элементар-

ные рифты-впадины, или протяженные, линейно вытянутые на десятки, сотни и тысячи километров рифтогенные зоны, или радиально расположенные системы рифтов, организованные структурами центрального типа.

Сейчас уже очевидно для всех, что рифтогенез играет важную роль в эволюции земной коры. Во всяком случае, значимость его оценивается наравне с геосинклинальным процессом. Но если геосинклинальный процесс рассматривается как конструктивный, приводящий к становлению и наращиванию континентальной коры за счет океанической, то рифтогенный — как деструктивный по отношению к континентальной коре, преобразующей ее в экстремальных условиях в кору океанического типа [Основные проблемы рифтогенеза, 1977; Континентальный и океанический рифтогенез, 1982].

Как конструктивный, так и деструктивный эндогенные процессы проявляются в преобразовании не только структуры и вещества земной коры, но и рельефа Земли. В связи с этим было бы правильным и в геоморфологии выделять конструктивный и деструктивный эндогеоморфогенез. И это оправданно, если рассматривать рельеф с позиции принципа геолого-геоморфологической конформности [Худяков, 1977]. Согласно этому принципу рельеф представляет внешнюю поверхность геологического тела со специфической (конформной) данному рельефу структурно-вещественной системой. Форма рельефа и конформная ей структура и вещество геологического тела неразрывны. Происхождение и эволюция внешней формы геологического тела — его рельефа — в подавляющем большинстве случаев связаны с происхождением и эволюцией слагающего его структурно-вещественного комплекса.

Как уже отмечалось, конструктивный эндогенный процесс геосинклинальный. Он осуществляет трансформацию коры океанического типа в кору континентальную. При этом кора наращивается от ее "ядер роста" до континентов. Прямым признаком становления континентальной коры считается массовое развитие среди геологических образований метаморфических и магматических комплексов гранитоидного состава [Тектоника Северной Евразии, 1980]. С гранитизацией коры связано возникновение орогенных сооружений. В этом плане становление континентальной коры в геоморфологическом смысле следует рассматривать как становление орогенных систем. Формирование горного рельефа — это основная тенденция конструктивного эндогеоморфогенеза.

Образование орогенной системы, когда отдельные разновозрастные разноранговые орогенные морфоструктуры спаиваются в единые крупные орогенные материковые глыбы-поднятия, является завершающей стадией орогенного геоморфогенеза. Такие геоморфоструктуры Г.И. Худяковым [1977] названы сегментарными плитами. Региональные геоморфоструктуры, которые включаются в качестве составных элементов в эти плиты, утрачивают свою геотектоническую индивидуальность и втягиваются в общий для всей плиты тектонический режим. Формирование сегментарных плит происходит в условиях общего тектонического сжатия континентальных глыб [Худяков, 1977].

Для четвертичного периода юга Дальнего Востока выделены Восточно-Сибирская, Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская сегментарные плиты. Границы их проходят вдоль внутри- и окраинно-материковых впадин — шовных зон (рис. 3). Подобные сегментарные плиты характерны и для других крупных интервалов геологического времени. Эту стадию конструктивного эндогеоморфогенеза следует соотносить с завершением становления морфоструктур фундамента платформ, когда разнотипные, разновозрастные и разнопорядковые орогенно-складчатые системы спаиваются в монолитные континентальные поднятые массивы, отделенные друг от друга тектоническими швами. Такая морфоструктурная ситуация, например, в пределах Восточно-Европейской платформы была характерна для рифея. Для этого времени здесь отмечаются крупные поднятые геоблоки, разделявшиеся системой авлакогенов и грабенов, заложенных по глубинным разломам [Тектоника платформ..., 1981]. Подобные геоблоки — это и есть конечная стадия конструктивного эндогенеза и эндогеоморфогенеза.

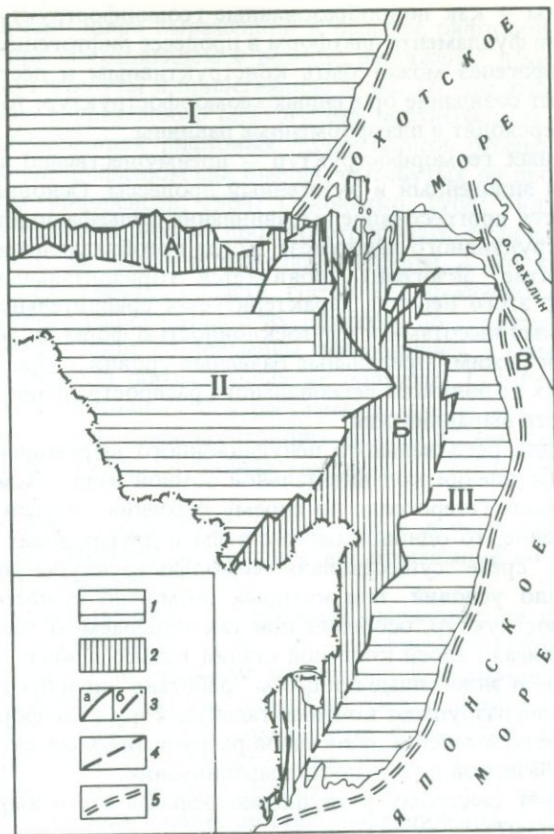


Рис. 3: Сегментарные материковые плиты южной части Дальнего Востока в четвертичный период

Плиты: I — Восточно-Сибирская, II — Монголо-Охотская, III — Сихотэ-Алиньская; шовные зоны: А — Удско-Верхнезейская, Б — Амуро-Уссурийская, В — окраинно-материковая; 1-2 — плиты, разломы (установленные и предполагаемые по геологическим и геофизическим данным): 3 — установленные экспонированные (а) и погребенные под аккумулятивными геологическими телами (б), 4 — предполагаемые, 5 — окраинно-материковый глубинный разлом

С этих позиций все положительные геоморфообразования несут информацию о конструктивном рельефообразующем процессе.

Конечная стадия конструктивного эндогеоморфогенеза устанавливается по времени проявления последней тектоно-магматической активизации, фиксированной конформными магматическими и метаморфическими телами, складчатыми и складчато-дизъюнктивными дислокациями. Прекращение тектоно-магматического подновления обуславливает и прекращение прогрессивного развития геоморфообразований данного генотипа. Они могут длительное время существовать как пассивные положительные геоморфообразования. Полное их разрушение возможно лишь в условиях деструктивного эндогеоморфогенеза, когда напряжения сжатия сменяются напряжениями растяжения.

Основной тенденцией деструктивного эндогеоморфогенеза является разрушение орогенного рельефа и образование на месте и в пределах его депрессионных геоморфообразований с равнинной поверхностью. Это уже наложенные депрессии. Они и несут основную информацию о деструктивном эндогеоморфогенезе. По отношению к ним поднятия (орогенные массивы) представляют собой остаточные положительные геоморфообразования. Образование рифтов-грабен — начало эндогенной деструкции материковых глыб, в результате которой глыбы дифференцируются на поднятия и прогибы, а в конечном счете, как это характерно для фундамента платформ, — на щиты и плиты. При этом щиты следует рассматривать как остаточные положительные геомор-

фоструктуры, а плиты — как новообразованные геоморфоструктуры, возникающие в результате деструкции фундамента платформ в процессе рифтогенеза.

Итак, эндогеоморфогенез может быть конструктивным и деструктивным. Если в процессе первого идет созидание орогенных геоморфоструктур, то в процессе второго они разрушаются и переходят в платформенные равнины.

Созидание орогенных геоморфоструктур — преимущественно эндогенный процесс, а деструкция их — и эндогенный и экзогенный процессы. Основной тенденцией экзогенеза вообще является прогрессивное выравнивание рельефа во времени и пространстве. В условиях конструктивного эндогенеза, когда преобладающим режимом является тектоническое поднятие, экзогенез проявляется горизонтальным и вертикальным расчленением. Рельеф этого периода характеризуется сравнительно большим абсолютными и относительными высотами и крутосклонностью форм до тех пор, пока существует этот эндогенный режим. Предельные базисные уровни — поверхности выравнивания — в этих условиях не получают регионального распространения, формируются лишь локальные поверхности выравнивания.

Благоприятными для регионального денудационного выравнивания являются условия растяжения и разрушения континентальной земной коры. Земная кора на любом временном "срезе" была гетерогенна по своему строению. И если в одних зонах происходило ее становление, то одновременно с этим в других зонах шла ее деструкция. В любом временном "срезе" существовали геоморфоструктуры конструктивные и деструктивные. Не было условий, при которых возможно существование только тех или других геоморфоструктур, особенно при так называемом глобальном пенеппене.

Выравнивание достигало своей конечной стадии только в зонах эндогенной деструкции. Здесь экзогенные и эндогенные процессы "работают" не в противоборстве, а согласованно — и те и другие разрушают континентальную кору с конформным ей рельефом. Эффект деструкции максимален и экзогенное разрушение здесь скорее достигает своей предельной стадии — базисной поверхности выравнивания.

Что же способствует быстрому разрушению рельефа и его выравниванию в зонах растяжения земной коры?

Прежде всего следует отметить, что рифтогенные зоны в связи с высокой степенью тектонической раздробленности денудационно ослаблены. Это способствует быстрому экзогенному расчленению орогена. Растяжение коры обычно сопровождается ее прогибанием и соответственно — гипсометрическим понижением поверхности, что является главным фактором, благоприятствующим выравниванию рельефа. Понижению поверхности благоприятствуют и значительные гравитационные избытки силы тяжести. Генетическую связь процессов растяжения и прогибания отмечают многие исследователи, доказывая это тем, что в основании всех крупных прогибов и впадины лежат рифтогенные структуры. Так, в осевой части почти всех синеклиз Восточно-Европейской, Сибирской, Южно-Американской, Западно-Сибирской и других платформ обнаружены типичные структуры растяжения — авлакогены [Шатский, 1964а, б; Глубинная тектоника..., 1971].

Латеральному распространению процесса выравнивания способствует расширение во времени рифтогенных прогибов за счет разрушающихся прилегающих областей сноса. Разрастание рифтогенных впадин за счет эндогенного и экзогенного разрушений прилегающих хребтов и междувпадинных горных перемычек как особенность их развития отмечали Н.А.Флоренсов [1964], В.П. Солоненко [1968], Н.А. Логачев, Д.В. Лопатин [1976], А.Ф. Грачев [1977] на примере Байкальской зоны современного рифтогенеза.

А.Ф. Грачев [1977] называет разрастание впадин за счет прилегающих хребтов главной чертой рельефообразования в материковых рифтах. Н.А. Логачев и Д.В. Лопатин [1976] отмечают, что под Байкальской рифтовой зоной фиксируется слой аномальной мантии, формы и размеры которого не соответствуют границам рифтовой зоны. Он распространяется шире морфоструктурных границ собственно рифтовой зоны и захватывает смежные области. Отсюда следует, что рифтообразующее поле тектониче-

ских напряжений гораздо шире выраженной в рельефе рифтовой зоны. Это позволяет предположить, что при сохраняющемся режиме растяжения в деструкцию, прогибание и выравнивание будут втянуты и прилегающие зоны. То, что этот процесс действительно происходит в зоне современного рифтогенеза, подтверждают факты широкого развития на горных обрамлениях рифтовых долин блоков отседания, сбросовых ступеней, сейсмодислокаций, приразломных впадин, вытянутых по простиранию или по диагональным разломам [Флоренсов, 1964; Солоненко, 1968; Логачев, Лопатин, 1976]. Эту особенность их развития можно проиллюстрировать на примере эволюции рифтовых структур древнего заложения в пределах платформ. А это, как отметил Е.Е. Милановский [1982], — единственная область, где можно проследить историю рифтогенеза и рифтовых структур от ранних этапов их развития до современности. Почти все авлакогены по фундаменту плит со временем переродились в синеклизы за счет вовлечения в прогибание склонов обрамляющих их поднятий (а в некоторых случаях и их сводов) в условиях продолжающегося растяжения земной коры. Такой ход развития прогибов платформ (платформенных равнин) описан во множестве работ [Шатский, 1964а; Иголкина и др., 1970; Глубинная тектоника..., 1971; Тектоника платформ..., 1981].

Итак, формированию поверхностей выравнивания в рифтогенных зонах благоприятствуют условия прогибания и разрастания зон прогибания во времени, а также денудационная ослабленность этих зон.

С позиций таких представлений поверхности выравнивания следует рассматривать как один из геоморфологических признаков — показателей рифтогенных зон. По мнению авторов, все вопросы по проблеме поверхностей выравнивания должны решаться в аспекте парагенетической связи поверхностей с рифтогенными зонами. Тогда в ином свете предстанут вопросы о закономерностях формирования выровненного рельефа во времени и пространстве, возрасте поверхностей выравнивания и методах его определения, условиях сохранности древних поверхностей выравнивания, вопросы о так называемых "исходных" поверхностях выравнивания, глобальных пенеппенах, цикличности геоморфогенеза, геоморфологического контроля кор выветривания, металлогении зон гипергенеза в пределах поверхностей выравнивания.

Все эти вопросы требуют длительной глубокой разработки, но общие положения по некоторым из них уже намечаются. Прежде всего определенные коррективы должны быть внесены в само содержание понятия поверхностей выравнивания и в признаки-показатели, по которым они выявляются. Существует ряд критериев, по которым выделялись и выделяются поверхности выравнивания, хотя они не совсем четко определены (и поэтому используются весьма произвольно), в совокупности они позволяют "узнавать" поверхности выравнивания среди других геоморфологических образований.

При отнесении рельефа к категории поверхностей выравнивания обычно учитывается следующее. Поверхность должна быть денудационной. В условиях первичного состояния она должна быть гипсометрически низкой и сочленяться с синхронной ей аккумулятивной (континентальной, прибрежно-морской) поверхностью депрессии, к уровню которой она формируется. Рельеф такой поверхности должны быть выровненным, т. е. полого-очерченным (холмистым, увалистым, увалисто-холмистым, равнинным). Поверхность должна быть дисконформной по отношению к первичной структурной основе, на которой она выработана. Если какой-то из перечисленных признаков будет отсутствовать, то поверхность не будет относиться к категории поверхностей выравнивания. Ровную поверхность могут иметь и аккумулятивная равнина, и вулканическое плато, но для них не характерен такой признак, как дисконформность по отношению к субстрату. Поверхность в разных условиях может несогласно срезать образующую его структурно-вещественную основу, но она опять-таки не будет обладать признаком равнинности и потому также будет отнесена к категории поверхностей выравнивания. Этих признаков-показателей выравнивания во многих случаях бывает мало. Так, для гольцовых выровненных пространств характерны денудационный характер,

выровненность и несогласие с подстилающим субстратом, но эти поверхности имеют совершенно другое происхождение, чем поверхности выравнивания даже в общепринятом понимании. Распространение гольцовых поверхностей контролируется определенными ландшафтно-климатическими условиями, а поверхности выравнивания — структурно-тектоническими. Поэтому обязательным признаком должен быть структурно-тектонический. Этот признак неоднократно рассматривался в геоморфологической литературе, но в общем виде. Авторы пространственно и генетически связывают образование всех поверхностей выравнивания, в том числе пенепленов, с зонами и условиями рифтогенеза. Поверхность выравнивания — это равнинная (или почти равнинная) денудационная поверхность литосферы, образовавшаяся при эндогенно-экзогенном разрушении орогенного сооружения или части его в условиях гипсометрической близости к общему или региональному базису денудации.

Генетическая связь поверхностей выравнивания с зонами рифтогенеза заставляет по другому оценить и их пространственное распространение. Прежде всего их поиск нужно сосредоточить в пределах рифтогенных структурных зон: древних погребенных эпирифтогенных и молодых, формирующихся. Поверхности выравнивания в рифтогенах могут быть локальными, если они формируются в пределах и в обрамлении локальных рифтогенных впадин, краевыми-региональными, если они пространственно связаны с линейно вытянутыми узкими регионально протяженными рифтогенными поясами и зонами в пределах и в обрамлении орогенных сооружений. В условиях рассеянного (рассредоточенного) растяжения, когда "расползаются" крупные блоки земной коры, формируются не линейные (локальные, краевые-региональные), а ареальные поверхности выравнивания — пенеплены [Никонова, Худяков, 1982].

Рифтогенные впадины или серия этих впадин, образующих линейно вытянутые рифтовые зоны, могут быть сопряжены с развитием эпигеосинклинальных (Амуро-Уссурийская рифтогенная зона), дейтероорогенных (Байкальский рифт) и эпиплатформенных (система Предстановых рифтогенных впадин) структурных областей. Соответственно и сопряженные с такими зонами или локальными, или регионально-краевые поверхности выравнивания также следует связывать и с теми и с другими обстановками.

Ареально-региональная поверхность выравнивания (пенеплен) фиксирует уже только платформенное состояние земной коры. Платформы гетерогенны по своему строению, и поэтому в разных зонах ее деструктивный эндогенез, эндогеоморфогенез и соответственно экзогенез реализовались по-разному. В некоторых геоблоках (или зонах) кора могла быть существенно переработана деструктивным тектогенезом и соответственно — геоморфогенезом, в результате чего в пределах всей их площади сформировалась региональная поверхность выравнивания — пенеплен. В других процесс деструкции земной коры мог проявиться образованием лишь отдельных линейных рифтогенных структур и развитых в их пределах линейных поверхностей выравнивания. Некоторые геоблоки вообще могли не подвергаться глубоким деструктивным преобразованиям. Видимо, следует считать, что наиболее предрасположенными к деструктивным процессам в пределах платформ были структуры фундамента плит: именно здесь отмечается большинство из известных на сегодняшний день в пределах платформ авлакогенов [Шатский, 1964а; Косыгин, 1969; Тектоника платформ..., 1981]. Н.С. Шатский [1964б] считает авлакогены одними из основных структур фундамента плиты. С поверхностью фундамента плит авторы преимущественно связывают наиболее широкое распространение таких геоморфологических образований, как погребенные пенеплены [Никонова, Худяков, 1982].

Процесс выравнивания в рифтогенных зонах распространяется трансгрессивно — от осевой части к периферии. В соответствии с этим следует оценивать и возраст поверхностей выравнивания. Наиболее древние из них (всегда погребенные) будут характерны для центральных частей рифтогенных депрессий (осевые части ложа осадочного чехла), к краям они будут моложе, и самые молодые (возможно, экспонированные) будут наблюдаться в обрамлении депрессий. В целом же поверхности выравнивания бу-

дут длительно формирующимися образованиями, разновозрастными в разных своих частях, погребаящимися осадками по мере формирования, т. е. они будут конседиментационными. Коррелятные таким поверхностям выравнивания осадочные толщи формируются синхронно с поверхностями выравнивания и перекрывают их трансгрессивно. По этим осадкам и следует определять возраст поверхностей выравнивания [Худяков, Никонова, 1975; Никонова, 1976; Худяков, 1977]. При сопоставлении трансгрессивного расширения осадочного чехла внутриматериковых впадин с синхронным выравниванием придепресссионных окраин был выдвинут принцип соотношения разновозрастных площадей аккумуляции и денудации: наиболее широко и гипсометрически высоко за границы площади устойчивого осадконакопления развивается тот уровень денудационного выравнивания, который пространственно коррелирует и разновозрастен наиболее обширному на этой площади аккумулятивному уровню.

В связи с одновременностью заложения и развития самих рифтовых систем в разных регионах и в связи с тем, что процессы рифтогенеза и эндогенно-экзогенного разрушения литосферы обусловлены прежде всего региональным становлением морфотектонопар в условиях как становления, так и разрушения континентальной коры, трудно рассчитывать на возможность выявления каких-либо разновозрастных уровней в глобальном масштабе.

Погребенные поверхности выравнивания в геологическом разрезе будут представлять собой поверхности угловых несогласий (локальных, краевых-региональных), что также следует учитывать при палеогеоморфологической их интерпретации [Никонова, Худяков, 1976; Никонова, 1976, 1978а, 1980а].

Решение вопроса о формировании поверхностей выравнивания в рифтогенных зонах — это решение вопроса об истории рельефа рифтовых зон, что, конечно, так или иначе обсуждается в большинстве работ, но специально этой теме посвящены немногие из них. Наиболее целю геоморфологический аспект этой проблемы рассматривается Н.А. Логачевым, Д.В. Лопатиным [1976] и А.Ф. Грачевым [1977]. В их работах затронута и проблема поверхностей выравнивания, формирование которых они связывают с дорифтогенной относительной тектонической стабилизацией. Возможность образования синрифтогенных поверхностей выравнивания отмечается только А.Ф. Грачевым. Причем исторический аспект поверхностей выравнивания он тоже не оценивает. Когда проявляется процесс выравнивания, как он развивается во времени? Достаточно полный ответ на этот вопрос еще не получен, и пока нет возможности его получить, так как эволюция самих рифтогенных геоморфоструктур во многом неясна. Тем не менее воспользуемся данными и представлениями, которые уже имеются, и попытаемся на их основе рассмотреть развитие в этих зонах поверхностей выравнивания.

Прежде всего, какие морфоструктурные условия предшествуют рифтогенезу? По этому поводу существуют неоднозначные суждения. Возьмем крайние из них. Одни исследователи считают, что рифтовому режиму предшествует образование обширных положительных морфоструктур — антеклиз, сводов, куполов [Милановский, 1970, 1979; Белоусов, 1978]. В этом случае в качестве дорифтового следует рассматривать горный рельеф, а рифтогенные геоморфоструктуры — как синорогенные. Другие, например А.Ф. Грачев [1977], полагают, что материковые рифтовые зоны являются эпиплатформенными образованиями. Исходной дорифтогенной геоморфологической поверхностью, по его данным, является поверхность выравнивания — пенеплен, а хребты возникают уже в процессе растяжения. Заложение рифтов происходит раньше, чем начинают расти окружающие хребты.

Не имея оснований отрицать внесводовую природу рифтов (такие явления в ряде случаев характерны), авторы все-таки склоняются к тем представлениям, по которым рифты считаются преимущественно синорогенными. К этому склоняют их следующие соображения.

В пределах всех материковых рифтов и рифтовых зон, поясов и ареалов в основании выполняющего их аккумулятивного комплекса сохранился континентальный фунда-

мент. Он сложен складчато-метаморфическим комплексом разновозрастных (в разных рифтогенных зонах) пород, нередко пронизанных различными по составу интрузиями. Комплекс таких пород конформен орогенным системам [Худяков, 1977]. Между фундаментом и осадочно-вулканогенным комплексом, выполняющим рифтогенные впадины, обычно отмечается значительный стратиграфический перерыв. Стратиграфический перерыв — это всегда период денудации. Длительный перерыв свидетельствует о длительном денудационном режиме. А это возможно лишь при условии денудации достаточно поднятого континентального (орогенного) массива. Вместе с тем аккумулятивное выполнение рифтогенных впадин представлено, как правило, орогенным комплексом как осадочного, так и осадочно-вулканогенного и вулканогенного происхождения. Эти соображения заставляют авторов согласиться с мнением тех, кто считает, что материковый рифтогенез предварялся и сопровождался сводовым орогенным поднятием. Соответственно рифтогенные геоморфоструктуры формировались в условиях орогенного рельефа, который может быть эпигеосинклинальным, дейтероорогенным и эпиплатформенным. В.Е. Хаин [1964] определяет рифтогенез (тафрогенез — впадинообразование) как эпиророгенное явление и считает, что этот процесс фиксирует переходную стадию (тафрогенную) от орогена к платформе. Е.Е. Милановский [1970] допускает перерастание орогенеза в рифтогенез (тафрогенез).

Почти во всех тектонических работах, в которых обсуждаются вопросы развития земной коры, орогенная и платформенная стадии отмечаются как последовательные (орогенная стадия сменяется платформенной). С геоморфологических позиций, в это время должно произойти разрушение орогенного сооружения и на его месте — сформироваться аккумулятивные платформенные равнины. Переход от орогена к платформе, от горного сооружения к равнине был всегда неясен в представлениях об эволюции земной коры. Геоморфологи рассматривают стадию пенепленизации как переходную от орогена к аккумулятивной равнине. При каких условиях она происходит?

Большинство исследователей считают, что пенепленизация осуществляется при затухании эндогенной активности, при относительной тектонической стабильности и явном преобладании экзогенности [Мещеряков, 1965; Тимофеев, 1979; Наумов, 1981]. По мнению авторов, пенепленизация возможна только в условиях рифтогенного разрушения коры в промежуточную стадию ее развития от орогенной к платформенной, когда происходит разрушение орогенных систем с образованием на их месте пенеплена с последующим вовлечением его в продолжающееся прогибание и образованием уже аккумулятивных равнин. В данном случае переходный этап от орогенного состояния к платформенному следует рассматривать не как этап тектонического покоя, а как активную син- и посторогенную деструктивную стадию развития земной коры, когда эндогенное ее разрушение сопровождается интенсивным же экзогенезом [Худяков, Никонова, 1975].

В пределах орогенов рифтогенез проявляется в начале отдельными ослабленными зонами литосферы. Со временем рифтогенной деструкцией охватывается все орогенное сооружение со все возрастающим распространением в его пределах поверхностей выравнивания с образованием в конечном итоге на его месте пенеплена. При этом каждой стадии рифтогенного эндогенеза соответствует специфический эндо- и экзогеоморфогенез.

В начальную стадию рифтогенеза еще не существовало открытых систем разрывных нарушений, обуславливающих обрушение коры с образованием грабеновых геоморфоструктур, но уже возникают зоны повышенной трещиноватости пород. Эту начальную стадию эндогенной деструкции можно назвать крипторифтовой.

Крипторифт еще не фиксируется геологическими телами, но уже проявляется в рельефе. В результате того, что такие участки земной коры становятся за счет трещиноватости пород денудационно ослабленными, сравнительно быстро происходит понижение поверхности путем экзогенного ее расчленения, срезания и выравнивания с формированием депрессионных зон, лишенных покрова рыхлых отложений. Это так называемые эвгимнические депрессии [по Ю.А. Косыгину и И.В. Лучицкому, 1962].

Поверхности выравнивания этих депрессий отнесены авторами к типу надбазисных. Для таких депрессий характерны линейные коры и физического и глубокого химического выветривания. Корообразованию нередко способствует и низкотемпературная гидротермальная активность вдоль зон повышенной трещиноватости растяжения.

Начальные стадии рифтового состояния локального участка земной коры в орогене могут быть выражены также и через так называемые тектоно-педименты (по терминологии В.М. Пиотровского, 1961), формирующиеся вдоль зон повышенной тектонической трещиноватости и тектонического дробления пород. В пределах тектоно-педиментов также часто наблюдаются линейные коры выветривания. Они парагенетически связаны с зонами рифтогенеза и синхронны времени эндогенно-экзогенного разрушения поверхностной структуры литосферы.

Последующее нарастание процессов растяжения приводит к дальнейшему эндогенно-экзогенному гипсометрическому понижению ослабленных рифтогенезом зон с образованием депрессионных геоморфоструктур.

Если рифтогенез сопровождается интенсивным вулканизмом, может возникнуть перекомпенсированное накопление вулканогенных толщ. В этом случае одновременно с аккумуляцией вулканогенных образований происходит гипсометрическое повышение геоморфологической поверхности за счет перекомпенсированного накопления вулканических пород с соответствующим возникновением в пределах зоны деструкции так называемого вулкано-орогена (например, горное сооружение Восточно-Азиатского вулканического пояса). И только при условии затухания, а затем полного прекращения магматической активности при продолжающемся, но уже менее интенсивном растяжении земной коры может начаться распад этого орогена с понижением земной поверхности и образованием поверхности выравнивания, с последующим прогибанием и погребением ее под осадочным чехлом континентального или континентально-морского происхождения.

При слабом проявлении вулканизма в рифтогенных впадинах денудационная поверхность выравнивания очень быстро захороняется под вулканогенно-осадочным или осадочным чехлом. Поверхность депрессии становится не денудационной, а аккумулятивной — субазальной в случае компенсированного и субаквальной в случае некомпенсированного аккумуляцией прогибания. Под осадочным чехлом захороняются и коры выветривания. Сохранность их под флювиальными осадками объясняется только тем, что эти коры были не ареальными, которые легко могли быть уничтожены при глубоком денудационном срезе, а линейными, генетически и пространственно сопряженными с мощной зоной тектонических трещин.

При сохраняющихся условиях растяжения в деструкцию вовлекаются склоны обрамляющих впадины поднятий, они также подвергаются эндогенно-экзогенному дроблению с последующим погребением выровненного рельефа под осадками разрастающегося прогиба и соответственно расплывающегося осадочного покрова. Иллюстрации такого хода разрушения и выравнивания орогенных окраин подробно рассмотрены ранее авторами на примере юга Дальнего Востока [Юг Дальнего Востока, 1972; Худяков, Никонова, 1975]. В данной монографии авторы лишь приводят схему, дополнительно выражающую пространственное соотношение аккумулятивных и денудационных выровненных поверхностей и подвергающихся разрушению и выравниванию поверхностей в пределах Амурско-Уссурийской рифтогенной зоны (рис. 4).

Рифтогенез может прерваться на той или иной стадии своего развития. Поэтому нередко в пределах горных сооружений наблюдаются вовлеченные в общее поднятие линейно-вытянутые, эвгимнические впадины. Подобно таким депрессиям, втянутым в орогенное поднятие, в сфере денудационного разрушения могут оказаться и межгорные депрессионные зоны с аккумулятивным осадочным, осадочно-вулканогенным и вулканогенным чехлами (система Предстановых впадин, прогибы по восточной окраине Буруинского массива и др.).

В результате непрерывного развития вся зона рифтогенеза может со временем превратиться в единую зону аккумуляции. Примером подобного завершения эволюции

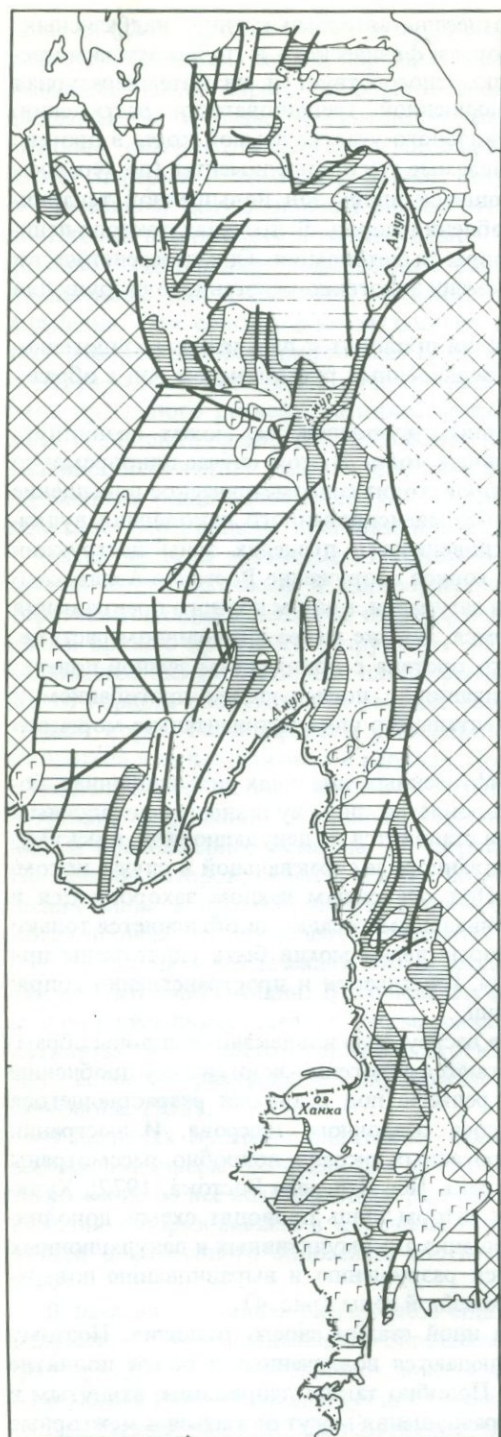


Рис. 4. Схема площадного распространения процесса выравнивания в Амуро-Уссурийской рифтовой зоне

1 — аккумулятивные равнины рифтогенных впадин с погребенной под осадочным чехлом сформировавшейся поверхностью выравнивания, 2 — экспонированные поверхности выравнивания сформировавшиеся и захороняющиеся под осадками, продолжающие формироваться), 3 — зона эндогенно-экзогенного расчленения рельефа, поддежащего последующему выравниванию и захоронению под осадочным чехлом, 4 — орогенные геоморфоструктуры зоны сжатия, 5 — плато-базальты, 6 — основные разрывные нарушения

рифтогенных структур может служить эволюция рифтов фундамента плит. Эндогенная деструкция в начальные периоды ее проявления была сосредоточена здесь вдоль отдельных, пространственно разноориентированных и одновременно возникавших узких линейных зон — авлакогенов. Затем в погружение, судя по трансгрессивно распластавшемуся осадочному чехлу, были вовлечены прилегающие к авлакогенам зоны — на их базе возникли обширные синеклизы [Шатский, 1964а; Глубинная тектоника..., 1971], образующие осадочно-аккумулятивные равнины — седиплены. Генезис таких равнин-синеклиз, в основании которых лежат авлакогены, П.Н. Кропоткин [Глубинная тектоника . . . , 1971] связывает с деформациями растяжения. А.А. Богданов [1964] рассматривает авлакогены и синеклизы как последовательные стадии развития прогибов: стадия авлакогена предшествует стадии синеклизы. Такая последовательность заложения авлакогенов и синеклиз доказывается А.А. Богдановым в основном на примере Восточно-Европейской платформы, но он не отрицает того, что эта закономерность может быть общей и для всех платформ. Последующие эндогенные процессы деструкции коры привели к тому, что постепенно погружением было охвачено и все "межсинеклизное" пространство: возникла обширная область прогибания и накопления осадочного чехла — плита-равнина, поэтому всю плиту следует рассматривать как структуру растяжения.

В соответствии с таким ходом эндогенной деструкции организован и деструктивный геоморфогенез. Процесс выравнивания, сосредоточенный вначале в пределах отдельных линейных зон — авлакогенов,

во времени трансгрессировал за их пределы и в конечном счете охватил обширные площади. В связи с гетерогенностью структур фундамента платформ процесс выравнивания происходил неравномерно, но поверхность фундамента плит в целом вся прошла через денудационное выравнивание, и в этом смысле генетически она однородна и представляет собой ареальную поверхность выравнивания. В связи с тем, что она региональна, ее можно назвать и пенепленом. Авторы, так же как и Н.А. Ансберг [1968], считают, что поверхность фундамента не была гипсометрически единым "сквозным" для всей платформы денудационным уровнем, т.е. единым одновозрастным пенепленом. В масштабе всей плиты процесс выравнивания был конседиментационным: по мере выравнивания поверхность сразу же вовлекалась в прогибание и погребалась под осадочный чехол. И если на одних участках шло еще выравнивание, то на других выравненная поверхность оказывалась уже фиксированной и погребенной под осадочной толщей. В связи с этим пенеплен по фундаменту плит следует считать не только разновозрастным [Худяков, 1977], но еще и конседиментационным [Никонова, 1981].

Стадия пенеплена в процессе разрушения континентальной земной коры является в целом переходной к следующей за ней плитой. В конечную стадию деструкции континентальной земной коры (если этот процесс непрерывен) на ее месте формируется вторичная субокеаническая кора. Эти стадии разрушения континентальной земной коры характеризуются образованием соответствующих им конформных комплексов горных пород с разнотипными, преимущественно равнинными континентальными и морскими геоморфологическими поверхностями, фиксированными полигенетическими аккумулятивными телами, залегающими с угловым несогласием на подстилающих бывших орогенных структурно-вещественных комплексах. Возможным примером такого рода образований служат плиты-равнины: Русская, Западно-Сибирская, Амуру-Зейская, Лено-Вилуйская, Охотоморская и др.

Согласно изложенному, эволюционный ряд континентальных рифтогенных геоморфоструктур в полном своем выражении может быть представлен эвгимнической впадиной — грабен-впадиной — синеклизой — плитой с соответствующим эволюционным рядом денудационных поверхностей выравнивания: тектоно-педимент — поверхность выравнивания (локальная в пределах локальных грабен-впадин, краевая региональная в пределах рифтогенных зон и синеклиз) — региональный пенеплен (по фундаменту плит).

В условиях прогрессивного нарастания напряжений растяжения земной коры поверхности выравнивания по мере своего формирования вовлекаются в прогибание и погребаются под осадочным чехлом. На их месте возникают разного ранга аккумулятивные геоморфологические равнины — локальные и региональные, континентальные, континентально-морские и морские.

Таким представляется ход разрушения орогенных систем в переходную стадию от орогенного состояния земной коры к платформенному. Авторы предлагают к обсуждению поставленный ими еще в 1975 г. [Худяков, Никонова, 1975] вопрос о синрифтогенной природе поверхностей выравнивания. По нашему мнению, выравнивание рельефа до базисного уровня происходит не в условиях относительной тектонической стабильности (правильнее — статичности), а в условиях и зонах активного деструктивного (рифтогенного) эндогенеза и эндо- и экзогеоморфогенеза. Рифтогенез и генетически связанное с ним выравнивание авторы рассматривают как основные процессы, которые осуществляют переход орогенных сооружений в платформенные равнины.

Поверхности выравнивания (экспонированные и погребенные) рассматриваются авторами как показатели зон эндогенной деструкции с возможным и специфическим для них, как для зон деструктивной тектонической активизации, комплексом полезных ископаемых.

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРФОСТРУКТУР

ГРАНИЦЫ

В зависимости от решаемой задачи пространственное положение морфоструктур может быть определено различными способами. Так, для морфоструктур центрального типа в отдельных случаях достаточно показать на карте положение их центра, а для линейных — их оси. Но при морфоструктурном картировании возникает необходимость их площадного ограничения.

В геоморфологической литературе вопрос о принципах ограничения морфоструктур практически не рассматривается. Однако при картировании разнорядковых морфоструктур проблема проведения их границ становится весьма актуальной. Особенно эта процедура необходима при прогнозной минерагенической оценке различных граничных зон.

Принципы установления границ морфоструктур полностью зависят от принимаемого их определения. Так, при "морфологическом" понимании морфоструктур как форм рельефа или геоморфологических аномалий их границы представляют линейные градиенты зоны количественных характеристик рельефа ("морфоограничивающие линии") и определяются в основном путем морфометрического анализа [Применение геоморфологических методов, 1970; Волчанская и др., 1975].

С позиций принципа геолого-геоморфологической конформности [Худяков, 1977] морфоструктуры рассматриваются как объемные трехмерные образования — тектонические структуры с конформным им рельефом, характеризующиеся тремя признаками: рельефом, тектонической структурой и вещественным составом. В формализованном виде их можно представить как эндогенные геологические тела (и как частный случай — тектонические формы) с конформной геоморфологической поверхностью, принадлежащие к геоморфоструктурному пространству или специализированному геологическому пространству с конформным ему рельефом. Поэтому все особенности границ такого геологического пространства, которые рассмотрены ниже, могут быть применены к нему с учетом подобной его специализации. Поскольку специализация определяется требованием конформных соотношений между рельефом и структурно-вещественными признаками геологических тел, то отсюда вытекает возможность формализации этого пространства по трем основным признакам: рельеф, структура, вещество. Иными словами, при изучении геоморфологических структур могут быть выявлены частные границы по изменению характеристик этой геолого-геоморфологической триады. В принципе любая из этих границ должна соответствовать общей границе тела, выраженного в рельефе, так как остальные характеристики конформно связаны с ней. В действительности наблюдается их пространственное несовпадение.

Различная степень конформности определяется неполнотой наших знаний об однородности и однопорядковости внешнего рельефа геологических тел, их структуры и вещества. При наиболее полном восстановлении всех этих составляющих геолого-геоморфологической системы мы решаемся пока во многом априорно утверждать об абсолютной конформности внешней формы геоморфологической структуры ее структурно-вещественному содержанию. Об этом свидетельствуют многочисленные эмпирические данные об увеличении степени геолого-геоморфологической конформности при направленных поисках корреляционных связей между однородными и однопорядковыми элементами геоморфологического пространства, охватывающего как морфоструктуру, так и венчающую ее морфоскульптуру. В обычной же ситуации для различных типов морфоструктур вещественные и структурные характеристики соответствующих геологических тел устанавливаются с различной степенью отчетливости. Таким образом, встает вопрос о соотношении частных границ с общей границей, т.е. о выборе руководящих признаков при ограничении тех или иных генетических типов морфоструктур. Однако прежде чем перейти к рассмотрению их конкретных типов,

остановимся коротко на характеристике особенностей геологических границ и их типизации с тем, чтобы определить возможность применения их к морфоструктурам.

Этот вопрос достаточно подробно разработан в тектонике [Косыгин и др., 1964; Косыгин, 1974]. Среди фундаментальных понятий о геологическом пространстве, разработанных с позиций системно-структурного подхода, геологические границы определяются как поверхности (линии), ограничивающие геологические тела. Их формальное определение сводится к требованию изменения признаков при переходе через границу. В зависимости от характера изменения признаков и их свойств, а также от процедуры выделения определены следующие типы границ: резкостные, дизъюнктивные, условные (трех родов) и произвольные. Два первых типа полностью зависят от распределения свойств вещества в геологическом пространстве. Условные границы зависимы от распределения значений свойств вещества в геологическом пространстве и от процедуры выделения. Наконец, произвольные границы не зависят от распределения свойств вещества, а полностью определяются каким-либо субъективным условием, т.е. процедурой выделения.

Все эти типы границ могут быть приняты и для морфоструктур, однако при их выделении, помимо общих свойств вещества геологического пространства (состав, структура и т.д.), должны анализироваться также свойства конформной им геоморфологической поверхности. В связи с этим объем признаков расширяется за счет добавления всех возможных характеристик рельефа.

Рассмотрим особенности ограничения морфоструктур различных генетических типов, соответствующих ведущим эндогенным процессам (магматизм, тектонические дислокации и метаморфизм) на примере тектоногенных и магматогенных.

Наиболее простыми дизъюнктивными границами характеризуются активизированные блоковые морфоструктуры, относящиеся к тектоногенному типу, поскольку их частные границы (морфологические и структурные) являются дизъюнктивными. Вещественный конформный комплекс для этого типа морфоструктур в приповерхностной зоне отсутствует. Следует, однако, отметить, что такие простые границы имеют не все морфоструктуры тектоногенного типа. Например, очаговые тектоногенные морфоструктуры характеризуются постепенным затуханием дислокаций от эпицентра к периферии, в связи с чем их структурные и морфологические границы являются условными.

Недостаточная для оперативной формализации полнота конформных соотношений в пределах очаговых тектоногенных морфоструктур наблюдается в периферической части. Большой морфологической выраженностью обладают дислокации, которые могут быть выявлены на этой площади геологическими способами. В этом случае целесообразно произвести направленный поиск отражения этих дислокаций в современном рельефе. И только после нахождения оптимального варианта корреляции рельефа, однородных и однопорядковых ему структуры и вещества геологических тел вплоть до периферии очаговых морфоструктур, следует проводить их внешние контуры.

Вулканогенные и интрузивные морфоструктуры, хотя и относятся к одному типу — магматогенных морфоструктур, имеют значительные различия как по объему, так и по соотношениям элементов конформного комплекса. Вулканогенные морфоструктуры характеризуются в сравнении с другими типами наибольшей яркостью конформного комплекса. Для них характерны отчетливо проявленные вулканогенное геологическое тело, первичная вулканогенно-аккумулятивная и дислокационная структура и ее рельеф. Предпочтение при определении их границ следует отдавать структурному и морфологическому признакам, поскольку вулканогенные породы (особенно пирокластический материал) распространяются нередко на очень большие площади и за пределами собственно морфоструктуры их структура и рельеф поверхности зависят от структурно-морфологических особенностей перекрываемых ими морфоструктур.

Интрузивно-купольные морфоструктуры характеризуются минимальным проявлением конформных связей геолого-геоморфологической триады. При их выделении обычно используются в первую очередь морфология и структура перекрывающих толщ, вещественный состав которых по отношению к этим морфоструктурам выступает

в качестве вмещающего субстрата. Как и в предыдущем случае, граница является во многом условной и проводится по внешнему контуру конформных дислокаций и форм рельефа.

Как видно из вышеизложенного, ограничить морфоструктуры — довольно сложная задача, которая решается для различных их типов по-разному. Большинство границ морфоструктур, за исключением дизъюнктивных, условны, причем они выявляются в результате анализа и синтеза частных геологических, тектонических и морфологических границ. При этом методически неверно проводить границы морфоструктур по контуру только той их части, где в настоящее время наблюдаются наиболее полные конформные соотношения рельефа, структуры и ее вещества. Прослеживание эволюции морфоструктуры осуществляется в пределах восстановленных ее границ через палеоморфоструктурные построения [Юг Дальнего Востока, 1972; Тащи, Никонова, 1980].

МОРФОЛОГИЯ

Наиболее существенные особенности морфологии морфоструктур определяются тремя их основными типами: магматогенными, метаморфогенными и дислокационными (тектоногенными). Все здесь зависит в первую очередь от преобладающего режима формирования вещественно-структурного конформного комплекса. Так, геоморфогенез сравнительно простых и пологих платформенных дислокаций направлен на поверхностное выражение авлакогенов, синеклиз, антеклиз, поднятий, прогибов, валов, куполов, мульд и других изометричных и прерывистых складок с дизъюнктивными и пликативными ограничениями. В орогенном режиме формируются складчато-глыбовые и глыбовые морфоструктуры, представителями которых являются морфоантиклинории, -горст-антиклинории, -синклинории, -грабен-синклинории, различные виды морфо-синклиналей, -антиклиналей, -моноклиналей, -горстов, -грабенов и др. Большую роль при этом играют в морфотектогенезе дизъюнктивные нарушения, ограничивающие или пересекающие пликативные структуры и выраженные в рельефе в виде высокоградиентных склоновых перегибов. В тафрогенных областях ведущими являются рифты и межгорные впадины разных типов. Все это большое многообразие структурных форм различных областей имеет свое выражение в рельефе, особенно в его макро- и мезоформах. Микроформы рельефа и часть мезоформ отражают, кроме этого, вещественный состав тектонических комплексов и климатические условия, в которых формировались и разрушались морфоструктуры.

Платформенным морфоструктурам, особенно высоких порядков, свойственны в основном относительно пологие формы рельефа, усложняющиеся по мере возрастания степени дислоцированности геологического субстрата. Между степенью его дислоцированности и степенью морфологической дифференцированности геоморфологической поверхности существуют прямые связи, прослеживающиеся от высокопорядковых морфоструктур к низкопорядковым.

Морфоструктуры континентальных платформенных областей сформировались в инверсионную стадию развития платформ, характеризующуюся общим воздыманием при одновременном усложнении структуры ранее сформировавшихся плитных тектонических комплексов. Это период формирования вторичных тектонических комплексов, т.е. в той или иной мере измененных первичных конформных комплексов.

Главной особенностью геоморфогенеза в заключительную инверсионную стадию развития платформ является вовлечение в восходящие тектонические движения больших масс вещества при малых амплитудах и степени дифференциации тектонических движений. Именно такой режим создает условия для формирования геоморфологических поверхностей с плавными переходами и низковысотными уровнями. Возрастание степени дифференцированности и амплитуд тектонических движений платформенных геоморфологических структур и усложнение их морфологии происходят в направлении к орогеническим морфоструктурам. В связи с этим в особенностях морфологии

поверхности платформенных геоморфологических структур устанавливается определенная зональность.

Зоны с минимальной степенью дислоцированности тектонических конформных комплексов при минимальных амплитудах и малой степени дифференциации тектонических движений характеризуются геоморфологической поверхностью типа равнины, а районы с максимальной для платформенных областей степенью дислоцированности тектонических комплексов, экстремальными амплитудами тектонических движений и их дифференцированностью имеют геоморфологическую поверхность типа нагорья с частично сохранившимся от размыва плитным комплексом. Такие типы геоморфологических поверхностей, как плато и плоскогорья, занимают промежуточные положения между двумя предыдущими типами геоморфологических поверхностей и формировались при соответствующих геотектонических условиях. Отрицательные морфоструктуры с геоморфологическими поверхностями типа континентальных низменностей формируются или в заключительный этап колюмогенной стадии [Спижарский, 1973] при существующих еще отрицательных тектонических движениях или в начале раннего этапа инверсионной стадии, когда только начинается смена знака тектонических движений (локальные впадины, предгорные прогибы).

Дислокационный конформный комплекс горных областей в общих чертах отражает те же особенности, которые были описаны и для платформенных морфоструктур, т.е. состояние тектонического комплекса, его вещественный состав и, по-видимому, мощность. Если степень дислоцированности тектонических комплексов не выходит за пределы пластических деформаций, мы будем иметь дело главным образом с пликативным морфоструктурами типа хребта-антиклинали, впадины-синклинория и т.д. Высотные же характеристики этих морфоструктур будут зависеть от интенсивности складчатых движений, их дифференцированности и амплитуды.

В орогенических областях возрастание степени дислоцированности тектонических комплексов, дифференцированности тектонических движений и их амплитуд происходит от краевых областей в сторону их центральных зон. В соответствии с этим усложняется геоморфологическая поверхность, возрастают высоты морфоструктур и контрастность их сочленения. В осевых частях орогенов располагаются максимальные высоты. Геоморфологическая поверхность по типу является высокогорной или среднегорной. Мелкогорный тип геоморфологической поверхности характерен для зон минимальных дислокаций, амплитуд тектонических движений и их дифференцированности. Аналогичные зоны существуют и со стороны внутригорных впадин, но они более узкие, если морфоструктуры не сочленяются по дизъюнктивам.

Интенсивность пликативных и дизъюнктивных дислокаций тоже имеет зональное распределение. Пликативные дислокации минимальны в краевых зонах орогенов и максимальны в их осевых зонах. Дизъюнктивные морфоструктуры образуют зоны сгущений, трассирующие места сочленения морфоструктур. Их глубинность и ширина обычно возрастают от низкопорядковых морфоструктур к высокопорядковым. Соответственно меняется и степень их выраженности в рельефе.

Морфоструктуры областей рифтогенеза характерны для тафрогенной стадии развития орогенных морфоструктур. Здесь снова происходит инверсия знака тектонических движений от положительного вертикального и тангенциального к отрицательному вертикальному и тангенциальному. В тектонические движения вовлекаются в основном малые и средние массы со средними и большими амплитудами тектонических движений при в общем-то слабой их дифференцированности. Орогенные морфоструктуры к моменту инверсии знака тектонических движений завершают свое активное развитие, становятся пассивными, начинается их деструкция. В это же время начинается конструктивная стадия развития тафрогенных морфоструктур и формирование их первичного структурно-вещественного комплекса.

Изменение знака тектонических движений и деструкция орогенных конформных комплексов ведут к изменению характера геоморфологической поверхности, которая в целом снижается и выравнивается. Сглаживаются ее контрастные сочленения морфо-

структур. Реликты орогенных морфоструктур из-за погружения территорий и быстрого накопления вещественных комплексов погребаются, тем самым возрастает степень выровненности геоморфологической поверхности. Расширение площади впадины, уменьшение контрастности их сочленений с орогенным обрамлением происходят путем вовлечения в прогибание краевых частей зон рифтогенеза, возрастания интенсивности и мощности аккумулятивного комплекса в этих краевых зонах [Худяков, 1977; Худяков, Никонова, 1975; Никонова, 1978б].

Тектонические комплексы рифтогенных морфоструктур и их геоморфологическая поверхность, как и в предыдущих случаях, имеют зональное строение. В местах максимального накопления отложений и значительных амплитуд тектонических движений геоморфологическая поверхность приближается по типу к межгорной равнине. Затем следуют зоны геоморфологических поверхностей типа холмогорья и мелкогорья, характерные соответственно для областей с уменьшением и амплитуд тектонических движений, и площадей блоков, вовлекаемых в нисходящие движения.

Одной из важнейших особенностей орогенных магматогенных морфоструктур является способность формировать морфоструктуры центрального типа с хорошо развитыми радиально-концентрическими элементами. Магматический конформный комплекс может слагать полностью низкопорядковые морфоструктуры или их части, дуговые элементы высокопорядковых морфоструктур [Тащи, 1982]. Обычно эти дуговые элементы обращены выпуклой стороной к блокам с менее зрелым типом земной коры. Наиболее распространенными типами магматогенных морфоструктур здесь являются купольные, в меньшей мере купольно-кольцевые.

В пределах посторогенных вулканогенных поясов, занимающих промежуточное положение между платформенными и орогенными морфоструктурами, наряду с типично горными поверхностями распространены геоморфологические поверхности типа плато и плоскогорий. Горный тип геоморфологической поверхности создается там, где наиболее широко развиты интрузивные породы, обуславливающие полную или частичную инверсию вулканотектонических депрессий. Здесь плутоногенный комплекс выступает в роли первичного, а вулканогенный, особенно ранних стадий — в роли вторичного. В морфоструктурах с геоморфологической поверхностью типа плато вулканогенный конформный комплекс преобразован слабо, во многих случаях сохранены первичные залегающие. Для этого типа морфоструктур не характерны интрузивные комплексы. В таких районах широко развиты кольцевые морфоструктуры и меньше купольно-кольцевые.

Завершая краткую характеристику морфоструктур различных морфогенетических типов, отметим, что строение их геоморфологических поверхностей зависит от строения и степени дислоцированности конформных им тектонических комплексов. Чем больше степень дислоцированности тектонического комплекса, тем сложнее конформная им геоморфологическая поверхность. Вещественный состав комплекса отражается в микро- и мезоформах рельефа.

Необходимо остановиться на вопросе о якобы имеющихся несоответствиях между структурно-вещественным комплексом и геоморфологической поверхностью, о ее дисконформности [Ласточкин, 1980]. Чаще всего обнаруживаемая дисконформность оказывается мнимой, так как в анализ вовлекаются одни структуры, а геоморфологическая поверхность принадлежит другим. Так, например, наличие долины по оси антиклинальной складки воспринимается как дисконформная по отношению к этой складке форма рельефа. На самом деле долина развивается по зоне повышенной трещиноватости, приуроченной к замку складки. Здесь в замке складки сосредоточен комплекс с большей степенью дислоцированности (дизъюнктивы) тектонического комплекса, чем на крыльях. Геоморфологическая поверхность разлома-долины, таким образом, конформна не замку складки, а зоне дробления в замке складки.

При наблюдении дисконформности следует всегда обращать внимание на то, что не является ли она мнимой, не принадлежит ли дисконформная геоморфологическая поверхность другой морфоструктуре. Чаще всего дисконформные поверхности оказы-

ваются поверхностями, конформными другим морфоструктурам. Приведем еще один пример: на куполе развивается трещина, превращающаяся постепенно в рифтовую впадину. Геоморфологическая поверхность этой впадины, естественно, дисконформна по отношению к купольной морфоструктуре, так как она принадлежит уже рифтовой, а не купольной морфоструктуре.

КОНФОРМНЫЕ И КОРРЕЛЯТНЫЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Конформные и коррелятные комплексы горных пород

При описании истории развития рельефа рассматривают в стратиграфической последовательности коррелятные этому рельефу отложения. Таковыми обычно считают континентальные осадочные толщи, накопившиеся в зонах устойчивого прогибания, при орогенном поднятии или же сформировавшиеся в виде маломощных покровных отложений, сопоставимых с полигенетическими поверхностями выравнивания. Возрастной интервал, в течение которого происходит накопление коррелятных рельефу отложений, определяется в рамках кайнозоя — по времени новейших деформаций земной поверхности. Между тем в пределах горных территорий со сводным типом тектонического развития и значительным преобладанием транзитного комплекса отложений часто не происходит устойчивого захоронения таких толщ. Здесь в депрессионных зонах осадконакопление далеко не полностью компенсирует общее сводовое поднятие. Особенно это характерно для многократно активизированных и эпигеосинклинальных областей поздней стадии развития. Анализ континентальных осадков, сформировавшихся в таких и им подобных условиях, дает слишком мало информации для восстановления истории развития долгоживущих (например, с палеозоя и мезозоя) эндогенных форм рельефа Земли.

Рельеф Земли с позиции концепции геолого-геоморфологической конформности рассматривается как внешняя геоморфологическая поверхность организующего ее однородного и однопорядкового с ней геологического пространства. Геоморфологическая поверхность геологических тел (рельеф) отражает в своих формах определенное динамическое состояние многопорядковых и полигенетических разновозрастных или разновозрастных элементов геологического пространства. Генетическая природа той или иной геоморфологической поверхности может быть правильно понята, если в изучение будет вовлечен весь структурно-вещественный комплекс, отраженный на этой поверхности. Поэтому морфоструктурные исследования, основанные на концепции геолого-геоморфологической конформности, отличаются от других геоморфологических исследований тем, что морфоструктуры изучаются как трехмерные образования, где структура, состав и внешняя геоморфологическая поверхность геологических тел являются частями единой системы.

Изучение возникновения и развития крупных эндогенных форм рельефа не ограничивается кайнозойским возрастом. Чтобы разобраться в происхождении таких форм, необходимо изучать прежде всего геологическую предопределенность их зарождения и геолого-геоморфологические особенности последующего развития [Худяков, 1963; Юг Дальнего Востока, 1972].

Ни у кого не вызывает сомнений необходимость геологического описания горных пород, которые слагают аккумулятивные формы рельефа. Геоморфологическая характеристика, скажем, речной террасы невозможна без геологического описания слагающих ее и разновозрастных ей отложений. С такой же степенью правомерности должны вестись для этих целей и геологические описания всех горных пород, которые разновозрастны геоморфоструктурам и слагают их. Изучение комплексов горных пород тесно связано с введением объемного понятия геоморфоструктуры. Всем геоморфоструктурам и геоморфоскульптурам соответствуют разновозрастные и однопорядковые тектономорфные комплексы горных пород, сформированные одновременно с геоморфострук-

турными и геоморфоскульптурными образованиями, слагающие их (конформный комплекс) или пространственно и генетически сопряженные с ними (коррелятный комплекс).

Конформные положительным геоморфоструктурам комплексы горных пород одновременно являются и коррелятными образованиями для генетически сопряженных отрицательных геоморфоструктур. Например, слагающие положительную геоморфоструктуру и конформные ей магматические породы являются одновременно и коррелятными генетически сопряженной с этим поднятием отрицательной геоморфоструктуре. Слагающие же отрицательную геоморфоструктуру (впадину) конформные ей осадочные и осадочно-вулканогенные образования одновременно коррелятны положительной геоморфоструктуре, генетически и морфологически сопряженной с данной впадиной, как составляющая тектонопары.

Геоморфоструктурам высшего порядка — материковым массивам, геосинклинальным сооружениям, океаническим впадинам — соответствует земная кора и мантия различного типа и неодинаковой (возможно, и для мантии) мощности. Геоморфоструктурам первого порядка — горным и равнинным сооружениям — соответствуют "гранитный" и "базальтовый" слой земной коры, подкоровый, волноводный и подволноводный слой верхней мантии различного строения и неодинаковой мощности. Геоморфоструктурам второго порядка (различные типы горных и равнинных сооружений) в пределах земной коры соответствуют осадочные, магматические, метаморфические и тектонические комплексы платформенного, геосинклинального, эпигеосинклинального, дейтероорогенного и эпиплатформенно-орогенного происхождения. Для геоморфоструктур третьего порядка (локальные формы, образующие геоморфоструктуры второго порядка) характерны в пределах земной коры крупные тела интрузий и экструзий, осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные формационные комплексы. Вполне вероятно при этом, что "тектонические корни" геоморфоструктур третьего порядка, их глубинные проекции уходят значительно ниже земной коры.

Мысль о соответствии вещественного содержания определенной тектонической структуре была высказана еще в 30-х годах текущего столетия А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским [1933], которые отмечали различный вещественный состав геосинклиналей и материковых плит. С тех пор платформенные и геосинклинальные системы понимаются как крупные парагенезисы отложений, крупные геологические тела, которым свойственна в равной мере и структурная и формационная общность [Вотак, 1973]. Идея структурно-формационного парагенеза широко использована и при выделении конформных геоморфоструктур комплексов горных пород.

Ниже приводятся некоторые конкретные примеры выделения геоморфоструктур второго и третьего порядков конформных и коррелятных им геологических тел.

На современной стадии разработки этого вопроса удобнее всего пользоваться такими геологическими категориями, как формация, формационные и тектонические комплексы. В дальнейшем необходимо будет перейти на минеральный и атомарный уровни организации вещества. Критерии обособления этих категорий и их ранговая соподчиненность разрабатываются в геологии и геоморфологии и следует принять их на вооружение.

Здесь необходимо остановиться на геоструктурной группе элементов земной коры, так как проводящиеся нами морфоструктурные исследования сосредоточены именно в пределах этой группы. Тектонические комплексы разного типа образуют чешуйчато-слоистую структуру земной коры и показываются на всех тектонических картах, где деление проводится по принципу возраста главной складчатости. Значение крупных несогласий, разделяющих тектонические комплексы, для морфоструктурных исследований показано Г.И. Худяковым [1977]. Здесь лишь подчеркнем, что наличие крупных региональных несогласий свидетельствует о том, что до него существовала морфоструктура определенного возраста и морфогенетического типа, сменившаяся более молодой морфоструктурой иного генотипа. На современной поверхности, таким образом, получает отражение морфоструктура, сформировавшаяся после последнего регионального несогласия. Однако когда на одном и том же месте формируются разновозрастные,

но одинаковые морфогенетические типы морфоструктур, может возникнуть эффект, при котором в рельефе выразится весь набор разновозрастных однотипных морфоструктур и вся их лестница.

Тектонические комплексы обычно подразделяются на четыре структурные группы: плитные, геосинклинальные, орогенных впадин и глыб, а также глубинных разломов. В последнее время особенно много внимания уделяется рифтовому комплексу [Континентальный..., 1982]. Каждый тектонический комплекс имеет свой характерный набор формаций, образующих его "каркас". Здесь будут рассмотрены лишь некоторые тектонические комплексы: плитные, геосинклинальные и орогенных впадин и глыб.

Плитный комплекс характерен для определенного набора морфоструктур, геоморфологическая поверхность которых может быть определена как низменность, равнина, плато и плоскогорье. Этот ряд поверхностей имеет глубокий тектонический смысл. Низменности формируются только в местах центростремительных (по отношению к центру Земли) или отрицательных тектонических движений, охватывающих большие площади, но имеющие малую амплитуду. Геоморфологическая поверхность типа низменности является поверхностью аккумулятивной линзы плитного комплекса. Поэтому там, где в настоящее время не формируется такая линза, это уже другой морфогенетический тип морфоструктуры. Исходя из этого на современной суше неизменностями не могут называться те многие обширные участки, где площадная аккумуляция прекратилась. Поскольку в структурном отношении морфоструктуры совпадают по площади с синеклизами, талассоидами и другими крупными изометричными впадинами, то именоваться эти морфоструктуры могут низменностями-синеклизами, -талассократонами, -талассоидами и т.д.

Главное отличие этого ряда вещественно-структурных комплексов состоит в том, что в их основании залегает цоколь, отделенный крупным региональным несогласием. Слои горных пород практически не деформированы и залегают субгоризонтально, исключая места нарушений первичных залеганий слоев. Формации и формационные комплексы занимают большие площади, имеют про простиранию выдержанные мощности и фации, быстро изменяющиеся по разрезу, характерные региональные перерывы. Конформный седиментогенный или вулканогенно-седиментационный комплекс продолжает формироваться, а деформация же слоев горных пород практически отсутствует. Все это создает условия для формирования рельефа по поверхности осадочных линз. Здесь нет резких и крупных колебаний высот рельефа, перепадов. Он однообразен и выдержан так же, как фациальные комплексы и их мощности.

Плитные конформные комплексы равнинных пространств отличаются от предыдущих по нескольким главным признакам: тектонический режим квазистабильный с очень слабым колебанием в сторону центробежного (положительного); он захватывает большие площади и имеет малую амплитуду, аккумуляция на обширных площадях завершена; слои горных пород испытывают площадные слабые коробления (углы падения минуты, первые градусы); на поверхности "просвечивают" главные разломы фундамента, возможно наличие разломов, связанных с явлениями уплотнения пород чехла. Этот комплекс процессов создает условия для формирования слабо волнистой геоморфологической поверхности с перегибами склонов, характерными для равнины. Чем больше будет нарушено первичное залегание пород чехла, тем пересеченнее будет рельеф равнины, но формы рельефа останутся мягкими, склоны пологими и протяженными, возвышения незначительными. В структурном отношении это будут те же синеклизы, моноклизы и др.

Плитные конформные комплексы морфоструктур с поверхностью типа плато имеют следующие основные характеристики: тектонический режим образования структурного комплекса слабо дифференцированный, центробежный с формированием пологих складчатых структур (до 5°); с более частой, чем в равнинных морфоструктурах, сеткой дизъюнктивных структур; площади, занимаемые конформным комплексом, большие, амплитуды тектонических движений малые и однотипны для всей территории; суммарная мощность вещественного комплекса несколько меньше, чем у предыдущих морфогенетических типов морфоструктур; накопление коррелятного комплек-

са удалено и не обнаруживает непосредственной связи с морфоструктурой и поверхностью типа плато. В соответствии со строением и структурой конформного комплекса горных пород находится и геоморфологическая поверхность. Она слабо дифференцирована, склоны крутые и короткие, больше резких перегибов склонов и уступов, совпадающих с флексурами и разломами. Высокая степень горизонтальной и вертикальной расчлененности рельефа обусловлена в первую очередь сравнительно высокой степенью дислоцированности пород чехла, близостью фундамента и дифференцированностью движений его блоков. Преобладающие морфоструктуры здесь: плато-антеклизы, -моноклизы, валы и др.

Морфоструктуры с морфологической поверхностью типа плоскогорья в структурном отношении характеризуются следующими особенностями: они формируются при умеренном слабо дифференцированном режиме с преобладанием восходящих движений; появляются складчатые структуры с углами падения более 5° ; значительное развитие получают дизъюнктивные структуры; мощности чехла меньше, чем в предыдущих морфоструктурах; местами вскрывается фундамент платформенного чехла. Для этого типа морфоструктур характерно проявление плутогенного конформного комплекса (субплатовые интрузии, конические дайки и др.). Внедрение интрузий ведет к формированию складок с углами падения крыльев до 70° . По мере удаления от интрузий углы падения быстро выволакиваются до $5-10^{\circ}$. Характерны протяженные валы и овалы, разделенные пологими синклиналиными структурами и остаточными впадинами. Геоморфологическая поверхность таких морфоструктур более всхолмленная, дифференцированная, осложненная низкими хребтами магматогенно-дислокационного или дислокационного происхождения. Иногда они ограничиваются разломами-уступами, -перегибами склонов, -флексурами и др. Степень горизонтальной и вертикальной расчлененности рельефа больше, чем у предыдущих морфоструктур. Все это связано с усложнением структуры конформных комплексов, уменьшением их мощности, близостью фундамента и появлением, наконец, нового конформного комплекса — магматогенного, пронизывающего чехол платформы. Наиболее распространенными морфоструктурами являются плоскогорья-антеклизы и моноклизы, магматогенно-дислокационные и дислокационные хребты и увалы, отдельные купольные и купольно-кольцевые морфоструктуры, впадины-прогибы и -синклинали, понижения в межкупольных пространствах и др.

Морфоструктуры с поверхностью типа нагорья характеризуются высокой степенью дислокаций, главным образом дизъюнктивной, при сильной дифференцированности тектонических движений. Вещественный конформный комплекс здесь устанавливается далеко не всегда. Геоморфологическая поверхность в таких морфоструктурах конформна дизъюнктивному комплексу. Здесь, по-видимому, может иметь место и пликативный конформный комплекс, однако его трудно установить. Плутогенный конформный комплекс, хотя и развит слабо, но он является ведущим из вещественных комплексов. Такие морфоструктуры представлены обычно глыбовыми хребтами, разделенными разломами-долинами рек, уступами и перегибами склонов. В целом, это нагорья-щиты, морфоструктуры однопорядковые с морфоструктурами, сложенными плитным конформным комплексом.

В пределах нагорий-щитов известны купольные морфоструктуры, территориально совпадающие с группами гнейсовых куполов или отдельными куполами. На первый взгляд кажется, что геоморфологическая поверхность конформна этим структурам и морфоструктуры могут быть отнесены к метаморфогенным. Тогда будет странным, что в современном рельефе окажутся выраженные структуры, сформировавшиеся на больших глубинах миллиарды лет тому назад. Если учесть, что глубины эрозионного среза здесь составляют более десятка километров, то вряд ли можно говорить о том, что здесь могли сохраниться от размыва какие-то части древнейших морфоструктур. Анализ показывает, что структуры гнейсовых куполов подновлялись при каждом очередном этапе тектоно-магматической активизации платформы. Более поздние дислокации использовали структурные элементы, созданные в период формирования гнейсо-

вых куполов. Эти структуры периодически подновлялись, в результате чего гнейсовые купола как бы возрождались и были все или почти все время выражены в рельефе. Геоморфологическая поверхность таких морфоструктур конформна, таким образом, не гнейсовому, а более позднему структурно-вещественному комплексу, использовавшему каркас структурных элементов гнейсовых куполов. На Аладанском щите это позднемезозойские интрузии.

Здесь мы проанализировали роль структурных дислокационных конформных комплексов при формировании геоморфологических поверхностей платформенных морфоструктур и показали, что морфогенетический тип морфоструктуры зависит от направленности, интенсивности и степени дифференцированности тектонических движений.

Наряду со структурным конформным комплексом на плитах формируется иногда и вещественный комплекс, представленный плутоногенными породами. Он приурочен к зонам глубинных разломов, развивающихся в доколе платформы и пронизывающих весь или какую-то часть чехла. Этот конформный комплекс слагает почти идеально круглые купольные морфоструктуры с хорошо развитыми дизъюнктивными элементами радиально-концентрической симметрии. Плутоногенные тела внедряются в местах пересечения радиальных и концентрических разломов или выполняют какую-то одну систему трещин.

Благодаря тому, что тектоно-магматическая активизация максимальной интенсивности сосредоточена в зонах разломов, купольные морфоструктуры, располагаясь вдоль них, образуют линейные или дуговые ряды морфоструктур. Для рядов морфоструктур характерен близкий петрографический состав вещественного комплекса, сходные размеры интрузивных тел, примерно одинаковая степень их вскрытости при близких глубинах залегания, субпластовый характер интрузивных тел, округлая или удлиненная форма и другие близкие признаки. Все это создает условия для формирования морфоструктур близких размеров. Ряды морфоструктур протягиваются на десятки километров. Более редки отдельно стоящие купольные морфоструктуры.

Интрузии при внедрении деформируют слои вмещающих пород. Совокупность деформированных слоев осадочных пород и интрузивных тел создает тот структурно-вещественный комплекс, которому конформна геоморфологическая поверхность. Купольная морфоструктура как определенный генотип сохранится до тех пор, пока не будут полностью уничтожены эти два конформных комплекса: дислоцированные слои осадочных пород и интрузивное тело. По мере вскрытия последнего, геоморфологическая поверхность частично будет конформна структуре интрузивного тела, частично — структуре вмещающих пород.

В пределах Аладанской антеклизы довольно часто устанавливается, что разновозрастные интрузивные конформные комплексы приурочены к одним и тем же морфоструктурам. Так, в пределах Кондерской купольно-кольцевой морфоструктуры известны два возрастных комплекса, а в пределах Томпюканской их три. Это указывает на то, что зоны проницаемости на протяжении длительного периода остаются постоянными, периодически испытывая активизацию. Это очень важно для палеогеоморфологических и палеоморфоструктурных реконструкций, когда можно предположить, что более молодая морфоструктура наследует элементы более древней. Для этих целей неocenима роль геофизических данных.

На примере платформенных морфоструктур мы показали значение вещественного и структурного комплексов горных пород, которым конформна геоморфологическая поверхность. И здесь степень дислоцированности пластов горных пород имеет полное отражение в характере геоморфологической поверхности. Благодаря тому, что тектонические движения в орогенах бывают активными и дифференцированными, занимают узкие зоны и имеют большую амплитуду, они создают многообразие эндогенных форм, среди которых преобладают поверхности типа хребтов, впадин, долин, куполов, купольно-кольцевые и кольцевые морфоструктуры. Сравнительно быстрая по отношению к платформам фаціальная изменчивость вещественных комплексов приводит к частой смене одних экзогенных форм другими. Среди большого разнообразия морфострук-

тур типичными являются такие, как хребты-антиклинории, впадины-синклинории, хребты-антиклинали, впадины-синклинали, хребты-горсты, впадины-грабены и т.д., т.е. здесь геоморфологическая поверхность конформна структурам орогенного класса. Благодаря различной степени дислоцированности пластов горных пород и степени дифференцированности тектонических движений мы наблюдаем не плавные, а контрастные или довольно резкие сочленения различных морфоструктур. В платформенных областях эти переходы мягче, шавные и постепенные. Отличаются они по размерам.

Магматизм в орогенных областях тоже более интенсивен и разнообразен по составу и возрасту, но при этом сохраняются те же взаимоотношения между структурно-вещественными комплексами и геоморфологическими поверхностями. Интрузивный комплекс формирует купольные морфоструктуры, вулканогенно-плутоногенный — купольно-кольцевые и вулканогенный-кольцевые. Приуроченные к зонам глубинных разломов, магматогенные породы формируют ряды морфоструктур центрального типа. Здесь можно видеть или сочетание или преобладание какого-то конформного комплекса. В соответствии с этим выделяется ряд купольных, купольно-кольцевых или кольцевых морфоструктур, а также образуются сложные ряды при сочетании названных морфоструктур.

Анализ строения вулканогенных областей показывает, что здесь, как и на платформах, имеют значение степень дислоцированности вулканогенных комплексов, их мощности и состав, фациальные особенности и площади распространения. Основными, ведущими следует считать две особенности вулканогенных областей: четкое двухэтажное строение (вулканогенный комплекс играет роль "плитного" комплекса) и большое разнообразие интрузивного комплекса, пронизывающего оба яруса. Эти два основных структурно-вещественных комплекса оказывают решающее влияние на формирование геоморфологической поверхности. Здесь, как и на платформах, известны такие типы геоморфологических поверхностей, как вулканические равнины, плато, плоскогорья и нагорья. Морфогенетические типы морфоструктур отличаются одна от другой по степени сложности в первую очередь структурного комплекса и степени сложности геоморфологической поверхности.

Наличие интрузивного конформного комплекса создает своеобразный набор морфоструктур. Здесь преобладают купольные и купольно-кольцевые морфоструктуры, возникающие в результате инверсии первоначально отрицательных морфоструктур. Слои вулканитов, вмещающие интрузии, подвергаются дислокациям с изменением углов наклона слоев, особенно в околоинтрузивных зонах. Иногда слои изменяют свое падение от центриклинального на центробежное. Кольцевые вулканогенные структуры характерны для тех участков, где интрузивные образования отсутствуют не только на современной поверхности, но и в более глубоких горизонтах, что устанавливается по геофизическим данным.

Плутоногенный конформный комплекс приурочен к зонам глубинных разломов. Поэтому морфоструктуры центрального типа образуют ряды купольных и купольно-кольцевых морфоструктур близких диаметров, со сходными типами геоморфологических поверхностей. Та или иная концентрация морфоструктур центрального типа на единицу площади и создает облик геоморфологической поверхности. Так, вулканические нагорья имеют максимальную насыщенность купольными и купольно-кольцевыми морфоструктурами. Именно для них и характерна наибольшая вертикальная и горизонтальная расчлененность рельефа. В пределах вулканических равнин купольные морфоструктуры редки, наибольшее распространение имеют кольцевые морфоструктуры.

В условиях эпигеосинклиальной и возрожденной (полностью — эпиплатформенной или частично — дейтероорогенной) горной страны конформными ей горными породами могут быть интрузивные и эффузивные образования, а коррелятивными — развитый в межгорных и внутригорных прогибах "орогенный комплекс" отложений. Геосинклиальный комплекс пород будет дисконформен данному типу геоморфоструктуры. Вместе с тем в условиях горной системы с типичными надвиговыми дислокациями

конформный (магматический приповерхностный), а также коррелятный (осадочный во впадинах) комплексы горных пород могут и отсутствовать. Примером является формирование в позднем мелу — кайнозое надвигово-глыбовой морфоструктуры Станового нагорья и Предстановых впадин. Основными методами геоморфоструктурного анализа такой оротектонической формы в современном ее состоянии являются геоморфологические и геофизические методы, позволяющие в большей степени дать статическую ее характеристику и в гораздо меньшей — историко-динамическую.

Конформными горному сооружению Большой Курильской дуги будут четвертичные, неогенные и более древние комплексы туфогенно- и вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, прорванные неогеновыми интрузивами. Перекомпенсированное накопление в подводных (в раннюю стадию становления островной дуги) и наземных (в более позднюю стадию) условиях таких толщ, слабо смятых в пологие складки и в различной степени метаморфизованных, и определило здесь сложно-линзовое строение в основном "построенных" и слабо дислоцированных геоморфоструктур [Худяков, 1965б]. Нижние части разреза островных дуг представлены породами андезито-туфогенно-граувакковой формацией, в которую входят в отдельных случаях базальты, простои и пачки грубообломочных осадочных и туфогенных пород. Весь этот комплекс формирует в основных дугах и их палеоаналогах первичный гранитно-метаморфический слой, являющийся зачатком континентальной коры, более ранней, чем в глубоководных впадинах и желобах [Васильковский, 1968]. Хорошим показателем островодужного становления гранитно-метаморфического слоя служит массовое развитие габбро-диорит-гранодиоритов, плагиогранитов, гранодиоритов и гранитов, слагающих осевые гипсометрические наиболее приподнятые части островных дуг в позднюю стадию их развития.

Осадочно-вулканические и вулканоплутонические островодужные комплексы формируются в субаральной и мелководно-морской среде [Худяков, 1965б]. Кислый состав этих образований сочетается с андезитово-базальтовым составом, образуя так называемые контрастные комплексы. Коррелятными вулканогенному в целом сооружению Курильской островной дуги будут осадочные и осадочно-вулканогенные толщи, выполняющие глубоководные геосинклинальные котловины и желоба. Непосредственному геологическому изучению такие, очевидно, слабо метаморфизованные толщи пока почти недоступны.

Комплексы краевых морей, распространяясь за пределы глубоководных котловин с океаническим типом строения коры, залегают нередко на ранее сформировавшемся гранитно-метаморфическом слое (западно-северо-западная часть Охотоморской и отдельные участки Япономорской впадины). Вверх по разрезу эти осадочно-вулканогенные и вулканогенные толщи сменяются флишевыми и флишиоидными формациями, переходящими в молассоидные и молассовые образования. Формирование молассоидов и моласс связано с возникновением и прогрессивным развитием соседствующего с прогибом расчлененного орогенного сооружения.

Горной морфоструктуре вулканогенных поясов конформны в основном сами сложно построенные, слагающие ее осадочно-вулканогенные тела позднемезозойского и кайнозойского возраста. Несогласно подстилающие их породы уже не являются конформными ей. Перекомпенсированный характер и большая скорость накопления вулканических пород, а также значительная денудационная устойчивость вулканических толщ обуславливает линзовидное строение вулканического пояса. Нижняя сторона такой линзы отражает процесс тектонического погружения, а верхняя — эффект вулканической аккумуляции, часто перекомпенсированного типа.

Подобная особенность в развитии вулканических поясов и крупных вулканических областей приводит к геоморфоструктурной невыразительности их как прогибов. Своеобразная инверсия таких прогибов в процессе формирования двояковыпуклой линзы осадочно-вулканогенных и вулканогенных комплексов — явление, типичное для зональных и арельных (имеющих большую площадь распространения) вулканических геоморфоструктур, так называемых вулканорогенов. Характерной их особенностью яв-

ляется также и закономерная смена во времени комплексов горных пород, фиксирующих все более высокий гипсометрический уровень накопления [Худяков, 1977].

Коррелятными по времени образования кайнозойским вулканическим геоморфоструктурам Сихотэ-Алиня являются палеоген-неогеновые и неогеновые молассы межгорных и внутригорных впадин. В ряде случаев наблюдается непосредственное чередование континентальных угленосных моласс и пород андезитовой формации. В межгорных и внутригорных впадинах западного и центрального Сихотэ-Алиня, Среднего и Нижнего Приамурья выделяется парагэнетический комплекс тонкообломочных угленосных и грубообломочных палеоген-неогеновых отложений, коррелятных эпигеосинклинальному низко-среднегорью [Юг Дальнего Востока, 1972].

Изучение фациальных особенностей конформных магматических тел и осадочных образований эпимиогесинклинального Нижнеамурского низкогорного сооружения дает основание утверждать, что здесь отсутствуют эпохи сплошного денудационного выравнивания и пенепленизации территории. Сравнительно неглубокий срез обусловил напластования вулканогенных тел. Такой особенностью развития рельефа Нижнего Приамурья можно объяснить и хорошую сохранность низкотемпературных рудоносных комплексов.

По-видимому, у большинства геоморфологически выраженных крупных депрессий, как, впрочем, и у крупных поднятий, геоморфоструктурное формирование отдельных участков происходило весьма разновременно. На юге Дальнего Востока нет ни одной крупной межгорной впадины и почти нет горных сооружений, которые были бы в целом одновозрастны по всей их современной площади. Чаще всего центральные участки впадин и горных поднятий вместе с выполняющими их геологическими телами формировались в одно время, а окраины — в другое.

Во многих случаях для наиболее глубокого понимания происхождения геоморфоструктур проводились исследования и криптоконформного комплекса горных пород [Юг Дальнего Востока, 1972]. Так, например, чтобы выяснить природу отдельных участков Амуро-Зейской впадины и сопряженных с ней Гонжинского и Мамынского поднятий, пришлось рассмотреть формационные особенности слагающих эти геоморфоструктуры среднепалеозойских пород. Удалось установить преимущественно миогеосинклинальный тип осадконакопления в среднем палеозое для отдельных участков Амуро-Зейской впадины и переходный от мио- к эвгеосинклинальному режиму тип осадконакопления в отмеченных поднятиях. Палеогеоморфологическая реконструкция территории позволила восстановить следующую обстановку в среднем палеозое: к западу, югу и юго-западу от Мамынского мелководья с архипеллаговой денудационно-вулканической островной суши и к юго-западу от Гонжинской островной суши простиралась устойчиво прогибавшаяся подводная морская аккумулятивная равнина с преимущественно терригенным и орогенным осадконакоплением тонкообломочных пород в течение силура, всего девона и нижнего карбона. Эта зона и впоследствии, вплоть до кайнозоя, испытывала тенденцию к прогибанию и относительно более низкому положению урвеной поверхности аккумуляции и денудации.

Миогеосинклинальный режим развития земной коры с относительно малыми амплитудами прогибания не ведет к последующей интенсивной орогенной инверсии геосинклинальной системы [Юг Дальнего Востока, 1972]. Примером могут служить геоморфоструктурные образования ранних стадий развития наиболее глубоко погруженных участков плит. В то же время для эвгеосинклинальных систем с наибольшей амплитудой прогибания и сложным рельефом глубоководных впадин, желобов и антиклинорных поднятий островных дуг характерна последующая интенсивная и долговременная орогенная инверсия, сопровождаемая формированием мощных эпигеосинклинальных интрузивных, эффузивных и молассовых комплексов горных пород.

Выделение и описание комплексов горных пород, коррелятных и конформных геоморфоструктурам, проводятся в тесной связи с рассмотрением истории их формирования по принципу единства формы и содержания. При этом, естественно, нарушается обычная стратиграфическая последовательность описания, главным образом потому,

что оформление современного типа геоморфоструктур происходило позже, чем формирование коррелятных и дисконформных им, но частично слагающих их пород. Кроме того, в ряде случаев коррелятные и конформные горные породы не могут быть выделены или из-за несовершенства летописи геологических событий, или по другим причинам (они могут быть уничтожены денудацией, не вскрыты бурением, не выведены на земную поверхность и т.д.).

Нередко при недостаточном количестве исходного фактического материала приходится вместо подробного фациального описания коррелятных пород ограничиться весьма беглой характеристикой сводного геологического разреза или же единичных разрезов. В таких случаях делается соответствующая оговорка, предупреждающая о малой фактической обоснованности палеогеоморфологических выводов. Единичные, а тем более латерально некоррелированные разрезы одновозрастных осадочных толщ для этих целей мало пригодны. Это касается особенно ответственных заключений, например, таких, что преимущественно глинистый состав той или иной свиты (определенный по одному-двум-трем стратотипическим разрезам) свидетельствует о широком развитии процессов денудационного выравнивания горного обрамления впадин, а грубообломочный состав (определенный таким же образом) — об активном возрождении или становлении горной страны. Для того чтобы делать такие выводы, необходим прежде всего наиболее полный фациальный анализ отложений той или иной свиты по всей площади ее распространения.

Таким образом, расширение объема геологических исследований горных пород, формирующих рельеф земной поверхности, приводит к более глубокому раскрытию геоморфологических закономерностей. Существующий методологический и методический разрыв между изучением геоморфологической формы и ее геологического содержания неоправдан сейчас ни с той, ни с другой позиций: геоморфологи теряют огромное количество объяснительной информации о конформном рельефе структурно-вещественном комплексе, а геологи не приобретают дополнительных сведений по этому же комплексу.

Структурные конформные комплексы

В случае активного развития морфоструктуры наблюдается формирование как вещественного (осадочные, магматические, осадочно-магматические, метаморфические породы), так и структурного (конседиментационные складки, дизъюнктивы и др.) конформных комплексов. В практике чаще всего приходится встречаться с тем, что вещественный конформный комплекс, сформировавшийся в одних условиях, претерпевает структурные изменения в последующем, и мы уже наблюдаем в той или иной мере преобразованный прежний вещественный конформный комплекс. Степень его дислоцированности на единицу площади, сложность строения оказываются наиболее важными признаками, так как отражают в конечном счете "мощность" определенной дислокационной морфоструктуры.

Низкая степень дислоцированности пород на единицу площади, малые амплитуды и относительно слабая их дифференцированность на больших площадях отражает формирование равнинных геоморфологических структур. Здесь тектонические движения имеют сравнительно низкую степень интенсивности, но захватывают большие массы и площади и не приводят к коренным перестройкам тектонических комплексов, сформировавшихся в иных условиях. Тектонически конформные комплексы равнин-синеклиз представляют очень слабо дифференцированные пластовые комплексы стадии аккумулятивной равнины. Основные последующие здесь геолого-геоморфологические события — это: инверсия знака тектонических движений, прекращение процессов аккумуляции, слабое коробление пластов горных пород и нарушение их сплошности дизъюнктивами. В соответствии с этим находится геоморфологическая поверхность равнины, где макро-и мезоформы рельефа сглажены, нет резких перепадов высот, характерна водораздельная близвысотность и др.

Возрастание интенсивности и степени дифференцированности тектонических движений приводит к увеличению степени дислоцированности тектонических комплексов и как следствие — к усложнению строения геоморфологической поверхности. Плитный тектонический комплекс от впадин и синеклиз к щитам или бортам впадин приобретает все более сложное строение, выражающееся в возрастании степени дифференцированности и дислоцированности структурно-вещественных комплексов. В пределах плато-синеклиз или -моноклиз эти структурные изменения становятся более контрастными, появляются такие формы, как пологие валы-хребты, купола, овалы и др. Благодаря росту степени дизъюнктивности, здесь более часты разломы-долины рек, они лучше выражены, имеют большую протяженность и т.д.

На плоскогорьях-моноклизах степень дислоцированности пород еще больше возрастает. Своего максимума достигают здесь пликативные дислокации, лучше проработаны дизъюнктивы, возрастает их значение в строении тектонических комплексов. Геоморфологическая поверхность приобретает облик, близкий к горному, но и ее дифференцированность и контрастность меньше, чем в настоящих орогенах.

Региональные источники тектонических движений находятся главным образом ниже и в стороне от плитного комплекса. И, чем меньше мощность плитного комплекса, тем сильнее сказываются на его строении движения блоков фундамента. Одни и те же по амплитуде движения блоков фундамента при разных мощностях плитного комплекса получают различное выражение на поверхности.

При больших мощностях плитного комплекса на поверхности лучше и больше выражены пликативные структуры, а при малых мощностях — дизъюнктивные. Действительно, на равнинах-синеклизах выражены весьма пологие обширные пликативные структуры с большим радиусом кривизны, а на плоскогорьях радиусы кривизны пликативных структур уменьшаются, но зато возрастают амплитуды дизъюнктивных.

Дизъюнктивные морфоструктуры преобладают там, где плитный чехол маломощен или вовсе отсутствует. Здесь тектонические движения весьма дифференцированы, а их амплитуды больше, чем в предыдущих морфоструктурах, радиусы кривизны пликативных структур малы. Таким областям свойственны геоморфологические поверхности типа нагорий с равновысотными хорошо выраженными хребтами, разделенными глубокими разломами-долинами рек и разломами-уступами. В морфоструктурном отношении это нагорья-щиты, нагорья-краевые части моноклиз. Выраженность тектонических процессов в таких морфоструктурах очень отчетлива как по степени их дифференцированности, так и по резкому преобладанию дизъюнктивных структур над пликативными.

Для морфоструктур с поверхностями типа плоскогорий и нагорий характерны и купольные морфоструктуры. На плоскогорьях-антеклизах одним из важных элементов морфоструктур является магматогенный конформный комплекс, который находится на некоторой глубине или выходит на современную поверхность. Этот комплекс сопровождается дислокационными формами, где присутствуют как пликативные, так и дизъюнктивные структуры. Внедрение магматогенного комплекса, таким образом, усложняет и увеличивает степень дислоцированности пород тектонических комплексов, вмещающих магматические конформные комплексы.

Судя по геофизическим данным, магматогенный конформный комплекс известен и в пределах плато-моноклиз, но находится он обычно на больших глубинах. Здесь наблюдаются некоторые структурные и геоморфологические аномалии: на общем фоне спокойного залегания пластов, характерного для эпиплатформенных морфоструктур, мы видим возрастание степени дислоцированности пород плитного комплекса. То же самое наблюдается и в рельефе: несколько возрастает контрастность сочленения морфоструктур, наблюдаются слабые различия в высотных характеристиках. Есть все основания полагать, что кольцевые геоморфологические аномалии связаны здесь с магматогенными конформными комплексами, залегающими на больших глубинах, чем на плоскогорьях-антиклизах.

Магматогенные конформные комплексы известны и на нагорьях-щитах. Они под-

разделяются на две группы: доплитные и послеплитные. Первые не выражены в современной геоморфологической поверхности. Вместе с тем известны случаи, когда архейские гранитно-гнейсовые купола хорошо выражены в современном рельефе. Говорить о том, что в современном рельефе получили выражение архейские морфоструктуры, что они могли сохраниться столь длительно, нельзя, так как глубины денудационного среза составляют здесь не один десяток километров, а время их экспонированности местами было весьма длительным.

С некоторыми гранитно-гнейсовыми куполами пространственно связаны кольцевые магматические комплексы явно послечехольного возраста. Магматические комплексы наследуют кольцевые структуры древнего заложения и концентрируются вблизи или вместе с древними комплексами. Эти факты позволяют высказать предположение, что продукты более поздних этапов тектоно-магматических активизаций в той или иной мере наследуют структуры, созданные на предшествующих этапах. Такое совмещение разновозрастных конформных комплексов объясняется тем, что в каждый очередной тектоно-магматический этап оживлялись прежние пути поступления магматогенных комплексов, которые в конечном итоге оказывались совмещенными или близко расположенными и принадлежащими к одним и тем же морфоструктурам.

Когда речь идет о гранитно-гнейсовых купольных морфоструктурах, выраженных в современном рельефе, необходимо их возраст увязывать с возрастом тектоно-магматических активизаций, проявившихся в данном районе. Пусть даже со значительными перерывами, но эти купольные морфоструктуры оживлялись вновь и вновь, они обладают глубочайшей унаследованностью, несмотря на многократное и длительное разрушение. Имеются свидетельства того, что и на плоскогорьях-антеклизах и плато-моноклизах структуры фундамента периодически оживлялись [Ялынычев, Мирзеханов, 1983].

Суммируя данные по платформенным морфоструктурам, мы видим, что геоморфологические поверхности морфоструктур являются функциями тектонических и тектоно-магматических процессов, сформировавших тот или иной структурный комплекс и в конечном счете морфоструктуру. Прямые связи между строением тектонических комплексов и геоморфологическими поверхностями прослеживаются повсеместно, "Дисконформности", обнаруживаемые между геоморфологическими поверхностями и геологическим строением некоторых морфоструктур, чаще всего оказываются мнимыми, так как в подобный анализ вовлекаются элементы, принадлежащие различным морфоструктурам.

По набору типов геоморфологических поверхностей и строению тектонических комплексов, но не по составу и генезису посторогенные вулканогенные пояса в той или иной мере сходны с платформенными областями. Сходство заключается главным образом в двухэтажном строении вулканогенных посторогенных поясов [Рыбалко и др. 1978]. Не случаен, по-видимому, и набор типов геоморфологических поверхностей, близких для тех и других морфоструктур.

В посторогенных вулканогенных поясах можно выделить районы с геоморфологическими поверхностями типа равнин, плато, плоскогорий и нагорий. Ближайшее их рассмотрение показывает, что они характерны для тектонических комплексов различного строения. Так, поверхности типа плато характерны для тех мест, где вулканогенный комплекс резко преобладает, сравнительно просто построен, имеет выдержанные мощности и занимает обширные территории. Здесь на поверхности нет или почти нет интрузий, а сам комплекс нарушен слабо. Примерно такие же характеристики имеют платформенные плато-синеклизы.

Переходя к участкам посторогенных вулканогенных поясов с поверхностями типа плоскогорья и нагорья, мы увидим прежде всего, что здесь возрастает соответственно степень сложности строения вулканогенного конформного комплекса как в структурном отношении, так и по формационному и фациальному составу вулканитов. Обязательным структурно-вещественным комплексом становится плутоногенный. С его появлением начинается инверсия типичных вулканогенных, обычно депрессионных морфоструктур.

Возрастание доли периферических очагов в чехле приводит к частичной или полной инверсии вулканогенных структур и формированию вулканогенно-плутоногенных морфоструктур центрального типа близких порядков, так как периферические магматические очаги имели близкие глубины залегания и сходные размеры. На стадии вулканогенно-плутоногенных плоскогорий периферические магматические очаги располагались в нижней части вулканогенного чехла или непосредственно под ним. На стадии вулканогенно-плутоногенных нагорий эти очаги перемещались в верхние горизонты вулканогенного чехла, основная часть которого формировалась на стадиях вулканогенных равнин и плато. Постепенная миграция магматических очагов из фундамента посторогенных вулканогенных поясов в их верхний этаж приводила к последовательной эволюции морфоструктур, а следовательно, и их геоморфологических поверхностей, от равнины к нагорью и к горным хребтам. Все это связано с постепенной перестройкой внутреннего строения вулканогенных толщ. Соответственно усложняется и характер геоморфологической поверхности, которая эволюционирует от равнины через плато к плоскогорью и нагорью.

Положение каждого из названных морфогенетических типов вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных морфоструктур не остается постоянным ни во времени, ни в пространстве. Например, морфоструктуры, находящиеся на стадии вулканогенно-плутоногенного нагорья, должны были пройти через стадии предыдущих морфогенетических типов независимо от того, были ли они длительными или кратковременными. Для наиболее молодых частей вулканогенных поясов характерны наиболее молодые морфогенетические типы морфоструктур первых стадий, для более древних — поздних стадий и более древние.

Характерно, что и в вулканогенно-орогенных, в платформенно-равнинных (низких, средних и высоких) и эпиплатформенно-орогенных областях максимальное продвижение магматических очагов к поверхности приводит к максимальному усложнению геоморфологической поверхности, все большей сложности строения тектонических конформных комплексов и дифференцированности тектонических движений.

Таким образом, анализ строения тектонических конформных комплексов является одной из самых существенных сторон морфоструктурных исследований. Без этого неизбежно произойдет разрыв между структурным комплексом и соответствующей ему геоморфологической поверхностью.

Метаморфогенные конформные комплексы

Роль метаморфогенных пород в формировании рельефа вообще и морфоструктур в частности до сих пор остается неизученной. Наличие в осевых зонах хребтов-антиклинориев метаморфогенных пород различного возраста позволяет ставить вопрос о том: не конформны ли эти образования горным морфоструктурам, не принимают ли они непосредственное участие в формировании морфоструктур. С позиций принципа геолого-геоморфологической конформности постановка этих вопросов весьма актуальна. Г.И. Худяковым [1976] часть из них была рассмотрена на примере некоторых хребтов — горст-антиклинориев Камчатки и морфоструктур Нижнего Приамурья.

Тектонические морфоструктуры по степени уменьшения интенсивности и разнообразию эндогенных режимов и их контрастности могут быть расположены в следующий ряд: геосинклинальные, раннегеосинклинальные, позднегеосинклинальные, эпиплатформенные-дейтероорогенные, платформенные. Внутри каждого из этих тектонических режимов устанавливаются свои подразделения, различающиеся интенсивностью эндогенных режимов и их направленностью. Каждому из указанных режимов свойственны свои фации метаморфических пород, ареалы распространения и, по-видимому, выраженность в рельефе. Рассмотрим эти режимы в том порядке, в каком они перечислены выше.

Геосинклинали и раннеэпигеосинклинальные сооружения являются такими тектоническими структурами, где интенсивность проявления тектонических, магматических и

метаморфических процессов является наиболее высокой. Здесь земная кора претерпевает наиболее сильные изменения как по строению, так и по составу. Такая обстановка является наиболее благоприятной для формирования интересующих нас комплексов метаморфических горных пород, конформных тем или иным морфологическим типам морфоструктур. В развитии геосинклиналей выделяются следующие стадии: доинверсионная, инверсионная и послейинверсионная [Белоусов, 1978]. В.В. Белоусов [1978] считает, что стадия горообразования относится к самостоятельному орогенному режиму, а геосинклинальной стадии иногда предшествует предгеосинклинальная стадия.

Предгеосинклинальная стадия отличается медленным слабо дифференцированным общим прогибанием ложа всей будущей геосинклинальной области. В такой обстановке кора не возбуждена ("холодная"), не возбуждена или слабо возбуждена верхняя мантия ("холодная"), в результате чего не происходит поступления тепла из мантии. Кроме этого, очень слабая дифференциация тектонических движений на фоне медленного прогибания не может привести к созданию условий для глубокого погружения осадочных формаций. Совокупность всех процессов не создает условий для возникновения соответствующих давлений и температур, которые могли бы вызвать метаморфизм маломощных осадков, выполняющих мелкие прогибы предгеосинклиналей. Исходя из этого, в предгеосинклинальных формациях, похожих, кстати, на платформенные, морфоструктуры с метаморфогенными конформными комплексами не формируются.

В геосинклиналях существует горизонтальный ряд переходов от наиболее активных режимов, свойственных эвгеосинклиналям, к менее активным — миогеосинклиналям и парагеосинклиналям, где соответственно с другими признаками уменьшается доля пород различных фаций метаморфизма, который наиболее характерен для эвгеосинклиналей и не характерен для парагеосинклиналей. Парагеосинклинальный режим, как и предгеосинклинальный, не создает морфоструктур с метаморфогенным конформным комплексом горных пород.

В доинверсионную стадию геосинклинального режима источник эндогенной активности находится в пределах верхней мантии. Земная кора характеризуется большой проницаемостью для магматических пород. Здесь процессы метаморфизма рассеяны и благодаря "холодной" коре проявлены в фациях низких температур и высокого давления, нет высокотемпературного метаморфизма и гранитного анатексиса. Из-за "холодной" коры тектонические движения носят большей частью глыбовый характер, так как нет достаточных условий, способных повысить пластичность пород, подвергающихся тектоническим дислокациям. Для доинверсионной стадии наиболее характерны метаморфические породы фации глаукофановых сланцев. В.В. Белоусов [1978] считает, что глаукофановый метаморфизм характерен для времени глыбовых движений максимальной контрастности при наибольших скоростях вертикальных тектонических движений коры. Образуются глаукофановые сланцы и в зонах субдукции.

Большие глубины формирования метаморфического комплекса фации глаукофановых сланцев (от 10 до 30 км), преобладание опусканий над поднятиями и повышенная проницаемость земной коры не могут способствовать формированию положительных морфоструктур с метаморфогенным конформным комплексом. Кроме того, деформации, наступающие в последующие стадии, приводят к полному уничтожению и полной переработке морфоструктур, сформировавшихся в доинверсионную стадию.

Инверсионная раннеэпигеосинклинальная стадия характеризуется тем, что источники эндогенной активности покидают верхнюю мантию и перемещаются в земную кору. Создается обстановка "холодной" мантии и "горячей" коры [Белоусов, 1978]. В коре благодаря интенсивному тепловому потоку формируются метаморфические комплексы гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Происходит анатектическая гранитизация. Все это приводит к размягчению участков земной коры, их разуплотнению и формированию складчатости типа "общего смятия". Внутри геосинклинальной области формируются центральные поднятия, где метаморфогенный конформный комплекс обычно располагается в приосевых частях этих положительных морфоструктур. Зачастую он сопровождается анатектическими гранитами. Тепловое возбуждение ко-

ры в инверсионную стадию развития геосинклинали может быть приурочено к одному или нескольким центрам. К тому же развитие этих центров может быть одновременным или разновременным. Обычно это выражается в рельефе возникновением одного или нескольких подводных или подводно-надводных поднятий. Внутри геосинклинали возникает состояние, когда между поднятиями и опусканиями устанавливается равновесие.

Для инверсионной стадии характерно формирование диаширов, купольных морфоструктур с метаморфогенно-плутоногенным конформным комплексом, находящимся на той или иной глубине. Тепловой режим "горячей" коры проявляется в глубинном диапиризме. Этот процесс ведет к росту центральных поднятий в интрагеосинклиналях. Благодаря повышенной пластичности пород, вызванной метаморфизмом и гранитизацией породы внутри центральных поднятий сминаются в мелкие тесно сжатые складки. Материал нагнетается в область центральных поднятий за счет его оттока из соседних зон, где образуются прогибы. Иногда глубинный диапиризм развивается настолько интенсивно, что приводит к формированию тектонических покровов. Так, в Альпах мезозойской тектонический фундамент был размягчен и выжат на поверхность, сформировав пеннинские тектонические покровы.

Изложенное выше позволяет говорить о том, что инверсионная стадия развития геосинклинали характеризуется наиболее хорошо выраженными морфоструктурами с метаморфогенным конформным комплексом высокотемпературных фаций метаморфизма.

Вероятно, существует прямая связь между фацией метаморфизма, высотой и размером морфоструктур в плане. Играет, по-видимому, роль и площадное распространение фаций. Особенно важно наличие анатектических и палингенных гранитов, указывающих на высокую пластичность и подвижность материала конформных комплексов. Структурно это выражается в формировании тесно сжатых складок, которые на поверхности диашира залегают полого, а на его склонах — более круто.

При палеогеоморфологических и палеоморфоструктурных построениях важно учитывать все указанные особенности: метаморфическую зональность, структурное положение гранитов, характер складчатости и ее зональность. Наблюдения на щитах платформ показывают, что основными структурными формами здесь являются гнейсовые или гранитно-гнейсовые купола и межкупольные пространства, имеющие неправильные очертания. Эта картина является миниатюрной копией стадии протогеосинклиналей и протоплатформ. Насколько был контрастным рельеф метаморфогенных морфоструктур, трудно сказать. Если учитывать тот факт, что их формирование происходило с размягчением материала и его течением от центров куполов к периферии, то следует признать, что контрастность должна была быть небольшой. Вместе с тем ту или иную текучесть имели породы, находящиеся на некоторой глубине, поэтому под давлением вышележащих слабо метаморфизованных или неметаморфизованных толщ растекание должно было усиливаться, так как и они должны были участвовать в движении масс коры в сторону нарушенного до этого гравитационного равновесия. Наличие, например, тектонических покровов пеннинского или гельветского типа может служить указанием на то, что для поддержания равновесия одной складчатости общего смятия оказалось мало, предел прочности пластических деформаций оказался недостаточным. В этих условиях изменился и морфогенетический тип морфоструктур.

Послеинверсионная стадия развития геосинклинали характеризуется тем, что в коре прекращаются процессы, указывающие на ее тепловое возбуждение ("холодная" кора), что ведет к некоторому затуханию эндогенной активности, но она все еще настолько значительна, что приводит к расколу кристаллического (метаморфогенного) ядра по зонам глубинных разломов. Здесь начинают преобладать вертикальные дифференцированные тектонические движения с явным преобладанием восходящих. Явления анатексиса и регионального метаморфизма прекращаются полностью. Для этой стадии не характерны морфоструктуры с метаморфогенным конформным комплексом, и она не представляет в данном случае для нас интереса.

Прослеживая степень эндогенной активности в ряду эвгеосинклиналь-миогеосинклиналь-парагеосинклиналь, можно видеть, что она максимальна для первой и минимальна для последней. В этом же направлении возрастает глубинность проявления метаморфических процессов и их распространенность. Вследствие данных причин следует ожидать, что наиболее хорошо и контрастно выраженные метаморфогенные морфоструктуры будут свойственны эвгеосинклиналям. В парагеосинклиналях метаморфизм отсутствует и им не свойственны метаморфогенные морфоструктуры. В миогеосинклиналях метаморфогенный комплекс лежит на больших глубинах, чем в эвгеосинклиналях и может вскрываться только при значительных эрозионных срезах морфоструктур. Его присутствие обнаруживается геофизическими методами. Вопрос о конформности более сложен и в общем менее ясен.

Режим орогенный, рифтовый, тектоно-магматической активизации платформ и срединных массивов, позднегеосинклинальный, эпиплатформенный, дейтероорогенный отличаются полным отсутствием регионального метаморфизма. Для некоторых из них характерен динамо-термальный метаморфизм зон смятий и глубинных разломов, который здесь не рассматривается. Формирование морфоструктур связано со сводово-глыбовыми и глыбовыми деформациями, а также с магматизмом. Амплитуды тектонических движений, их дифференцированность и контрастность сочленения морфоструктур разных знаков уменьшаются от орогенного режима к платформенному. В этом же направлении уменьшается проницаемость земной коры, которая имеет явно выраженный сосредоточенный характер. Метаморфический (кристаллический) панцирь, созданный при геосинклинальном режиме, в перечисленных выше режимах взламывался на отдельные глыбы, ограниченные глубинными разломами, в зонах которых и сосредоточивались как метаморфические породы, так и магматические. Сосредоточенная проницаемость, связанная с зонами разломов, приводит к тому, что много тепла по этим зонам с магмой и флюидами выносится непосредственно на поверхность, метаморфизу при этом породы, входящие в зоны разломов и зоны смятия. Одновременно по этим разломам перемещаются и магматические расплавы, которые дополнительно метаморфизуют вмещающие породы, однако этот метаморфизм не является региональным. Контактново-измененные породы лучше всего рассматривать с магматогенным конформным комплексом, с которым они обнаруживают теснейшую связь.

Краткий обзор различных эндогенных режимов материков показывает, что регионально метаморфизованные конформные комплексы возникают в инверсионную стадию геосинклинального режима. Этот конформный комплекс связан с внутригеосинклинальными (центральными) поднятиями, которые могут быть выявлены при помощи структурно-формационного, фациального анализа, анализа мощностей и перерывов. Если будет установлено, что в местах развития метаморфических комплексов сохраняется первичная метаморфическая зональность, то связь этих комплексов с положительными морфоструктурами вряд ли будет вызывать сомнение. Другое дело, когда блоки метаморфических пород ограничены разломами и температурная зональность не устанавливается. Здесь, по-видимому, следует искать ответ на вопрос, был ли заключен блок метаморфических пород в структуру, характеризующуюся определенной направленностью тектонических движений. Если будет обнаружено, что блок метаморфических пород приурочен к центральной части хребта-антиклинория, то можно допустить, что этому блоку конформен соответствующий рельеф. Однако следует иметь в виду, что, обнаружив здесь блок, сложенный глаукофановыми сланцами, речи о конформности быть не может, так как эти сланцы не характерны для положительных морфоструктур. Эта фация метаморфизма относится к доинверсионной стадии развития геосинклинали. Если метаморфический комплекс отделен от неметаморфического региональным несогласием, то здесь, по-видимому, о конформности можно говорить в том случае, если будет доказано, что перерыв наступил в результате общих колебательных движений, свойственных площадям, неизмеримо большим, чем площадь морфоструктуры. Положительная морфоструктура, например, не уничтожалась и не преобразовывалась

в свою противоположность, а рост ее происходил прерывисто. В последующем эта морфоструктура играла роль ядра роста.

В дальневосточном регионе известны выходы метаморфических пород разного возраста, но чтобы показать их конформность существующим в настоящее время морфоструктурам, необходим тщательный палеоморфоструктурный анализ имеющихся материалов.

Морфоструктурное картирование районов развития метаморфических комплексов показало, что многие структуры, сложенные этими комплексами, выражены в современном рельефе, причем прослеживаются довольно тесные связи между их структурой, вещественным комплексом и современной геоморфологической поверхностью. Это особенно хорошо видно на примере гранитно-гнейсовых куполов. Получается, что древнейшие геологические образования, глубина формирования и уровни денудационных срезов которых более 10 км, выражены и в современном рельефе. Причем длительность денудационных процессов оказывается весьма большой начиная от докембрия.

Говорить о подобной длительной сохранности этих древнейших образований Земли как о морфоструктурах определенного морфогенетического типа, вряд ли будет правильным, так как трудно представить такую их устойчивость без привнесения дополнительного потока энергии и вещества в последующем. Имеющиеся пока малочисленные данные свидетельствуют о том, что эти древние структуры многократно подвергались процессам тектоно-магматической активизации [Ялынычев, Мирзеханов, 1983]. Об этом свидетельствует в первую очередь возраст вещественных комплексов, сформировавшихся после образования гранитно-гнейсовых куполов. Такими вещественными комплексами являются разновозрастные интрузивные образования, представленные главным образом малыми интрузиями или дайками, диафторитами, милонитами и катаклазитами.

Анализ структурных позиций вещественных комплексов эпох тектоно-магматической активизации гранитно-гнейсовых куполов и других структур, сложенных метаморфическими комплексами, показывает, что геологические тела этих эпох в той или иной мере наследуют структурный каркас, созданный при становлении куполов и других структурных форм. Обычно это радиально-концентрическая система разломов. В зонах этих разломов и в местах их пересечения сосредоточены главным образом магматические и динамо-термальные структурно-вещественные комплексы. Все это свидетельствует о том, что первоначальный структурный каркас, выраженный разломами, использовался затем в последующих эпохах тектоно-магматической активизации. Образование новых структурных элементов мало характерно для подобных морфоструктур. Активизация структур древнего заложения периодически приводила к тому, что, несмотря на глубокие и сверхглубокие денудационные срезы, на одном и том же месте вновь и вновь возникали близкие по морфологии морфоструктуры: купола, овалы, валы и т.д.

Благодаря тому что в активизацию вовлекались блоки с породами, в значительной мере утратившими способность к пластическим деформациям, основными типами тектонических движений были глыбовые. Поскольку в таких активизированных морфоструктурах ведущим, а порой и единственным является интрузивный конформный комплекс, располагающийся в зонах, ограничивающих эти блоки, где должны были преобладать восходящие тектонические движения. Именно это мы и видим в настоящее время: купола, выраженные положительными формами геоморфологической поверхности; валы или ряды куполов-хребтов, глыбовые хребты с конформным им в осевой части гранитоидным комплексом.

Выделено пока несколько разновидностей морфоструктур, представленных активизированными гранитно-гнейсовыми куполами. Разновидности отличаются одна от другой по степени проявленности конформных комплексов соответствующих эпох тектоно-магматической активизации и по степени денудации каркаса дизъюнктивных структур, т.е. по преобладающим типам морфоструктур, приуроченных к ним. В связи

с тем что разновозрастные конформные комплексы представлены метаморфогенными и плутоногенными вещественными комплексами и четко проявлены дизъюнктивные структуры, морфоструктуры этого типа названы плутоногенно-метаморфогенно-тектоническими.

Рассмотренные разновидности морфоструктур с различным типом и неодинаковой степенью метаморфизма не характеризуют в должной мере весь генетический комплекс морфоструктур, но все выше описанное позволяет наметить пути дальнейшего изучения данной проблемы.

ВОЗРАСТ

Определить возраст морфоструктуры не менее важно, чем изучить ее структурно-вещественный и геоморфологический конформные комплексы. Может быть восстановлена, во-первых, история развития рельефа, эволюция морфоструктур различных морфогенетических типов во времени и пространстве, что в конечном счете позволит создать теорию геоморфогенеза Земли как в целом, так и отдельных ее элементов. Во-вторых, установив правильно возраст морфоструктуры, можно сделать и практические выводы о глубинах эрозионного среза, степени вскрытости конформных комплексов, содержащих те или иные виды полезных ископаемых.

В геоморфологической литературе дискуссии обычно идут по поводу возраста рельефа, а не морфоструктур. Это неверно, так как рельеф является отражением на поверхности Земли вещества и структуры геологических тел. Рельеф не может быть оторван от них, так как в этом случае будет изучаться форма неизвестно чего, без характеристики структурно-вещественного ее наполнения. Поэтому между понятиями возраст рельефа и возраст морфоструктуры мы ставим знак равенства, так как рельеф является одним из важных элементов морфоструктуры. Определение возраста рельефа до сих пор остается одной из сложнейших проблем, обсуждение которой продолжается и по сей день [Худяков, 1977; Флоренсов, 1978; Тащи, 1978, 1979б; Никонова, 1980б].

Среди большого разнообразия представлений о возрасте рельефа выделим определение Г.И. Худякова [1974, 1977]: возраст рельефа — абсолютная длительность активного его формирования как определенного генотипа. Отсюда следует, что рельеф формируется в период активного развития морфоструктуры как определенного генотипа. В это время морфоструктура интенсивно поддерживается эндогенными потоками энергии и вещества. Она может наращивать свои латеральные размеры, высоты, насыщенность определенными конформными комплексами. Формирование морфоструктуры должно происходить поступательно, независимо от того, протекает ли процесс плавно или скачкообразно. Главное, чтобы морфоструктура развивалась как единый генотип.

Покажем это на следующем примере. В течение какого-то времени происходит формирование вулканотектонической морфоструктуры. Для нее характерен отрицательный тип тектонических движений с постепенным или резким проседанием блоков фундамента. Одновременно с этим формируется вещественный комплекс морфоструктуры: терригенно-вулканогенный конформный комплекс и рельеф. Благодаря нисходящим тектоническим движениям первичному рельефу фундамента морфоструктуры и особенностям накопления на ней вулканитов образуются первичные и вторичные наклоны слоев, падающие центриклинально. Здесь поэтому идет процесс формирования отрицательной вулканогенной морфоструктуры с геоморфологической поверхностью, конформной структурно-вещественному комплексу. Время формирования этой морфоструктуры, начиная от момента первых движений блоков и извержения вулканогенного материала и кончая последним, необходимо считать временем развития данного генотипа морфоструктуры: отрицательной вулканогенной (такой-то) формы. Отрезок, заключенный между началом и концом активного развития морфоструктуры, и является ее возрастом.

Морфоструктура в дальнейшем может подвергаться инверсии или разрушению.

Инверсия морфоструктуры начнется в тот момент, когда слоистая толща будет деформирована и выведена в сферу экзогенного разрушения восходящими тектоническими движениями. Внедрение интрузий связано главным образом с температурами и механическими воздействиями на вмещающие породы с преимущественно восходящими тектоническими движениями. Формирующаяся новая геоморфологическая поверхность конформна уже не слоистому, а плутоногенному и дислокационному комплексам. На месте отрицательной равнинной морфоструктуры или ее части формируется новый генетический тип — положительная плутоногенно-дислокационная морфоструктура. Момент инверсии знака тектонических движений следует считать датой прекращения существования активной отрицательной морфоструктуры, превращения ее в пассивную разновидность и датой зарождения генетически новой морфоструктуры. Конечно, процесс происходит не так просто, но правильное определение возраста вещественного конформного комплекса и времени формирования дислокационного позволит наиболее точно определить возраст морфоструктуры.

Созидание и разрушение морфоструктуры — процессы противоположные, отражающие единство и борьбу противоположностей. Экзогенная деструкция морфоструктуры идет все время от момента ее зарождения и кончая датой ее полного разрушения. Геоморфологическая эндогенно обусловленная поверхность сохранится до тех пор, пока существует конформный ей структурно-вещественный комплекс.

Для морфоструктуры существуют два отрезка времени от начала ее формирования и до полного уничтожения ее как определенного генотипа. Первый этап характеризуется действием эндогенных процессов, приводящих к наращиванию площади, высоты и размеров морфоструктуры. В других случаях этих сил достаточно для того, чтобы поддерживать морфоструктуру в состоянии, когда она не может быть уничтожена экзогенными процессами. Для второго этапа характерно экзогенное разрушение морфоструктуры, затухание или полное прекращение эндогенных процессов. Время существования морфоструктуры от момента ее зарождения до полного ее уничтожения (разрушения) или ее переработки морфоструктурой другого морфогенетического типа нельзя принимать за возраст морфоструктуры, так как сюда входит и время ее деструктивного, пассивного состояния.

Возраст морфоструктур на морфоструктурных картах показывается двойным индексом, например, $T_1 = K_2$, где первый индекс обозначает начало формирования морфоструктуры, а второй — момент перехода ее в деструктивное состояние. При более углубленных исследованиях, позволяющих установить этапы или стадии развития морфоструктуры, индекс может быть более сложным. Такой индекс, как $(T_1 = T_3) (J_3 = K_1)$, означает, что активное развитие морфоструктуры как конкретного генотипа имело место в триасе и в поздней юре—раннем мелу. Перерыв, приходящийся на раннюю и среднюю юру, означает, что в этот период не формировался конформный комплекс и морфоструктура подвергалась в основном процессам деструкции. Вместе с тем общий возраст морфоструктуры следует считать раннетриасовым—раннемеловым, если в ранней—средней юре не было изменения морфогенетического типа морфоструктуры.

Изложенная здесь точка зрения о возрасте морфоструктур базируется только на возрасте конформных структурно-вещественных комплексов, который определяется геологическими методами. Использование поверхностей выравнивания ограничено, так как их возраст доказать порой невозможно.

Показательно в этом отношении определение времени активного и пассивного состояния геоморфоструктуры. Датировка времени активного состояния геоморфоструктуры вплоть до ее тектонической "смерти" и фиксирует ее возраст. Например, возраст отрицательной геоморфоструктуры — Верхнеамурского межгорного прогиба, бывшей аккумулятивной равнины, определяется в 330 млн. лет, а по геохронологической шкале — средним палеозоем — ранним мелом. В течение этого времени прогиб в геоморфологическом смысле представлял собой сначала подводную морскую аккумуля-

лятивную равнину (вплоть до отдельных эпох юры), а потом, до конца нижнего мела, — аккумулятивную континентальную озерно-аллювиальную (отдельными участками — вулканогенную) равнину.

Аккумулятивная равнина является внешним выражением структурно-вещественной активности прогиба, т.е. наиболее специфической для прогиба "жизни" — аккумуляции геологического тела. С конца нижнего мела прекращается активное развитие прогиба и вплоть до настоящего времени происходит поднятие с тенденцией к разрушению его структурно-вещественной основы. Формирование аккумулятивной равнины сменяется в стадии пассивного состояния прогиба развитием на ее месте денудационной равнины и холмогорья. Вулканогенно-осадочный чехол сминается в пологие складки и разрушается. Вместе с тем Верхнеамурский прогиб геоморфологически все еще выражен и фиксируется геофизически.

Надо полагать, что дальнейшее развитие структуры прогиба пойдет по пути прогрессирующего его разрушения и постепенного все большего слияния с окружающими горными сооружениями.

Аналогичным образом определен возраст и других отрицательных геоморфоструктур, например, в южной материковой части Дальнего Востока: синийско-раннекембрийский и юрский — для Лено-Алданской плиты (межгорной аккумулятивной, бывшей морской равнины); юрско-раннемеловой — для Предстанового межгорного прогиба; позднелюрско-раннеплейстоценовый — для Амуру-Зейской плиты (межгорной впадины) и других бывших озерно-аллювиальных аккумулятивных равнин.

Такие же межгорные впадины, как Среднеамурская и некоторые впадины Южно-Приморской группы, продолжают развиваться в форме аккумулятивных озерно-аллювиальных равнин вплоть до голоцена с различных интервалов мезозоя и кайнозоя. При этом однотипный рельеф плоских аккумулятивных равнин с непрерывно меняющимися формами пойменного ландшафта существует, следовательно, в течение десятков миллионов лет. Датировать такую равнину только как голоценовую нельзя, так как аналогичный по морфогенезу рельеф аккумулятивной равнины существовал здесь задолго до голоцена. Если же говорить только о конкретных формах данной земной поверхности, то их возраст всегда будет определяться текущим динамическим состоянием. Поэтому при определении возраста той или иной формы рельефа земной поверхности учитывается время активного развития определяющего ее генотипа.

Аналогичным образом датируются и горные сооружения — по времени формирования их орогенной структурно-вещественной основы, соответствующей их современному геоморфоструктурному типу. Здесь важны особенности складчато-блоковой структуры, строения инъективных геологических тел и метаморфических комплексов в различных участках орогенного поднятия.

По этим признакам возраст Джугждуро-Станового дейтероорогенного сооружения устанавливается нами в пределах палеозоя — позднего мезозоя, на отдельных участках вплоть до позднего мела, палеогена и даже позднего кайнозоя. Янкано-Тукуринграджагдинский дейтероороген датируется средним — поздним палеозоем — ранним мелом и участками вплоть до плиоцена — раннего плейстоцена. Возраст Буреинского эпиплатформенного орогена определен в интервале позднего палеозоя — позднего мезозоя. Куканско-Ям-Алинский эпигеосинклинальный ороген развивается с раннего мезозоя и раннего мела до палеогена (участками — вплоть до позднего кайнозоя), а Сихотэ-Алинский — в пределах позднего мела — кайнозоя.

Если изобразить рельеф земной поверхности как сочетание разнопорядковых форм, то станет ясно, что масштаб процессов и их продолжительность будут различными при образовании форм разной величины (и порядка). Так, восточная часть Евразийского материка — планетарной формы рельефа Земли высшего порядка — начала образовываться еще в докембрийское время и оформлялась в течение фанерозоя в виде грандиозного выступа над однопорядковым с ним уровнем океанического субаквального рельефа Земли. Это оформление осуществлялось при наращивании в целом материковой части коры с ее субазральной геоморфологической поверхностью [Васильковский,

1968; Худяков и др., 1972]. В этом направленном процессе есть четко выраженное противоречие между более древним возрастом геологического субстрата материка и его сравнительно более молодой внешней, наземной формой. В самом деле, геологическое тело сохраняется от разрушения несравненно дольше, чем его внешняя поверхность. Вначале оно имеет конформную его структурно-вещественной основе внешнюю форму. Затем по мере прекращения сингенетического преобразования данной геологической структуры и ее внешней формы связь между ними постепенно теряется. Внешняя, геоморфологическая поверхность становится объектом воздействия эпигенетических (по отношению к субстрату) и в основном экзогенных факторов. Так происходит последовательное омоложение субаэрального рельефа земной поверхности при сохранении относительной древности геологического субстрата, но без каких-либо его связей с современной геоморфологической поверхностью. Этой поверхности будут соответствовать уже другие особенности геологической структуры, связанные с разрушением первичной основы. Главным условием сохранения связей данного генетического типа является унаследованное их подновление. Признаком такого подновления служит зафиксированная структурно-вещественными геологическими образованиями самая общая унаследованность пространственного положения изучаемой формы геологической структуры. Поэтому возможно датировать основные материковые неровности земной поверхности всем интервалом времени их активного существования.

Возраст поверхностей денудационного среза и аккумуляции, составляющих земную поверхность геоморфоструктуры, чаще всего значительно моложе ее геологического содержания. Поверхность денудационного среза геоморфоструктуры может быть старше ее только в одном случае — при орогенной деформации экспонированного дисплена.

Глава 6

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ КАРТЫ

В предыдущих главах убедительно доказываются преимущества проведения морфоструктурного анализа на основе принципа геолого-геоморфологической конформности. Исследования особенностей развития земной коры получили новый качественный скачок, что выдвинуло и целый ряд новых задач и требований. Это относится в первую очередь к морфоструктурным картам нового типа как наиболее наглядной и лаконичной форме представления определенного результата. Огромный объем подчас разнопланового исходного материала, относящегося к вещественным, тектоническим, морфологическим парагенезисам, находящимся в конформных соотношениях, должен быть синтезирован и изображен в виде, стимулирующем возникновение новых идей, выводов и побуждающем к дальнейшим исследованиям. Таким образом, составление морфоструктурной карты не конечный, а промежуточный этап морфоструктурного анализа.

Основной вопрос морфоструктурного исследования о соотношении форм геоморфологической поверхности и организующих их элементах геологического пространства обычно решается в двух направлениях: генетическом и историческом. При картировании эти аспекты получают свое выражение через морфогенетические типы морфоструктур и степень конформности основных элементов (этап развития). Соотношения между основными картографическими элементами морфоструктурных карт, их частичное изменение, добавление новых зависит от масштаба карты, ее типа и назначения.

Морфоструктурное картирование представляет собой районирование геологического пространства с его наземной поверхностью по ряду признаков (элементы, свойства, процессы) с последующим синтезом в разнотипные и разнопорядковые системы объемных конформных геолого-геоморфологических образований — морфоструктур.

Согласно определению первым этапом морфоструктурного картирования является составление серии вспомогательных карт и схем по отдельным элементам: морфометрические, схемы дешифрирования, особенностей строения и распространения вещественных комплексов и т.д., как это детально описано в главах 4 и 5. Однако компонентный показ отдельных элементов конформного комплекса в определенных границах в результирующих морфоструктурных картах нецелесообразен. Во-первых, такие карты были бы чрезмерно загружены, а во-вторых, в них отсутствовало бы самое главное — обобщение, синтез, ведущий к изучению и отображению целостных конформных систем.

Оптимальным альтернативным решением может служить отражение на картах морфоструктур определенных морфогенетических типов их пространственных сочетаний и возрастных рубежей. При этом генезис форм определяется ведущим процессом эндогенного геоморфогенеза. Принципиальная возможность такого подхода доказана при составлении палеогеоморфологических карт на территорию юга Дальнего Востока [Тащи, Никонова, 1980]. Фактически понятие "морфогенетический тип" определяет не только генезис геоморфологических форм, а всю организацию элементов конформного комплекса в единую систему. Ведущий процесс эндогенного геоморфогенеза определяет специфику образования и пространственного распределения геологических тел определенного состава и сопряженных с ними дислокаций. Совокупность устойчивых отношений между ними определяет структуру (статическая составляющая). Тектонические перемещения вещества осуществляются ведущим процессом через перераспределение тел и структуры (динамическая составляющая) и неизбежно приводят к образованию тектонической формы, геоморфологически отраженной в специфике ее субаквальной, субаэральной и субгляциальной поверхности.

Элементарной ячейкой морфоструктурного картирования является наиболее мелкая для данного масштаба морфоструктура — тектоническая структура с конформной ей геоморфологической поверхностью. К основным процессам эндогенного геоморфогенеза, определяющим тип морфоструктуры, могут быть отнесены плутоногенный, вулканогенно-плутоногенный, метаморфогенно-плутоногенный, тектоногенный [Тащи, Никонова, 1980; Тащи, Ермошин, 1982]. Направленность и геометрия проявления процесса в конечном итоге определяет геометрию формирующих морфоструктур по латерали и вертикали (табл. 1).

Существенной особенностью вертикально ориентированных геологических (в том числе и тектонических) процессов является их способность создавать морфоструктуры центрального типа. Их широкое развитие и разнообразные размеры, в том числе и очень крупные — до первых тысяч километров в поперечнике, установлены за последние годы [Соловьев, 1978, 1982; Кулаков, 1978, 1980; Тащи, 1981а; Худяков и др., 1982]. Предполагается также нижнемантийное и внутриядерное заложение морфоструктур с радиусами от 900 до 6400 км [Ежов, 1980а].

В связи с этим в предлагаемую классификацию включены морфоструктуры центрального типа, имеющие "корни" в пределах не только тектоносферы, но и в нижележащих геофизических оболочках. Эндогенные источники их развития не традиционны и, очевидно, связаны с эволюцией глубинного вещества планеты, сопровождаемой конвективным тепло-массопереносом и диапировым процессом [Ежов, Худяков, 1982а].

Таким образом, генезис вещества и структуры, связанных в морфоструктурах сингенетичными соотношениями, отражен в предлагаемой классификации через основные типы эндогенных процессов и формы их проявления, а также через их сочетания

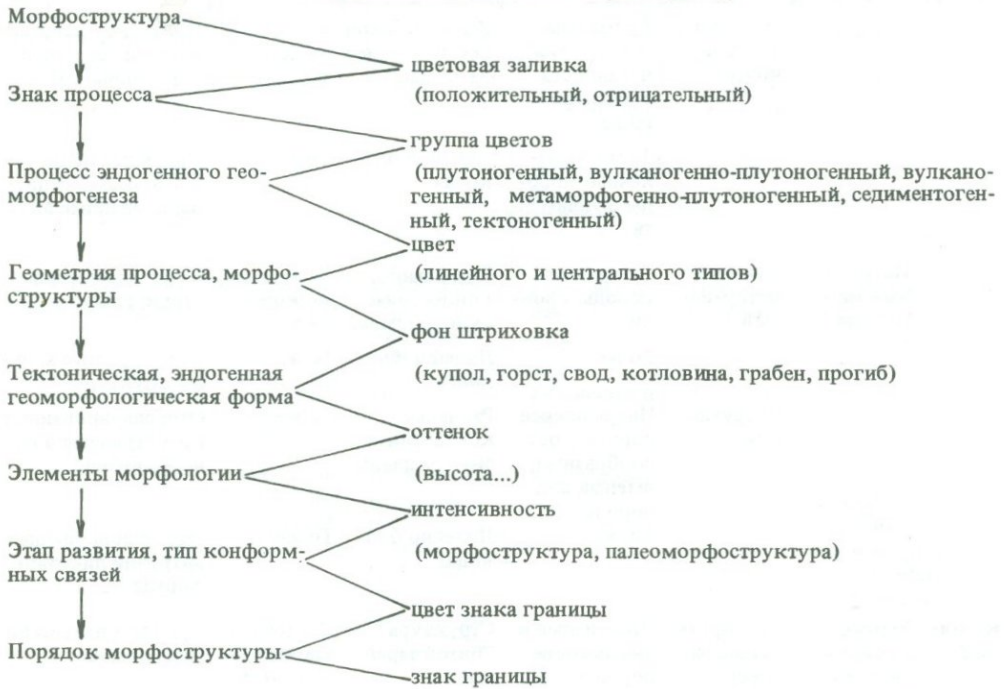
Таблица 1
Классификация конформного комплекса геоморфоструктур

Эндогенные инициаторы морфоструктур и эндоморфоскульптур			Конформные элементы морфоструктур и эндоморфоскульптур			
Тип процесса	Форма проявления	Вид процесса	Вещество	Инфраструктура морфоструктур линейного и центрального типов	Глубина заложения; энергетический потенциал	Пример
1	2	3	4	5	6	7
Метаморфический	Локальный метаморфизм	Метаморфический	Фумарольно-сульфатарные гидротермалиты	Унаследованная	Приповерхностные; 0	Ареалы измененных пород
		Тектонометаморфический	То же	Унаследованная	То же; 0	Линейные зоны и цепочки ареалов
		Интрузивно-метаморфический	Вторичные кварциты, роговики, скарны, грейзены; интрузивные породы	Унаследованная	Первые километры; +	Отпрепарированные контактово-метаморфические ареалы и интрузивно-метаморфические комплексы
	Тектоноинтрузивно-метаморфический	То же	Унаследованный	То же; +	Отпрепарированные линейные зоны контактово-метаморфических пород и интрузивно-метаморфических комплексов	
Региональный метаморфизм	Тектонометаморфизм		Разнообразные породы	Радиально-концентрические разломы	Коровые; +	Поднятия (антеклизы, шиты и др.)
			То же	Линейно-поперечные разломы	То же; +	То же (валы и др.)
		Метаморфический	Гнейсы, мигматиты, кордиериты и другие продукты регионального метаморфизма	Унаследованная и новообразованная радиально-концентрическая	Гранито-метаморфический слой; +	Отпрепарированные метаморфические и интрузивно-метаморфические кольцевые морфоскульптуры
Магматический	Вулканизм	Вулканический аккумулятивный	Вулканические породы	Периклиналиная; радиально-концентрическая трещиноватость	Поверхностные; +	Вулканы морогенные, щитовые; стратовулканы, шлаковые конусы, вулканы экструзии
		Тектоновулканический	То же	Линейно-поперечная трещиноватость	Коровые; +	Трещинные вулканы, цепочки вулканов центрального типа
		Вулканический деструктивный	—	Трещиноватость во вмещающих породах	Поверхностные; —	Взрывные воронки (кратеры, маары)

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
		Вулкано-тектонический	Вулканические, вулканогенноосадочные породы	Радиально-концентрические разрывы	Астеносферно-коровые; +, —	Кольцевые депрессии и поднятия, отпрепарированные МЦТ
			То же и различные породы фундамента	Линейно-блоковая	То же; +, —	Линейные поднятия и депрессии, отпрепарированные МЦТ
	Интрузивный магматизм	Тектоноинтрузивный	Различные породы кровли	Радиально-концентрические разрывы	Астеносферно-коровые; —	Купольные морфоструктуры
			То же	Линейно-блоковая	То же; —	Валообразные морфоструктуры
		Интрузивный	Интрузивные породы; разнообразные вмещающие породы.	Радиально-концентрические разрывы	То же; +	Отпрепарированные изометричные в плане интрузии
			То же	Линейно-блоковая	То же; +	Отпрепарированные интрузии линейной формы
Тектонический	Вертикально-горизонтально-тектонические движения	Диapiroизм осадочных пород	Пластичные и вмещающие породы	Структура "битой тарелки"	Осадочный чехол; +, —	Купола и депрессии растворения
		Блоково-тектонический	Различные породы	Линейно-блоковая	Тектоносфера; +, —	Горсты, антиклинали, грабены, сбросы, сдвиги, подвиги, надвиги
Ядерномантийный	Тороидальная конвекция и диапиризм	Центробежные и центростремительные потоки; столбы, струи, астенолиты	Корово-верхнемантийное вещество	Жесткие тектонические и диффузионные осесимметричные системы	Верхнемантийные; 0	Кольцевые нефтегазоносные бассейны; бассейны вулканогенно-осадочного накопления
					То же; —	Глубоководные котловины, островодужные системы
					То же; +	Гнейсовые складчатые овалы
			Корово-мантийное вещество	Диффузионные осесимметричные системы	Нижнемантийные; —	Группы глубоководных котловин
					То же; +	Кратоны, малые континенты и обособленные части крупных материков (Австралия, Сев. Африка, бас. Амазонки)
			Корово-мантийно-ядерное вещество	То же	Ядерные; 0	Континентально-океанические суперструктуры
					То же; —	Океанические суперструктуры
					То же; +, —	Асимметрия Земли

Таблица 2
 Модель отображения элементов
 морфогенетических типов морфоструктур



(вид процесса), генезис конформного рельефа — через морфоструктуру и эндоморфоскульптуру.

Характер временных и генетических соотношений между рельефом и структурно-вещественным комплексом для морфоструктур сингенетичен и синхронен, а для эндоморфоскульптур — парагенетичен и гетерохронен. Характер соотношений между рельефом и структурно-вещественным комплексом эндоморфоскульптур определяется как парагенетический, поскольку экзогенное рельефообразование в них происходит при организующем влиянии эндогенной структурно-вещественной основы.

Разработанная классификация удовлетворяет принципу геолого-геоморфологической конформности, с позиций которого любое исследование геоморфологических структур заключается в выявлении основных элементов их конформного комплекса (вещества, структуры и рельефа) и их пространственных, генетических и возрастных соотношений. По мнению авторов, такое разделение геоморфологических структур может быть положено в основу легенды соответствующих карт генетического профиля.

Морфоструктуры разделяются на положительные и отрицательные, изометричные и линейные. Кроме того, интенсивность процесса косвенным образом проявлена в относительных высотах морфоструктур. Модель отражения на картах различных аспектов морфогенетических типов можно представить в виде таблицы (табл. 2).

Тип конформных соотношений между геоморфологической формой и организующими ее элементами структурно-вещественного комплекса определяется главным образом этапом развития морфоструктуры. Соответственно выделяется и отображается активная и пассивная стадии развития, собственно морфоструктура и палеоморфоструктура. Возможны и более дробные деления, для показа которых можно использовать индексы возраста и знаки границ.

В зависимости от масштаба и назначения карты к общей нагрузке добавляются

различные сочетания элементов конформного комплекса. Это необходимо для более полного раскрытия закономерностей строения отдельных морфоструктур при дальнейших исследованиях. Изображаются не все вещественные и структурные особенности, а лишь те, которые играют существенную роль в формировании конформных соотношений в системе "геологическая структура — геоморфологическая поверхность". По мере укрупнения масштаба вещественные свойства морфоструктуры показываются соответственно на формационном, фациальном и породном уровнях общепринятыми в геологическом картировании значками. Структурные элементы (дизъюнктивные и пликативные) разделяются на породные, фациальные, формационные, региональные, трансрегиональные и по типу перемещения: сброс, взброс, сдвиг, надвиг, флексура (рис. 5, 6).

Более подробного обсуждения заслуживает проблема картографического отображения форм геоморфологической поверхности. Это своеобразная конечная инстанция, наличие которой определяет отношение исследуемого объекта к морфоструктуре, а не тектонической структуре. Эндегенная геоморфологическая форма определяется тектонической формой. Купол, котловина, прогиб и т.д. — это категории и тектонические и геоморфологические. Поэтому раздельное изображение геоморфологических и тектонических форм при морфоструктурном картировании нецелесообразно. Из различных характеристик геоморфологической поверхности, которые обычно показывают на морфоструктурной карте, особого внимания заслуживают высотные параметры, о чем говорилось раньше. Высоты показываются в абсолютных отметках или в относительных (для каждой конкретной морфоструктуры), для чего применяется интенсивность цветовой заливки. Более мелкие фрагменты геоморфологической поверхности: расчлененность, крутизна склонов определяются главным образом особенностями субстрата и анализируются на стадии выявления морфоструктур и при специализированном картировании. Мы согласны с Н.А. Флоренсовым, что "нужно изображать не самый рельеф, ибо он непосредственно обозреваем и наглядно изображаем на плановых снимках и топографических картах, а то, что из него следует для: 1) выводов о способе образования и истории земной поверхности; 2) вывода о равнодействующей современных процессов..." [Флоренсов, 1978, с. 85—86].

При различного рода прикладных исследованиях большое значение имеют специализированные морфоструктурные карты, составляемые обычно в средних масштабах. На них на морфоструктурной основе и в неразрывной связи с типом морфоструктур и этапом их развития дополнительно наносится специальная информация. Так, например, для поисков узлов рудной и россыпной минерализации существенное значение имеет морфоструктурная позиция гидротермально измененных участков, зон дробления, места концентраций даек, малых интрузий. Вырабатываемые по этим аномальным породам различными экзогенными процессами формы геоморфологической поверхности группируются в определенные пространственные сочетания.

Локализация зон и узлов гидротермально измененных пород определяет и специфику формирования различных эндогенных морфоструктур, образующихся за счет препарировки субстратного комплекса. От наличия здесь разломного субстрата зависит направленность и интенсивность протекания как эндогенных, так и экзогенных процессов, хотя сам тип наземного процесса определяется в значительной степени климатическим фактором и высотной поясностью. Классификация породных разностей субстрата может быть достаточно детальной. Образование практически всех денудационных форм связано с такого рода особенностями подстилающего субстрата: долины, седловины, рвы, цирки, кары, эрозионные котловины и т.д. Морфоскульптуры, в пределах которых интенсивность и направленность экзогенных процессов, а также само образование которых определяется литоморфными особенностями эндогенного субстрата, относятся к классу эндогенных морфоскульптур.

Эндогенные морфоскульптуры показываются различными видами разноцветных штриховок и значками в зависимости от формы геоморфологической поверхности и характера подстилающих пород. Еще более детально картируется долинный комп-

1. Ведущие процессы эндогенного геоморфогенеза

Геометрия	Вертикаль латераль	Поднятия								
		Центральные			Линейные			Вал		
Эндогенная форма поверхности	Высота (м)	Купол			Горст			Вал		
		< 500	500-1200	> 1200	< 500	500-1200	> 1200	< 500	500-1200	> 1200
Тип эндогенного процесса										
Плутогенный	< 500	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	500-1200	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	> 1200	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Вулканогенный - - плутогенный	< 500	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	500-1200	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	> 1200	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Вулканогенный	< 500	v	v	v	v	v	v	v	v	v
	500-1200	v	v	v	v	v	v	v	v	v
	> 1200	v	v	v	v	v	v	v	v	v
Тектоногенный	< 500									
	500-1200									
	> 1200									

2. Структурные (разломные) элементы конформного комплекса

Кинематика Уровень	Сброс	Взброс, надвиг	Сдвиг	Без смещения	Не установлено
	Фациальный				
Формационный					
Формационных комплексов					

4. Границы



Рис. 5. Типовая легенда морфоструктурных карт

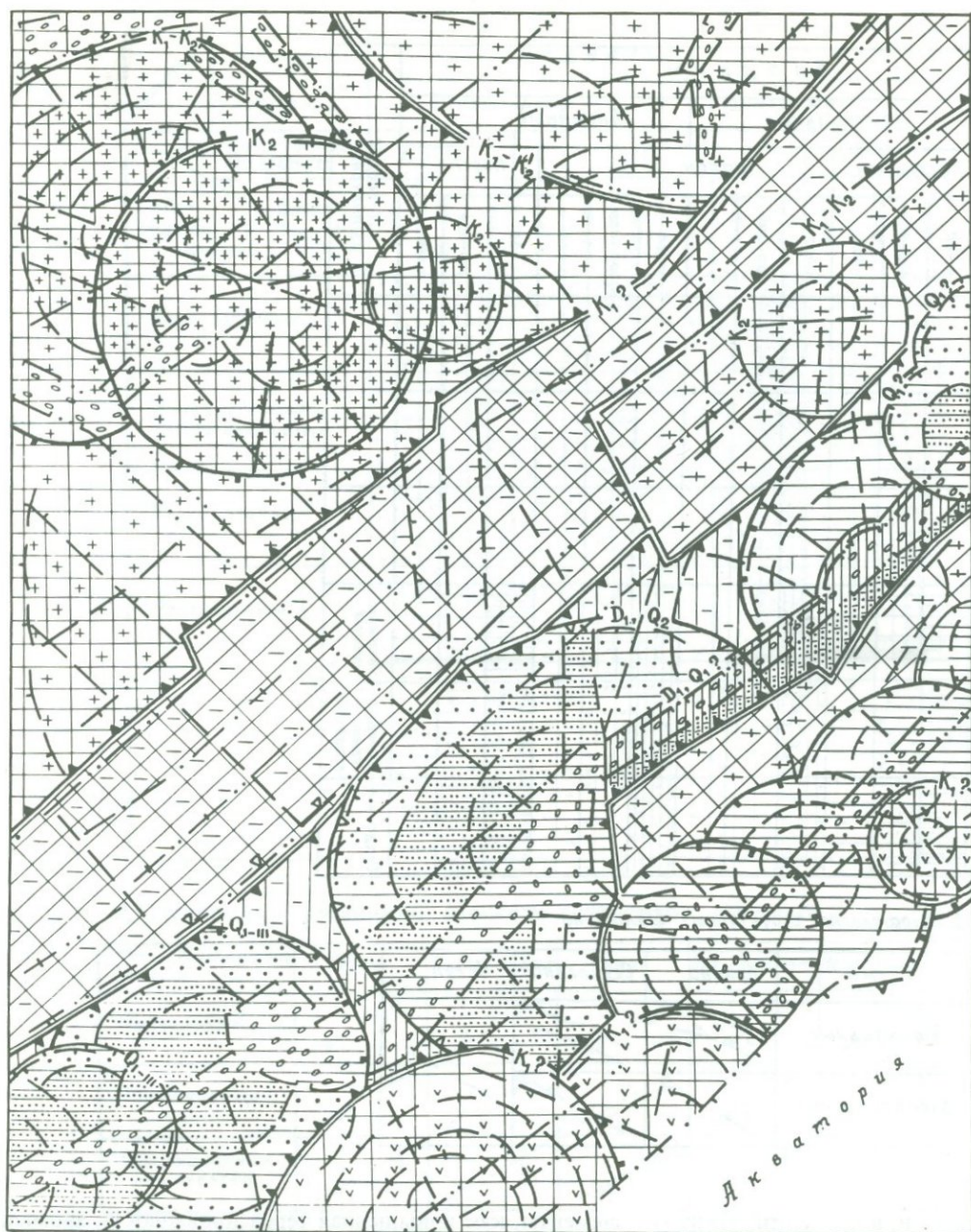


Рис. 6. Фрагмент морфоструктурной карты

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Морфоструктурные карты общего типа, о которых говорилось в предыдущем разделе, служат основой для составления различных специальных карт и схем. Главное достоинство морфоструктурных карт нового типа — отображение объемных геолого-геоморфологических систем с их структурно-вещественными свойствами и внешней формой — широко используется при уточнении тектонического строения, при прогнозно-металлогенических исследованиях.

Так, морфоструктурные схемы Камчатки, составленные Б.В. Ежовым и А.А. Ищенко, внесли существенные корректировки в представление о тектоническом строении региона. Выявлены также и некоторые закономерности в распределении полезных ископаемых [Ежов, 1981]. Морфоструктурные схемы Приамурья, составленные А.А. Гавриловым [1979, 1980], позволили установить морфоструктурные позиции некоторых известных в районе месторождений и проявлений полезных ископаемых. С помощью морфоструктурных схем С.М. Тащи показано, что в юго-восточном Приморье между металлогенической зональностью территории и ее морфоструктурным строением существуют тесные связи. Здесь выделены ряды морфоструктур центрального типа, имеющие различное геолого-геоморфологическое строение и несущие различные типы минерализации [Тащи, 1981б].

Среднемасштабная морфоструктурная карта Западного Приохотья послужила основой для составления карты перспективности района на благородные металлы. Установлено, что металлогеническая специализация на отдельные виды полезных ископаемых тесно связана с определенными морфогенетическими типами морфоструктур, наиболее благоприятными среди которых оказались плутоногенные и вулкано-генные морфоструктуры центрального типа. Перспективными в отношении концентраций полезных ископаемых являются места наиболее длительных контрастных сочетаний морфоструктур разных морфогенетических типов и узлы пересечения линейных морфоструктур. При сопоставлении морфоструктурной карты с картами полезных ископаемых выявлено, что металлогеническая зональность района в целом и его отдельных частей находится в соответствии с морфотектонической зональностью, а уровни денудационного среза зависят от возраста морфоструктур и их морфогенетических типов.

Морфоструктурные карты позволяют судить о глубинном строении территории, поэтому могут быть использованы при геофизических исследованиях. Тенденция быстрого развития морфоструктурных исследований, основанных на принципе конформности, такова, что морфоструктурные карты нового типа в скором времени должны войти в комплект карт, составляемых в ходе проведения геологических съемок.

Часть II
**К СИСТЕМАТИКЕ МОРФОСТРУКТУР
И ИХ РАЙОНИРОВАНИЮ**

Глава 7

**ГИГАНТСКИЕ МОРФОСТРУКТУРЫ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ
ТИХОГО ОКЕАНА**

Морфоструктурные исследования, основанные на принципе геолого-геоморфологической конформности [Худяков, 1977, 1978], привели к существенно новым представлениям по целому ряду вопросов, касающихся методики и методологии морфоструктурного анализа. На Дальнем Востоке были установлены закономерности морфотектонического строения территории, не известные до недавнего времени. Объектом исследований были геоморфологические структуры, отражающие неразрывность связи между геологическими телами и их внешней геоморфологической формой.

Роль принципа геолого-геоморфологической конформности особенно возросла с появлением материалов изучения Земли из космоса. Благодаря космическим снимкам были обнаружены морфоструктуры, о существовании которых почти ничего не было известно. Более того, космические снимки дали существенный толчок методам дешифрирования и интерпретации рельефа, отраженного на мелкомасштабных топографических и физико-географических картах. В результате этих комплексных исследований форм рельефа и его геологической основы удалось установить широкое развитие разнопорядковых морфоструктур центрального типа (МЦТ), называемых в некоторых случаях изометричными, круговыми, кольцевыми и др. Для них характерно радиально-концентрическое расположение слагающих их элементов [Анализ..., 1979; Глуховский, 1978; Золотов, 1976; Кулаков, 1977а, б, 1980; Соловьев, 1976, 1978; Худяков и др., 1980, 1982].

Элементы радиально-концентрической симметрии наиболее полно выражены дизъюнктивными структурами. Если учитывать вещественный состав и возраст геологических комплексов, слагающих морфоструктуры, становится очевидным, что морфоструктуры центрального типа, особенно высокие порядков, чаще всего асимметричны, что выражено, естественно, и в современном рельефе. Явление асимметрии отражает неравномерность хода развития морфоструктур в целом и их отдельных частей. Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что процессы геоморфогенеза обладают максимальной активностью в тех местах, где блоки земной коры наименее изостатически уравновешены, где в соприкосновение приходят блоки с различной степенью зрелости земной коры [Тащи, 1982]. Благодаря этому миграция зон интенсивного активного геоморфогенеза происходит вдоль дизъюнктивных радиально-концентрических структур, которые, в свою очередь, тоже бывают выражены по-разному в рельефе.

В Тихоокеанском регионе планетарной морфоструктурой высшей иерархии является впадина Тихого океана, для которой характерна система концентрических циркумтихоокеанских разломов, трассирующих одноименный подвижный пояс в целом и его отдельные элементы. Подвижный пояс как наиболее контрастная морфоструктура сформировался на границе океанических и континентальных блоков. И только на юге, где Тихоокеанская плита граничит с Антарктидой, нет орогенных сооружений, так как в соприкосновение приходят блоки, близкие по составу земной коры.

Гигантские морфоструктуры центрального типа диаметром до 2,0–4,0 тыс. км выделяются по западной окраине Тихого океана (рис. 7). Они организуют и контро-

лируют систему генетически разнородных морфоструктур преимущественно центрального типа более низких рангов. Мегаморфоструктуры являются исходными единицами высшего порядка при региональном морфоструктурном районировании востока Евразийского континента и зоны перехода к Тихому океану. Каждая выделенная здесь мегаморфоструктура охватывает крупный сложно построенный район со свойственным ему геолого-геоморфологическим строением, историей развития и возрастом.

Общим для всех гигантских морфоструктур является их асимметричность, когда наиболее контрастные формы рельефа приурочены к частям морфоструктур, пограничных с блоками с менее зрелым типом земной коры, одновременно и более молодой континентальной корой [Тектоника континентальных..., 1980; Тектоника Северной Евразии, 1980]. Асимметрия морфоструктур еще резче выявляется при анализе пространственного расположения конформных вещественно-структурных комплексов горных пород. Так, например, магматогенные конформные комплексы слагают дуговые элементы морфоструктур, обращенные выпуклой стороной к блокам с более молодой корой и менее зрелым ее типом. Здесь же находятся и наиболее высокие орогенные сооружения [Тащи, 1982].

По окраине Евразийского континента и в зоне перехода к Тихому океану выделяются три субпараллельных ряда гигантских морфоструктур. Западный ряд состоит из морфоструктур с континентальным типом земной коры разного возраста. Это Яно-Кольмская, Алданская, Амурская, Восточно-Китайская мегаморфоструктуры. Возможно в этом же ряду находится и Австралийская морфоструктура. Все они характеризуются радиально-концентрическим расположением разновозрастных вещественно-структурных комплексов складчатых систем, рифтовых зон и металлогенических и магматических поясов [Тащи, 1982]. По центрам располагаются сводово-глыбовые и глыбовые, часто магматогенные горные сооружения, чередующиеся с различными депрессионными зонами, в том числе и рифтогенными. В Алданской морфоструктуре можно видеть концентрическое расположение платформенных морфоструктур различных морфогенетических типов [Тащи, Ермошин, 1982].

В центральных частях многих морфоструктур вскрываются докембрийские конформные комплексы. Эти образования занимают наиболее низкие части рельефа, включая районы, претерпевшие неоднократную тектоно-магматическую активизацию в палеозое—мезозое, а местами и в кайнозое. Наличие древних конформных комплексов свидетельствует о том, что заложение основных элементов мегаморфоструктур произошло еще в докембрии. Дальнейшее наращивание площадей и высот морфоструктур происходило скачкообразно во время проявления очередного тектоно-магматического этапа. Так, восточная часть Амурской мегаморфоструктуры наращивалась, начиная с палеозоя и кончая мезозоем. Таков возраст тектоно-магматических комплексов, слагающих эту часть морфоструктуры. С миграцией тектоно-магматических комплексов к периферическим частям морфоструктур связаны и разновозрастные и разнотипные месторождения, и проявления полезных ископаемых [Золотов, 1976].

Важнейшими структурными элементами мега-МЦТ являются концентрические глубинные разломы, которые в современном срезе тяготеют к периферии мегаморфоструктур и ограничивают разнотипные и разновозрастные вещественно-структурные конформные комплексы. Эти основные элементы и определяют главные черты геоморфологической выраженности морфоструктур. Разломы проникают в глубокие слои Земли [Гнибиденко и др., 1976; Золотов, 1976; Шило, Умитбаев, 1977] и являются очень древними структурами, заложившимися в ряде случаев в докембрии и испытавшими неоднократную тектоно-магматическую активизацию. Такая связь разломов с глубокими горизонтами геосферных оболочек обуславливает, по-видимому, постоянство пространственного положения и высокую активность этих структур. Здесь вряд ли стоит ожидать значительных горизонтальных перемещений, так как в противном случае радиально-концентрическая симметрия была бы нарушена. Особен-

но важно, что наиболее густая система узловых пересечений радиальных и концентрических разломов является рудогенерирующей и контролирует размещение металлогенических поясов, зон, районов и узлов, сложенных морфоструктурами центрального типа разных порядков и морфогенетических типов.

Ядерные части мегаморфоструктур центрального типа оказываются наиболее погруженными и в современном рельефе представлены депрессионными овалами, конформные комплексы которых представлены седиментогенными и вулканогенно-терригенными породами. Этим депрессионным зонам коррелятны структурные и магматические комплексы различных поднятий. Наличие депрессионных зон длительного развития означает, что здесь имела место крупнейшая морфоструктурная деструктивная перестройка (рифтогенез и погребенный пенеплен), когда на месте бывших горных сооружений возникли низменности и равнины.

Плоскости глубинных разломов мегаморфоструктур наклонены к их центрам [Геология СССР, 1970; Гнибиденко и др., 1976; Шило, Умитбаев, 1977; Соловьев, 1978; Ежов, Худяков, 1982]. Поэтому в глубинных геосферах Земли мега-МЦТ представляют собой объемные тела, имеющие форму конуса, проекция которого на земной поверхности представляет собой круг. Аналогичное строение имеют и морфоструктуры любого порядка [Соловьев, 1976, 1978], что позволяет говорить о принципиально едином механизме формирования морфоструктур за счет вертикальных потоков энергии и вещества, источники которых располагаются, по-видимому, на различных глубинах, главным образом в пределах геосферных разделов.

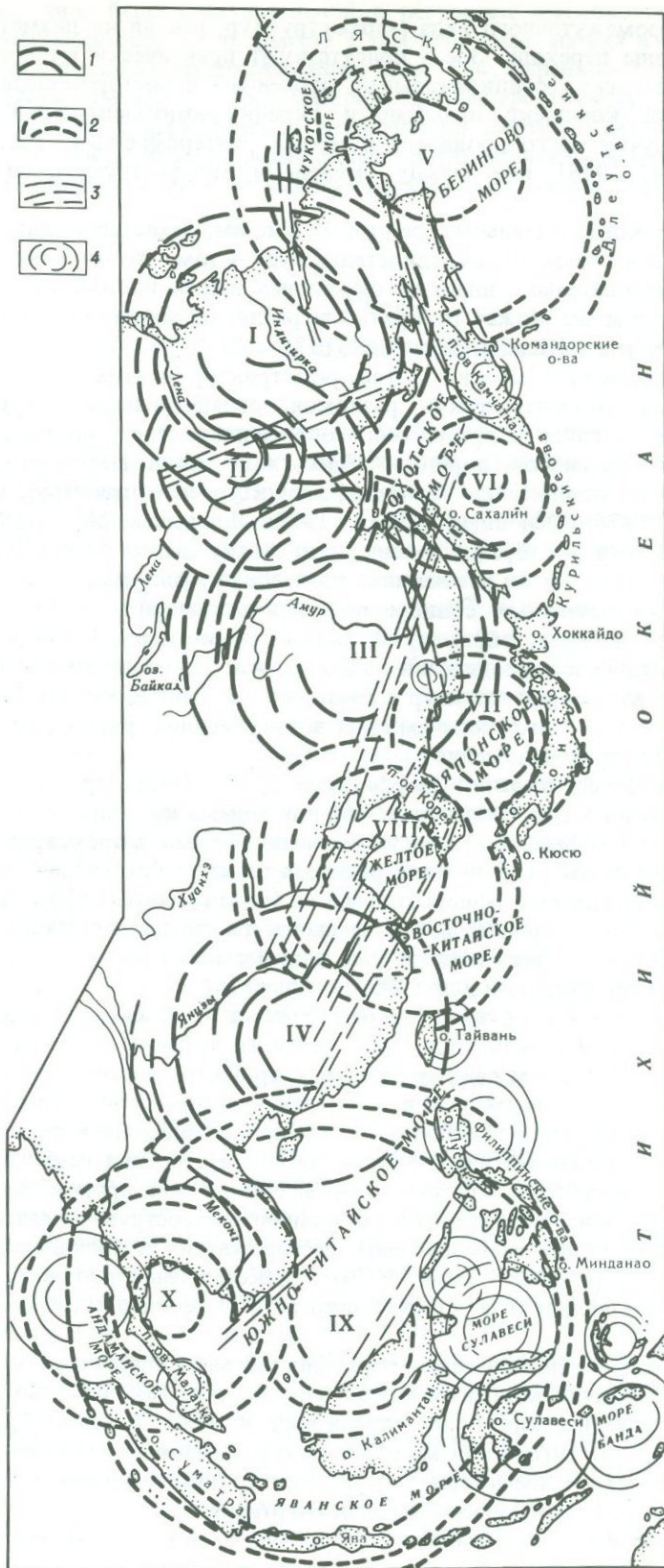
Прослеживание глубинных концентрических разломов, ограничивающих мегаморфоструктуры, показало, что в состав континентальных морфоструктур должны быть включены шельф, подводный континентальный склон с его подножием, а в некоторых случаях — и районы прилегающих морских впадин. В зонах интерференции на континентальные морфоструктуры наложены морфоструктуры окраинных морей с принадлежащими им глубоководными впадинами. Подтверждается это широким развитием по окраине континента своеобразных "полукольцевых" морфоструктур диаметром в сотни километров, опирающихся или на современную береговую линию, или на бровку шельфа и продолжающихся, очевидно, на значительные расстояния в акваториях. Они пространственно и генетически связаны с окраинно-материковыми вулканогенными поясами.

Восточный ряд мегаморфоструктур представлен океаническими морфоструктурами с океаническим типом земной коры, которые располагаются непосредственно в пределах впадины Тихого океана. Ведущими конформными комплексами здесь являются седиментогенные и вулканогенные. Последние наиболее интенсивно проявлены вдоль западных дуговых элементов морфоструктур. Эти элементы морфоструктур наиболее контрастно выражены в современном рельефе, достигая максимальных гипсометрических отметок. Здесь же сосредоточена система впадин—желобов, формирующаяся главным образом на границах разновозрастных блоков.

Ряд окраинно-материковых мегаморфоструктур (Берингийская, Охотская, Япономорская, Корейская, Малайская и Сиамская) располагается в зоне перехода от континента к океану. В его строении можно выделить участки, сложенные как океаническим, так и континентальными типами земной коры. Благодаря этому блоки, на которых развиваются морфоструктуры окраинных морей, наименее изостатически уравновешены. Отсюда и высокая степень активности формирования морфоструктур в настоящее время. В зависимости от состава земной коры здесь встречаются конформные комплексы, свойственные как для континентальных морфоструктур, так и для океа-

Рис. 7. Схема морфоструктур западной окраины Тихого океана

Мегаморфоструктуры центрального типа (мега-МЦТ): I — материковые: I — Японо-Колымская, II — Алданская, III — Амурская, IV — Восточно-Китайская; 2 — окраинно-материковые: V — Берингийская, VI — Охотская, VII — Япономорская, VIII — Корейская, IX — Малайская, X — Сиамская; 3 — трансрегиональные перитихоокеанские разломные зоны; 4 — МЦТ 2–3-го порядка (диаметр 3000–1000 км)



нических. Ширина промежуточного ряда морфоструктур, равная их диаметрам, обусловлена шириной зоны перехода. Здесь присутствуют практически три конформных тектонических комплекса: геосинклинальный, орогенный и посторогенный. Посторогенный конформный комплекс представлен окраинно-континентальной рифтовой системой, которая лучше всего проявлена в местах "интерференции" рядов морфоструктур [Соловьев, 1978] или между смежными морфоструктурами в одном ряду.

Наличие окраинно-континентальных рифтовых систем, захватывающих побережья морских бассейнов и их мелководья, свидетельствует о том, что окраинно-материковые мега-МЦТ и, следовательно, впадины окраинных морей постепенно наращивают свои площади. Об этом же может говорить миграция магматической активности в кайнозойе с востока на запад [Основные черты..., 1978].

Докембрийское заложение многих мегаморфоструктур центрального типа доказывается древностью концентрических разломов, ограничивающих структурно-вещественные комплексы архея и протерозоя, сопряженных со строением сводово-купольных морфоструктур низших порядков. Здесь явно имели место неоднократные тектоно-магматические активизации мегаморфоструктур и морфоструктур низших порядков [Щеглов, 1976; Основные черты..., 1978; Ялынычев, Мирзеханов, 1983]. Этапы активизации хотя и обуславливали переработку ранее сформировавшегося морфоструктурного плана, но он все же явно наследовал каркасные структурные элементы, созданные на начальных стадиях развития мегаморфоструктур. Основные структурные элементы, таким образом, не только не подвергались коренной перестройке, но и сохранялись и периодически подновлялись. Такое унаследованное в главных чертах развитие мегаморфоструктур в сочетании с большой ролью вещественного комплекса привело к тому, что они отражены в современном рельефе, несмотря порой на очень древний возраст заложения.

Как упоминалось ранее, окраины морфоструктур наложены друг на друга. Они названы зонами встречных дуг [Золотов, 1976] или зонами интерпретации [Соловьев, 1976]. Ширина зон интерференции определяется порядками морфоструктур. Обычно ширина зоны равна одной третьей части радиусов взаимодействующих морфоструктур [Тащи, 1982]. Зоны интерференции отличаются максимальной кумуляцией (сосредоточением) тектонических процессов, где земная кора обладает наиболее значительной раздробленностью и проницаемостью как для магматических, так и для гидротермальных образований [Худяков и др., 1980].

Зоны интерференции имеют в плане форму эллипса и обладают продольной осью симметрии, вдоль которой развиваются прямолинейные положительные и отрицательные морфоструктуры. В едином ряду морфоструктур центрального типа эти оси объединяются, образуя общую зону разломов, касательную к периферическим центрам морфоструктур. Формируются наиболее сложные складчатые и разломно-глыбовые ансамбли с максимальными изменениями состава и строения первичных вещественно-структурных комплексов, вплоть до смены одного типа другим. В морфологическом отношении эти зоны контрастны по сочетанию морфоструктур различных морфогенетических типов. В них сосредоточены месторождения и проявления полезных ископаемых [Шило и др., 1978; Тащи, 1979а]. Максимальная рудоносность вплоть до месторождений проявляется в зонах контакта и пересечения складчато-разломных морфоструктур.

Одной из главных металлогенических особенностей мегаморфоструктур материкового типа является наличие концентрической зональности. Таковыми являются концентрические металлогенические пояса, провинции и зоны Алданской, Амурской, Яно-Колымской и других гигантских морфоструктур. Однако из-за наличия здесь геолого-геоморфологической асимметрии морфоструктур эта зональность имеет более сложный характер. Пояса и зоны имеют дуговые очертания.

Эволюция материковых, океанических и переходных между ними морфоструктур

центрального типа была поступательной, в результате чего происходило наращивание площадей мегаморфоструктур. Вместе с тем некоторые из них в фанерозое в той или иной мере подвергались процессам деструкции. Так, окраинно-материковые мега-МЦТ частично перерабатывают участки материковых морфоструктур, находящиеся в зоне их интерференции. Общий процесс наращивания континентальной коры на востоке Евразии в той или иной мере подавляется противоположно направленным процессом деструкции континентальных мегаморфоструктур и их континентальной коры.

Глава 8

МОРФОСТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА (МЦТ)

Принцип геолого-геоморфологической конформности предполагает существование геологических и геофизических неоднородностей, соответствующих любым по размерности и морфологии формам рельефа земной поверхности. Согласно этому принципу генетическая общность тектонической структуры и конформной ей внешней геоморфологической поверхности составляет основное содержание морфоструктуры.

В настоящее время отсутствует геотектоническая гипотеза, увязывающая в единое целое существующее представление о развитии Земли как планеты с наблюдаемым строением верхних этажей земной коры и ее рельефом и гипотектоническими данными о строении и динамике развития более глубоких земных сфер. Наиболее далеко в этом отношении продвинулись сторонники тектоники плит. Однако, по их мнению, динамическая активность планеты ограничена верхней мантией. К тому же мобилистские концепции вольно или невольно сосредотачивают активные тектонические процессы на границах плит [Дрейк, 1972; Schaffer, 1979] и не могут объяснить в рамках своих представлений внутриплитную, особенно материкового типа геодинамику. С другой стороны, теоретические исследования механизма планетной эволюции оторваны от "практической" геологии, за исключением отдельных примеров [Сорохтин, 1974; Яншин и др., 1977; Толстой, 1979].

На наш взгляд, морфоструктуры центрального типа являются именно теми геологическими объектами, развитие которых обусловлено эволюцией вещества самых глубоких недр Земли, вплоть до внутреннего ядра, и в приповерхностных частях которых эта эволюция запечатлена в геолого-геоморфологических особенностях строения коры.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

В соответствии с господствующими геологическими теориями — геосинклинальной и тектоники плит, а также их различными модификациями — в качестве основных элементов структуры земной коры обычно рассматриваются разнообразные линейные и блоковые, т.е. прямолинейно ограниченные, образования. Геоморфология, сформировавшаяся как наука значительно позднее геологии, свои представления о тектонических структурах, рассматриваемых в качестве основы рельефа, традиционно заимствует из теоретического багажа геологии. Особенно это относится к морфотектоническим построениям, которые до недавнего времени ограничивались анализом только прямолинейно оконтурированных неоднородностей рельефа. Приложение к подобным исследованиям принципа геолого-геоморфологической конформности резко повысило качественный аспект как при выделении особенностей строения конкретных морфоструктур [Кулаков, 1977 а, б; Худяков, Ищенко, 1977; Ежов, 1981 б; Ищенко, 1982], так и при ретроспективном анализе сложных геолого-геоморфологических конформных систем [Худяков, 1974, 1977; Апрелков, Ежов, 1977 б; Тащи, 1978].

Наряду с традиционным интересом к линейным и блоковым морфоструктурам в

последнее время значительное внимание уделяется выявлению и изучению кольцевых геолого-геоморфологических аномалий, т.е. морфоструктур центрального типа (МЦТ). Генетическая сущность МЦТ уверенно определяется, если их диаметры не превышают 100 км (чаще всего — от 10 до 60 км), т.е. для структур, заложенных не глубже границы М: магмотектонических, метаморфогенных, положительных и отрицательных, простых и сложных вплоть до крипоструктур [Фремд, Рыбалко, 1972; Свешникова, 1973; Апрельков, Ежов, 1977а, 1978].

Между тем, интенсивное внедрение в практику исследований разнообразных снимков земной поверхности (дистанционные методы) позволило обнаружить существование множества кольцевых геоморфологических аномалий, обладающих диаметрами от сотен до несколько тысяч километров. Сложилась ситуация, когда, с одной стороны, в соответствии с принципом геолого-геоморфологической конформности таким аномалиям должны отвечать геолого-структурные неоднородности, а с другой — геологическая теория не содержит четко сформулированных концепций, способных объяснить происхождение и строение этих неоднородностей. Заметим, что сравнительно легко устанавливается геологическое строение верхних обнаженных структурных этажей крупных кольцевых образований [Золотов, 1976; Соловьев, 1978; Кулаков, 1980] и весьма затруднено нахождение конформных связей между кольцевыми геоморфологическими аномалиями и неоднородностями строения нижних частей коры и подкорковых оболочек. В сущности проблема поисков конформных связей поверхностных и глубинных частей МЦТ сводится к выявлению прежде всего их строения в вертикальном разрезе и невольно — механизма образования МЦТ.

Уже сделанная в этом направлении работа позволяет достаточно уверенно предполагать ступенчато-коническую форму как меньших, так и крупнейших морфоструктур и приуроченность их "корней" к границам геофизических слоев и оболочек Земли как литосферной части [Соловьев, 1978], так и более глубоких ее сфер, вплоть до ядра [Ежов, 1978; 1980а, б]. Поэтому, весьма вероятно, что слитная структура земного шара может рассматриваться в качестве определяющей иерархию МЦТ. Любая попытка их классификации по признаку инициатора, теоретически представительного для того или иного геофизического слоя, интересна возможностью построения внутренне непротиворечивой статической системы, охватывающей все классы размерностей МЦТ, а также возможность рассмотреть динамику такой системы в аспекте существующих представлений о динамических процессах в толщах Земли.

Ранее проведенные исследования выявили затруднения в выделении структурно-вещественного конформного комплекса кольцевых аномалий рельефа больших диаметров, в целом сводящиеся к нижеследующему [Ежов, Худяков, 1982а, б, 1984]:

- 1) в пределах контуров аномалий одинаковых диаметров и, вероятно, близкого генезиса (эндогенной составляющей) можно найти самые разнообразные сочетания гетерогенных в структурном, вещественном и возрастном отношениях комплексов;
- 2) кольцевые аномалии одинаковых размеров встречаются в различных геоструктурных обстановках;
- 3) внутри аномалий всегда можно найти черты специфичности геологического строения, однако такие черты можно найти внутри любого произвольного замкнутого контура достаточно большого размера.

Следовательно, наиболее актуальной задачей является нахождение способов доказательства обусловленности специфичности геологической ситуации внутри контура кольцевой аномалии рельефа условиями ее становления как неразрывной части очаговой морфоструктуры. Таким доказательством в простейшем случае может быть соответствующая кольцевая форма геологической аномалии, а также радиально-концентрическое расположение тех или иных элементов геологического пространства внутри аномалий. Практика показывает, что такие случаи характерны лишь для сравнительно элементарных МЦТ диаметром до 100 км и редки для более крупных морфоструктур. Необходим поиск новых характеристик геологического пространства, таких, которые

не фиксируются при геологических съемках и существующих специализированных геологических исследованиях.

В данном случае мы исходим из реальности морфоструктур центрального типа как геолого-геоморфологических систем. В предлагаемой работе рассматривается вопрос не о существовании тех или иных структурно-вещественных и геофизических неоднородностей, обуславливающих кольцевые формы рельефа. Нас интересует каковы эти неоднородности, каковы закономерности их пространственно-генетических связей и как их можно обнаружить.

Исходя из задачи, с целью удобства анализа конформный геолого-геофизический комплекс можно разделить на три группы объектов: считываемый непосредственно со "стандартных" геологических, тектонических, геохимических и тому подобных карт, планов, схем; выявляемый путем той или иной трансформации вышеуказанных материалов в различные по временной и пространственной сложности системы; выявляемый с помощью специализированных полевых или дистанционных исследований, направленных на обнаружение новых, "нестандартных" геологических параметров, исходя из конформных свойств внешних, геоморфологических поверхностей геологических тел.

Прямым анализом геолого-геофизических материалов можно установить конформные комплексы МЦТ, в подавляющем большинстве случаев путем обнаружения элементов их радиально-концентрического строения: систем тектонических нарушений, расположения интрузивных тел и центров вулканизма, полей гидротермально измененных пород, рудопроявлений, термо-минеральных источников, геохимических и геофизических аномалий, размещением формационных и метаморфических зон и т.д. Перечисленные характеристики пока не дают возможности сколько-нибудь достоверно оценить глубину заложения и представить глубинное строение крупных МЦТ с радиусом, намного превышающим мощность земной коры. Это же относится и к более сложному анализу, связанному с определенной трансформацией — обобщением или дифференциацией исходного геолого-геофизического материала, хотя и позволяющему выявить дополнительные конформные геологические элементы, например: различную степень сложности, гетерогенность геологического строения, различную длительность этапов развития и другие, соответствующие размерности и сложности морфоструктур.

Выше уже говорилось, что удача непосредственного или косвенного "вычитывания" из обычных геологических материалов подтверждения выявленной по геоморфологическим признакам морфоструктуры центрального типа выпадает редко, если она обладает диаметром более 100 км. К тому же даже в этих случаях не приходится делать практически никаких существенных выводов о происхождении, глубине заложения и глубинном строении такой морфоструктуры. Вероятно, необходимы какие-то новые критерии выделения и оценки глубинного строения кольцевых образований. Представительными результатами применения "нестандартных" критериев могут быть, например, следующие:

1) установление глубины проникновения системы конических и цилиндрических нарушений, имеющих кольцевой след на земной поверхности, путем рассмотрения их как результата реализации напряжений от глубинного источника определенной формы и протяженности;

2) определение положения в слоистой структуре планеты "корней" кольцевых морфоструктур с помощью анализа пространственного распределения глубинных (подкорových) локальных неоднородностей в характеристиках геофизических разделов и слоев;

3) оценка глубины заложения морфоструктур по комплексным геохимическим особенностям их верхних структурных этажей, необъяснимым их возникновением в условиях коры, и с помощью привязки к геофизическим оболочкам, вещественный состав которых определяется согласно приемлемой химической модели слоистой Земли.

Очевидно, этот список может и должен быть продолжен, однако следует признать,

что общей чертой любых методов анализа глубинного строения очаговых морфоструктур будет являться прежде всего необходимость предварительного рассмотрения и выбора исходной геофизической и химической модели Земли. Следует предположить также и вероятную природу локальных физико-химических процессов в тех или иных геофизических оболочках, способных не только генерировать, но, может быть, и как-то фильтровать вертикальную миграцию вещества и энергии, оказывающую и механическое воздействие на вмещающие глубинные и поверхностные геологические тела и их внешнюю геоморфологическую поверхность.

МЦТ И СТАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМЛИ

В настоящее время существуют две разновидности геофизических моделей земного шара. Первая из них — референтная, или стандартная, модель слоистой Земли предполагает существование физически однородных по латерали концентрических оболочек, отличающихся друг от друга скоростными сейсмическими характеристиками. Вторая разновидность — нестандартная модель — учитывает наличие физических неоднородностей по латерали в тех или иных оболочках. Несомненно, нестандартная модель более адекватно отображает действительную структуру Земли, однако данных об анизотропии оболочек пока что недостаточно для систематизации и использования в морфоструктурном анализе.

В основе существующих представлений о характере слоистой модели Земли лежит модель "А" Гутенберга-Буллена как наиболее согласованная с особенностями сферoidalных и крутильных свободных колебаний и приливных сил в теле планеты [Магницкий, 1965]. Многочисленные исследователи впоследствии вносили в эту модель поправки и дополнения [Люкк, Нерсесов, 1965; Беммелен, 1970; Земля, Введение..., 1974; Пресс, 1975]. Ввиду большого числа зачастую противоречивых данных о количестве и положении глубинных разделов (особенно в мантии) референтная (стандартная) модель не может быть выбранной достаточно обоснованно. Поэтому сейчас имеет смысл принять во внимание все сведения о геофизических разделах, устанавливаемых как уверенно, так и предположительно, что позволяет получить модель, которую можно рассматривать в качестве статистически вероятного варианта слоистой структуры земного шара. Отмеченная модель может служить объектом для сравнения со средними величинами радиусов всех классов кольцевых морфоструктур. Цель подобного сравнения — поиск количественных взаимоотношений между латеральными геолого-геоморфологическими неоднородностями (кольцевыми образованиями в верхних этажах коры) и вертикальными структурно-вещественными неоднородностями, отображающимися в существовании глубинной геофизической слоистости. Основаниями для уверенности в наличии указанных связей являются данные как о приуроченности конкретных глубинных элементов очаговых структур к различного рода разделам в коре и литосфере [Хаин, 1973; Генштафт и др., 1978; Ежов, 1980б], так и о контролирующей роли важнейших геофизических оболочек и слоев в распределении по вертикали геодинамических процессов [Магницкий, 1965; Артюшков, 1973, 1979; Сорохтин, 1974; Кесарев, 1976; Толстой, 1979].

Анализ кольцевых морфоструктур с радиусами более 50 км, имеющих, по-видимому, подкоровое заложение [Ежов, 1980а, б], показывает существование явных пиков на гистограмме распределения их по радиусам. Очевидно, это объясняется тем, что размеры структур не являются произвольными. Наоборот, морфоструктуры группируются в классы размерностей, а вся их совокупность характеризуется величинами средних радиусов по классам, отображаемым дискретным числовым рядом. Ранее мы установили этот ряд в виде: 5, 12, 20, 30, 35, 60, 80, 110, 160, 200, 240, 270, 320, 370, 400, 450, 500, 550, 640; 700, 750, 850, 1020, 1200, 1430, 1800, 2200, 3000, 4800, 5000, 6400 км [Ежов, 1980а]. Наибольшие трудности возникают при оконтуривании гигантских морфоструктур с радиусами, превышающими 2000 км. Вполне возможно существование кольцевых образований других дополнительных классов размерностей.

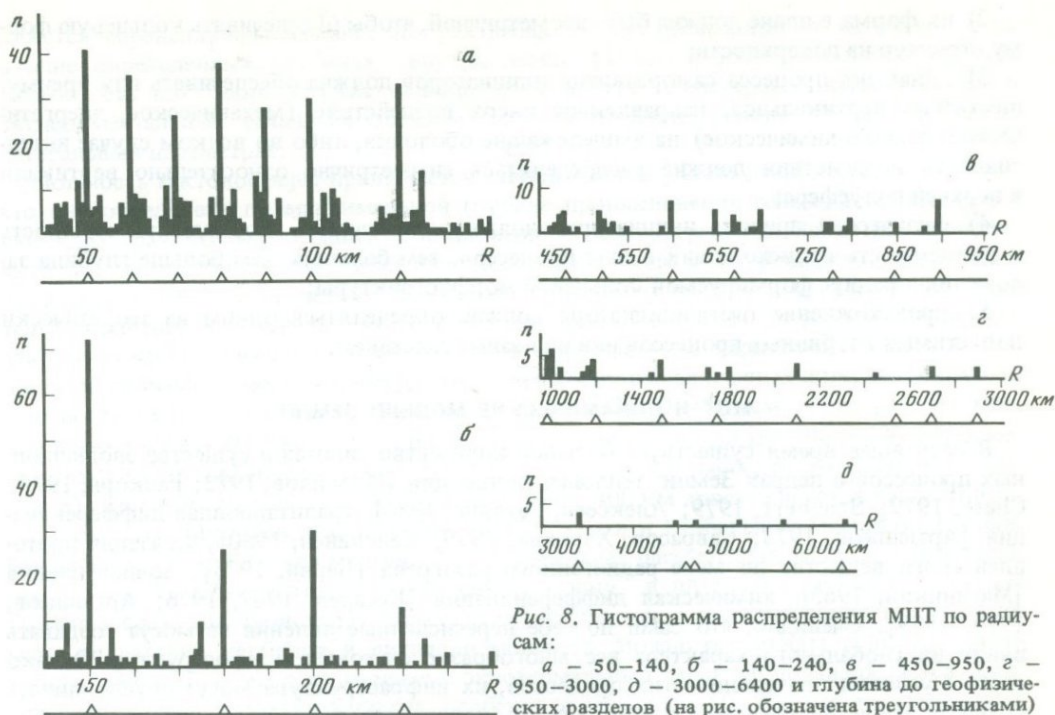


Рис. 8. Гистограмма распределения МЦТ по радиусам:

а — 50–140, б — 140–240, в — 450–950, г — 950–3000, д — 3000–6400 и глубина до геофизических разделов (на рис. обозначена треугольниками)

Сопоставление с глубинами залегания геофизических разделов, расположенных в порядке возрастания, выявляет идентичность обоих числовых рядов (рис. 8), что может найти объяснение только в том случае, если каждый геофизический раздел является местом зарождения кольцевых морфоструктур строго определенного радиуса, а именно равного или близкого по значению глубине залегания раздела. При этом глубины устанавливались по экстремумам кривой, огибающей гистограмму суммарных частот выявляемости разделов по количеству отдельных регионов и по количеству независимых методов. Отсюда же из простых геометрических соображений следует вывод о конической объемной форме крупнейших морфоструктур, ранее показанной для кольцевых образований с радиусами менее 50 км [Ежов, 1978, 1980а].

Недостатком референтной (стандартной) модели Земли является особенность ее построения, когда все изменения физических свойств связываются только с изменением глубины. Естественно, референтная модель не учитывает латеральные неоднородности геофизических разделов и оболочек, присутствие которых доказано сейчас практически для всей толщи планеты, вплоть до ядра [Аки, Пресс, 1964; Alexander, Phinney, 1966; Рябой, 1979; Anderson, 1975; Jordan, 1979]. Эти латеральные неоднородности пока не сгруппированы в возможно закономерные вертикальные ряды, объединенные единственным процессом как в самых верхних, так и в наиболее глубинных оболочках Земли.

Между тем совместный анализ размещения кольцевых образований на земной поверхности и локальных геофизических аномалий в глубинных слоях Земли перспективен ввиду возможности не только уточнить форму и глубину заложения очаговых морфоструктур путем получения латеральных "срезов" на уровне соответствующих разделов. Коническая форма МЦТ и приуроченность вершин конусов к геофизическим разделам заставляют искать возможные глубинные индикаторы процесса развития морфоструктур как объемных неоднородностей. В соответствии с формой МЦТ эти источники должны обладать следующими свойствами:

1) их размеры должны быть достаточно малы, чтобы аппроксимироваться точками — вершинами конусов;

2) их форма в плане должна быть изометричной, чтобы обеспечивать кольцевую форму структур на поверхности;

3) динамика процесса саморазвития инициаторов должна обеспечивать или преимущественно вертикальное, направленное вверх воздействие (механическое, энергетическое, физико-химическое) на вышележащие оболочки, либо во всяком случае интенсивность воздействия должна распределяться симметрично относительно вертикали в верхней полусфере;

4) физическая природа инициаторов должна обеспечивать необходимую мощность и длительность происходящих в нем процессов, тем больших, чем больше глубина заложения и радиус формируемой кольцевой морфоструктуры;

5) происхождение очага-инициатора должно определяться одним из теоретически допустимых глубинных процессов или их взаимодействием.

МЦТ И ДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМЛИ

В настоящее время существует большое количество гипотез о существовании эволюционных процессов в недрах Земли: тепловая конвекция [Михайлов, 1973; Ранкорн, 1975; Chase, 1979; Schubert, 1979; Алексеев, Гетлинг, 1980], гравитационная дифференциация [Артюшков, 1973; Саврасов, Харьков, 1979; Хейсканен, 1980], дегазация протопланетного вещества по мере радиогенного разогрева [Ларин, 1975]; зонная плавка [Магницкий, 1965], химическая дифференциация [Кесарев, 1967, 1976; Артюшков, 1973, 1979]. Очевидно, что сами по себе перечисленные явления не могут создавать ввиду их глобального характера все многообразие очаговых морфоструктур. Однако особые условия протекания этих процессов, их инфраструктура могут обуславливать возникновение вертикально симметричного локального воздействия на земные оболочки.

Механическое воздействие с формированием тектонического каркаса кольцевой морфоструктуры подразумевает существование очага, изменяющего объем или глубину залегания. При этом изменение его давления на вышележащую толщу создает систему конических и цилиндрических разрывов соответственно траекториям нормальных и касательных напряжений [Гзовский, 1963; Лучицкий, Бондаренко, 1974].

Конкретными формами концентрического очагового процесса могут быть: горячие точки в мантии, образующиеся при диссипации вязкого трения на средние расстояния между восходящими и нисходящими ветвями конвективных ячеек на их горизонтальных отрезках [Савостин, 1979]; взрывообразное всплывание более легкого вещества в виде струй, происходящее вследствие гравитационной неустойчивости в жидком веществе внешнего ядра [Любимова, 1980]; объем мантийных масс и их растекание на уровне астеносферы [Милашев, 1972]; всплывание и диапиризм разуплотненного глубинного материала в менее плотные вышележащие слои мантии [Саврасов, Харьков, 1979]; тепловые взрывы и плавание в результате перехода вещества мантии в сверхпластичное состояние при расхождении линий тока в конвективном поле скоростей [Алексеев, Гетлинг, 1980]; изостатическая компенсация над разуплотненными "пузырями" [Соловьев, 1973; Шульц, 1976]; изменение плотности вещества над кровлей поднимающихся нагретых астенолитов вследствие фазовых переходов [Артюшков и др., 1980] и др.

Очевидно, большое разнообразие предложенных конкретных форм объединяется в две основные группы явлений: 1) гравитационное всплывание легкого вещества, плотность которого уменьшена из-за изменения давления (снятия нагрузки, появление относительно свободного пространства) в пределах тектоносферы; 2) гравитационное всплывание вещества, плотность которого уменьшена вследствие разогрева и расширения в процессе химических, ядерных или фазовых превращений, или трения при конвективных движениях.

Исходя из современных представлений о строении земного шара, можно попытаться оценить вероятные интервалы глубин тех или иных планетарных процессов, поскольку

кажется справедливым мнение, что различные из них происходят не на любых, а на вполне определенных глубинах внутри Земли [Толстой, 1979]. При этом следует рассмотреть как теоретические выводы о характере планетарных процессов, так и экспериментальные (главным образом сейсмологические) данные об их глубине и латеральных параметрах.

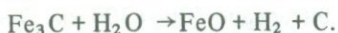
Мощность тектоносферы принимается равной 700 км [Хаин, 1973]. Однако заметим, что она определена по максимальной глубине проникновения сейсмофокальных зон, имеющих сравнительно ограниченное площадное распространение. Вероятно, наиболее активной геотектонической зоной является слой В модели Буллена, простирающийся до глубины 400 км [Толстой, 1979]. Сказанное подтверждается сравнением относительной плотности кольцевых морфоструктур с радиусами от 50 до 400 км (т.е. исключая чрезвычайно широко распространенные коровые) и с радиусами более 400 км, другими словами — морфоструктур, имеющих корни в аналогичных интервалах глубин. Плотность морфоструктур, заложенных в интервале 50–400 км, в два раза больше, чем в интервале 400–700 км и на порядок выше, чем в интервале 400–6300 км. Заметим также, что интервал глубин 50–400 км является наиболее расслоенным (см. рис. 8). Сильная сейсмическая граница на глубине 400 км прослеживается как в отдельных регионах [Федотов, 1966; Fukao, 1977], так и в глобальном масштабе [Земля. Введение ..., 1974; Верхняя мантия, 1975]. В пределах рассматриваемого слоя В.В. Кесарев [1976] выделяет "вторую" реакционную зону" в интервале глубин 60–200 км (астеносфера), где происходит образование природных и вулканических газов в процессе гидратации карбидов и нитридов металлов. Можно опаривать существо химических реакций, однако их наличие и экзотермальный характер подтверждается локализацией в слое В модели Буллена, особенно в интервале 50–200 км, магматических очагов, существование здесь слоев повышенной электропроводимости, пониженных сейсмических скоростей и прочности.

Более глубинная активная зона (слой D) располагается в интервале глубин 1000–2900 км и особенно в его основании, где в оболочке мощностью не более 100 км осуществляется распад первичного протопланетного вещества с образованием металлов, их окислов и водорода [Кесарев, 1976]. Одновременно осуществляется гравитационное разделение продуктов распада, формирование металлического ядра и окисной мантии. Очевидно, вместе с гравитационной дифференциацией, выделяемое при химических превращениях тепло и повышение вследствие выделения водорода давления способствуют зарождению здесь термобарической конвекции, охватывающей всю мантию до астеносферы. Именно здесь в нижней части слоя D на горизонтальных участках конвективных ветвей возможно зарождение горячих точек и струй инициирующих развитие кольцевых морфоструктур с радиусами до 2900 км. Возможным отображением горячих точек являются небольшие термобарические неоднородности в слое D и на границе раздела ядро–мантия, по размерам не превышающие 50 км, предполагаемые по сейсмологическим данным [Jordan, 1979]. Характерно, что плотность кольцевых морфоструктур с радиусами, близкими 2900 км, т.е. заложенными на разделе Гутенберга, резко повышена. Можно также предполагать, что по вертикали точки располагаются не хаотически, а закономерно и приурочены к известным в пределах слоя D геофизическим разделам. Последние выделены, в частности, на глубинах: 1200, 1300, 1500, 1700, 2000, 2200, 2500, 2700, 2890 км [Ботт, 1974; Орленок, 1980].

Таким образом, в нижней реакционной зоне главное структурообразующее значение имеют физические процессы (термобарическая конвекция), хотя и обусловленные химическими реакциями на поверхности ядра. Верхняя реакционная зона является местом, где кольцевые морфоструктуры формируются под более непосредственным влиянием химических процессов, в значительной степени посредством механического воздействия образующихся при химических реакциях магматических очагов и столбобразных магматических зон. На это указывают многочисленные сведения о мантийном происхождении не только основных, но и кислых вулканических продуктов [Леонова и др., 1978; Леонова, 1979].

Логично представлять интервал глубин между рассматриваемыми зонами (слой с интервалом 400–1000 км) как место локализации корней морфоструктур, среди которых основную роль играют фазовые превращения. Заметим, что наибольшие глубины, где предполагаются фазовые изменения, 700 км и интервал 800–950 км [Anderson, 1975], хотя фазовый переход вещества из металлического в неметаллическое состояние возможно происходит на границе ядра и мантии [Магницкий, 1965].

В.В. Кесарев в интервале глубин 850–950 км, т.е. на границе между нижней зоной преимущественно физических и средней – преимущественно физико-химических процессов (граница между слоями *C* и *D* модели Буллена) выделит промежуточный реакционный слой, в котором происходит частичный гидролиз карбидов, нитридов, фосфидов и в меньшей степени сульфидов металлов [Кесарев, 1967]. Реакция гидролиза карбидов в зависимости от скорости и температуры может идти по двум направлениям. При высоких скоростях и температуре реакция относительно формы связи углерода как конечного продукта происходит по углекислому направлению:



При пониженных температурах и скоростях реакция идет по углеводородному направлению:



Аналогичные, но более интенсивные процессы осуществляются в верхнем реакционном слое, в интервале глубин 50–200 км. Поэтому начиная с глубины 1000 км возможно образование углеводородов, входящих в состав нефти, и МЦТ с радиусами в 100 км могут контролировать размещение нефте-газопроявлений. Заметим, что углеводороды и сложные органические соединения и их радикалы обнаруживаются непосредственно в составе продуктов вулканических извержений [Мархинин, 1980].

Большинство ученых явно или косвенно считают, что азональность строения геофизических оболочек земного шара распространяется только до поверхности его внешнего ядра. Если считать, что оно находится в эффективном жидком состоянии, то трудно предполагать существование в нем локальных и стационарных неоднородностей. Но такие неоднородности могут быть, хотя и внутренне динамичными по своей природе, но статистически стабильными аналогично, например, ячейкам тепловой конвекции. Отметим также предположение о существовании разделов внутри внешнего ядра, вытекающее из некоторых геофизических моделей [Орленок, 1980], что указывает на более сложное физическое состояние и косвенно на анизотропию его вещества. Ведущим эволюционным процессом во внешнем ядре, вероятно, является выкристаллизация твердой железистоникелевой фазы или силицидов никеля [Herndon, 1979] и концентрация их во внутреннем твердом ядре, что, в свою очередь, должно сопровождаться возникновением термической неустойчивости и конвекции. Эволюционная активность вещества внешнего ядра и его взаимоотношений с внутренним ядром подтверждается существованием сейсмически обособленного слоя в интервале глубин 5000–5100 км, по мощности аналогичного реакционному слою на границе мантии и ядра.

Нам не удалось обнаружить в литературе предположений о динамике вещества в субъядре. Однако сведения о наличии внутри него сейсмических разделов [Магницкий, 1965] заставляют предполагать и в нем активные процессы вплоть до центра земного шара. Косвенно это предположение подтверждается существованием кольцевых морфоструктур с радиусами, превышающими по величине глубину залегания раздела внешнее – внутреннее ядро.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЦТ

Учитывая вышеизложенные представления о физических процессах в геофизических оболочках и о характере приуроченных к ним иницирующих очагов, классификация МЦТ может быть представленной нижеследующей табл. 3. Как видно из таблицы, размеры кольцевых неоднородностей в верхних этажах земной коры находятся в прямой связи как с глубиной залегания иницирующего очага, так и его генезисом. В свою очередь, генезис очага зависит от вида и физической природы процесса эволюции вещества на той или иной глубине от поверхности земного шара.

В основу классификации положены вышеизложенные представления о количественных связях между параметрами МЦТ и слоистой структурой Земли, постулируемые нами в следующем виде:

1) кольцевые геолого-геоморфологические аномалии на поверхности земного шара фиксируют выходы на поверхность морфотектонических структур центрального типа, имеющих форму перевернутого ступенчатого конуса;

2) все множество МЦТ делится на совокупности, характеризующиеся средними радиусами, равными глубине их заложения, т.е. высоте конусов;

3) иницирующие очаги, "корни" МЦТ локализируются вблизи геофизических разделов или на них самих, что подтверждается тождественностью дискретных числовых рядов, отображающих глубины залегания границ разделов, с одной стороны, и средние радиусы групп размерностей МЦТ — с другой.

Отсюда следуют важные выводы. Во-первых, количество групп МЦТ, отличающихся радиусами, равно количеству геофизических разделов в теле планеты и, во-вторых, геолого-геоморфологические особенности МЦТ различных размеров находятся в прямой связи с глубинными процессами, формирующими соответствующий геофизический слой или границу раздела.

Таким образом, для классификации МЦТ основополагающее значение имеет выбор геофизической (структура) и химической (вещество) моделей Земли.

За основу геофизической модели принята модель "А" Буллена—Гутенберга с небольшими изменениями, а в качестве химической модели принята наиболее обоснованная и завершенная система химических превращений протопланетного вещества на пути его эволюции в вещество ядра и коры, предложенная В.В. Кесаревым [1967, 1976]. Стремление совместить указанные модели и заставило нас ввести дополнения в геофизическую модель, так же как и привести интервалы глубин локализации химически активных слоев в соответствие с установленными к настоящему времени геофизическими разделами.

Особо следует остановиться на приводимых в таблице примерах гигантских морфоструктур. Из всех континентов и океанов только Антарктида, Тихий и Северный Ледовитый океаны обладают кольцевой формой границ. Тем не менее мы считаем, что и другие континенты и океаны (кроме Атлантического) как крупнейшие неоднородности коры могут рассматриваться в качестве приповерхностных частей очаговых образований. На это указывает не только их форма, близкая к изометричной, но и ряд количественных закономерностей, вероятно, не являющихся случайными.

Так, площадь поверхности Земли составляет 510 млн. кв. км. Половина этой величины составляет суммарную площадь Тихого и Индийского океанов 255 млн. кв. км. С другой стороны, суммарная площадь всех материков (включая большую шельфовую часть Северного Ледовитого океана) и Атлантического океана равняется 260 млн. кв. км. При всей дискуссионности вопроса о времени зарождения океанических бассейнов не вызывает особого сомнения более молодой возраст впадины Атлантического океана. Можно рассматривать этот океан, имеющий явно не изометрическую форму, а, скорее, представляющий собой линейную морфоструктуру, в качестве новообразования, зоны позднейшей океанизации участка гигантского раскола проматерика. В этом случае мы приходим к идее максимальной древности возникновения глобальной неоднородности Земли, выражающейся в первичности образования океанической

Таблица 3
Классификация МЦТ

Слой, вмещающие иницирующие очаги, *интервал глубин, км	Типы процессов в слое и вид процесса, иницирующего очаг	Физическая природа процесса и форма иницирующего очага
A 0-50		Гетерогенные
B 50-400	Межмолекулярные химические; гидролитические реакции с образованием окислов металлов и вулканических газов	Подъем реакционных очагов; горячие точки - химические реакторы
400-900	Физико-химические; фазовые переходы минералов	Конвекция термобарическая; термальные газозлекародные столбы и струи
C 900-1000	Межмолекулярные химические; частичный гидролиз	Подъем реакционных очагов; горячие точки - химические реакторы
1000-2700	Физические; фазовые переходы состояния вещества (деметаллизация)	Конвекция термобарическая; термальные газозлекародные столбы и струи
D 2700-2900	Межатомные химические; распад протовещества, дегидризация, окислительно-восстановительные реакции	Подъем реакционных очагов; горячие точки - химические реакторы
2900-5000	Физические; выделение и осаждение твердой фазы	Конвекция термогравитационная; термальные жидкие столбы и струи
E 5000-5100	Межионные химические? Соединение ионизированных металлов	Подъем реакционных очагов? Горячие точки - химические реакторы
F 5100-5770	Физические? Диффузионные процессы	Конвекция диффузионная? Конвекционные ячейки
G 5770-6371		

*A - (A)

и континентальной полусфер, аналогично асимметрии Марса и Луны [Галкин, 1978; Mohr, 1978]. Разумеется, можно говорить только о принципиальной сущности асимметрии как очаговом явлении, а не о конкретной форме (кольцевой) ограничений крупнейших неоднородностей. В ходе последующего развития изменялась как внутренняя структура планеты, так и отражающий ее рельеф земной поверхности. Тем не менее первоначальное разделение на океаническое, континентальное полушария сохранилось как на поверхности, так и в недрах планеты. Так, на основании дифракции продольных волн ядром Земли установлено, что границы мантия - ядро различаются под Тихим океаном, с одной стороны, и под Северной Америкой и Африкой - с другой [Alexander, Phinney, 1966].

Морфоструктуры центрального типа		
Наименование групп порядок радиусы (км)	Примеры	Некоторые возможные проявления в верхних этажах коры и предполагаемая минерагеническая специализация
Коровые; 5	Вулкано-тектонические, магмотектонические, метаморфогенные	Разнообразные комплексные минерагенические образования
Астеносферные; 4; 60, 80, 100, 160, 200, 240, 270, 320, 370, 400	Кольцевые магматические провинции и метаморфические зоны	Геохимическая специализация, рудная
Верхнемантийные; 3; 450, 500, 550, 640, 700, 750, 860, 1200	Кольцевые нефтегазоносные провинции и бассейны (Западная Сибирь)	Геохимическая специализация, углеводородная
	Малые континенты и морфологически обособленные части крупных континентов (Австралия, Северная Африка, бассейн Амазонки)	Увеличение степени сложности геологического строения, древности и длительности геологического развития
Нижнемантийные; 2; 1200, 1430, 1800, 2200		
Верхнеядерные; 1; 3000, 4800, 5000	Крупнейшие континенты и океаны (Северная Америка, Индийский океан)	
Нижнеядерные; 1; 5700, 6400	Океаническая и континентальная полусферы	Асимметрия Земли, различия континентальной и океанической коры

Предположим, что в начальный период, как и в настоящее время, сохранялось условие равенства между радиусами первичных МЦТ и глубиной их заложения. В этом случае для образования на поверхности Земли неоднородностей с площадью 255 млн. км (морфоструктуры наивысшего порядка – геотектуры) радиус самой Земли в начале формирования ее ядра и оболочек должен был равняться 9000 км, что намного превышает радиус молодой Земли, рассчитанный В.В. Кесаревым [1967], исходя из физико-химических свойств первичного планетного вещества, в свою очередь выведенных из анализа вещества метеоритов. Следовательно, современное количественное выражение асимметрии Земли одновременно является качественной характеристикой раннего этапа ее развития. Вероятно, именно поэтому современная структура внутреннего

Таблица 4
Сопоставление параметров МЦТ
с площадями некоторых материков и океанов

Радиусы и глубина заложения МЦТ, км	Площадь поверхности МЦТ, млн. км ²	Материки и океаны	
		Площадь, млн. км ²	Наименование
1430	6,4	7,6	Австралия
1800	10,82	10,8	Европа
2200	15,2	14,1	Антарктида
		14,7	Северный Ледовитый океан
3000	28,3	17,6	Южная Америка
		29,2	Африка
		24,2	Северная Америка (с островами)
5000	78,5	76,2	Индийский океан

ядра не находят количественных аналогов в размерах материков и океанов как относительно древних реликтовых образований (табл. 4).

Заметим, что в таблице не приводятся МЦТ, выявленные морфоструктурным анализом дистанционных материалов и имеющие кольцевое ограничение в рельефе земной поверхности.

Наибольшую практическую важность имеет решение вопроса о характере проявления МЦТ подкорового заложения в верхних частях коры и особенно его геохимический аспект. Особенности геохимической специализации МЦТ вытекают из природы инициирующих их очагов, т.е. из сущности химических превращений в глубинных реакционных слоях. При этом необходимо учитывать влияние усложнения морфоструктур (см. ниже): МЦТ относительно простого строения имеют непосредственную связь с глубинным очагом, и следовательно, в их верхних этажах могут концентрироваться элементы и их соединения, образующиеся в геофизическом слое, локализуя оцаг.

Исходя из современной глубины раздела ядро — мантия, можно сделать вывод о том, что как древние, так и молодые МЦТ с радиусами, превышающими 1000 км, должны характеризоваться повышенными содержаниями веществ (железа, никеля, магния, фосфора, марганца, титана), образующихся в нижнем реакционном слое и, кроме того, обладающих пониженной скоростью миграции. Последнее объясняется максимальной продолжительностью формирования крупнейших МЦТ.

Следствием химических превращений во втором (промежуточном) реакционном слое (интервал 900 до 1000 км) является образование углеводородов — основных компонентов нефти и горючего газа. Однако одновременно реакция гидратации карбидов приводит и к образованию углекислого газа. Выход углеводородов повышается по мере уменьшения температуры, т.е. в общем случае, с уменьшением глубины. Очевидно, их образование особенно интенсивно происходит в верхнем реакционном слое, в астеносфере [Кесарев, 1967]. Тем не менее глубина залегания промежуточного реакционного слоя определяет максимальный радиус МЦТ, несущих углеводородную специализацию, равный 1000 км.

В слое В, где осуществляется полный гидролиз карбидов, нитридов и фосфидов и почти полный — сульфидов [Кесарев, 1967], в условиях сравнительно невысоких давлений высвобождающаяся теплота экзотермических реакций способствует частичному расплавлению вещества в волноводах и образованию магмонасыщенных столбобразных зон [Любимова и др., 1969]. Поэтому, в развитии подкоровых МЦТ с радиусами до 400 км большое значение имеют магматические процессы и сопровождающая их дифференциация, миграция и концентрация веществ, в том числе и рудных. Вероят-

но, астеносферные МЦТ являются группой, контролирующей распределение в коре проявлений рудных полезных ископаемых.

Приведенная классификация МЦТ отражает самые общие свойства их статистической системы, характеристика модели которой приводится ниже.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА МЦТ И ИХ ВЕРОЯТНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

До сих пор МЦТ рассматривались нами обособленно друг от друга. Между тем, как и всякие однотипные природные объекты, они формируются в условиях взаимного влияния, образуя закономерно связанную систему. Связующим фактором статической системы МЦТ могут быть их взаимоотношения с границами геофизических слоев. Вероятно, место локализации инициирующих очагов первичных гигантских морфоструктур, возникающих на ранних стадиях формирования планеты, определилось под влиянием внешних причин, таких, например, как неравномерная аккреция протоматериала, образование под действием ротационных сил и др. С возникновением геофизических оболочек "свободное" развитие МЦТ осложнилось неоднородным характером среды, в которой границы разделов играют роль преломляющих горизонтов для распространяющихся к поверхности земного шара напряжений от инициирующих очагов. Вероятнее, именно преломлением объясняется образование ступеней в общей конической форме МЦТ [Ежов, 1980а]. Естественно считать, что наиболее благоприятными для зарождения МЦТ являются места нарушения однородности, сплошности геофизических разделов. Такие зоны нарушений должны образовываться при пересечении основных геофизических разделов коническими ограничениями морфоструктур более высоких рангов, заложенных на нижележащих разделах. Вероятно, в пределах образующихся кольцевых "следов" наиболее благоприятными для заложения более низкопорядковых разновидностей МЦТ являются точки пересечений следов другими, например радиальными, нарушениями.

Таким образом, развитие уже только одной МЦТ, возникшей на одном из внутриядерных разделов, в условиях слоистой структуры Земли должно, по предположению

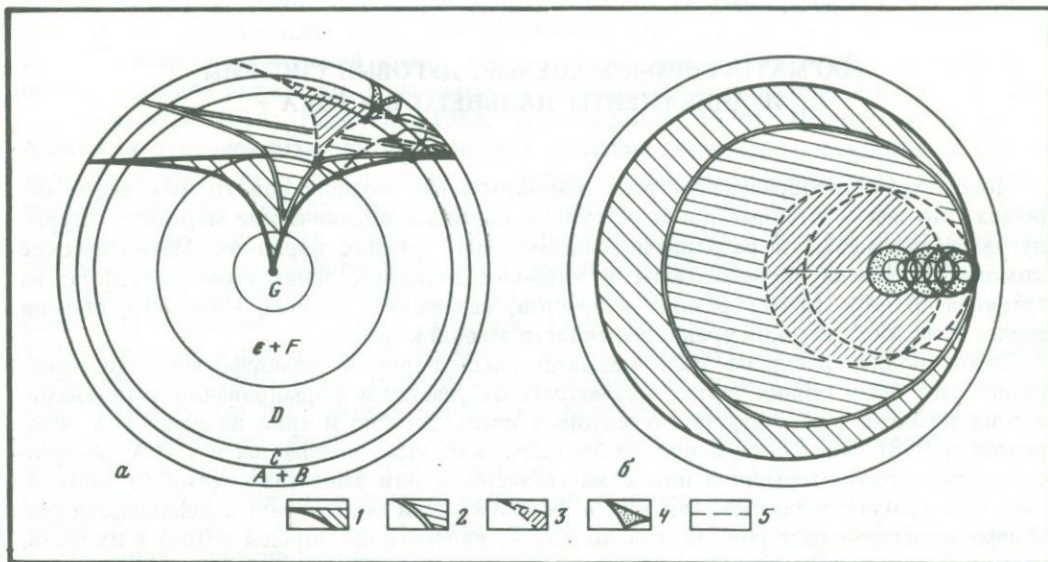


Рис. 9. Схема заложения МЦТ на геофизических разделах

1—4 — порядок морфоструктур; 5 — радиальный разлом; G — внутреннее ядро; E + F — внешнее ядро; D — нижняя мантия; C — нижняя часть верхней мантии; A + B — кора и верхняя часть верхней мантии

авторов [Ежов, Худяков, 1984], приводить к формированию системы взаимосвязанных морфоструктур, число которых увеличивается по мере уменьшения глубин из заложения и соответственно радиусов. Реальная система МЦТ, вероятно, представляет собой взаимосвязанную совокупность, являющуюся вариантом "элементарной" модели, показанной на рис. 9. Ее основу, очевидно, составляют две первичные гигантские морфоструктуры — океаническая и континентальная полусферы.

Несомненно, значительное усложнение глобальной системы МЦТ происходит вследствие эволюции геофизических оболочек, особенно роста ядра и литосферы. Вертикальная миграция основных геофизических разделов, сопровождающая эволюцию вещества и слоистой структуры планеты, усложнение последней за счет изменений "тонкой" структуры слоистости, вызываемое все большей дифференциацией вещества, — все это обуславливает возникновение новых классов морфоструктур центрального типа. На их развитие и форму проявления на поверхности оказывает влияние также структурный каркас объемных неоднородностей, созданных предыдущими очаговыми образованиями.

Мы остановились на некоторых наиболее важных свойствах чрезвычайно сложной и динамичной системы морфоструктур центрального типа. В одном разделе невозможно показать всю многогранность еще почти незнакомого современной геологии процесса формирования глубинных неоднородностей. Рано или поздно, однако, лавина открытий кольцевых образований на поверхности потребует своего объяснения. И нам кажется, что поиск связей между особенностями глубинного строения земного шара и строения его внешней оболочки может и должен осуществляться путем изучения очаговых морфоструктур, поскольку наша планета и по существу, и по форме также представляет собой живущую, активно развивающуюся морфоструктуру центрального типа с соответствующими каждому дискретному уровню морфоструктур конформными комплексами горных пород. Основной смысл приводимого раздела заключается именно в предварительном изложении, своего рода введении к построению подобной периодической системы морфоструктур Земли.

Глава 9

МАГМАТОГЕННО-КОЛЬЦЕВЫЕ, ДУГОВЫЕ СИСТЕМЫ И ЛИНЕАМЕНТЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Морфоструктурообразующая роль магматогенных комплексов горных пород огромна. Это магматогенные пояса на суше и почти все океанические морфоструктуры, дуговые, кольцевые и радиальные системы МЦТ разных порядков. Магматические комплексы всегда сосредоточены в наиболее активных зонах геоморфогенеза: на границах блоков (плит) разных возрастов, различного состава, мощности, степени зрелости и изостатической уравновешенности земной коры.

Чтобы полнее раскрыть роль магматогенных пород в геоморфогенезе целесообразно хотя бы в общих чертах рассмотреть их участие в формировании литодинамических потоков, представление о которых очень образно и ярко изложил Н.А. Флоренсов [1978]. Мы считаем целесообразным, как это упоминается и у Н.А. Флоренсова, оперировать термином поток массы-энергии, или вещества-энергии (в дальнейшем для краткости поток), так как в формировании вещественных комплексов геоморфоструктур играет роль не только поток, увлекающий породы (litos) и их части, но и газовой-жидкий материал, магму и лаву, например. Полагаем, что направленность потока следует определять не по отношению к центру конкретной геоморфоструктуры, как считает Флоренсов [1978], а по отношению к центру Земли или центру любого небесного тела — геоморфоструктур высшего порядка. Эта точка отсчета коор-

динат является постоянной, независимой для любой геоморфоструктуры меньшего порядка, энергетический источник которой находится на каком угодно уровне геосферных оболочек.

Магма не только принимает участие в потоке, но и формирует его. Магматогенный поток, не вырвавшийся на поверхность Земли (плутоногенный), может быть как центробежным, так и центростремительным. Если поток вырвался на поверхность (вулканогенный), он может быть только центростремительным.

Наличие двух составляющих у магматогенного потока объясняется тем, что процесс дифференциации материала по плотности непрерывен. Поэтому в магматическом очаге должны существовать два встречных потока: центробежный и центростремительный. Если по мощности преобладает первый, то формируются положительные геоморфоструктуры, а при преобладании второго — отрицательные. В центростремительный поток должен быть включен и вулканогенный, так как материал будучи выброшенным на поверхность из магматического резервуара, в дальнейшем подчиняется полностью законам гравитации и устремляется в бассейны седиментации так же, как и любой другой экзогенный поток. Вулканогенный поток в этом отношении ближе к седиментогенному.

Центробежный плутоногенный поток доставляет энергию-вещество из нижних геосфер в верхние, в том числе и в земную кору. Поступление избыточного количества вещества независимо от механизма, приводит к формированию положительных морфоструктур, начиная с планетарных магматогенных систем хребтов и кончая элементарными куполами. Центростремительный эндогенный поток ответствен за перенос энергии и вещества из верхних геосферных оболочек во внутренние. Тем самым в первых создается некоторый дефицит объема вещества и как следствие формируются отрицательные морфоструктуры: рифтовые впадины, желоба, котловины и др.

Участие интрузивных пород в формировании положительных морфоструктур, большая степень зрелости коры в их пределах, наличие этих пород на той или иной глубине, устанавливаемое по геофизическим данным, и целый комплекс других признаков указывают на большую роль плутоногенных формаций в геоморфогенезе.

При морфоструктурных исследованиях региона было установлено, что в Восточной части Евразийского материка магматогенный тип геоморфоструктур преобладает. Здесь известна одна из крупнейших магматогенных систем — Восточно-Азиатский тектоно-магматический пояс [Устиев, 1963], рассматриваемый как структурно-вещественное выражение зоны перехода от Евразийского материка к Тихому океану [Красный, 1964; Нагибина, 1963; Пушаровский, 1976]. Поскольку Восточно-Азиатская тектоно-магматическая система отчетливо конформно выражена в современном рельефе, то ее необходимо рассматривать как геоморфосистему. Под тектоно-магматической геоморфосистемой понимается геоморфологическая структура, сформированная в зонах глубинных разломов большими объемами магматических формаций, которым конформен преимущественно горный тип рельефа [Тащи, 1982].

Открытие крупнейших морфоструктур центрального типа (МЦТ) на восточной окраине Евразийского материка [Золотов, 1976; Кулаков, 1977б; Соловьев, 1977, 1978; Худяков и др., 1979] позволяет по-новому взглянуть на особенности строения Восточно-Азиатской тектоно-магматической системы в целом и ее отдельных элементов. Оказалось что МЦТ разных порядков и возраста распределены не случайно, а образуют закономерно организованные ряды. Под рядом МЦТ мы понимаем такое их положение в пространстве, когда их центры находятся на одной оси, а соседние геоморфоструктуры при этом соприкасаются или частично перекрываются [Тащи и др., 1982]. Ряды состоят из приблизительно одновозрастных МЦТ одного-двух порядков. В них входят близкие по генезису геоморфоструктуры, для которых характерно резкое преобладание одного-двух типов конформных комплексов горных пород.

Восточно-Азиатский ряд наиболее высокопорядковых МЦТ подробно рассмотрен раньше (см. гл. 7). Он состоит из Чукотской, Яно-Колымской, Амурской, Корейской, Северо- и Южно-Китайской геоморфоструктур длительного развития. С востока они

сопровождаются позднемезозойско-кайнозойскими вулканогенными и вулканогенно-плутоногенными поясами, являющимися дугowymi элементами МЦТ. На территории советского Дальнего Востока намечаются следующие дуги высокого порядка: Чукотская, Охотско-Анадырская, Южно-Алданская и Сихотэ-Алинская.

Чукотская дуга является материковым элементом одноименной геоморфоструктуры, половина которой скрыта под водами Ледовитого океана. Внешний элемент дуги представлен Чукотским звеном Охотско-Чукотского вулканического пояса, обращенного выпуклой стороной на юг к Анадырско-Корякской складчатой системе, формирование континентальной коры которой завершилось позже [Тектоника..., 1980; Тектоническая карта..., 1979]. Он располагается в зоне взаимодействия двух МЦТ высшего порядка: Чукотской и Анадырской. Внутренний элемент сложен главным образом верхнеюрско-меловыми интрузивными породами. Таким образом, Чукотская дуга состоит из двух дуг более низкого порядка: плутоногенной (внутренней) и вулканогенной (внешней). Обе они, в свою очередь, состоят из МЦТ низших порядков, образующих два ряда геоморфоструктур. Простираение рядов субсогласно границам дугowych элементов Чукотской МЦТ.

Охотско-Анадырская вулканическая дуга окаймляет с востока Яно-Колымскую гигантскую геоморфоструктуру. Кора континентального типа этой МЦТ оформилась раньше, чем кора МЦТ, расположенных восточнее ее [Тектоника..., 1980]. Фронтальная граница вулканической дуги в общем случае параллельна концентрам Яно-Колымской МЦТ. Тыловая граница дуги имеет более сложное очертание, обусловленное наличием здесь нескольких геоморфоструктур первого порядка: Нижне-, Средне-, Верхнеколымских, Охотской и Юдомской. Все они группируются в единый Юдомо-Юкагирский ряд. Во всех геоморфоструктурах преобладают магматогенные формации. Центральные и западные их части сложены породами гранитоидной ($J_3 - K_1$), лейкогранитовой и сиенит-монцонитовой (K_2) формаций.

Вулканогенные формации слагают периферийные дуговые элементы МЦТ первого порядка и развиты преимущественно на востоке, заходя далеко на запад, северо-запад и север лишь в местах взаимодействия геоморфоструктур. Дальше всего на север вулканогенные породы проникают в месте взаимодействия Яно-Колымской и Алданской МЦТ. Поэтому расположенная здесь Охотская МЦТ первого порядка имеет строение, отличное от Колымских геоморфоструктур, входящих в Юдомо-Юкагирский ряд. Ядро геоморфоструктуры сложено андезитами ($K_1 - K_2$), а породы гранитоидной, лейкогранитовой и сиенит-монцонитовой ($J_2 - K_2$) формаций располагаются вдоль внешних концентров.

Дуговые вулканогенные элементы в восточных частях колымских геоморфоструктур сложены МЦТ второго-третьего порядков. Они, в свою очередь, также объединяются в ряды. Большинство геоморфоструктур этих порядков имеют одинаковое строение. К их диаметральным зонам, ориентированным вдоль простираения ряда, приурочены породы андезитовой (преобладает), липаритовой и игнимбритовой формаций. Интрузии лейкогранитовой формации или совмещены с вулканогенными, или концентрируются вдоль краевых частей диаметральных зон.

Далее к востоку намечается еще один ряд МЦТ третьего порядка. Это преимущественно вулканогенно-дислокационные геоморфоструктуры, чей конформный комплекс представлен главным образом базальтами и андезито-базальтами ($K_1 aL - K_2 cm$). Интрузивные массивы также сосредоточены по краям диаметральных зон МЦТ.

В пределах Пенжинско-Майнской зоны [Белый, 1978] выделен следующий ряд геоморфоструктур, параллельный предыдущим. Этот ряд, хотя и не включается в Охотско-Чукотский вулканический пояс, но тесно связан с ним и образует тектонопару: вулканогенная дуга — передовой прогиб. Такие тектонопады характерны и для других вулканогенных поясов. Геоморфоструктурам Пенжинско-Майнского ряда конформны терригенная, базальтовая и известково-щелочная формации неоген-четвертичного возраста.

Четыре ряда геоморфоструктур второго-третьего порядков образуют магматоген-

ную систему, состоящую из плутоногенного ряда на западе, вулканогенно-плутоногенного и вулканогенного в центре и вулканогенно-терригенного на востоке. Возраст конформных комплексов омолаживается в восточном направлении, в этом же направлении возрастает основность магматогенных формаций.

Ряды МЦТ перекрываются между собой, образуя структуру, напоминающую рыбу чешую. Граница каждого последующего ряда МЦТ проходит по диаметральным зонам предыдущего ряда. От одной трети до половины геоморфоструктур перерабатываются при становлении последующего ряда. В результате в рельефе и в геологической структуре достоверно дешифрируется только половина геоморфоструктур (полукольца), что отражает их асимметрию. Плутоногенные конформные комплексы концентрируются большей частью в зонах взаимодействия однопорядковых рядов и в зонах взаимодействия МЦТ, входящих в один ряд. Образуется, таким образом, своеобразная продольная и поперечная зональность. Границы рядов МЦТ и зон их взаимодействия структурно обусловлены, совпадая с зонами глубинных разломов. Каждый ряд приурочен к определенной зоне, которая одновременно служит границей смежного ряда МЦТ.

Аналогичная ситуация наблюдается и южнее в пределах Джугджуро-Станового плутоногенного и Удско-Мульмугинского вулканогенного поясов. Они являются дугами Алданской гигантской МЦТ, образуя единую Южно-Алданскую магматогенную систему. Магматогенная система состоит из двух рядов МЦТ: Джугджуро-Станового (плутоногенного) и Удско-Мульмугинского (вулканогенного и вулканогенно-плутоногенного). Ряды пространственно совпадают с одноименными горными системами. В обоих рядах геоморфоструктуры срезаны по линиям Станового и Южно-Удского глубинных разломов и представлены неполными кольцами или полукольцами.

Конформными геоморфоструктурами Джугджуро-Станового ряда являются позднераннемеловые и позднемеловые гранитоиды. Вулканогенные породы слагают только низкопорядковые вулканогенные геоморфоструктуры, изолированные одна от другой. Следует отметить, что тела плагиогранито-гнейсовой и гнейсово-мигматитовой формаций, ультрабазитов и анортозитов (3,5–2 млрд. лет) зачастую имеют плановые очертания, соответствующие меловым МЦТ. Это свидетельствует о том, что мезозойские магматогенные купола определенным образом наследуют структуру докембрийских гранито-гнейсовых куполов. Простираемостью ряда гранито-гнейсовых куполов также может быть обусловлено и пространственное положение Джугджуро-Станового плутоногенного ряда МЦТ.

Удско-Мульмугинский ряд МЦТ, куда входят, в частности, геоморфоструктуры Ульинской вулканотектонической впадины, состоит из серии полуколец, опирающихся преимущественно на Южно-Удский глубинный разлом. Южные и юго-восточные фрагменты МЦТ или скрыты под водами Охотского моря, или подверглись деструкции в зоне Удско-Зейской депрессии и надвигов Амура-Охотской зоны.

Сихотэ-Алинская магматогенная система состоит из трех рядов: Центрально-Сихотэ-Алинского (плутоногенного), Восточно- и Западно-Сихотэ-Алинского (вулканогенных). Система является дуговым элементом восточной части Амурской гигантской МЦТ, детально описанной М.Г. Золотовым [1976]. Геоморфоструктуры первого-третьего порядков, входящие в нее, представлены исключительно полукольцевыми и дуговыми фрагментами, что объясняется наличием здесь протяженных глубинных разломов [Геология СССР, 1966, 1969; Иванов, 1972; Уткин, 1976, 1977], а относительная сближенность разломов, сдвиговые составляющие больших амплитуд привели к значительной деформации большинства высокопорядковых геоморфоструктур первоначально изометричной формы. Вследствие этого более корректно вести речь не о рядах МЦТ, а о рядах фрагментов МЦТ, представляющих собой сектора и сегменты.

Восточно-Сихотэ-Алинская вулканогенная дуга (ряд) сопряжена с дуговыми разломами Амурской гигантской МЦТ и обращена выпуклой стороной к Хоккайдо-Сахалинской зоне, где становление гранитно-метаморфического слоя произошло в палеогене. В тылу дуги гранитно-метаморфический слой окончательно сформировался уже в мелу [Тектоника..., 1980; Тектоническая карта..., 1979]. Восточно-Сихотэ-Алинский

ряд первого порядка состоит из четырех фрагментов МЦТ первого порядка: Южно-, Средне-, Северо-Сихотэ-Алинского и Нижнеамурского. Все они опираются на Центральный разлом Сихотэ-Алиния и представляют собой дуговые сектора, обращенные выпуклой стороной к Татарскому проливу. Сектора соответствуют Петрозевскому, Совгаванскому и Нижнеамурскому звеньям или вулканоплутогоническим системам второго порядка [Тащи, 1976; Размахнина и др., 1978]. Каждый сектор состоит из двух сегментов: вулканогенной дуги и плутоногенной части. Границами рассматриваемого ряда МЦТ являются Центральный (запад) и Прибрежный (восток) разломы.

Восточно-Сихотэ-Алинский ряд МЦТ первого порядка состоит из двух рядов геоморфоструктур третьего порядка. Западному ряду конформны гранитоиды верхнего, частично нижнего мела и палеогена. Вулканогенные породы распространены незначительно и приурочены к внешним дуговым элементам некоторых МЦТ третьего-четвертого порядков. Восточному ряду конформны верхнемеловые—кайнозойские вулканогенные породы и комагматичные им интрузивные и субинтрузивные тела. Зона взаимодействия двух рядов является одновременно границей между главным синклинием Сихотэ-Алиния и вулканогенным поясом.

Большинство геоморфоструктур третьего порядка так же, как и более высокопорядковые, представляют собой фрагменты МЦТ. В восточном ряду они опираются на разломы побережья, бровки шельфа и подножия континентального склона. В западном ряду геоморфоструктуры срезаны Центральным разломом.

Центрально-Сихотэ-Алинский ряд геоморфоструктур выделяется условно, так как здесь отдешифрованы лишь незначительные по размерам фрагменты МЦТ. Судя по радиусам кривизны их дуговых элементов, можно установить, что это — геоморфоструктуры третьего-четвертого порядков. Конформными этому ряду являются гранитоиды, и только в южной части известны вулканы позднего мела — раннего палеогена.

Западно-Сихотэ-Алинский ряд МЦТ ограничен Арсеньевским и Амурским разломами. Он состоит из серии полукольцевых геоморфоструктур, обращенных дугами к системе кайнозойских впадин, протягивающихся от бассейна р. Раздольной до Нижнего Приамурья. Возраст магматогенных, главным образом вулканогенных пород, конформных геоморфоструктурам, довольно разнообразен. На юге — это девонские и пермские вулканы, в нижнем течении р. Бикин — палеогеновые и неогеновые. Большинство морфоструктур имеет вулканогенный или вулканогенно-плутоногенный генезис, причем последний тип характерен для более древних.

Сихотэ-Алинская магматогенная система относится к симметричным магматогенным поясам [Тащи, 1979], состоящим из двух вулканогенных или вулканогенно-плутоногенных элементов (рядов, дуг) и плутоногенного, занимающего центральное положение в системе. Чукотская, Охотско-Анадырская и Южно-Алданская магматогенные системы асимметричны.

Дуговые магматогенные элементы МЦТ Восточно-Азиатского ряда обращены выпуклой стороной к областям с формирующейся континентальной корой. В этом направлении происходило и наращивание континентальной коры [Тектоническое районирование..., 1979; Тектоника..., 1980]. Магматогенные формации прослеживаются не по всей окружности гигантских МЦТ и залечивают дуговые системы разломов, составляющие от одной четвертой части длины ее окружности до ее половины.

Почти половина длины окружности Яно-Колымской МЦТ занята геоморфоструктурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магматогенные формации периметра Алданской МЦТ участвуют в формировании южного и юго-восточного дуговых секторов.

В зонах взаимодействия или интерференции МЦТ происходят изменения простирающихся магматогенных дуговых систем. Образуются своеобразные "выступы" вулканогенных пород, вдающиеся на 80—120 км внутрь континента. Например, в зоне пересечения дуговых элементов Яно-Колымской и Чукотской МЦТ Центрально-Чукотский сектор образует выступ (около 120 км), а простираение вулканогенного пояса меня-

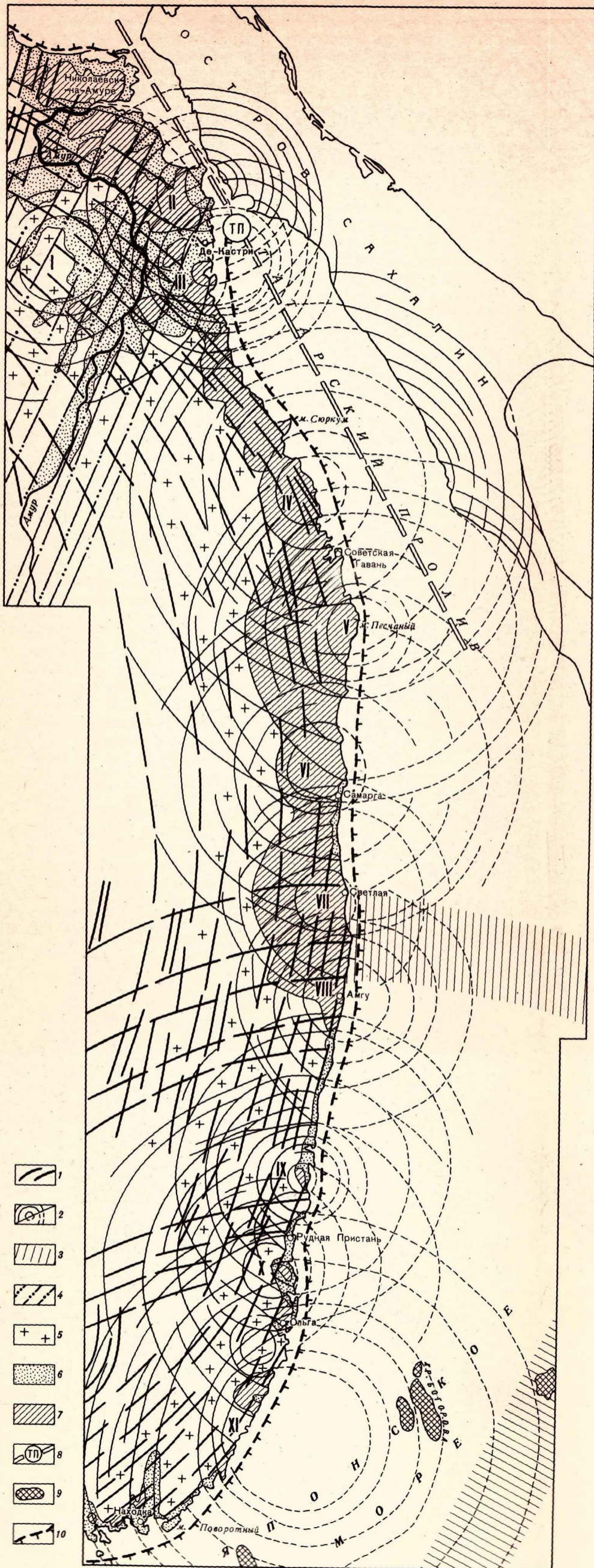


Рис. 10. Зона растяжения на восточной окраине Сихотэ-Алиня

1 — дуговые глубинные разломы мега-МЦТ окраины континента, 2 — дуговые разломы МЦТ побережья и их предполагаемое продолжение на морском дне, 3 — предполагаемые границы мега-МЦТ Востока Азии в пределах морской акватории, 4 — Амуро-Сунгарийская трансрегиональная разломная зона; зоны сжатия и растяжения на побережье материка (5-6); 5 — зоны сжатия, представленные горными хребтами и отдельными массивами, испытывавшими воздымание в позднем мезозое-кайнозое, 6 — линейные и изометричные депрессии растяжения, приуроченные к крупным разломным зонам и отрицательным МЦТ, 7 — вулканогенные и тектоно-вулканогенные горные хребты и массивы в пределах зон растяжения, 8 — ось рифтовой зоны Татарского пролива, 9 — подводные (преимущественно вулканогенные) возвышенности, приуроченные к участкам пересечения дуговых и линейных разломных зон, 10 — предполагаемое положение береговой линии материка в начале антропогена

МЦТ: I — Пильдо-Бичинская, II — Лазаревская, III — Чихачевская, IV — Тумнинская, V — Копинская, VI — Самаргинская, VII — Светловская, VIII — Амгинская, IX — Тернейская, X — Кавалеровская, XI — Валентиновская

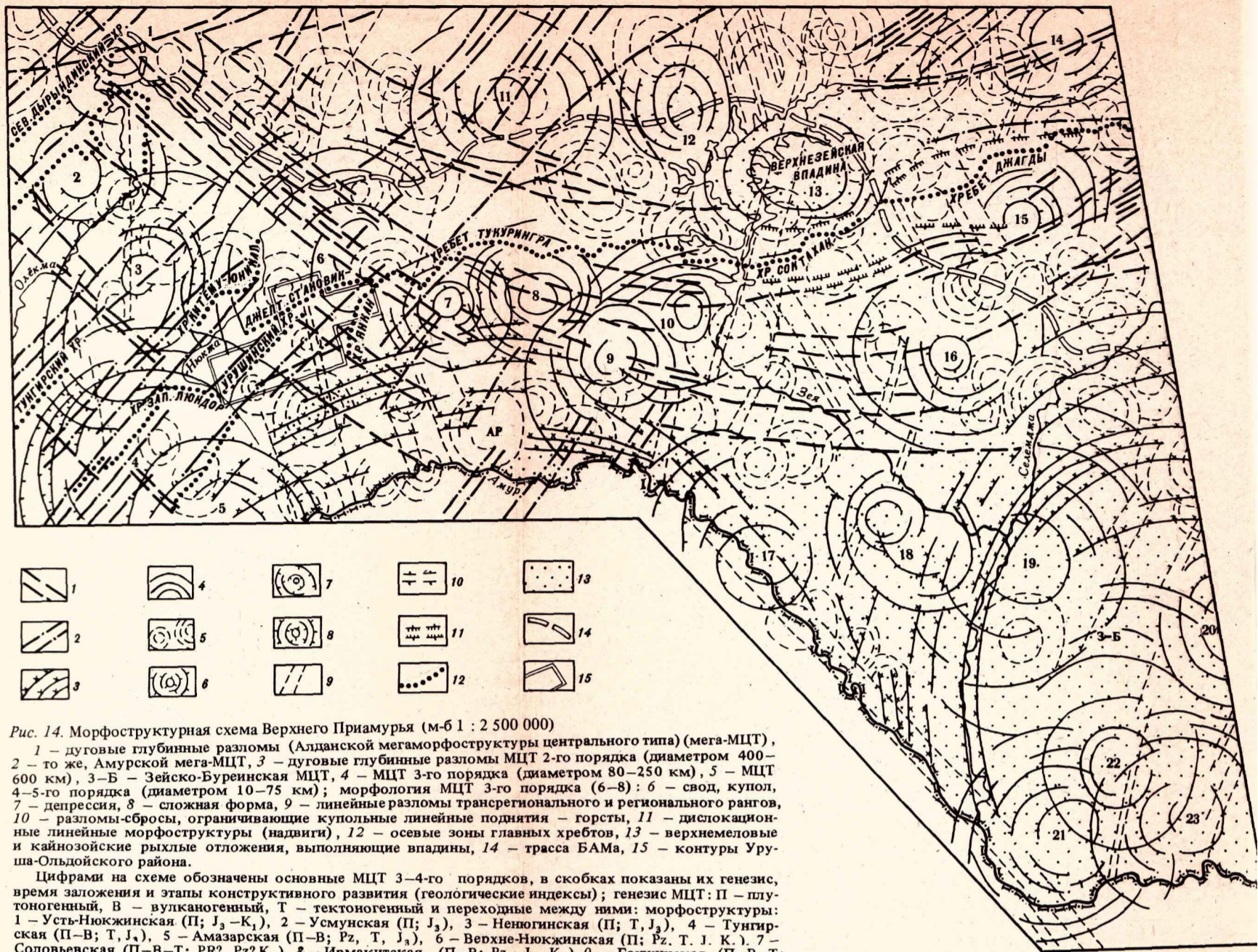


Рис. 14. Морфоструктурная схема Верхнего Приамурья (м-б 1 : 2 500 000)

1 — дуговые глубинные разломы (Алданской мегаморфоструктуры центрального типа) (мега-МЦТ), 2 — то же, Амурской мегаморфоструктуры, 3 — дуговые глубинные разломы МЦТ 2-го порядка (диаметром 400–600 км), 3-Б — Зейско-Буреинская МЦТ, 4 — МЦТ 3-го порядка (диаметром 80–250 км), 5 — МЦТ 4–5-го порядка (диаметром 10–75 км); морфология МЦТ 3-го порядка (6–8): 6 — свод, купол, 7 — депрессия, 8 — сложная форма, 9 — линейные разломы трансрегионального и регионального рангов, 10 — разломы-сбросы, ограничивающие купольные линейные поднятия — горы, 11 — дислокационные линейные морфоструктуры (надвиги), 12 — осевые зоны главных хребтов, 13 — верхнемеловые и кайнозойские рыхлые отложения, выполняющие впадины, 14 — трасса БАМа, 15 — контуры Уруша-Ольдойского района.

Цифрами на схеме обозначены основные МЦТ 3–4-го порядков, в скобках показаны их генезис, время заложения и этапы конструктивного развития (геологические индексы); генезис МЦТ: П — плутоногенный, В — вулканогенный, Т — тектоногенный и переходные между ними; морфоструктуры: 1 — Усть-Нюкжинская (П; J_3-K_1), 2 — Усманская (П; J_3), 3 — Ненюгинская (П; Т, J_3), 4 — Тунгирская (П-В; Т, J_4), 5 — Амазарская (П-В; Pz, Т, J_3), 6 — Верхне-Нюкжинская (П; Pz, Т, J. K.), 7 — Соловьевская (П-В-Т; PR?, Pz?, K_1), 8 — Ирмакитская (П-В; Pz, J_2 , K_1), 9 — Гонжинская (П-В-Т; Pz, K_1 , K_2), 10 — Урканская (В-Т; J_3-K_1 , K_1 , K_2), 11 — Верхнегилойская (П-В; J_3-K_1 , K_1 , K_2), 12 — Брянтинская (П-Т; J_3-K_1), Верхнезейская (Т-В; J_3-Kz), 14 — Удыханская (П-В; J_3-K_1 , K_2), 15 — Корская (П-Т; K_1), 16 — Мамынская (П-В; Pz, J_3-K_1 , K_2), Кузнецовская (П-В-Т; J_3 , K_1 , K_2 , Kz), 18 — Шимановская (Т; J_3 , K_1 , K_2 , Kz), 19 — Свободненская (Т-В; J_3 , K_1 , K_2 , Kz), 20 — Мельгинская (П-Т; Т, K_1), 21 — Благовещенская (Т-В; J_3 , K_1 , K_2 , Kz), 22 — Екатеринославская (Т-В; J_3 , K_1 , K_2 , Kz), 32 — Райчихинская (Т-В; J_3 , K_1 , K_2 , Kz)

рого порядка. Причем если учитывать наличие рядов геоморфоструктур низких порядков, то границу можно провести и более точно.

Восточно-Сихотэ-Алинская металлогеническая зона подразделяется на две подзоны: западную (оловянную) и восточную (олово-полиметаллическую), совпадающие с двумя рядами МЦТ. Прибрежная и Береговая металлогенические зоны также связаны с двумя рядами МЦТ, область взаимодействия между ними служит границей между зонами. Считается, что Береговая металлогеническая зона является наложенной [Размахнина и др., 1978], однако частичное перекрытие одного ряда МЦТ другим позволяет высказывать предположение, что наложенность свойственна только зонам взаимодействия геоморфоструктур. А из-за того что большая часть Береговой зоны в настоящее время находится в пределах шельфа, мы видим только ее западную наложенную подзону.

Отчетливая металлогеническая специализация устанавливается для МЦТ разных порядков Северо-Востока СССР. Юдомо-Юкагирскому ряду МЦТ первого порядка отвечают Яно-Колымская и Колымо-Омолонская металлогенические области, а вулканогенным дугам этих геоморфоструктур — Охотско-Чукотская металлогеническая провинция. Отчетливая концентрическая металлогеническая зональность устанавливается для Верхнеколымской МЦТ первого порядка. Ее центральным частям соответствуют Таскано-Омулевская (свинец, цинк, медь, ртуть, в меньшей степени олово) и Приколымская (серебро, железо, свинец, цинк, молибден и др.) металлогенические зоны. Далее к периферии следует концентр, с которым совпадает Яно-Колымский золотоносный пояс и Сугойская зона с оловянным, полиметаллическим и редкометальным оруденением. Здесь же размещается Тас-Кыстыбайская зона с оловянными и в меньшей степени полиметаллическим и ртутным оруденением.

Тыловой части вулканогенной дуги соответствует Арmano-Хетинская, Омсукчанская и Купкинская зоны с оловянной, полиметаллической и редкометальной минерализацией, а фронтальной части — Челомджа-Ямская и Велига-Наяханская зоны с редкометальной минерализацией. Более сложная металлогеническая зональность, тем не менее близкая к концентрической, характерна для Среднеколымской и Чукотской МЦТ. Устанавливается зональность и у других магматогенных геоморфоструктур Дальнего Востока [Золотов, 1976; Онихимовский, 1977; Соловьев, 1979]. Общая металлогеническая зональность первого порядка осложняется наличием низкорядковых геоморфоструктур, контролирующих положение металлогенических районов, рудных узлов и месторождений. Подробно эти вопросы будут рассмотрены в третьей части настоящей монографии.

Система магматогенных дуг имеет очертания, напоминающие очертания Западно-Тихоокеанской островодужной системы. Островные дуги также обращены выпуклой стороной к блокам с менее развитым типом коры. В местах взаимодействия островные дуги взаимно гасятся, "утыкаются" одна в другую или разделяются прогибами. Как островодужные, так и окраинно-материковые магматогенные системы сопровождаются депрессионными морфоструктурами. Например, Джугджуро-Становая и Сихотэ-Алинская магматогенные дуги отделены от смежных структур поясом рифтовых и рифтоподобных впадин [Салун, 1978; Красный, 1980]. Более того, окраинно-материковые дуговые вулканогенные пояса располагаются над древними геоантиклинальными дугами [Некрасов, 1971; Шилов и др., 1974; Тащи, 1978]. Это позволяет предположить и сходный механизм формирования для обоих типов магматогенных дуг. Зона перехода между Евразийским континентом и Тихим океаном представляет собой зону взаимодействия Тихоокеанского и Восточно-Евразийского рядов МЦТ высшего порядка. Основное различие между ними заключается в типах земной коры.

Изложенный в настоящей главе материал позволяет сделать некоторые выводы.

Дополнено представление о потоках вещества-энергии. За точку отсчета принят центр Земли, а не центр морфоструктуры. Эта независимая точка отсчета позволяет более определенно говорить о направленности морфоструктурообразующих потоков. Формирование магматогенных морфоструктур связано с эндогенными потоками

ми вещества-энергии: положительные морфоструктуры сформированы центробежным эндогенным потоком, отрицательные — центростремительным.

Восточно-Азиатская магматогенная система состоит из серии вулканических и вулканоплутонических дуг, связанных с зоной перехода от блоков с древним гранитно-метаморфическим слоем к блокам с более молодым слоем. Дуги являются элементами МЦТ высших порядков.

МЦТ разных порядков образуют ряды, границы и оси которых совпадают с зонами глубинных долгоживущих разломов. Каждому ряду свойственны свои структурно-вещественные комплексы и конформные им геоморфологические поверхности.

Ряды МЦТ обуславливают металлогеническую зональность, причем границы металлогенических областей, зон, подзон и других подразделений совпадают с зонами взаимодействия рядов и отдельных геоморфоструктур.

Окраинно-материковые вулканогенные дуги имеют морфологическое и структурное сходство с современными островодужными поясами, а в ряде случаев структурно или пространственно совпадают с палеодугами.

Глава 10

ИЕРАРХИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ МОРФОСТРУКТУР И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ

Открытие гигантских (от 2,0 до 4,0 тыс. км в диаметре) морфоструктур центрального типа и трансрегиональных разломных зон (протяженностью до 2–3 тыс. км и шириной до 100–200 км) сначала на советском Дальнем Востоке [Золотов, 1976; Соловьев, 1976, 1978], а затем и по всей восточной окраине Евразийского континента [Кулаков, 1978, 1980; Худяков и др., 1982] существенным образом изменило наши представления о морфоструктурном плане этого обширного региона, условиях его заложения и особенностях формирования. С новых позиций стали рассматриваться и решаться многие проблемные вопросы морфоструктурного анализа и синтеза, имеющие как теоретическое, так и практическое значение, что способствовало в целом общему повышению качественного уровня и эффективности морфоструктурных исследований. Немаловажную роль здесь сыграли космические снимки территории, которые впервые позволили непосредственно увидеть гигантские морфоструктуры на поверхности Земли и выяснить основные черты их геолого-геоморфологического строения.

Высокопорядковые планетарные мегаморфоструктуры центрального типа (МЦТ) — до недавнего времени совершенно неизвестные на Земле образования — представляют собой интереснейший объект для геологических, тектонических, геофизических, металлогенических и других исследований, так или иначе тесно связанных с морфоструктурными исследованиями. Принципиальные черты строения мегаморфоструктур, гипотезы их происхождения, связь с глубинными горизонтами Земли, вещественный состав конформных комплексов и ряд других вопросов рассмотрены в упомянутых выше работах и предшествующих главах монографии, но, конечно, еще далеки от разрешения. Здесь же мы хотим привлечь внимание исследователей к особой роли мегаморфоструктур, которую они, наряду с трансрегиональными разломными зонами, играли в становлении современного морфоструктурного плана восточной окраины континента.

При морфоструктурных исследованиях, особенно региональных, связанных с составлением мелко- и среднemasштабных карт и схем, всегда возникает необходимость выявления определенной упорядоченности, иерархической соподчиненности в сложнейшей совокупности морфоструктур различного типа и ранга, свойственных практически для любого района Земли. Исследования последних лет, проведенные с широким

ким использованием материалов космических съемок, позволяют подойти к решению рассматриваемой проблемы с новых и, как нам представляется, конструктивных позиций. Выявлены определенные закономерности в пространственном размещении морфоструктур, основные черты их геолого-геоморфологического строения и развития, состав конформных и коррелятных комплексов и многие другие показатели, характеризующие специфику заложения и эволюции морфоструктур в рамках пространственно-генетической их системы и в условиях существования тесных взаимосвязей между разнопорядковыми элементами этой системы.

Одной из наиболее трудных операций при региональном морфоструктурном картировании и систематизации исходных данных является отыскание наиболее высокопорядковых региональных морфоструктур, которые могли бы играть роль "организующих". Обычно геоморфологи используют с этой целью крупные геолого-тектонические структуры, известные для той или иной территории по результатам геологосъемочных и других работ. Такой подход вполне объясним и оправдан, так как структурная геоморфология следовала в этом отношении за геологией и тектоникой и основывалась исключительно на их материалах. Однако принятое разделение на разновозрастные и разнородные геологические структуры с не всегда ясными пространственно-генетическими соотношениями, которые не образуют каких-то закономерно построенных морфоструктурных систем, а характеризуются довольно хаотичным размещением, не способствовало развитию системно-иерархического (назовем его таким термином) направления в морфоструктурных исследованиях. Явственно ощущалась необходимость разработки этого направления, которая не могла быть осуществлена в условиях господства традиционных представлений о геолого-тектонической структуре региона.

Это стало возможным только после появления материалов съемок Земли из космоса, которые явились мощным стимулом для развития морфоструктурных исследований на качественно более высоком уровне. Такие особенности космических снимков, как большая обзорность, генерализация изображения и эффект "просвечивания" глубинных структур, достаточно хорошо известны. Исследования Земли из космоса выявили — и это особенно важно для морфоструктурных исследований — повсеместное развитие на нашей планете морфоструктур центрального типа (МЦТ) и крупных разломных зон (линеанетов), не известных или малоизвестных ранее. На Дальнем Востоке и в других регионах Земли были установлены гигантские МЦТ (до нескольких тысяч км в диаметре), а также трансрегиональные разломные зоны большой протяженности, аналогичные тем, которые были известны для других планет земной группы.

Существование мега-МЦТ в дальневосточном регионе было убедительно подтверждено геологическими и геоморфологическими материалами [Золотов, 1976; Соловьев, 1976, 1978; Кулаков, 1978, 1980; Худяков и др., 1982] и, по нашему глубокому убеждению, не вызывает сомнений, хотя некоторые геологи до сих пор еще не могут согласиться с принципиально иным подходом к оценке геолого-тектонического строения. В то же время необходимо подчеркнуть, что открытие гигантских морфоструктур не отрицает прежние представления о геологии Дальнего Востока. Известные ранее геологические структуры рассматриваются лишь как составные элементы более высокопорядковой системы планетарных геоструктур, и с этих позиций делаются иные выводы об условиях их заложения и развития. Таким образом, геологические данные, полученные в процессе многолетних исследований региона, используются для обоснования новых концепций и в этом смысле приобретают, так сказать, новое звучание.

Гигантские МЦТ образуют, как было отмечено выше (см. гл. 7), непрерывную цепь по восточной окраине Евразийского континента. Каждая из них охватывает огромные территории (в млн км²), в пределах которых располагается множество морфоструктур различного типа и ранга. Проведенные исследования показали, что пространственное размещение и многие черты строения и развития низкопорядковых морфоструктур подчиняются определенным закономерностям и не являются случайными. Вторым по значению высокопорядковым элементом регионального морфо-

структурного плана выступают трансрегиональные разломы зоны (линеаменты). Они имеют протяженность до 2—3 тыс. км при ширине до 150—200 км, пересекают мега-МЦТ в различных направлениях, занимают большие площади, контролируют распределение и особенности строения и эволюции морфоструктур низкого ранга. Поэтому мега-МЦТ и трансрегиональные линеаменты (ТЛ) являются основными — "базисными" морфоструктурами региональной иерархической системы морфоструктур Востока Азии.

Рассмотрим наиболее существенные черты строения мега-МЦТ и ТЛ, которые позволяют играть им роль "ведущих" морфоструктур для громадной территории восточной окраины Евразии. Принципиальная особенность строения МЦТ, как неоднократно подчеркивалось в работах многочисленных исследователей (см. гл. 7, 8), заключается в радиально-концентрическом размещении составляющих их структурных элементов. Такое строение свойственно для МЦТ любого ранга — от локальных (диаметром в первые км) до гигантских, как в рассматриваемом нами случае.

Для мега-МЦТ Востока Азии это особенно хорошо показано М.Г. Золотовым [1976] на примере Амурской мегаморфоструктуры ("Амурии"). Он отмечает, что концентрические системы разломов контролируют рисунок основной гидросети и крупных элементов рельефа мегаструктуры, а также расположение древних геосинклинальных систем, крупных прогибов, антиклинорий, грабенов, горстовых поднятий, протяженных рифтовых структур, магматических и рудных поясов, и т.д.

Концентрические разломы наклонены к центру мега-МЦТ и, как и радиальные, являются глубинными долгоживущими разломами, уходящими, судя по имеющимся геологическим данным, в мантию Земли. Они испытывали неоднократную тектономагматическую активизацию, которая обычно сопровождалась изменениями геодинамических условий и вещественного состава магматических образований в зонах разломов. Это убедительно доказано Н.А. Шило и Р.Б. Умитбаевым [1977] на примере выявленной ими Монголо-Чукотской системы глубинных разломов, которая в соответствии с новыми данными представляет собой фрагмент концентрической системы разломов, оконтуривающих с юга и с юго-востока Алданскую и Яно-Колымскую мега-МЦТ.

Радиально-концентрические глубинные разломы, отличающиеся чрезвычайно устойчивым пространственным положением в течение длительной геологической истории, образуют своеобразный "каркас", который определяет очертания и основные черты строения окраинно-материковых мегаморфоструктур. Но, поскольку мега-МЦТ Востока Азии прошли сложную историю развития и испытали неоднократные преобразования геологической структуры и рельефа, их строение в большинстве случаев отклоняется от идеальной схемы под воздействием различного рода эндогенных факторов, которые для каждой мега-МЦТ специфичны.

Наиболее показательна в этом отношении Яно-Колымская мега-МЦТ, охватывающая территорию Северо-Востока СССР и располагающаяся "на водоразделе" между Тихим и Северным Ледовитым океанами. На космических снимках, топографических и геологических картах хорошо видно, что контуры ее деформированы, а инфраструктура значительно отличается от "типовой" для МЦТ модели с радиально-концентрическим расположением слагающих элементов. Все это объясняется своеобразными условиями заложения и развития мегаморфоструктуры.

Крупные линейные разломы и связанные с ними структуры северо-западного простирания, характерные для внутренних районов МЦТ, отражают, по мнению ряда исследователей, влияние структур впадины Ледовитого океана, которым они соответствуют по простиранию и возрасту. Формирование этих структур прослеживается, судя по геологическим данным, с палеозоя, но особенно активно они развивались в позднеюрское — раннемеловое время [Геология СССР, 1970; Грачев, 1973; Гусев, 1979; Пушаровский, 1976; Шахтыров, 1980, 1981]. В то же время морфоструктурный план периферии мега-МЦТ развивался в соответствии с системой "каркасных" концентрических разломов, ограничивающих мегаморфоструктуру.

Примечателен общий морфоструктурный переко́с поверхности мега-МЦТ на север, к Ледовитому океану. Он подчеркивается пространственным положением "главного водораздела", прижатого к берегу Тихого океана, соотношением площадей речных бассейнов "северного" и "тихоокеанского" стока и ориентировкой магистральных рек (Лены, Яны, Индигирки, Колымы). Так как основные линии стока (поверхностного и подземного) формируются одновременно с морфоструктурным планом региона и представляют собой весьма устойчивые во времени и пространстве образования [Худяков, 1977], есть основания предполагать, что рассматриваемый морфоструктурный "переко́с" сохранился еще с того времени, когда закладывались основные черты современного морфоструктурного плана региона. Это происходило в палеозое — мезозое. Процесс погружения северной окраины мегаморфоструктуры под уровень Ледовитого океана продолжается вплоть до настоящего времени. Северный ее сегмент (шириной до 400—500 км) является сейчас частью материкового шельфа, а на побережье морей Восточно-Сибирского и Лаптевых широко распространены низкие, местами холмисто-увалистые равнины с довольно мощными толщами кайнозойских (в том числе антропогенных) отложений, что свидетельствует в целом о продолжающемся нисходящем развитии рельефа.

Кроме того, для Яно-Колымской мега-МЦТ характерны значительные горизонтальные деформации (сдвиги, надвиги, шарьяжи и др.), связанные с крупными протяженными разломами. Они отмечены как в центральных ее районах, так и на периферии [Геология СССР, 1970; Гусев, 1979; Шахтыров, 1981]. Так, западная окраина мега-МЦТ по трансрегиональному Алдано-Охотскому линеamentу [Ян-Жин-Шин и др., 1978; Кулаков, 1978, 1980] надвинута на северную часть Алданской мега-МЦТ.

Эти особенности строения и развития Яно-Колымской мега-МЦТ объясняются тем, что она в течение всей своей геологической истории находилась под воздействием двух "противоборствующих" планетарных морфоструктур — мегавпадин Ледовитого и Тихого океанов. Мегаморфоструктура в целом была сформирована в результате "тихоокеанского" воздействия и стала одной из единиц в серии аналогичных мега-МЦТ, окаймляющих западную окраину Тихого океана. Но для внутренних ее районов главенствующим было и осталось влияние впадины Ледовитого океана, которое сказывается, как было отмечено выше, до самого последнего времени.

Алданская мегаморфоструктура, расположенная южнее, имеет более правильную круговую форму и соответствующее радиально-концентрическое строение. Но она тоже испытывала сильное влияние впадины Ледовитого океана, о чем свидетельствует сохранившийся до наших дней общий морфоструктурный переко́с с юго на север, с соответствующей ориентировкой магистральной гидросети и положением главного водораздела в непосредственной близости к Охотскому морю.

Среди мегаморфоструктур западной окраины Тихого океана Алданская мега-МЦТ является, по-видимому, наиболее древней. Большая часть ее южной половины, известная под названием Алданского щита, сложена архейскими породами (начиная с раннего архея) — гнейсами гранулитовой фации метаморфизма, кварцитами, мигматитами и гранитами, а в центральных и северных районах преобладают платформенные образования позднего докембрия и кембрия [Геология СССР, 1966; Золотов, 1976]. По периферии мега-МЦТ, особенно по южной и восточной ее окраинам, располагаются складчато-глыбовые протяженные горные системы, залеженные вдоль дуговых глубинных разломов и существующие с неоднократными подновлениями с протерозоя и палеозоя. Северная окраина мегаморфоструктуры в значительной степени перекрыта надвигом (скорее всего — серией надвигов) со стороны более активной Яно-Колымской мега-МЦТ, которые развивались, по-видимому, главным образом по зоне Алдано-Охотского линеamenta.

Типично "тихоокеанской" является Амурская мега-МЦТ ("Амурия" по М.Г. Золотову, 1976), которая практически вся располагается в пределах бассейна р. Амур. Характерная для нее система радиально-концентрических "каркасных" разломов хорошо дешифрируется на космических снимках и подтверждается геологическими

материалами и полевыми работами. Выделяется также множество МЦТ более низкого ранга — от сотен км до 10–20 км в диаметре. Восточная окраина мега-МЦТ несколько деформирована, вероятно, за счет левосторонних сдвигов северо-восточного направления [Уткин, 1980], происходивших по крупным разломам.

Другие мегаморфоструктуры Востока Азии — Корейская, Япономорская, Восточно-Китайская и Малайская также имеют свои специфические особенности строения и развития. Так, для Корейской мега-МЦТ были характерны крупные разломно-глыбовые "проседания" в центральной части, которые привели к формированию впадины Желтого моря и частично Восточно-Китайского и морфоструктурному "перекосу" пол-ова Корея с северо-востока на юго-запад.

Япономорская мега-МЦТ, охватывающая впадину Японского моря, испытала в позднем мезозое-кайнозое общее тектоническое погружение, захватившее и окраину материка. В то же время Японская островная дуга длительное время оставалась воздымающейся структурой. Для мега-МЦТ характерна, без сомнения, такая же система радиально-концентрических "каркасных" разломов, что и для других МЦТ. Дуговые разломы этой системы хорошо прослеживаются в пределах островной дуги, образующей восточную окраину мегаморфоструктуры — по островам Хокайдо, Хонсю, Сикоку, а также на севере Японского моря, в среднем Сихотэ-Алине и в Южном Приморье (рис. 10, см. вкл.).

Восточно-Китайская мега-МЦТ является, также как и Алданская, одной из наиболее древних в серии мегаморфоструктур западной окраины Тихого океана. Протерозойские породы в ее пределах располагаются в соответствии с дуговыми "каркасными" разломами, которые, судя по геологическим данным [Ли Сы Гуан, 1952], имеют докембрийский возраст. Центральная часть мега-МЦТ расположена в 300–400 км от берега моря, а ее юго-восточная и южная окраины охватывают область обширного континентального шельфа и часть котловины Южно-Китайского моря. Вдоль морского побережья, от Тонкинского залива на юге до устья р. Янзы на севере, протягивается серия линейных глубинных разломов северо-восточного простирания, которые можно, вероятно, отнести к категории перитихоокеанских линеаментов. Они определяют геологическое строение и морфоструктурный план континентальной окраины Юго-Восточного Китая. Так, к ним приурочены Катазиатский вулканический пояс юрского-мелового возраста и пояс гранитоидов позднепалеозойского и мезозойского возраста [Геологическая карта..., 1970, 1972, 1978; Пушаровский, 1972]. Для всей же остальной территории мегаморфоструктуры главную роль играют радиально-концентрические разломы.

Особенно сложным строением отличается Малайская мегаморфоструктура, диаметром около 4 тыс. км [Соловьев, 1976, называет ее Индонезийско-Филиппинской], охватывающая юго-восток Азиатского материка и прилегающий к нему Малайский архипелаг островов (Большие Зондские, Малые Зондские, Филиппинские и другие острова). В центральной части мега-МЦТ располагается впадина Южно-Китайского моря. Малайская мегаморфоструктура является "пограничной" между мега-впадинами Тихого и Индийского океанов и сформирована под непосредственным воздействием этих планетарных структур. Большая часть территории мега-МЦТ занята морскими акваториями, поэтому геологическое строение ее во многом неясно. Наряду с радиально-концентрическими "каркасными" разломами здесь выделяются крупные разломные зоны "тихоокеанского" (преимущественно субмеридионального, субширотного и северо-восточного) и "индоокеанского" (преимущественно субмеридионального и северо-западного) простираний, которые и определяют в совокупности основные черты морфоструктурного плана рассматриваемого региона.

Концентрические разломы Малайской мега-МЦТ наиболее четко видны по южной, юго-западной и западной ее окраинам. Это Индонезийская и Андамано-Никобарская системы островных дуг и желобов, образующие серию субпараллельных гигантских дуг, протягивающихся от северной окраины Австралии к устью р. Иравади. Под определяющим воздействием таких разломов сформирован, очевидно, и п-ов Малакка,

имеющий в целом дугообразную форму. Многочисленные фрагменты дуговых разломов такого же простирания показаны на геологических картах окраины континента, островов и в пределах морских акваторий [Map of..., 1970; Геологическая карта..., 1972, 1978; Родникова, Зорина, 1981]. Северо-восточным ограничением мегаморфоструктуры служит дуга Филиппинских островов и примыкающий к ней глубоководный желоб. Западная граница прослеживается по системе крупных дуговых разломов субмеридионального простирания, а северо-западная выражена фрагментарно. Наиболее древними геологическими комплексами, конформными Малайской мега-МЦТ, являются палеозойские, которые в большинстве случаев пространственно и генетически связаны с зонами глубинных дуговых разломов. Особенно хорошо эта связь видна по восточной и южной окраинам мега-МЦТ. Отмечается неоднократная тектономагматическая активизация мегаморфоструктуры в фанерозое, причем одна из наиболее интенсивных фаз относится к антропогену.

В пределах Малайской мегаморфоструктуры впервые выявлена Сиамская мега-МЦТ диаметром около 2000 км, которая охватывает пол-ова Индокитай, Андамано-Никобарскую дугу, северо-западную часть о-ва Суматра и прилегающие к ним акватории морей. Она, так же как и Малайская, была, очевидно, сформирована в палеозое. В то же время по восточной окраине Сиамской мега-МЦТ (центральный Вьетнам) в Контумском выступе Индокитайского массива обнажаются протерозойские породы (орто- и парагнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты), которые располагаются согласно с простиранием дуговых разломов мегаморфоструктуры. Имеются также разрозненные выходы аналогичных по составу докембрийских пород на побережье Сиамского залива и некоторых других участках. Это позволяет предполагать, что, возможно, Сиамская мега-МЦТ существовала уже в докембрии (протерозое), но была значительно преобразована в результате неоднократной тектономагматической активизации в фанерозое.

Сиамская мегаморфоструктура не отличается по морфологии от других мега-МЦТ Востока Азии. Это отрицательная МЦТ, в центральной части которой располагается впадина Сиамского залива. Геолого-тектоническое строение ее, так же как и Малайской Мега-МЦТ, довольно сложное, поскольку через нее проходят структуроформирующие линейменты различного простирания (субмеридионального, северо-восточного, северо-западного, субширотного), являющиеся фрагментами более высокопорядковых морфоструктур, а также выделяется серия МЦТ диаметром до 200—300 км.

Тем не менее достаточно хорошо прослеживается определяющая роль дуговых (концентрических) "каркасных" разломов мега-МЦТ, контролирующих ее очертания, пространственное размещение конформных и коррелятных геологических комплексов и основные черты рельефа. Так, например, в пределах юго-восточной окраины континента концентрические разломы Сиамской мегаморфоструктуры определяют контуры северо-восточного берега пол-ова Индокитай, пространственное положение значительной части долины р. Меконг и многих его притоков, очертания многих участков берегов Сиамского залива и Андаманского моря.

Кроме того, к ним приурочены линейные массивы гранитоидов палеозойского и мезозойского возраста, складчатые зоны, разломно-глыбовые депрессии с комплексами осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных образований фанерозоя, поля кайнозойских (в том числе антропогенных) эффузивов и т.д. Дуговые разломы контролируют также очертания и основные черты геологического строения Андамано-Никобарской островной дуги и северо-западной части о-ва Суматра и, очевидно, во многом определяют морфоструктурный план обширного материкового шельфа Юго-Восточной Азии. Роль радиальных разломов для Сиамской мега-МЦТ выполняют трансрегиональные разломные зоны, являющиеся "каркасными" дуговыми разломами более высокопорядковой Малайской мега-МЦТ или же перитихоокеанскими линейментами.

Таким образом, завершая рассмотрение серии мега-МЦТ, образующих непрерывный ряд по восточной окраине Евразийского континента, отметим, что наиболее слож-

ное геологическое и геоморфологическое строение имеют самые крайние (северные и южные) члены этого ряда, в данном случае Берингская и Малайская (вместе с Сиамской) мегаморфоструктуры. Это объясняется тем, что они играют роль своеобразных "пограничных" структур, в течение всей своей длительной геологической истории испытывавших сильное воздействие сопредельных океанических мегавпадин. В первом случае — Тихого и Ледовитого, во втором — Тихого и Индийского океанов. Однако для всех мегаморфоструктур, а особенно тех, которые по своему происхождению и строению являются типично "тихоокеанскими", характерно радиально-концентрическое расположение слагающих их структурных элементов, что обеспечивается, как отмечалось ранее, существованием системы "каркасных" разломов.

Многолетние работы авторов в Северо-Западном Приохотье, Верхнем и Нижнем Приамурье, на Камчатке, в Приморье и других районах Дальнего Востока выявили определенные особенности в пространственном размещении морфоструктур разного типа и ранга в пределах мега-МЦТ. Последующие межрегиональные корреляции, в проведении которых большую роль сыграли космические снимки, показали, что эти особенности носят универсальный характер и, следовательно, могут рассматриваться как закономерности. Среди них первостепенными являются закономерности пространственного размещения морфоструктур центрального типа, так как разломно-глыбовые морфоструктуры являются производными разрывных нарушений и выявление их не представляет проблемы.

Установлено, что МЦТ третьего-пятого порядка (диаметром от нескольких десятков до нескольких сотен километров приурочены к "узлам" пересечения крупных, преимущественно трансрегиональных глубинных разломов и являются, так же как и эти разломы, структурами длительного развития. Для них характерны постоянство пространственного положения и многократная тектоно-магматическая активизация, обеспечивающая конструктивное развитие МЦТ в течение длительного геологического времени. Во внутренних районах материка магматизм в таких МЦТ развивался преимущественно по гомодромному типу, тогда как для материковых окраин, а особенно зоны Восточно-Азиатского вулканического пояса, более характерны контрастные магматические серии.

Высокопорядковые МЦТ являются, следовательно, долгоживущими центрами магматизма, связанными с участками повышенной раздробленности и проницаемости земной коры. Это обуславливает, очевидно, потенциальную перспективность МЦТ на руды и россыпи различных минералов. Геологические материалы убедительно подтверждают это положение и свидетельствуют о том, что рудные тела концентрируются, как в свое время установили М.Г. Золотов [1976] и В.В. Соловьев [1978], преимущественно в зонах радиально-концентрических разломов и их пересечениях с линейными разломами различного ранга.

Аналогичным образом размещаются и МЦТ низкого порядка, которые часто являются "паразитными" морфоструктурами для высокопорядковых МЦТ и связаны с разломами регионального и субрегионального ранга.

Приуроченность крупных МЦТ к "узлам" пересечения трансрегиональных глубинных разломов особенно типична для "зон взаимодействия" мега-МЦТ. Показательны в этом отношении районы севера и северо-запада Амурской области, где перекрываются окраины Алданской и Амурской мегаморфоструктур. МЦТ не только располагаются здесь в "узлах" пересечения дуговых линеаментов, но и обнаруживают явное тяготение к тем из них, которые проявили себя как наиболее активные тектоно-магматогенные структуры [Кулаков и др., 1983].

Другая закономерность размещения МЦТ заключается в том, что они часто бывают совмещены с зонами крупных глубинных разломов, особенно с разломами трансрегионального ранга, отличающимися высокой активностью в течение длительного геологического времени. Впервые это было установлено для прибрежных районов Дальнего Востока [Кулаков, 1978, 1980], где были выявлены своеобразные "полукольцевые" МЦТ (диаметром до 200–300 км и больше), пространственно и генетически связанные

с окраинно-материковыми вулканическими поясами (Охотско-Чукотским, Восточно-Сихотэ-Алинским и др.). Так как эти вулканогены развивались в зонах дуговых глубинных разломов "морских окраин" Яно-Колымской и Амурской мега-МЦТ, но не вызывает сомнений тесная связь МЦТ с этими разломами. Интенсивная вулкано-плутоническая деятельность в пределах вулканогенов (и, следовательно, в пределах приуроченных к ним МЦТ) объясняется общим растяжением земной коры по окраине материка, что было обусловлено региональным воздыманием материковой суши и тектоническим погружением впадин окраинных морей в мезозое (особенно в позднем мезозое) и кайнозое.

МЦТ как бы "нанизаны" на вулканический пояс и образуют вдоль него практически непрерывный ряд, в значительной степени перекрывая друг друга (до 40–50% и больше). Для них характерны контрастные серии магматических пород, что свидетельствует, очевидно, о высокой активности разломов и их длительной и устойчивой связи с глубинными горизонтами земной коры и мантией. Разломы являлись здесь подводными каналами, по которым из глубин Земли поднимались вертикальные потоки вещества и энергии (в виде магм, гидротерм и флюидов), формировавшие в земной коре и на ее поверхности морфоструктуры центрального типа.

Такая же закономерность была установлена и для других районов Дальнего Востока. Так, например, в Сихотэ-Алине были выявлены протяженные системы ("ряды") морфоструктур центрального типа, развивавшиеся вдоль зон трансрегиональных глубинных разломов [Тащи, 1981а]. МЦТ каждого ряда характеризуются общими для них чертами строения и металлогенической специализацией. Аналогичное явление отмечено для районов Северо-Западного Приохотья, Северо-Востока СССР и других территорий [Тащи и др., 1982; Шахтыров, 1980, 1981], и поэтому его можно рассматривать как универсальное по крайней мере для региона Востока Азии [Тащи, 1982].

Выявленная закономерность характерна и для МЦТ низкого ранга – диаметром от первых километров до нескольких десятков километров. Она неоднократно отмечалась многими исследователями не только на Дальнем Востоке, но и в других районах страны. Так, например, для Камчатки и Курильских островов хорошо известна способность вулканов (вулканогенных и вулкано-тектонических МЦТ) группироваться в ряды или цепочки над зонами крупных протяженных разломов.

Можно, по-видимому, утверждать, что МЦТ различного ранга пространственно и генетически связаны с однопорядковыми им разломами. Не являются исключением и мегаморфоструктуры, в данном случае – мега-МЦТ Востока Азии, которые имеют размеры до 2,0–4,0 тыс. км в диаметре. Действительно, эти мега-МЦТ, которые мы рассматривали как морфоструктуры первого порядка, по отношению к планетарной мегавпадине Тихого океана являются структурами второго-третьего порядка. Они образуют, как отмечалось выше, практически непрерывные "ряды" по западной ее окраине, т.к. ведут себя так же, как и МЦТ более низкого ранга, развивающиеся вдоль дуговых глубинных разломов региональных мега-МЦТ. Известно [Пушаровский и др., 1979], что для впадины Тихого океана характерна система оконтуривающих ее перитихоокеанских глубинных разломов. Есть все основания полагать, что мегаморфоструктуры окраины континента приурочены именно к таким планетарным линеаментам, существовавшим с древнейших стадий развития Земли.

Фрагменты перитихоокеанских глубинных разломов во многих случаях установлены при геологических исследованиях и нанесены на геологические карты. Это, очевидно, многие региональные и трансрегиональные разломные зоны северо-восточного и субмеридионального простирания, известные для Северо-Востока СССР, Чукотки, Хабаровского края, Приморья, Кореи, Восточного Китая, Юго-Восточной Азии. К этой же категории относятся, вероятно, некоторые трансрегиональные линеаменты, выявленные в последние годы по космическим снимкам, как, например, Приамурский линеамент, притягивающийся от района Владивостока к северу вдоль р. Уссури, Амуру-Сунгарийский и Сетте-Дабанский линеаменты и др. Как единные протяженные зоны глобального ранга, они еще не рассматривались и, очевидно, должны быть изучены с этих позиций.

На наш взгляд, существование таких дуговых перитихоокеанских систем глубинных разломов свидетельствует о растяжении земной коры по западной окраине впадины Тихого океана в течение длительного геологического времени, по-видимому, начиная с архея-протерозоя. Причины этого пока что неясны. Возможно, что растяжение коры обусловлено изменениями ротационного режима планеты.

Следовательно, некоторые закономерности строения и развития являются принципиально общими для морфоструктур центрального типа любого ранга — от локальных (диаметром до 10–20 км) до региональных и планетарных (диаметром в сотни и тысячи километров). Это радиально-концентрическая инфраструктура, пространственная приуроченность к "узлам" пересечения разломов и способность образовывать "ряды" вдоль крупных, долгоживущих и активных разрывных нарушений. Во всех случаях МЦТ пространственно-генетически связаны с разломами различного порядка, которые являются, очевидно, "подводящими каналами" для поступления вещества и энергии из глубин Земли к ее поверхности.

Таким образом, мега-МЦТ Востока Азии с комплексом низкопорядковых морфоструктур различного типа, расположенных в их пределах, могут рассматриваться как региональные иерархические системы. Организующую и контролирующую роль в таких системах играют радиально-концентрические "каркасные" разломы. Они определяют, судя по всему, не только пространственное положение морфоструктур различного типа (прежде всего МЦТ), но и многие черты их геологической структуры и вещественного состава конформных магматических комплексов, а также металлогеническую специализацию морфоструктур и их перспективность на различные виды полезных ископаемых. В этой связи особое значение имеют морфоструктуры центрального типа третьего-четвертого порядка (D до 100–200 км), которые "сидят" в узлах пересечения глубинных высокопорядковых разломов и являются долгоживущими центрами неоднократной магматической активизации, что и обеспечивает их перспективность как рудоконцентрирующих морфоструктур.

При изучении любых морфоструктур, входящих в состав региональной иерархической системы, необходимо также изучение пространственно-генетических связей, существующих у той или иной морфоструктуры со своими "соседями" по иерархии, а особенно с морфоструктурами более высокого ранга, оказывающими воздействие на формирование структурно-вещественного "содержания" низкопорядковых морфоструктур. Такие связи нам пока еще мало известны, но, как показывает опыт проведенных исследований, они существуют и выявление их будет способствовать значительному прогрессу в наших знаниях о морфоструктурах Земли.

Трансрегиональные разломные зоны протяженностью в несколько тысяч километров и шириной до 100–200 км тоже могут рассматриваться в качестве иерархических систем морфоструктур, так как они развивались независимо от мега-МЦТ и пересекают их в различных направлениях. Однако по площади и своей морфоструктуроформирующей роли они значительно уступают мега-МЦТ. Для трансрегиональных линейментов характерны, как и следовало ожидать, разломно-глыбовые структуры (блоки). Довольно часто в связи со значительными горизонтальными движениями по разломным зонам они сменяются различного типа сдвиговыми и надвиговыми (дислокационными) морфоструктурами, которые, как и блоки, являются для них типичными морфоструктурами.

В пределах трансрегиональных линейментов развиты также и МЦТ, но они сравнительно невелики по размерам (десятки километров в диаметре) и играют явно подчиненную роль. Высокопорядковые МЦТ (диаметром в сотни километров) встречаются редко и приурочены к участкам пересечений с соразмерными трансрегиональными зонами или же с дуговыми глубинными разломами мега-МЦТ. Примером может служить отрицательная Среднеамурская МЦТ (в поперечнике свыше 300 км), которая располагается на пересечении Амура-Сунгарийской и Приамурской разломных зон и существует, по-видимому, с докембрийского времени [Кулаков, Сахно, 1982]. В Южном Приморье, на пересечении Приамурского линеймента с окраинными дуговыми разло-

мами Япономорской мега-МЦТ, располагается Ханкайская МЦТ, по геоморфологическому строению и размерам близкая к Средне-Амурской. Примечательно, что к трансрегиональным разломным зонам приурочены высокопорядковые отрицательные МЦТ (впадины). Вероятно, что объясняется тем, что в пределах таких зон преобладают условия растяжения.

Таким образом, на примере советского Дальнего Востока и всего региона Востока Азии подтверждается реальность существования региональных иерархических систем морфоструктур. Главную роль в них играют мегаморфоструктуры центрального типа, в меньшей степени — трансрегиональные разломные зоны. Изучение морфоструктур любого ранга с этих позиций будет способствовать развитию системного подхода в морфоструктурном анализе и общему повышению уровня структурно-геоморфологических исследований. При этом морфоструктурные исследования обязательно должны сопровождаться геологическими, направлениями на изучение вещественного состава геологических комплексов, конформных морфоструктурам, их преобразований в пространстве и во времени, металлогенической специализации и как следствие — на оценку перспективности морфоструктур различного типа и ранга на полезные ископаемые. Такие работы, требующие привлечения мощного аналитического аппарата современной геологии, позволят дать детальные комплексные характеристики морфоструктур каждой иерархической системы и выделить среди них наиболее перспективные для постановки поисковых работ. Подобные исследования на Дальнем Востоке уже начаты (см. ч. III монографии).

Мега-МЦТ и ТЛ восточной окраины Евразии являются, как отмечалось выше, составными элементами более высокопорядковой иерархической системы — мегавпадины Тихого океана. Поэтому первостепенная задача дальнейших исследований заключается, на наш взгляд, в составлении схемы иерархии морфоструктур, объединяемых этой глобальной мегаморфоструктурой в пределах окружающих ее континентов и непосредственно самой океанической впадины. Выявление и изучение тихоокеанской иерархической системы морфоструктур явились бы крупным шагом на пути к созданию иерархической системы морфоструктур Земли, их классификации и к разработке с новых позиций многих теоретических и практических проблем морфоструктурного анализа и синтеза.

Изложенные выше материалы позволяют сделать ряд выводов, раскрывающих некоторые существенные черты строения и формирования морфоструктурного плана региона. Прежде всего то обстоятельство, что материковые и окраинно-материковые мега-МЦТ образуют непрерывную цепь по западной окраине Тихого океана, пространственно-генетически связаны с системой перитихоокеанских разломов, имеют довольно древний (докембрийский—палеозойский) возраст, а их "каркасные" разломы отличаются постоянством пространственного положения и проникают, очевидно, в мантию Земли, убедительно свидетельствует об эндогенном, а не метеоритном происхождении мегаморфоструктур и заставляет считать их такими же естественными и характерными для планеты образованиями, как геосинклинали, рифты, вулканические пояса и другие структуры.

Во-вторых, мега-МЦТ Востока Азии сформированы под непосредственным воздействием мегавпадины Тихого океана и фиксируют границу "зоны влияния" этой глобальной морфоструктуры на Евразийском континенте. Граница проходит, следовательно, по западным окраинам серии материковых мега-МЦТ, т.е. не менее чем в 1–2 тыс. км от современного берега Тихого океана. Граница проводится здесь достаточно точно и определенно, что позволяет отказаться от множества мнений, существующих по этому вопросу. Аналогичным образом решается проблема установления границы Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса. С ним, как упоминалось выше связаны "полукольцевые" МЦТ (диаметром до 200–500 км), которые хорошо видны на космических снимках, подтверждаются геологическими материалами и являются надежными реперами для проведения границы.

Для мега-МЦТ и ТЛ окраины континента характерны древность заложения и "фик-

сированное" положение в течение длительнейшей геологической истории, что позволяет отрицать возможность крупных горизонтальных движений в регионе, предполагаемых по концепции "тектоники плит" (см. гл. 7). Вместе с тем они испытывали неоднократно тектоно-магматическую активизацию, в процессе которой осуществлялась постоянная модификация морфоструктурных планов мегаструктур. Современный морфоструктурный план и, следовательно, рельеф каждой из упомянутых выше региональных иерархических систем (мегаструктур) есть результат длительного процесса эволюции мега-МЦТ и ТЛ начиная с самых ранних стадий их формирования. Последняя наиболее активная фаза, с которой обычно связывают становление основных черт современного геоморфологического облика мегаморфоструктур, относится в большинстве случаев к позднему мезозою-кайнозою. Выявляется, таким образом, глубочайшая унаследованность в развитии региональной морфоструктуры, а иерархические системы морфоструктур предстают перед нами как непрерывно эволюционирующие (вплоть до кайнозоя) образования.

В каком направлении происходила эволюция мегаморфоструктур окраины континента? Дофанерозойская история материковых мега-МЦТ нам почти неизвестна. Наиболее древние из них (Алданская, Амурская, Восточно-Китайская), в пределах которых значительные площади заняты архейскими и протерозойскими глубоко метаморфизованными комплексами пород [Геология СССР, 1966, 1969, 1970; Смирнов, 1976], представляли собой, вероятно, крупные куполовидные поднятия, с существовавшей уже в то время радиально-концентрической системой "каркасных" разломов. Так, например, дуговые глубинные разломы южной половины Алданской мега-МЦТ ограничивают протяженные троговые прогибы (грабены), выполненные комплексами протерозойских пород, контролируют протяженные зоны полиметаморфизма и метасоматоза и т.д. Аналогичные протерозойские троговые известны в северо-западном секторе Амурской мега-МЦТ [Годзевич, 1976; Золотов, 1976].

В начале фанерозоя или в позднем протерозое произошли крупные изменения в морфологическом облике мега-МЦТ — их центральные районы испытали погружение и превратились в области устойчивого осадконакопления, а активная тектоно-магматическая деятельность с преобладанием устойчивых восходящих движений была сосредоточена в течение всего фанерозоя преимущественно по периферии материковых мегаморфоструктур. Это и обусловило своеобразный — в виде гигантских "блюдей" — геоморфологический облик последних, сохранившийся вплоть до наших дней. Вместе с тем свойственные для фанерозоя фазы неоднократной тектоно-магматической активизации (наиболее интенсивные из них относятся к мезозою) обусловили конструктивное развитие подавляющего большинства низкопорядковых морфоструктур, входящих в состав региональных иерархических систем, а следовательно, и материковых мега-МЦТ в целом. Это привело к интеграции тектонических движений морфоструктур и общему воздыманию преобладающей части материковой суши в мезозое-кайнозое [Юг Дальнего Востока, 1972; Худяков, 1977].

По-иному развивались "морские окраины" континента. Решающую роль в становлении их современного морфоструктурного плана и геоморфологического облика сыграли окраинно-материковые и океанические мега-МЦТ, для которых было характерно в целом нисходящее развитие в мезозое и кайнозое. Охотская, Япономорская, Корейская, Сиамская и Малайская мега-МЦТ испытывали интенсивные погружения в центральных частях, которые во многих случаях захватывали и окраину сформировавшегося континента. Одновременно активизировались тектоно-магматические процессы в пределах островных дуг, образующих "океаническую границу" названных мегаморфоструктур, что обеспечивало воздымание островных гряд. Классическим примером такого развития является Япономорская мега-МЦТ. Многочисленные материалы о геолого-геоморфологическом строении морской впадины и ее окраин убедительно свидетельствуют о нисходящем развитии последней по крайней мере с позднего мезозоя [Геология Кореи, 1964; Геологическое строение..., 1966; Геологическое развитие..., 1968; Геология СССР, 1969; Основные черты..., 1978; Кулаков, 1980].

Воздымание материковой суши и тектоническое погружение сопредельных с ней морских впадин привело к формированию мощной зоны растяжения по тихоокеанской окраине континента. Именно этот процесс, по нашему мнению, обусловил появление Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса (вулканогена), протягивающегося на несколько тысяч километров вдоль побережья Тихого океана. Отдельные его участки существовали и в более ранние геологические эпохи фанерозоя, но в качестве единой трансрегиональной протяженной морфоструктуры он сформировался только к концу мезозоя и продолжал развиваться в течение всего кайнозоя.

Большая часть Восточно-Азиатского вулканогена заложена и развивалась по системе дуговых глубинных разломов восточных окраин материковых мега-МЦТ. Для Дальнего Востока СССР это впервые подметили М.Г. Золотов [1976] и В.В. Соловьев [1978] на примере Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэалинского вулканических поясов. Значительную роль играют также перитихоокеанские глубинные разломы субмеридионального и северо-восточного простирания.

Зона растяжения по окраине континента имеет в ширину несколько сотен километров и охватывает не только побережье материка, но и шельф, подводный континентальный склон, а местами частично и впадины прилегающих морей. Для этой зоны, помимо интенсивной магматической (преимущественно вулканической) деятельности, характерны высоко амплитудные разломно-глыбовые вертикальные и горизонтальные дифференцированные движения (раздвиги, сдвиги, сбросы, проседания и т.д.), развивающиеся в условиях общего тектонического погружения. Поэтому в пределах современного материкового побережья и шельфа, помимо вулканогенных и вулканотектоногенных МЦТ, широко развиты отрицательные разломно-глыбовые структуры (грабены), выполненные мощными (до нескольких сотен метров и больше) толщами осадочных, осадочно-вулканогенных образований преимущественно кайнозойского возраста. Такие структуры раздвига и погружения известны для зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса, Восточного Сихотэ-Алиня и других районов. Уникальной структурой растяжения является Килчжу-Менчхонский грабен в Северо-Восточной Корее [Геология Кореи, 1964], мощность отложений в котором превышает 2500 м, а нижние горизонты толщи стали формироваться, по-видимому, еще с позднего мела — раннего палеогена.

В условиях растяжения и общего тектонического погружения морских впадин и окраины континента преобладающее развитие получили процессы деструктивного геоморфогенеза, направленные на уничтожение существовавшего ранее морфоструктурного плана и замене его другим, отвечающим новой стадии развития региона. Этот процесс морфоструктурного преобразования был достаточно сложен и для каждого участка отличался специфическими особенностями. В региональном плане для него характерны следующие черты: общее нисходящее развитие рельефа с эндо- и экзогенным рзрушением существовавших ранее морфоструктур и преобразованием их в большинстве случаев в полигонаклонные субаквальные равнины; явное преобладание разломно-глыбовых, прежде всего отрицательных морфоструктур, успешно развивавшихся в условиях растяжения и тектонического погружения; широкое развитие процессов наземного и подводного вулканизма, обусловленное возникновением окраинно-материкового вулканического пояса, и в связи с этим формирование серии морфоструктур, типичных для вулканогена (МЦТ и др.).

Процесс деструкции окраины континента означает, очевидно, разрушение коры континентального типа и преобразование ее в кору промежуточного типа и океаническую. Принципиальная возможность такого процесса и происходящие при этом структурные и вещественные преобразования земной коры в течение многих лет являются предметом интенсивных дискуссий и представляют собой отдельную крупную проблему, рассмотрение которой не входит в нашу задачу. Поэтому мы ограничимся лишь утверждением о том, что проведенные морфоструктурные исследования подтверждают реальность существования такого процесса, который оказал значительное воздействие на формирование современного морфоструктурного плана Восточной окраины Евразии.

Основной причиной, обусловившей тектоническое погружение и развитие по деструктивному типу окраинно-материковых и океанических мега-МЦТ региона, является, по нашему мнению, общее растяжение земной коры западной окраины Тихоокеанской мега-МЦТ, вызванное пока еще неясными нам явлениями глобального порядка.

Завершая изложенный в этой главе материал, можно сделать следующий вывод. По восточной окраине Евразии (или западной окраине мегавпадины Тихого океана) выявлена серия мегаморфоструктур (мега-МЦТ и ТЛ), каждая из которых организует и контролирует региональную иерархическую систему разнотипных морфоструктур более низкого ранга. Выделяются две основных геодинамических категории таких систем: развивающиеся по конструктивному типу (свойственные для материка) и развивающиеся по деструктивному типу (свойственные для впадин краевых морей и окраины континента). "Борьба" этих двух систем, происходившая в течение длительного геологического времени, и привела в конечном счете к формированию современного морфоструктурного плана региона.

Часть III
**ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
РЕГИОНАЛЬНЫХ МОРФОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Глава 11

РЕГИОНАЛЬНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ И ИХ МИНЕРАГИЕНИЯ

КАМЧАТКА

Рудопроявления золота на Камчатке генетически связаны с тектоно-магматическими процессами, обусловившими формирование кайнозойских и вулканических поясов. Подавляющее большинство зон гидротермальной переработки, контролирующих оруденение, охватывает вулканогенные формации Западно-, Центрально- и Восточно-Камчатского поясов. В случаях когда оруденение локализуется в породах фундамента, оно тем не менее обязано возникновением интрузивному магматизму и сопровождающей гидротермальной деятельности, происходящих в эпохи становления кайнозойских вулканических поясов.

Наиболее распространены и практически значимы рудопроявления олигоцен-неогенового возраста, приуроченные к морфоструктурам Центрально-Камчатского пояса. Эоценовые образования Западно-Камчатского пояса распространены весьма локально, а четвертичные Восточно-Камчатского бесперспективны вследствие их молодого геологического возраста. Поскольку морфоструктурные критерии размещения рудопроявлений идентичны для всех поясов, мы остановимся на особенностях металлогении Центрально-Камчатского вулканического пояса.

**Металлогенические особенности морфоструктур
зон и ветвей вулканического пояса**

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения олигоцен-неогенового возраста, слагающие Центрально-Камчатский вулканический пояс, протягиваются вдоль оси полуострова от мыса Лопатка на юго-западе до перешейка на северо-востоке. Общее северо-восточное простирание пояса нарушается в зонах транскамчатских разрывов, пересекающих полуостров в северо-западном направлении в районе Авачинского залива (Петропавловская зона) и полуостровов Мыс Камчатский и Озерный (Командорская зона). Ширина зон 200 и 150 км и разделяемые ими участки пояса — южная, средняя и северная ветви левосторонне смещены относительно друг друга. Ветви и зоны пояса различаются между собой глубинами залегания фундамента, наложением вулканитов на разнородные предшествовавшие ему структурно-формационные зоны, величиной эрозионного среза, отчасти отображаемой в преимущественном распространении вулканитов того или иного возраста, соотношением со структурами обрамления.

Наиболее ярко представлено строение средней ветви пояса. Ее конформный вулканогенный комплекс слагает здесь осевое горст-валообразное вулкано-тектоническое поднятие, морфологически выраженное Срединным Камчатским хребтом и обрамляемое вдоль подножий полями осадочных отложений — временных аналогов вулканитов.

Отложения вулканогенной и осадочной фаций выполняют грабены в образованиях фундамента вулканического пояса. Северо-западное обрамление (борт) грабена сложено отложениями мелового и палеоцен-эоценового возраста Западной Камчатки. Их выходы фиксируются положительными формами рельефа холмистой, останцово-

низкогорной эрозионно-денудационной равнины. Юго-восточный борт грабена представляет собой денудационно-тектонический уступ, разделяющий Центрально-Камчатскую депрессию и Восточно-Камчатский хребет, в структурном отношении являющийся горстом, сложенным меловыми и мел-палеогеновыми породами. Осевое поднятие в грабене средней ветви вулканического пояса сложено двумя параллельными цепочками вулканотектонических депрессий, выполненных вулканитами андезитового (олигоцен), дацитового (миоцен) и андезито-базальтового (поздний миоцен-плиоцен) состава. Повсеместно в строении верхней части разреза участвуют четвертичные вулканиты основного состава. Отложения, выполняющие кольцевые депрессии, представляют собой вещественный конформный комплекс кольцевых морфоструктур, морфологически выраженных горными узлами с куполовидной формой вершинных поверхностей, обусловленной распространением молодых аккумулятивных вулканических сооружений.

Строение южной ветви пояса принципиально такое же, как и средней, но оно нарушено наложением кольцевых четвертичных депрессий Восточно-Камчатского пояса и тектоническим погружением юго-восточной периферии пояса в области шельфа.

В северной ветви пояса отмечается только одна цепь кольцевых депрессий, непосредственно обрамленная выходами пород фундамента пояса. Осевое поднятие вулканотектонического горста проявлено здесь максимально.

В Петропавловской и Командорской поперечных зонах упорядоченное расположение кольцевых морфоструктур нарушено. Во-первых, они зачастую пространственно разобщены относительно один другого выходами пород фундамента, во-вторых, намечается не северо-восточная, а субмеридиональная ориентировка их цепочек. Малая плотность кольцевых морфоструктур, их глубокий эрозионный срез и, как следствие, уменьшение диаметров в соответствии с конической их формой [Ежов, 1978] особенно характерны для северо-западного фланга Петропавловской зоны. Последний отделяется от юго-восточного фланга субмеридиональными грабен-долинами рек Быстрой и Плотниковой, участвующими в строении Центрально-Камчатской депрессии.

Отмеченные различия в строении и структурной позиции ветвей и зон Центрально-Камчатского вулканического пояса подчеркиваются своеобразием их металлогенетических характеристик (рис. 11). Основными рудными ассоциациями в поясе являются золото-серебряная и золото-полиметаллическая, впервые выделенные на Южной Камчатке С.Е. Апрельковым и др. [1967]. В своем большинстве рудопроявления локализируются в пределах кольцевых морфоструктур и редко в ближайшем обрамлении. Структурно обособленные, характеризующиеся специфичными наборами вулканогенных формаций и индивидуальными особенностями внутреннего строения [Апрелков, Ежов, 1977а] кольцевые морфоструктуры различаются также по характеру оруденения, что позволяет рассматривать их в качестве рудных узлов [Апрелков и др., 1977; Апрельков, Ежов, 1978; Ежов, 1978].

В южной ветви пояса преимущественно локализованы полиметаллические руды, в которых главенствующим элементом является цинк. Относительные его содержания заметно увеличиваются по простиранию пояса в юго-западном направлении. В этом же направлении уменьшается железистость сфалеритов до чисто клеофановых руд с повышенным содержанием кадмия. Для южной ветви вулканического пояса цинк является специфичным, своего рода "руководящим" элементом.

В средней ветви пояса полиметаллы обладают существенным значением только вблизи границы с Петропавловской поперечной зоной, т.е. в районе малых глубин залегания и выходов на поверхность фундамента пояса. В северо-восточном направлении одновременно с быстрым увеличением мощности вулканитов резко уменьшается роль полиметаллов до их полного исчезновения и доминирующее значение приобретает мышьяк, сурьма, ртуть с резким преобладанием последней [Волков, Милютин, 1971].

Показательно увеличение в этом же направлении содержания низкотемпературных модификаций рудных минералов, таких, как реальгар, аурипигмент, теллуриды благородных минералов, а также появление самородной серы. "Руководящим" элементом

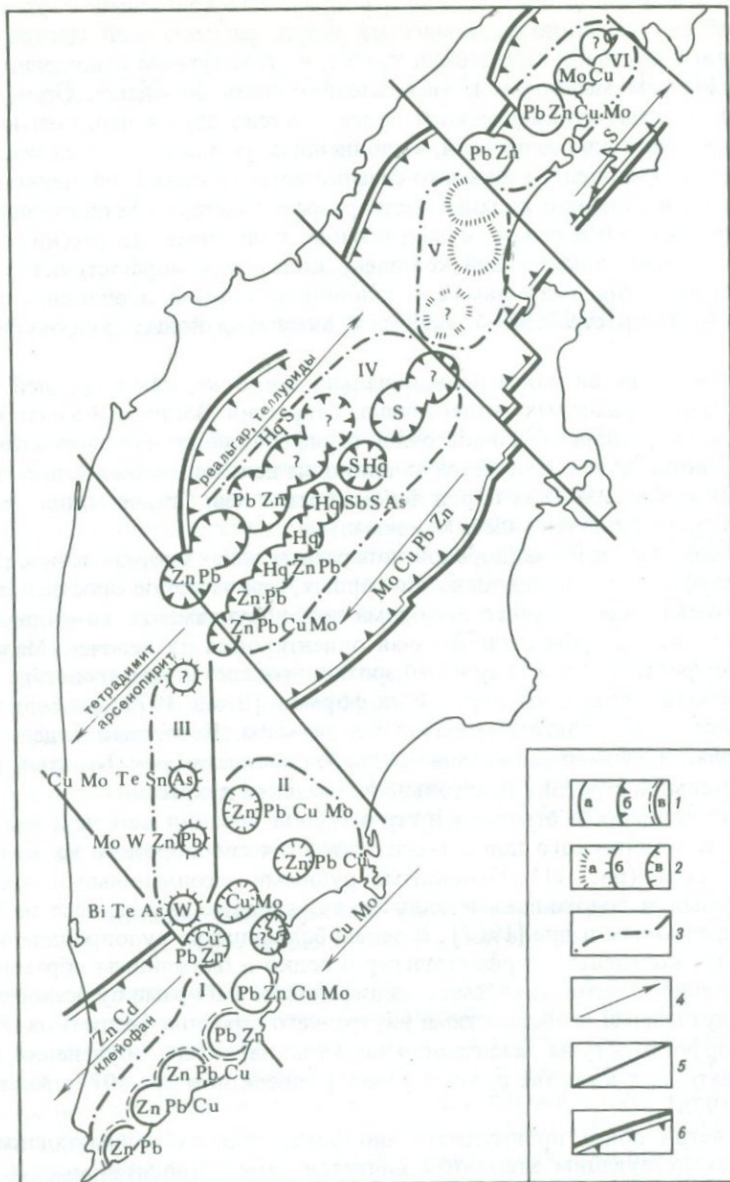


Рис. 11. Металлогеническая специализация кольцевых морфоструктур и районирование Центрально-Камчатского вулканического пояса

1, 2 - кольцевые морфоструктуры [1 - северной (а), средней (б) и южной (в) ветвей пояса, 2 - в зонах поперечного смещения ветвей: Командорской (а), северо-западном (б) и юго-восточном (в) флангах Петропавловской зоны] 3 - границы рудных районов, 4 - направления увеличения концентрации элементов или минералов, 5 - разломы, определяющие контуры рудных районов, 6 - сбросы, ограничивающие вулканотектоническую депрессию пояса; относительный размер индексов больше для наиболее распространенных элементов в кольцевых морфоструктурах, жирным шрифтом набраны "руководящие" элементы в ветвях пояса; цифрами обозначены рудные районы: I - Южный, II - Петропавловский, III - Малкинский, IV - Мильковский, V - Укинский, VI - Оссорский

средней ветви пояса является ртуть, практически отсутствующая на других его участках, кроме незначительных проявлений в северной ветви.

В северной ветви пояса известны свинцово-цинково-молибденовые, свинцово-цинковые, медные проявления, определяющие существенно полиметаллический характер минерализации. При сравнительно небольшом распространении молодых вулканитов отмечаются проявления серы. Серная минерализация увеличивается в северо-восточном направлении, что, вероятно, объясняется приближением к Северо-Камчатскому сероносному району и может рассматриваться в качестве "руководящей".

В зонах поперечного смещения Центрально-Камчатского вулканического пояса наблюдаются особенности металлогении как специфичные для них, так и присущие примыкающим к ним ветвям пояса.

Металлогенические характеристики Петропавловской зоны резко различны в ее северо-западном и юго-восточном флангах. В юго-восточном фланге наряду с галенит-сфалеритовым и халькопирит-галенит-сфалеритовым типами руд фиксируется присутствие марганца, увеличивающееся в юго-западном направлении. В отличие от южной ветви пояса здесь в полиметаллических рудах не наблюдается аномально повышенных содержаний цинка относительно свинца и маложелезистых модификаций сфалерита.

На северо-западном фланге Петропавловской поперечной зоны полиметаллическое оруденение не играет существенной роли. Отличительной чертой оруденения, локализованного в кольцевых морфоструктурах, является постоянное присутствие высокотемпературных рудно-минеральных ассоциаций в медно-молибденовых, оловорудных и вольфрамовых проявлениях.

Командорская поперечная зона слабо изучена в металлогеническом отношении вследствие широкого площадного распространения непродуктивных покровов молодых вулканитов. Здесь следует предполагать характер минерализации, общей с примыкающими средней и северной ветвями пояса.

В вышеприведенных кратких характеристиках основных черт металлогении ветвей и зон пояса усматривается их специфичность, выражающаяся в преимущественном развитии групп рудных элементов в их минеральных ассоциациях. Учитывая размеры и структурную обособленность выделяемых частей вулканического пояса, их возможно рассматривать как рудные районы: Южный золото-свинцово-цинковый (южная часть вулканического пояса), Петропавловский золото-полиметаллический (юго-восточный фланг Петропавловской поперечной зоны), Малкинский золото-медно-молибденовый (северо-западный фланг Петропавловской поперечной зоны), Мильковский золото-серебряно-ртутный (средняя часть пояса), Укинский золото-серебряно-ртуть-полиметаллический (Командорская поперечная зона), Оссорский золото-серебряно-полиметаллический (северная ветвь пояса).

В целом металлогенические особенности выделенных структурных элементов пояса хорошо согласуются с вертикальной зональностью вулкано-плутонических рудных месторождений [Власов, 1975] и наложением "усеченных" фаз оруденения на более ранние и полные [Харченко, 1979], а в целом — с глубиной залегания фундамента пояса и величиной денудационного среза кольцевых рудовмещающих морфоструктур. Однако в общей закономерности наблюдаются существенные отклонения. Например, существенно-полиметаллический характер оруденения в южной и северной ветвях пояса, несмотря на явную разноглубинность фундамента. Очевидно, металлогения структур пояса определилась еще и под влиянием развития разнородных структурно-формационных зон, предшествовавших формированию современного морфоструктурного плана. Учитывая подкоровое заложение кольцевых морфоструктур [Ежов, 1978], большую протяженность разломов северо-западного направления, трассируемых по батиметрическим и геофизическим данным до Курило-Камчатского глубоководного желоба и, вероятно, также имеющих подкоровое заложение, можно предполагать существование коро-мантийных блоков. В таком случае рудные районы отражают металлогеническую специализацию вещества соответствующих подкоровых участков верхней мантии.

Металлогенические особенности кольцевых морфоструктур

Если зоны и ветви Центрально-Камчатского вулканического пояса в металлогеническом отношении могут рассматриваться в качестве рудных районов, то входящие в их состав кольцевые морфоструктуры вмещают в себя отдельные рудные узлы.

Размещение рудопроявлений в рудных узлах контролируется внутренним строением кольцевых морфоструктур, в большинстве случаев представляющих собой вулкано-тектонические депрессии. Структурный контроль может рассматриваться в двух аспектах: тектоническом и вулканическом, хотя такое различие в известной мере искусственно и оправдывается удобством анализа и изложения. В действительности единый вулкано-тектонический процесс одновременно формирует кольцевые морфоструктуры и гидротермалиты, вмещающие рудные тела.

В тектоническом отношении контроль над оруденением означает его приуроченность к определенным элементам и сочетаниям систем разрывов-линеamentов; в вулканическом — приуроченность к палеовулканическим сооружениям, их элементам и совокупностям. Системы дизъюнктивов в пределах кольцевых морфоструктур различных порядков, и в том числе в отдельных палеовулканах, формировались в неразрывной связи с вулканическим процессом.

По месту локализации в кольцевых морфоструктурах подавляющее большинство рудопроявлений объединяется в две группы. Наиболее многочисленны проявления, приуроченные к центральным частям морфоструктур. При этом зачастую рудопроявления ассоциируют с разрывами и зонами трещиноватости северо-восточного направления и, очевидно, являются одним из элементов конформного комплекса глубинных разломов, по которым заложены цепи кольцевых образований. Приуроченность оруденения к центрам морфоструктур первого порядка наблюдается при условии их симметричного строения, т. е. в случае формирования в центре структур низших порядков, особенно инверсионных, с выводом на поверхность пород продуктивных андезитовой и дацитовой формаций.

Пространственная связь оруденения с центральными участками морфоструктур 2-го порядка (палеовулканов) объясняется локализацией в них жерловых и прижерловых фаций вулкаников и субвулканических тел, с одной стороны, и чрезвычайно напряженной тектонической обстановкой их формирования — с другой. Это приводит к образованию характерной морфологии центров структур, когда они напоминают образования лунных цирков (кальдера Уксичан, Ироканская морфоструктура).

Ко второй группе относятся рудопроявления, локализованные в периферийных частях кольцевых морфоструктур. Для этих проявлений характерна приуроченность к пересечениям разрывов радиальной и концентрической систем и на стыках морфоструктур, где широкое развитие получают поперечные к простиранию пояса разломы, разграничивающие морфоструктуры, особенно северо-западного направления.

Многие рудопроявления размещены во входящих углах, стороны которых образованы кольцевыми ограничивающими морфоструктуры разломами. На стыках вулканотектонических депрессий обнажены породы нижних продуктивных вулканических формаций пояса.

Особенности морфоструктурного контроля над размещением оруденения в рудных узлах отображены на рис. 11.

Морфоструктуры и россыпи

На размещение россыпных проявлений золота в морфоструктуре Камчатки оказывают влияние два основных фактора: распределение и свойства рудных источников и особенности морфотектонических процессов, влияющих на характер развития гидросети.

Как отмечалось выше, подавляющее количество рудопроявлений приурочено к Центрально-Камчатскому вулканическому поясу. Однако значительные по простиранию его отрезки, в пределах южной, средней, северной ветвей и Командорской поперечной зо-

ны, представляют собой слабо денудированные участки морфоструктуры пояса. На их площади широкое развитие получили вулканогенные формы четвертичного возраста, не несущие оруденения, а также вулканы позднемiocен-плиоценового возраста, слагающие реликты щитовых вулканических построек и характеризующиеся непромышленным оруденением.

Неблагоприятным для образования россыпей является и близповерхностный тип низкотемпературных рудопоявлений, распространенных в продуктивных олигоцен-миоценовых вулканах. Металл характеризуется низкой пробностью, мелким размером и при эродировании источников не концентрируется в россыпи, а при разубоживании заражает толщи флювиальных осадков знаковым содержанием. Наоборот, на площади Петропавловской поперечной зоны кольцевые морфоструктуры вулканического пояса денудированы до вскрытия магматических каналов в мезозойских породах фундамента. Здесь эродируются коренные источники, образовавшиеся в условиях средних глубин и температур и отличающиеся высокопробным металлом, легко концентрирующимся в россыпи.

Таким образом, оценка генетических типов и условий образования руд в различных участках Центрально-Камчатского вулканического пояса показывает, что наиболее благоприятными для их последующего перехода в россыпи являются морфоструктуры Срединного и Ганальского выступов докайнозойского фундамента, располагающиеся в Петропавловской поперечной зоне.

Расчеты амплитуд поднятий показывают, что Срединный и Ганальский выступы характеризуются ступенчато-блоковым строением с максимально приподнятыми приосевыми частями (до 1900 м) и минимальными поднятиями на границах с депрессиями, равными 200–300 м [Ежов, 1973, 1974]. Полоса (зона) блоковых морфоструктур с амплитудами 600–800 м характеризуется преимущественно эрозионным, денудационно-эрозионным рельефом с широким развитием пространственного аллювия и цокольных террас. Эти морфоструктуры, располагающиеся на крыльях ступенчатых горстов, и являются наиболее благоприятными для локализации аллювиальных россыпей.

Приосевые зоны блоковых морфоструктур характеризуются альпинотипным рельефом, в создании которого значительная роль принадлежала горно-долинным и каровому оледенениям в позднем плейстоцене и голоцене. Широко развиты острые и пилообразные гребни, крутые осыпные склоны. Значительны мощности не затрунутых речным перемыком ледниковых и коллювиальных отложений в днищах долин. Доледниковые и межледниковые потенциально золотоносные речные отложения практически отсутствуют. Очевидно, они выпажаны позднплейстоценовыми ледниками.

И наконец, зона блоковых морфоструктур, слагающих окраинные части крыльев ступенчатых горстов с амплитудами поднятий менее 600 м, отличается обширными плоскими водоразделами — бывшими педиментами, в которые врезаны неглубокие и широкие ящикообразные долины. Мощности флювиальных отложений (аллювия и водноледниковых) максимальны. Характерно распространение констративной динамической фазы и разубоживание россыпей.

СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРИХОТЬЕ

Детальные прикладные исследования, проведенные в последнее время в пределах юго-восточного сектора Алданской МЦТ, позволили обобщить и систематизировать данные по морфоструктурному строению Северо-Западного Прихотья и достаточно однозначно определить связи между типами морфоструктур, историей их развития и перспективностью на поиски полезных ископаемых [Кулаков, 1977а; Ермошин, 1980; Тащи, Ермошин, 1982; Кулаков и др., 1983]. В настоящей главе дается характеристика элементов морфоструктур высших порядков и развитых в их пределах температурных типов минерализации.

Юго-восточный сектор Алданской геоморфоструктуры состоит из 5 основных ду-

говых элементов (систем): Удско-Зейская рифтогенная впадина-равнина, Удско-Мульмугинская система магматогенных глыбовых хребтов-горстов, Дгуджуро-Джугдырская система блоковых и сводово-блоковых плутоногенно-тектонических хребтов, Преддгуджуро-Становая система сводово-глыбовых и магматогенных хребтов, Токско-Южно-Верхоянская система глыбовых и магматогенных платов, плоскогорий и нагорий.

Алданской геоморфоструктуре свойственна четкая концентрическая зональность, отраженная как в геологическом, так и в геоморфологическом строении [Тащи, Ермошин, 1982]. Радиальная система ее элементов проявлена менее отчетливо. Металлогеническая зональность также подчиняется здесь радиально-концентрическому строению (рис. 12).

Удско-Зейская рифтоидная впадина-равнина — внешний элемент Алданской кольцевой мегаморфоструктуры. Являясь в основном зоной деструкции с аномально высокой скоростью денудационных процессов, Удско-Земская морфоструктура рассматривается как вмещилище россыпных проявлений и месторождений. Центральные части морфоструктуры выполнены кайнозойскими отложениями большой мощности, поэтому наиболее перспективными следует считать прибортовые зоны морфоструктуры. Удско-Зейская рифтогенная впадина-равнина продолжается и в пределах шельфа юго-западной и западной части Охотского моря и протягивается к Тауйской кайнозойской грабен-долине. В связи с этим перспективы ближнего шельфа запада Охотского моря также можно считать достаточно высокими.

Удско-Зейская система состоит из трех низкопорядковых морфоструктур: Зейской, Удской и Западно-Охотоморской. Они определяют своеобразную поперечную зональность Удско-Зейской морфоструктуры в целом. Зейская рифтовая впадина-равнина, несмотря на то, что большая ее часть затоплена водами одноименного водохранилища, не утратила своих перспектив, так как повышенных концентраций россыпных месторождений следует ожидать в прибортовых частях в местах резких перегибов склонов. В первую очередь это относится к северному борту впадины к поперечным разломам южных отрогов Станового хребта.

Удская впадина-долина является следующим несколько приподнятым по отношению к смежным элементам Удско-Зейской системы. От Зейской впадины она отделяется поперечным горстом—сниженным водоразделом, а от Западно-Охотоморской — нечетко выраженным уступом. Перспективы Удской морфоструктуры определяются следующими факторами: наличием магматогенных и гидротермальных формаций, вовлеченных в зону деструкции и аномально высокой денудации, малыми и средними мощностями аллювиальных отложений, большим количеством поперечных разломов-долин и продольных разломов-уступов, наличием линейных кор выветривания, характерных для морфоструктур этого морфогенетического типа.

Западно-Охотоморская шельфовая равнина в отношении полезных ископаемых изучена слабо. Ее перспективы могут быть определены только косвенно. Морфоструктура примыкает к Удскому магматогенному поясу, в пределах которого находятся проявления низкотемпературных россыпеобразующих формаций. В первую очередь это относится к пограничным участкам этих двух морфоструктур. Поскольку на шельфе можно ожидать систему чередующихся горстов и грабенов, то первые могут служить дополнительными источниками россыпеобразующего материала. Западно-Охотоморская морфоструктура ограничена с торцов поперечными депрессионными морфоструктурами: Кухтуйской грабен-равнинной и Киранско-Джанинской системой разломов-долин. Последние, по-видимому, на шельфе образуют серию уступов, снижающихся в северо-восточном направлении. Наличие поперечных разломов, трассируемых на суше долинами рек, создает поперечную зональность морфоструктуры и, в свою очередь, обуславливает различные перспективы каждой зоны низшего порядка.

Удско-Мульмугинская система магматогенных глыбовых хребтов является следующим высокопорядковым концентрическим элементом Алданской кольцевой морфоструктуры. Ей конформны интрузии диоритгранодиоритовой формации, андезитовые

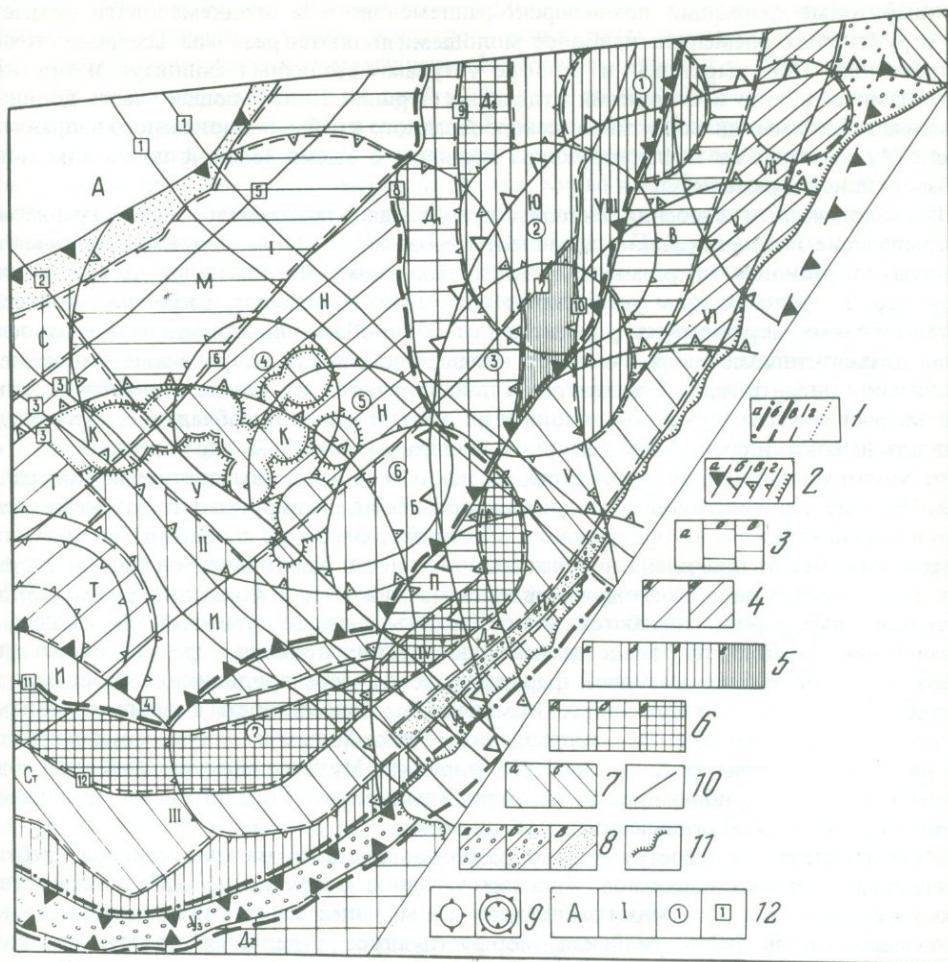


Рис. 12. Схема морфотектонического юго-восточного сектора Алданской мегаморфоструктуры центрального типа

А. Границы морфоструктур: 1 – линейных (первого (а), второго (б), третьего (в), четвертого (г) и низших порядков); 2 – центрального типа (высшего (а), первого (б), второго (в), третьего (г), низших порядков) Б. Морфогенетические типы морфоструктур: 3 – плато-прогибы (а), остаточные прогибы, горсты, грабены и валы (б), вулкано-тектонические прогибы (в); 4 – плоскогорья – грабены своды (а), вулкано-тектонические своды и горсты (б); 5 – нагорья – дислокационно-метаморфогенные щиты и своды (а), складчато-глыбовые магматогенные (б), плутоногенные (в), вулканогенно-плутоногенные (г); 6 – хребты – сводово-глыбовые (а), глыбовые (б), магматогенные глыбовые (в); 7 – хребты плутоногенные (а) и вулканогенные (б); 8 – долины – межгорные впадины (а), внутригорные впадины (б); 9 – морфоструктуры центрального типа купольные (а), купольно-кольцевые (б); 10 – зоны трансрегиональных разломов – разноподъярковых линейных элементов рельефа; 11 – береговая линия; 12 – наименования и индексы морфоструктур линейных (а), центрального типа высших (б) и низших (в) порядков, зон трансрегиональных разломов (г); наименования основных морфоструктур: линейные: Среднеалданская (А), Малоимская (М), Улканская (У), Токинская (Т), Гонамо-Гынымская (Г), Омнинско-Нижнемайканская (Н), Маймакано-Батомгская (Б), Идэмо-Хайканская (И), Сунагинская (С), Юдомамайская (Ю), Сетте-Дабанская (Д₁, Д₂), Верхнемайская (В), Преддзугджурская (П), Ульинская (Ул), Становая (Ст), Кет-Капская (К), Дзугджурская (Дж), Удская (Уд), Немуйкано-Лантарская (Нл), Удско-Зейская (Уэ), Джагдинская (Дж); центрального типа: Учуро-Майская (I), Учуро-Гонамская (II), Майско-Зейская (III), Дзугджурская (IV), Эстанджинская (V), Энке-Аянская (VI), Уракско-Хакаринская (VII) Дзугджуро-Охотская (VIII); низших порядков: Верхнеюдомская (1), Турская (2), Нижнеульская (3), Омнинская (4), Маймаканская (5), Батомгская (6), Лимнуская (7); зоны трансрегиональных разломов: Аяно-Билирская (1), Учуро-Немуйканская (2), Луриканско-Джанинская (3), Токинская (4), Чабдинско-Гынымская (5), Гонамо-Аимская (6), Луча-Майская (7), Немуйско-Нельканская (8), Челатская (9), Аяноско-Биликчанская (10), Становая (11), Окононско-Ульинская (12)

и липаритовые формации позднеюрско-раннемелового и позднемелового возрастов. Из структурных элементов наиболее молодыми являются разломы северо-восточного направления. Они выражены в рельефе уступами различных амплитуд и крутизны, системами седловин и цепочками отдельных вершин. Подавляющая часть долин рек осваивает системы дизъюнктивов северо-западного и субмеридионального направлений. Удско-Мульмугинская морфоструктура граничит с Удско-Зейской по разломам-перегибам склонов и реке уступам.

В геологическом строении системы преобладают позднемезозойские гранитоиды, прорывающие позднеархейские и раннепротерозойские формации. Раннемеловые вулканы сохранились от размыва в отдельных наиболее сниженных частях вулканоструктур. В пределах зоны установлено несколько купольных и купольно-кольцевых магматогенных морфоструктур радиусом от 30 до 60 км, однако они настолько осложнены дизъюнктивами северо-западного и северо-восточного направлений, что элементы радиально-концентрической симметрии устанавливаются не всегда однозначно. Учитывая возраст магматогенных формаций и их относительное преобладание, здесь следует ожидать высоко- и среднетемпературную минерализацию. Там, где сохранились от полного уничтожения вулканоструктуры, не исключена низкотемпературная минерализация. Наличие дизъюнктивов нескольких направлений, дренируемых водотоками, делает район перспективным на обнаружение россыпей, связанных с линейными корами выветривания. Четко проявлена поперечная зональность Удско-Мульмугинской системы, при этом с запада на восток омолаживаются магматогенные формации, возрастает доля вулканогенных пород, снижаются общие высоты рельефа, уменьшается степень его расчлененности. Если на западе преобладают рудопроявления среднетемпературной, местами — высокотемпературной формаций, то по мере продвижения на восток возрастает роль низкотемпературных комплексов. Совокупность геолого-геоморфологических данных позволяет подразделить Удско-Мульмугинскую морфоструктуру на пять морфоструктур более низкого порядка: Мульмугинскую, Майскую, Южно-Немериканскую, Прибрежную и Восточно-Ульгенскую. Соответственно различаются они и по своим металлогеническим особенностям.

Мульмугинская морфоструктура образована горстами—магматогенными хребтами, имеющими субмеридиональное и северо-западное направление. Оба соответствуют простирацию тел мезозойских гранитоидов и в меньшей мере вулканогенных структур раннемелового возраста. Майская морфоструктура отделяется от Мульмугинской Купуриным куполом, сложенным в основном архейскими породами. Позднемезозойские интрузии располагаются преимущественно в краевых частях купола. Разломы-долины рек Кунгури и Луча осваивают диаметральные дизъюнктивы северо-восточного простираения. Основная минерализация здесь должна быть высокотемпературной и в меньшей степени среднетемпературной.

Майская морфоструктура имеет в плане форму полукольца, опирающегося на разлом — перегиб склонов — северную границу Удской депрессионной морфоструктуры. В вещественном конформном комплексе Майской морфоструктуры преобладают позднемезозойские гранитоиды, прорывающие архейские и палеозойские магматические породы. Доля вулканогенных пород поздней юры—раннего мела постепенно возрастает в юго-восточном и северо-восточном направлениях. Преобладают два типа дизъюнктивных морфоструктур: дуговые и радиальные разломы-долины, разломы-седловины и уступы северо-восточного простираения. Здесь установлены три полукупольные морфоструктуры низшего порядка радиусом от 25 до 45 км. В их строении последовательно на восток возрастает роль вулканогенных пород. В северных и западных частях Майской морфоструктуры, судя по геолого-геоморфологическим данным, следует ожидать высоко- и среднетемпературную минерализацию и низкотемпературную — на юго-востоке. Линейные коры выветривания связаны преимущественно с разломами северо-восточного простираения.

Южно-Немериканская группа хребтов-глыб располагается восточнее предыдущей морфоструктуры и ориентирована на северо-запад, т. е. поперечно по отношению к об-

щему простиранию Удско—Мультмугинской системы. Здесь намечаются три сводово-блоковых магматических хребта: в центре — южная часть Немериканского, а по флангам — хребты, находящиеся в междуречьи Немерикан, низовья р. Мая и низовья рек Джана и Киран. Сводово-блоковые хребты сложены главным образом позднеюрскими вулканитами, прорванными позднеюрско (?) -раннемеловыми гранитоидами, располагающимися в центральных частях сводов или вскрывающимися в крупных разломах-долинах таких рек, как Мая, Немерикан, Джана, Киран и др. Здесь устанавливается три купольно-кольцевые морфоструктуры (радиусом до 10 км) с различным уровнем среза. Менее вскрытыми оказались гранитоиды южной части Немериканского хребта, а срезаемыми на большую глубину — в двух остальных сводово-блоковых хребтах. Преобладающие направления разломов-долин — северо-западные и разломов-седловин — северо-восточные. С ними связаны коры выветривания, сульфидизация, свинцово-цинковая минерализация, мощные зоны дробления, пропилинизация и алунитизация [Худяков и др., 1978]. В целом здесь минерализация низкотемпературная, хотя и возможны среднетемпературные проявления. Рудные тела, коры выветривания, зоны измененных пород интенсивно переработаны реками и являются источниками россыпей. Здесь формируются эрозионные котловины, конфигурация которых находится в прямой зависимости от общей конфигурации зон минерализации, кор выветривания и зон дробления [Шамрай, Токмаков, 1982; Шамрай, 1983].

Прибрежный магматогенный сводово-глыбовый хребет протягивается от долины р. Киран до разлом-долины р. Этанджа. Северной границей морфоструктуры является Северо-Удский разлом — система долин рек, южной — береговые и шельфовые уступы Охотского моря. В строении свода принимают участие позднеюрско-раннемеловые и позднемеловые вулканиты Удского вулканогенного пояса и прорывающие их интрузии гранитоидов мела. Омолаживание магматических комплексов происходит в северо-восточном направлении. Конформный им магматогенный сводово-глыбовый хребет состоит из ряда чередующихся купольных и купольно-полукольцевых морфоструктур радиусом от 15 до 30 км. Полукольца опираются на шельфовую зону разломов. Это позволяет говорить о том, что юго-восточная часть морфоструктуры в кайнозой была сброшена, в результате чего сформировались две самостоятельные морфоструктуры: Прибрежная и Западно-Охотоморская. Чередование купольных морфоструктур, где среди конформных пород на поверхность обязательно выходят гранитоиды, и купольно-кольцевых, где преобладают вулканиты, создает поперечную металлогеническую зональность сводово-глыбового хребта. В пределах купольных структур развита как низкотемпературная, так и среднетемпературная минерализация, а в пределах купольно-кольцевых и кольцевых морфоструктур — главным образом низкотемпературная.

Ульянский вулканогенный хребет-свод на северо-западе ограничен долиной р. Улья, а на юго-востоке — охотоморским шельфом. Вещественный конформный комплекс представлен преимущественно субинтрузивными и вулканогенными породами, иногда прорванными меловыми интрузиями. Купольные и кольцевые вулканогенные морфоструктуры (радиусом от 10 до 25 км) образуют, как и в предыдущем случае, единый ряд. В этом ряду только две крайние морфоструктуры могут быть отнесены к вулканогенно-плутоногенным, все остальные — вулканогенные. В соответствии с преобладанием подобных конформных комплексов ведущей является низкотемпературная минерализация и лишь местами к ней примешивается среднетемпературная. Разломы-долины рек являются радиально-концентрическими элементами морфоструктур низших порядков и ориентированы главным образом в юго-западном направлении.

Уракский вулканогенно-плутоногенный купол (радиусом 60—70 км) располагается восточнее предыдущей морфоструктуры и отличается от нее как по вещественному, так и по структурному комплексам. Здесь наряду с вулканитами и интрузиями на поверхность выходят породы фундамента (Юровский блок), вдоль восточной и юго-восточной границ купола следуют кайнозойские грабен-долины. Разломы-долины наиболее крупных рек относятся к концентрической системе купола и частично к радиальной. Низкопорядковые разломы-долины рек осваивают и ту и другую системы разло-

мов почти в равной мере, но все же более характерны для радиальной. Металлогеническая зональность Уракской морфоструктуры подчиняется вещественно-структурной: в центре, кроме низко- и среднетемпературной минерализации, может иметь место и высокотемпературная; по краям купола преобладают низкотемпературная минерализация.

Суммируя данные по Удско-Мультугинской системе хребтов — магматогенных сводов, отметим, что тенденция к смене высокотемпературного типа минерализации (запад) низкотемпературным (восток) осложняется наличием поперечных морфоструктур (Купуринская, Южно-Немериканская, Уракская). Эта зональность еще больше осложняется в преимущественно вулканогенно-плутоногенной части пояса, где четко видно чередование вулканогенных, вулканогенно-плутоногенных и плутоногенных морфоструктур центрального типа. В восточном и северо-восточном направлениях возрастают размеры морфоструктур центрального типа (радиусом от 10 до 60 км) и в соответствии с этим — ширина пояса в целом. Большая часть разломов-долин относится к радиально-концентрическим или дуговым элементам морфоструктур. Наряду с этим многие высокопорядковые реки осваивают северо-восточную и северо-западную системы линейных разломов и зон дробления. Для них же характерны разломы-уступы, перегибы склонов, седловины и цепочки вершин. Морфологическая выраженность разломов обусловлена не только их кинематикой, но и вещественным выполнением.

Джугджуро-Джугдырская система блоковых и сводово-блоковых хребтов является третьим высокопорядковым концентрическим элементом Алданской гигантской кольцевой морфоструктуры. Здесь преобладают глыбовые и сводово-глыбовые орогенные морфоструктуры. Для последних характерен позднемезозойский магматогенный конформный комплекс. Система включает в себя хребты Джугдыр, Немерикан (север), Чубанджа Джугджур и южные отроги Станового. Многие закономерности, установленные для Удско-Мультугинской зоны, справедливы и для Джугджуро-Джугдырской, но последняя имеет и ряд особенностей, присущих только ей. Система подразделена на Южно-Становую, Джугдырскую, Лимнусскую, Киранскую и Джугджурскую морфоструктуры, на ее продолжении находятся Ульяновская и центральная часть Уракской морфоструктур.

Южно-Становая сводово-блоковая магматогенная морфоструктура располагается в западной части сектора. Большинство сводово-блоковых и блоковых хребтов здесь ориентированы в субмеридиональном и северо-западном направлениях. Наличие субширотных разломов предопределило последовательное ступенчатое опускание отдельных участков хребтов-блоков в южном направлении [Уфимцев, 1978]. В соответствии с ориентировкой разломов направлены и долины многих рек. Некоторые из них отвечают радиально-концентрической системе купольных плутоногенных морфоструктур (радиусом от 40 до 70 км). Морфоструктуры центрального типа в различной степени срезаны южной частью зоны Станового разлома. С юга эти морфоструктуры ограничиваются разломом — продолжением Северо-Удского разлома. Из конформных комплексов наряду с юрско-меловыми гранитоидами известны блоки, сложенные породами архея с преобладанием высокотемпературной минерализации.

Джугдырская глыбовая (преимущественно) и сводово-глыбовая системы хребтов ориентированы главным образом в субширотном направлении. Отклонения связаны со сводово-глыбовыми магматогенными хребтами низших порядков. Граница между Джугдырской и Южно-Становой морфоструктурами условно проведена по разлом-долине р. Джагарма. На востоке эта граница проведена по разлом-долине р. Салга. Северной границей является южная часть зоны Становых разломов, южной — западное продолжение Южно-Удского разлома. В целом в вещественном комплексе морфоструктуры преобладают архейские породы, прорванные позднемезозойскими гранитоидами. Местами сохранились от размыва остатки покровов ранне-меловых вулканитов. Интрузии гранитоидов обнажены в приводораздельных частях хребтов. Некоторые сводово-глыбовые хребты целиком сложены ими. Контакты интрузивов осложнены разломами-уступами и седловинами. Эти дизъюнктивные морфострук-

туры являются элементами купольных морфоструктур (радиусом 50–60 км), частично срезанных южной частью Становой зоны разломов. Сложное геолого-геоморфологическое строение Джугдырской морфоструктуры выражено и в металлогенической зональности, которая может быть определена как пятнисто-полосчатая. С позднемезозойскими гранитоидами связаны средне- и высокотемпературный типы минерализации, а с метаморфическими породами – метаморфогенный и высокотемпературный.

Лимнусская магматогенная сводово-глыбо-купольно-кольцевая морфоструктура (радиус 70 км) располагается северо-восточнее Джугдырской морфоструктуры. Она имеет весьма сложное геолого-геоморфологическое строение. Центральная ее часть сложена преимущественно раннемеловыми гранитоидами. В отдельных вулканотектонических депрессиях сохранились позднейско-раннемеловые вулканы. Архейские габбро-анортозиты выходят на поверхность вдоль бортов вулканотектонических депрессий. Краевая часть морфоструктуры сложена теми же породами, но доля архейских пород возрастает, особенно на юге и на севере. Максимальные высоты и расчлененность свойственны краевой зоне в центре они несколько меньше. Металлогеническая зональность морфоструктуры концентрическая. В ядре морфоструктуры наряду со средне-температурными формациями известны низко- и высокотемпературные. Во внешней зоне низкотемпературные формации практически отсутствуют, а доля остальных двух примерно одинакова.

Киранская купольно-кольцевая морфоструктура описана в литературе [Шамрай, Токмаков, 1982]. Отметим лишь, что под этим названием мы понимаем морфоструктуру более высокого порядка и большего диаметра (85–90 км). В ядре морфоструктуры развиты раннемеловые гранитоиды, прорывающие позднейско-раннемеловые вулканы и породы архея. Большая часть следующего концентрического пояса сложена верхнеюрскими, нижнемеловыми и нижнепалеогеновыми вулканогенными породами, прорванными нижнемеловыми гранитоидами. Один из секторов концентрического пояса имеет такое же строение, как и ядро морфоструктуры. Низкотемпературная минерализация связана с вулканогенными породами, средне- и высокотемпературная – с интрузиями и породами архея. Характерна концентрическая металлогеническая зональность морфоструктуры.

Джугджурская сводово-глыбовая морфоструктура занимает одноименный хребет и протягивается в северо-восточном направлении на 160 км при средней ширине 30–40 км. Сводово-глыбовый хребет сложен главным образом анортозитами и метаморфическими породами архея, прорванными местами раннемеловыми гранитоидами. Морфоструктура разбита субмеридиональными разломами Сетте-Дабанско-Приамурской зоны на ряд блоков [Кулаков, 19776]. По простиранию морфоструктура ограничена разломами-уступами и в меньшей мере разломами-седловинами. Металлогеническая зональность обусловлена блоковым строением морфоструктуры, наличием низкопорядковых кольцевых морфоструктур, где морфоструктурообразующими являются меловые гранитоиды, и мощных зон дробления. Преобладает средне- и высокотемпературная минерализация, причем первая явно тяготеет к купольным, купольно-кольцевым и разломным морфоструктурам.

Ульянский вулканотектонический прогиб-плато находится на продолжении Джугджурской морфоструктуры. Ульяновский прогиб-плато сложен вулканогенными породами и редкими субинтрузиями нижнего мела, залегающими почти горизонтально [Белый, 1978]. Низкотемпературный тип минерализации свойствен центральной зоне морфоструктуры, а сочетание низкотемпературной и среднетемпературной минерализаций – флангам морфоструктуры. Общая зональность осложняется концентрической, характерной для развитых здесь морфоструктур низших порядков (радиусом 10–30 км). Большинство долин рек осваивает радиально-концентрическую систему разломов разных порядков [Кулаков, 1980]. Эти дизъюнктивные морфоструктуры сопровождаются полями пропилитов и алунитов, линейными корами выветривания и зонами дробления вследствие чего легко размываются.

Джугджуро-Джугдырская система, как видно из краткого ее описания, обладает сложной металлогенической зональностью, обусловленной как наличием протяженных

дуговых разломов — элементов Алданской морфоструктуры, так и разнопорядковыми купольно-кольцевыми и купольными морфоструктурами и их радиально-концентрическими дизъюнктивами. Характер минерализации зависит главным образом от строения и состава вещественных комплексов. Удско-Мультугинская и Джугджуро-Джугдырская морфоструктуры отделены одна от другой зоной разломов-долин рек, ширина которых колеблется от 5 до 20 км. В разломах-долинах в некоторых местах известны россыпи, проявления минерализации порфировой формации. Здесь наиболее благоприятные геолого-геоморфологические условия для накопления россыпей.

Предджджуро-Становая система сводово-глыбовых и магматогенных хребтов является самым северным горным элементом сектора Алданской морфоструктуры. Система хребтов различного генезиса образует почти непрерывную цепочку-дугу, обращенную выпуклой стороной на юг. Выделяются следующие морфоструктуры низшего порядка: Становая, Геранская, Предджджурская и Северо-Ульинская. Становой глыбовый хребет сложен преимущественно метаморфитами архея, прорванными местами протерозойскими габбро-анортозитами. Отделяется он от смежных морфоструктур разломами-уступами, в меньшей мере разломами-долинами и седловинами. Здесь расположены самые высокие горные сооружения Алданской гигантской морфоструктуры, обладающие максимальной расчлененностью. Здесь отмечены также разломы-долины субширотного и субмеридионального направлений, иногда — низкопорядковые купольные морфоструктуры, природа которых не всегда ясна. В пределах глыбового хребта преобладает высокотемпературная минерализация.

Геранская цепь глыбовых магматогенных хребтов отличается от предыдущей морфоструктуры тем, что здесь конформные комплексы представлены архейскими габбро-анортозитами, палеозойскими и верхнеюрскими гранитоидами, прорывающими архейский метаморфический комплекс. Анортозиты занимают центральную зону морфоструктуры, а остальные интрузии приурочены главным образом к ее внешним зонам. Мелкие тела мезозойских интрузий известны и вдоль оси центральной зоны. Минерализация здесь средне- и высокотемпературная.

Предджджурский вулканогенный прогиб-плато находится на продолжении Геранской морфоструктуры. Магматогенный конформный комплекс здесь образует две зоны. Одна из них, примыкающая к хр. Джугджур с севера, представлена меловыми вулканитами, прорванными меловыми гранитоидами. Для этой полосы характерно большое количество низкопорядковых купольных и купольно-кольцевых морфоструктур (радиусом от 5 до 25 км), общей осью которых является разлом-уступ, отделяющий Джугджурскую морфоструктуру от Предджджурской. В этой зоне известны средне- и низкотемпературные проявления и россыпи. Северная часть Джугджурского прогиба-плато сложена преимущественно вулканитами мела. Интрузии для этой зоны, исключая фланги, не характерны. Здесь обычна низкотемпературная минерализация. Предджджурская морфоструктура, таким образом, обладает хорошо выраженной продольной зональностью, осложненной наличием низкопорядковых морфоструктур центрального типа и поперечными зонами разломов — долин рек.

Верхнемайское магматогенное плоскогорье обрамляет западную часть Охотско-Чукотского пояса. Морфоструктура сложена меловыми вулканитами, прорванными интрузиями. Во многих местах вулканогенные породы размыты и тогда на поверхность выходят интрузии, прорывающие породы фундамента. Здесь известны главным образом купольные и купольно-кольцевые морфоструктуры, сложенные гранитоидами и вулканитами. Преобладающим типом минерализации является средне-низкотемпературный. Благодаря наличию низкопорядковых морфоструктур центрального типа здесь наблюдается концентрическая металлогеническая зональность.

Завершая описание Предджджуро-Становой системы морфоструктур, отметим, что низкотемпературно-среднетемпературный тип минерализации характерен для ее восточных звеньев. Причем металлогеническая зональность подчинена зональности морфоструктур центрального типа. В западных звеньях преобладает высокотемпературная минерализация и концентрическая зональность мало характерна.

Токско-Южно-Верхоянская система глыбовых и магматогенных плато, плоскогорий и нагорий принадлежит уже платформенной части Алданской гигантской морфоструктуры. Морфоструктуры следующего, более низкого порядка не образуют таких четко выраженных зон, как в орогенной части Алданской морфоструктуры. Они в какой-то мере автономны, хотя связь между ними полностью не утрачена.

Токинская впадина-плоскогорье имеет форму полукруга, опирающегося на северную часть зоны Станового разлома. Поверхность морфоструктуры слегка наклонена на север. На западе по ее краям внедрились верхнеюрские—нижнемеловые интрузии. Долины известных здесь рек дренируют главным образом радиальную систему разломов и лишь некоторые из них — концентрическую. Здесь следует ожидать низкотемпературную минерализацию.

Идюмо-Хайканское сводово-глыбовое нагорье состоит из трех купольных морфоструктур (радиусом от 60 до 80 км), в той или иной мере деформированных. Эти морфоструктуры образуют ряд, протягивающийся в северо-западном направлении. В центральных частях купольных морфоструктур обнажаются архейские породы кристаллического фундамента платформы. В краевых частях морфоструктур и в зонах их взаимодействия сохранились от размыва породы осадочного чехла. Наряду с элементами симметрии центрального типа здесь четко прослеживаются разломы-долины, разломы-уступы и седловины северо-западного простирания, согласно с простиранием осевой зоны ряда морфоструктур. Эти разломы ограничивают хребты-глыбы и сводово-глыбовые хребты, осложняющие строение куполов. Судя по составу конформных комплексов, здесь следует ожидать высокотемпературную и низкотемпературную формации.

Верхнеучурский и Батомгский купола (радиусом 45—50 км) сложены метаморфогенным комплексом и породами чехла платформы, прорванными среднепротерозойскими интрузиями. В редких случаях известны позднеюрско—раннемеловые гранитоиды, занимающие краевые части куполов. Минерализация здесь главным образом высокотемпературная.

Южно-Верхоянско—Сетте-Дабанская складчато-глыбовая морфоструктура состоит из системы субпараллельно ориентированных куэст-хребтов, ограниченных надвигами. Здесь выделяется ряд зон и подзон, соответствующих системе куэст-хребтов или отдельному куэст-хребту. Интрузивные породы распространены только в Верхнемайской зоне Южно-Верхоянского синклиория. В этой зоне наряду с субмеридиональными разломами-долинами известны северо-восточные, северо-западные и субширотные. Минерализация здесь связана с мелкими интрузиями, полями даек и зонами дробления. По типу она относится к средне-низкотемпературной.

Аимско-Маймаканское плоскогорье-свод располагается ближе к центру Алданской морфоструктуры и состоит из двух купольных и одной кольцевой морфоструктур. Из конформных комплексов купольных морфоструктур интерес представляют верхнеюрско—нижнемеловые интрузии, с которыми связана средне-низкотемпературная минерализация, сосредоточенная в пределах низкопорядковых плутогенных морфоструктур (радиусом 10—20 км). В остальной части морфоструктуры она связана с многочисленными зонами разломов.

Лено-Алданское плато-моноклиза примыкает непосредственно к ядру Алданской морфоструктуры. Структурный конформный комплекс представлен слабо дислоцированными породами чехла платформы, разбитыми на блоки ортогональными и диагональными разломами, дренируемыми речными артериями. В зонах этих разломов возможна рассеянная низкотемпературная минерализация.

Суммируя данные по внутренней (платформенной) зоне, отметим, что высокотемпературный тип минерализации характерен для Алданского щита-нагорья, где на поверхность выходят кристаллические породы фундамента. Низкотемпературный тип минерализации свойствен плоскогорьям-моноклизам, плато-моноклизам и синеклизам. Для плоскогорий-моноклиз, кроме того, характерна и низко-среднетемпературная минерализация, связанная с низкопорядковыми плутогенными купольными мор-

фоструктурами. Эти морфоструктуры слагают своеобразную зону перехода от щитов-нагорий к плато-синеклизам и моноклизам.

Из приведенного материала по юго-восточному сектору Алданской мегаморфоструктуры центрального типа видно, что типы минерализации сменяются как при переходе от одного концентрического элемента к другому (продольная зональность), так по простираию дуг (поперечная зональность). Последнее обусловлено в первую очередь наличием морфоструктур центрального типа в пределах концентрических систем. В плутогенных и вулканогенно-плутогенных куполах высокотемпературные формации обычно располагаются в центре, а низкотемпературные — по краям (прямая зональность). Обратная зональность характерна для отрицательных кольцевых морфоструктур и сложная — для купольно-кольцевых. Кроме того, металлогеническая зональность осложняется радиальными и сквозными разломами всех уровней, в том числе и трансрегиональными. С наиболее глубинными и долгоживущими разломами связано формирование поперечных морфоструктур шириной 20–50 км, осложняющих продольную зональность Алданской мегаморфоструктуры центрального типа. Менее значительные изменения зональности обусловлены региональными разломами (зонами разломов) шириной до 10 км, осваиваемыми долинами магистральных рек.

Таким образом, для металлогении морфоструктур центрального типа всех порядков наблюдается одна и та же тенденция: последовательная прерывисто-непрерывная смена одного температурного типа минерализации другим.

НИЖНЕЕ И СРЕДНЕЕ ПРИАМУРЬЕ

Установлению морфоструктурных закономерностей размещения эндогенного оруднения в пределах той или иной территории предшествуют глубокие структурно-геоморфологические исследования, направленные на выявление основных особенностей ее геоморфологического строения, выделение генетических типов морфоструктур, определение их иерархических и пространственных соотношений и решение целого ряда других задач [Волчанская и др., 1975; Анализ космических..., 1979; Волчанская, 1981].

Исследования последних лет в Приамурье, выполненные с использованием данных дистанционных методов и с привлечением значительных объемов геолого-геофизической информации, создали необходимые условия для решения вопросов выявления региональных морфоструктурных закономерностей размещения эндогенного оруднения этой территории [Золотов, 1976; Худяков, 1977; Шевченко, 1978; Кулаков, 1977, 1979, 1981, 1978; Тащи, 1981; Гаврилов, 1979, 1980, 1981].

Как показал анализ литературных данных и материалов исследований, в основе широкого привлечения морфоструктурных построений для целей металлогении в Приамурье лежат три главных фактора [Юг Дальнего..., 1972; Худяков, 1977; Салун, 1978; Сухов, 1975, 1979].

1. Формирование основных элементов морфоструктурного плана региона тесно связано с процессами становления и развития континентальной коры.

По данным Г.Е. Усанова [1975], мощность и строение земной коры Приамурья, в частности положение основных границ разделов, предопределяют генетический тип и распределение эндогенных руд в приповерхностных структурах. В работах Э.Н. Лишневского [1968, 1974] подчеркивается закономерный характер соотношения глубинного строения и металлогении тех или иных районов Дальнего Востока. Исследованиями М.Г. Золотова [1965], С.Ф. Усенко [1969], В.И. Сухова [1967, 1975, 1979], Ю.И. Бакулина, Г.Е. Усанова [1976] и других геологов доказывалось существование единого корреляционного ряда: глубинное строение, петрографические формации (петрохимический состав), металлогения. По мнению автора, определенное место в этом ряду принадлежит морфоструктуре в понимании этого термина Г.И. Худяковым [1972, 1977].

2. Совпадение временных интервалов наиболее активного морфотектогенеза и рудогенеза на территории Приамурья.

Г.Е. Усановым [1975] отмечается, что 60–70% от общего числа точек минерализации сформировались в мезозое. В частности, им приводятся следующие цифры распределения оловянного оруденения в геохронологическом диапазоне: кайнозой – 10,2%, мезозой – 68,8, палеозой – 17,2, докембрий – 3,8%. По мнению С.Ф. Усенко [1969], орогенный магматизм мезозойско-кайнозойского возраста определил основной объем эндогенного оруденения (Au, Sn, Be, Mo, W, Cu, Pb, Zn, Sb) Приамурья. С этим же этапом связано в значительной степени и формирование морфоструктурного плана территории [Юг Дальнего..., 1972; Худяков, 1977].

3. Помимо вещественного и временного единства процессов тектоморфогенеза и рудогенеза территории, существуют структурные закономерности и общие механизмы реализации этих процессов в рамках единой системы – очаговой структуры, выраженной в рельефе в виде морфоструктуры центрального типа [Фаворская и др., 1969; Томсон, Фаворская, 1973; Соловьев, 1978]. В этом плане эти морфоструктуры являются по существу проекциями на поверхность глубинных структур. Хорошая выраженность основных рудоконтролирующих линейных и дуговых (кольцевых) систем разломов Приамурья в рельефе, отчетливая дешифрируемость их на КС [Онихимовский, 1977; Кулаков, 1980], использование геоморфологических данных для определения возможного денудационного среза наряду с отмеченными выше факторами также представляют собой важное условие применения данных морфоструктурного анализа для целей металлогении.

Отмеченные общие особенности взаимосвязи глубинного строения, состава магматических комплексов морфоструктур центрального типа и рудных формаций Приамурья требуют своей конкретизации. Это выдвигает на первый план следующие задачи: 1) определение наличия элементов радиально-концентрической зональности размещения эндогенного оруденения в пределах выделенных разнопорядковых морфоструктур центрального типа; 2) определение металлогенической специализации морфоструктур разного ранга – от сводов до вулканно-плутонических куполов; 3) изучение закономерной во времени и пространстве эволюции металлогении в связи с развитием морфоструктурного плана территории.

М.Г. Золотовым [1976] в качестве генеральной структуры для Приамурья выделяется Амурская (Восточно-Азиатская по В.В. Соловьеву, 1973) структура центрального типа диаметром более 2000 км. В ее пределах показаны Буреинская, Баджальская, Орельская, Среднеамурская и другие автономные структуры центрального типа, которым в целом отвечают одноименные морфоструктуры в понимании этого термина Г.И. Худяковым [1977].

Помимо Амурской мегаструктуры, на схемах и картах территории Приамурья В.В. Соловьева [1973, 1978] показаны Буреинская, Баджальская, Нижнеамурская (Орельская), Эворон-Чукчагирская, Удыльско-Кизинская, ряд Сихотэ-Алинских морфоструктур центрального типа (МЦТ), намечены контуры Эзопско-Селитканской, Шантарской кольцевых построек.

В.И. Суховым [1975] при структурно-петрологическом районировании выявлена Пильдо-Лимурийская кольцевая тектоно-магматическая система (свод). Э.П. Хохловым [1977] приведены данные о Джапинской кольцевой структуре в Нижнем Приамурье. На схеме Р.Я. Гришкяна в работе В.В. Онихимовского [1977] показан Приамурский овал, сопоставимый с внешним контуром Буреинского свода, приведены многочисленные контуры более мелких кольцевых образований, диагностика которых ввиду отсутствия пространственных привязок затруднена. В статьях и монографии А.П. Кулакова [1977, 1979, 1980] рассмотрены Амурская мегаструктура, Шантарская, Удыльско-Кизинская морфоструктуры, ряд полукольцевых образований в пределах Сихотэ-Алинского горного сооружения, обрезанных структурой Татарского пролива, описаны Амуро-Сунгарийская, Сетте-Дабанско-Приамурская зоны трансрегиональных глубинных разломов. Отдельные данные о кольцевых структурах При-

амурья приведены в обзорных работах [Космогеологическая..., 1980], однако морфогенетическая идентификация этих образований в связи с мелким масштабом опубликованных схем крайне сложна.

Почти все указанные авторы относили выделяемые в Приамурье образования центрального типа к классу очаговых структур и связывали их формирование с явлениями проникновения глубинного разогретого материала мантии, астеносферы в нижние слои литосферы. Эти явления сопровождались развитием подкорковых и коровых магматических очагов. М.Г. Золотовым [1976] отмечается общая закономерность строения ядерно-сводовых структур, в центральной части которых доминируют породы гранитоидного состава, а вокруг концентрически располагаются чередующиеся между собой зоны магматических пород основного и кислого составов, и предлагается модель центростремительного развития структур Приамурья вокруг гранитно-метаморфических ядер.

По мнению В.В. Соловьева [1978], образование тектоно-магматогенных структурных форм центрального типа связано с совместным проявлением тектоники и корового магматизма, в то время как более крупные по размеру аркогенные формы (своды) предопределены процессами, происходящими в нижних частях литосферы. Эти представления о взаимосвязи размерности (радиуса) структур центрального типа и глубины их заложения разделяются большинством исследователей [Пиотровский, 1977; Ежов, 1980].

В качестве новых кольцевых структур регионального ранга Приамурья на предлагаемой схеме (рис. 13) впервые показаны Ям-Алинское сводово-блоковое, Усть-Амурское тектоно-магматическое поднятие и ряд более мелких тектоно-магматических структур. Относительно новым аспектом интерпретации имеющихся данных о кольцевых морфоструктурах Приамурья является установление закономерностей их расположения в плане через группировку в линейные упорядоченные системы (ряды по терминологии С.М. Тащи, 1981б), тесно связанные с крупными зонами глубинных разломов [Тащи и др., 1982]. В Приамурье отчетливо выделяется две субмеридиональные линейные тектоно-магматические системы очаговых морфоструктур центрального типа (ранга сводов и тектоно-магматических поднятий): Хингано-Охотская и Сихотэ-Алинская [Гаврилов, 1981]. Главным магмоконтролирующим разломом для Хингано-Охотской системы, состоящей из Баджало-Буреинского и Ям-Алинского сводово-блоковых и Малохинганского тектоно-магматического поднятий, является Хингано-Сетте-Дабанский линеамент. Для Сихотэ-Алинской системы сводово-блоковых и тектоно-магматических поднятий (Усть-Амурское, Тумнинское и др.) в качестве основной линейной магмоконтролирующей структуры рассматривается Западно-Охотская зона глубинных разломов (Нижнеамурский, Центрально-Сихотэ-Алинский) [Караулов, Ставцев, 1975; Уткин, 1980]. Являясь диаметральными, осевыми разломами сводовых и тектоно-магматических поднятий, эти зоны обуславливают диссимметричное строение тектоно-магматических систем и слагающих их региональных морфоструктур центрального типа. Имеющиеся геологические данные о развитии этих зон как крупных шовных структур свидетельствуют о заложении сводово-блоковых и тектоно-магматических поднятий на стыке геоблоков, имевших в прошлом разные типы коры и развивавшихся дифференцированно [Иванов, 1972; Усенко, Чеботарев, 1973; Караулов, Ставцев, 1975]. Примерами могут служить диссимметричное строение Баджало-Буреинского, Пильдо-Лимурийского и других сводов. Континентальный тип коры сложился в пределах западного полукольцевого блока Баджало-Буреинской морфоструктуры еще до палеозоя, в то время как первые признаки формирования континентальной коры в восточном блоке отчетливо проявлены только с раннего мезозоя [Юг Дальнего Востока, 1972; Марков и др., 1979]. Диссимметричное геологическое строение Пильдо-Лимурийского свода определяется практическим отсутствием в пределах его западной части меловых геосинклинальных образований, ареалы которых восточнее отсекаются диаметральным для свода Нижнеамурским структурным швом [Иванов, 1972].

В связи с этим необходимо уточнить тектоническую роль региональных положитель-

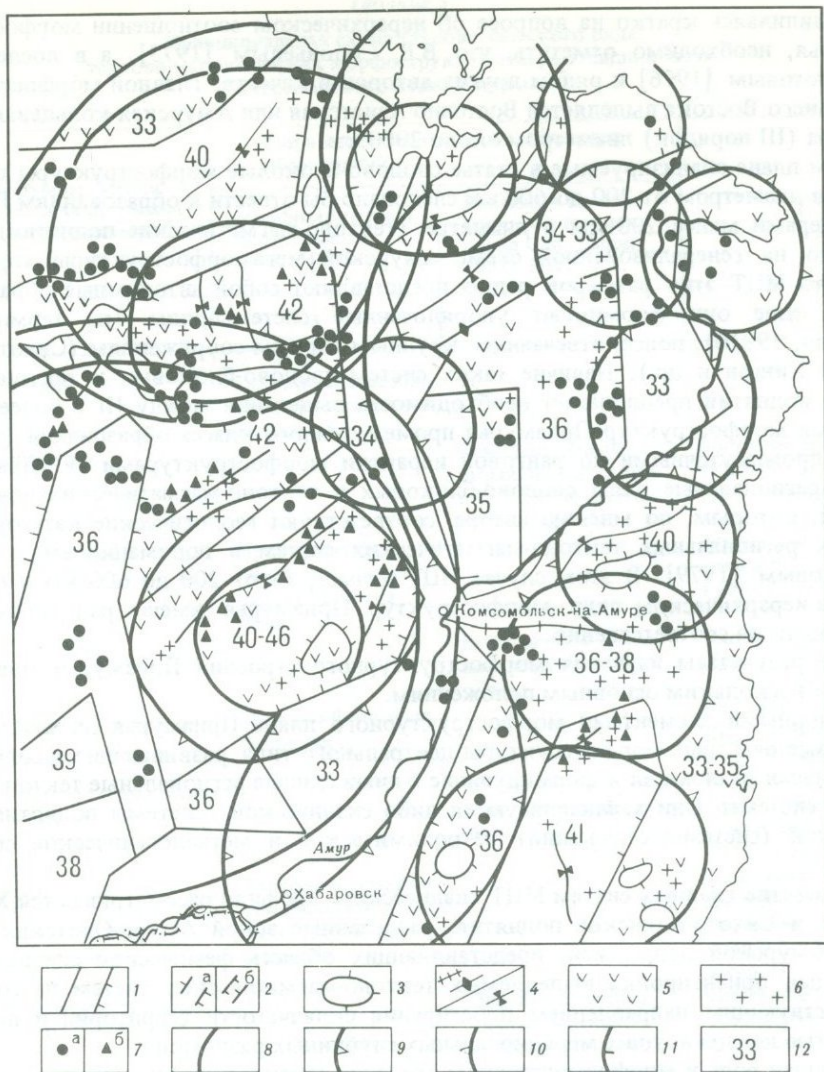


Рис. 13. Размещение основных рудных узлов относительно морфоструктур центрального типа Приамурья (элементы морфоструктурного и глубинного строения по Ю.И. Бакулину и Г.Е. Усанову, 1976)

1 — крупные морфоструктуры, соответствующие выступам мантии, берг-штрихи на участках крутых склонов; 2 — второстепенные морфоструктуры, соответствующие выступам (а) и погружениям (б); 3 — локальные морфоструктуры, соответствующие участкам уплотнения коры; 4 — морфоструктуры, соответствующие линейным выступам (а) и погружениям (б) мантии; 5 — участки проявления гранитоидного магматизма; 7 — проявления золотой (а) и оловянной (б) минерализации; кольцевые и дуговые разломы морфоструктур: 8 — внутренних концентраторов; 9–10 — внешних концентраторов (9 — депрессионо-глыбовых просядков, 10 — сводово-блоковых и тектоно-магматических поднятий, 11 — вулканотектонических депрессий; 12 — величины средней мощности коры в блоках (км)

ных очаговых морфоструктур, рассматриваемых обычно как ядра роста континентальной коры [Золотов, 1976]. Их формирование на стыке дифференцированно развивающихся коровых пластин, видимо, опосредовало процессы магматической консолидации и роста линзы гранитно-метаморфического слоя на стадии эпигеосинклинального орогенеза, являя собой один из возможных механизмов конструктивного тектоморфогенеза, связанного с глубинным магматизмом [Сычев, 1979].

Остановившись кратко на вопросе об иерархическом соотношении морфоструктур Приамурья, необходимо отметить, что В.В. Соловьевым [1973], а в последующем М.Г. Золотовым [1976] и рядом других авторов в качестве главной морфоструктуры юга Дальнего Востока выделяется Восточно-Азиатская или Амурская кольцевая морфоструктура (III порядка) диаметром около 2000 км.

В этом плане анализируемые в статье сводово-блоковые морфоструктуры центрального типа диаметром от 200 до 600 км следовало бы отнести к образованиям IV порядка, размерами менее 200 км в диаметре (тектоно-магматические поднятия) — к V.

Однако на генерализованной схеме Амурской мегаморфоструктуры хорошо заметно, что МЦТ этих размеров редко представляют собой автономные образования. Гораздо чаще они формируют упорядоченные системы-ряды (по терминологии С.М. Таши, 1981б), пояса, отвечающие крупным горным сооружениям (Сихотэ-Алинь, Большой Хинган и др.). Наличие таких систем сводово-блоковых и тектоно-магматических поднятий предполагает необходимость выделения между III и более низким порядками морфоструктур Приамурья промежуточного класса образований (табл. 5). Такими промежуточными по ранговой иерархии морфоструктурами IV порядка выступают региональные ряды сводово-блоковых и тектоно-магматических поясов или поднятий, которым, по мнению автора, соответствуют геологические категории типа линейных региональных тектоно-магматических систем в понимании этого термина В.И. Суховым [1979]. В этом случае МЦТ диаметром от 200 до 600 км и от 50 до 200 км в иерархическом ряду морфоструктур Приамурья имеют ранг образований V—VII порядков соответственно.

Общие результаты изучения морфоструктурного строения Приамурья могут быть сведены к нескольким основным положениям.

1. Основными элементами морфоструктурного плана Приамурья являются разнопорядковые очаговые морфоструктуры центрального типа, развивающиеся сопряженно с глубинными разломами и формирующие с ними единые региональные тектоно-магматические системы. Они характеризуются либо сиалической (системы поднятия), либо фемической (системы опусканий) петрохимической и металлогенической специализациями.

2. В качестве главных систем МЦТ сиалического профиля рассматриваются Хингано-Охотское и Сихотэ-Алинское поднятия, разделенные зоной Амуру-Охотских впадин и Среднеамурской депрессией, представляющих область фемической специализации.

3. Общая ориентировка выделяемых тектоно-магматических систем не совпадает с господствующим направлением простираения складчатости территории и предопределена сетью долгоживущих меридиональных глубинных разломов.

4. Ведущая роль в морфоструктурном строении территории разнопорядковых очаговых структур, тесная связь их с глубинными разломами, несовпадение ориентировки систем очаговых морфоструктур и связанных с ними геофизических аномалий с направлением складчатости и другие данные позволяют считать главным фактором эндогенного рельефообразования Приамурья сопряженный с геосинклинальным процессом и проявленный автономно глубинный и коровый магматизм.

5. Общая характерная черта всех выделяемых в Приамурье сводово-блоковых и тектоно-магматических поднятий центрального типа и их рядов — геологическая асимметричность, обусловленная заложением на стыке разнородных по своему строению геоблоков и связанная с дифференцированным развитием крыльев морфоструктур, опирающихся на диаметрально блокоразделяющие глубинные разломы.

6. Развивая представления М.Г. Золотова [1976], можно заключить, что сводовые и тектономагматические очаговые морфоструктуры выступают как главные структурные элементы областей гранитизации и характеризуются общей радиально-концентрической зональностью: гранитное ядро — вулканические зоны — межгорные впадины. Предполагается, что становление и развитие этих морфоструктур опосредовало процессы континентального корообразования и способствовало консолидации ранее дифференцированно развивавшихся коровых пластин.

Таблица 5

Принципиальная схема таксономического ряда
 тектоно-магматических морфоструктур северо-западной части
 Тихоокеанского подвижного пояса

Порядок	Размеры: максимальная протяженность (диаметр)*	Тип и класс тектоно-магматических образований		Примеры
		Морфоструктуры центрального типа (МЦТ)	Линейные системы (ряды по терминологии С.М. Тащи, 1981) МЦТ	
1	2	3	4	5
1	15000	Тихоокеанская планетарная кольцевая структура		
2	8000 км			Субпланетарные окраинно-материковые тектоно-магматические пояса
3	2500 км	Мегаструктуры континентальных окраин Востока Азии		Алданская, Амурская и др. [Соловьев, 1973; Кулаков, 1980]
4	2500 км			Региональные тектоно-магматические пояса
5	600–200 км	Сводово-блоковые поднятия		Баджало-Буреинское, Пильдо-Лимурийское и др. (Приамурье)
6	Первые сотни километров			Вулканические, вулканоплутонические зоны
7	200–60 км	Тектоно-магматические поднятия, вулканоструктуры оседания		Усть-Амурское, Джалинское и др. Эвурская, Ульбанская и др. (Приамурье)
8	Десятки километров			Линейные группы (ряды) вулканотектонических, вулканоплутонических, плутонических очаговых структур
9	60–10 км	Вулкано-тектонические, вулканические, вулканоплутонические, плутонические очаговые структуры		Маркрамская, Хилкинская и другие очаговые морфоструктуры Нижнего Приамурья
10	Первые десятки километров			Цепочки мелких очаговых структур в пределах магмоконтролирующих зон разломов
11	Меньше 10 км	Мелкие вулканические, вулканоплутонические, плутонические очаговые структуры		
12	Первые километры			Цепочки вулканических аппаратов в зоне магмоконтролирующей

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5
13	Первые километры – сотни метров	Отдельные мелкие вулканические аппараты, экструзии, жерла, лавовые купола	щих разломов при трещинных излияниях	
14	От первых километров до первых сотен метров		Дайки, зоны разломов, трещиноватости	

* Размеры структур субрегионального и локального рангов даны здесь только для Приамурья.

Совпадение временных интервалов морфотектогенеза и рудогенеза на территории Приамурья, наличие общего механизма реализации процессов магматизма, эндогенного рельефообразования и рудогенеза в рамках единой системы – очаговой морфоструктуры – предопределило выбор в качестве главных объектов исследования выраженных в рельефе разнопорядковых очаговых структур и разрывных нарушений – главных рудо-магматических систем гидротермального процесса [Томсон, Фаворская, 1968; Анализ..., 1979; Соловьев, 1979]. Именно этим определяется главная направленность и характер решаемых задач при выявлении морфоструктурных закономерностей размещения эндогенного оруденения.

На схеме главнейших структурно-металлогенических зон северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса [Радкевич, 1977] северо-западная часть рассматриваемого региона относится к Приамурскому блоку, а южная и юго-восточная – к Восточно-Азиатской металлогенической области, что отражает общее положение этой территории на пересечении Монголо-Охотских и Тихоокеанских структур. В качестве профилирующих элементов для Приамурского блока выделяется медь, свинец, цинк, олово, вольфрам, молибден, в Восточно-Азиатской области наиболее типичны проявления оловянной, вольфрамовой, флюоритовой, полиметаллической минерализации.

С.Ф. Усенко и М.В. Чеботаревым [1973] в пределах Приамурья выделяется четыре субмеридиональных рудоносных пояса: Хингано-Охотский, Уссуро-Охотский, Сихотэ-Алинский, Прибрежный. Морфоструктурный принцип подобного металлогенического районирования вполне очевиден: Хингано-Охотский и Сихотэ-Алинский рудоносные пояса соответствуют одноименным тектоно-магматическим системам, Уссуро-Охотский пояс отвечает одноименной зоне межгорных впадин. Вместе с тем на схеме металлогенического районирования находит отражение асимметрия сводово-блоковых морфоструктур, составляющих линейные тектоно-магматические системы, так как дифференцированно развивающиеся крылья сводов относятся к двум различным металлогеническим областям. В частности, Хингано-Охотскому ряду положительных морфоструктур центрального типа отвечает одноименный рудоносный пояс и металлогенические области Буреинского массива, относимые к северо-восточному фрагменту Монголо-Охотской складчатой зоны. Дисимметричность Пильдо-Лимурийского свода и ряда тектоно-магматических морфоструктур Сихотэ-Алиня подчеркивается различной металлогенической специализацией западных и восточных крыльев, относящихся соответственно к Сихотэ-Алинскому и Прибрежному рудоносным поясам.

Границами как крупных, так и более мелких подразделений металлогенического районирования служат преимущественно меридиональные системы разломов. Отмечается совпадение границ рудоносных поясов и областей на схеме С.Ф. Усенко и М.Ф. Чеботарева [1973] с зонами Хингано-Сетте-Дабанского, Нижнеамурского и Срединного

глубинных разломов, которые определяют контуры Приохотской, Хингано-Баджальской областей (Хингано-Охотский пояс) Омельдинской подзоны, Лимури-Херпучинской, Холанской, Устьямурской зон (Сихотэ-Алинский, Прибрежный пояса).

Особое рудоконтролирующее значение имеют также поперечные по отношению к простиранию сихотэ-алинских структур субширотные монголо-охотские системы разломов, определяющие более дробное металлогеническое районирование. Важная роль разнопорядковых разрывных нарушений в контроле эндогенного оруденения Приамурья неоднократно отмечалось в работах М.И. Ициксона [1979]; Е.А. Радкевич, С.Ф. Усенко, М.В. Чеботарева [1965]; Г.П. Воляровича [1963] и других исследователей. В то же время значение дуговых и радиальных разломов субрегиональных очаговых структур Приамурья во многом еще не исследовано [Онихимовский, 1977].

Радиально-концентрическая зональность размещения эндогенного оруденения Баджало-Буреинской сводово-блоковой морфоструктуры проявлена в замене редкометальной (Mo, W, Be, Tl, Nb) и оловорудной специализации центральных ее частей, характеризующихся развитием преимущественно докембрийских и палеозойских интрузий, золотой и олово-полиметаллической специализацией обрамляющих ее вулканоплутонических зон. При этом дисимметричность развития свода проявляется не только в том, что западное крыло представлено преимущественно рядом плутонических палеозойских морфоструктур с профилирующими редкометальной и оловорудной минерализацией, а восточнее — системой ранне- и позднемиловых вулканоплутонических и плутонических купольных поднятий с проявлениями оловянного и оловяно-полиметаллического оруденения, но и в различной металлогенической специализации вулканических зон его западного и восточного обрамления (см. рис. 13). Бысса-Усть-Буреинская и Селемджинская зоны характеризуются развитием преимущественно золотой и ртутной минерализации, ассоциирующейся с андезитовой и андезит-базальтовой формациями [Сухов, 1975]. В то время как в пределах Курско-Комсомольской, Бирско-Белоянской зонах, по данным В.И. Сухова [1975], доминируют оловянная и редкометальная минерализации и широко представлены образования липаритовой, андезито-дацитовый и трахилипаритовой, трахиандезитовой вулкано-генных формаций.

Наиболее общие особенности развития металлогении Баджало-Буреинского свода связаны с постепенным разрастанием гранитно-метаморфического ядра. В частности, по данным Г.Е. Усанова [1975], по сравнению с докембрием в центральной части свода в пределах Буреинского массива почти в пять раз возрастает количество проявлений олова, связанных с палеозойским гранитоидным магматизмом, и вдвое сокращается количество проявлений допалеозойской золотой и полиметаллической минерализаций, что отражает значительный рост мощности континентальной коры в палеозое. В этом плане присутствие в пределах восточного крыла Баджало-Буреинского свода минерализации не только сиалического профиля (сульфидов Pb, Zn, Cu, Hg) может рассматриваться как следствие сокращения мощности гранитно-метаморфического слоя на границе с Уссури-Охотской системой впадин и как признак его недостаточной зрелости.

На фоне общей редкометально-оловянной специализации Баджало-Буреинской морфоструктуры отчетливо проявлен различный характер геохимических и минералогических типов рудных и магматических формаций в пределах отдельных ее секторальных блоков. В частности, для Иппата-Мерекского рудного района типичны рудопроявления олова касситеритово-кварцевой формации, Комсомольского — касситеритово-силикатной, Баджальского — скарновой, касситерито-силикатной, касситерито-сульфидной формаций и т.д. [Усенко, 1969].

Радиально-концентрическая зональность в распределении эндогенного оруденения Ям-Алинской сводово-блоковой морфоструктуры подчеркивается специфической металлогенической специализацией Селитканской (Au, Hg, Mo, Sn) и Эзопской (Sn, Mo) вулканоплутонических зон центральной части [Сухов, 1975] при доминировании здесь в целом оловянно-редкометального оруденения, в то время как периферийные

участки этого свода отличаются развитием преимущественно золотой и ртутной и полиметаллической минерализации. Так же как и Баджало-Буреинский свод Ям-Алинская морфоструктура центрального типа характеризуется неравномерным характером распределения оруденения в ее пределах и различной металлогенической специализацией, входящих в нее более низкорядковых морфоструктурных элементов, в частности секторальных блоков.

Профилирующим элементом Ям-Алинской сводовой морфоструктуры в отличие от Баджало-Буреинской оловоносной является золото, что связано с широким развитием в ее пределах гранитоидов повышенной основности [Усенко, 1969], меньшими мощностями гранитно-метаморфического слоя [Лишневский, 1968а], влиянием процессов деструкции континентальной коры в пределах Удской и Уссури-Охотской системы впадин. Область сочленения этих двух сводово-блоковых морфоструктур контролирует узлы золотого, оловянного и редкометального оруденений верховьев рек Керби и Селемджи. Высокая интенсивность проявлений эндогенного оруденения этого района обусловлена повышенной проницаемостью коры и связана с системой дуговых разломов сводовых структур и трансрегиональным сквозным глубинным Тукурингра-Джагдинским разломом. В целом распределение значений интенсивности и экстенсивности эндогенного оруденения в пределах сводово-блоковых поднятий Хингано-Охотской тектоно-магматической системы носит неравномерный линейно-узловой характер, подчиняясь, радиально-концентрической симметрии. Наиболее продуктивные площади локализуются в узлах пересечения сквозных трансрегиональных разломов и дуговых разломов внешних концентров сводово-блоковых морфоструктур, особенно на участках интерференционного наложения их друг на друга (Кербинский район — Au, Hg, Mo, Sn, Кербинский рудный узел — Au) (зоны встречных дуг по М.Г. Золотову, 1976).

Рудоконтролирующими сквозными системами разломов для ряда Хингано-Охотских кольцевых морфоструктур служат: Тукурингра-Тумнинская (Тукурингра-Джагдинская), Мамыно-Вандская (Зейско-Урмийско-Батчинская), Бирско-Бикинская (Бурея-Бирско-Бикинская) зоны северо-западного субширотного простирания; Асси́ни-Тугурская, Амгунская, Сутырско-Бичинская (Куканская) зоны северо-восточного простирания [Караулов, Ставцев, 1975]; Тахтинский, Восточно-Буреинский [Усенко, Чеботарев, 1973], Хингано-Сетте-Дабанский субмеридиональные разломы. Таким образом, если становление и развитие сводово-блоковых морфоструктур Приамурья предопределяет общий профиль металлогенической специализации, то секущие трансрегиональные и радиально-концентрические разломы выступают как факторы пространственного размещения оруденения. В виде главных факторов локального контроля эндогенного оруденения выступают плутонические, вулканоплутонические и вулканотектонические очаговые морфоструктуры и их ряды, которые в зависимости от морфогенетического типа, состава магматических формаций и возраста образования вмещают оруденение определенных рудных формаций [Фремд, 1973; Новые принципы..., 1977].

Основные особенности металлогении Нижнего Приамурья предопределены развитием Пильдо-Лимурийской и Тумнинской сводово-блоковых морфоструктур, Мевачанским и Усть-Амурским тектоно-магматическими поднятиями, Ульбанской, Эвурской вулканотектоническими морфоструктурами проседания [Гаврилов, 1979, 1981].

На схеме соотношений оловорудных и золоторудных площадей Приамурья с остаточными аномалиями силы тяжести [Лишневский, 1968а] границы Пильдо-Лимурийского свода отчетливо фиксируются системой положительных аномалий, приуроченных к межгорным впадинам. К центральным частям свода тяготеет поля отрицательных аномалий. Обращает на себя внимание расположение во внешней кольцевой зоне свода районов преимущественно с золоторудной минерализацией, в то время как центральные участки характеризуются, помимо золоторудных проявлений, распространением редкометальной минерализации, прежде всего вольфрама и молибдена. Оловянная минерализация в пределах свода почти не представлена. Оловорудные районы При-

амурья протягиваются в виде широкой полосы с севера на юго-восток, дугообразно оконтуривая Пильдо-Лимурийскую морфоструктуру с запада, юго-запада [на схемах М.Г. Золотова, 1965; Ю.И. Бакулина, Г.Е. Усанова, 1976; В.В. Онихимовского, 1977].

Радиально-концентрическая и металлогеническая зональность в пределах этого свода проявляется прежде всего в том, что центральные его участки характеризуются относительно невысокой плотностью проявлений эндогенного оруденения, среди которых доминируют точки с редкометальной и золотой минерализацией, в то время как для периферийных частей типична относительно высокая концентрация рудопроявлений золота, отчасти полиметаллов.

Специфична морфоструктурная позиция проявлений ртути. Пространственно-генетическая связь рудопроявлений этого элемента с глубинными зонами разломов обусловила сквозной характер его размещения как на периферии свода в Эвурской инверсионной вулканоструктуре, так и в центре Пильдо-Лимурийского поднятия в зонах Амгуньского и Нижнеамурского глубинных разломов.

Металлогеническая специализация отдельных секторальных блоков Пильдо-Лимурийской морфоструктуры выражена специфическим набором ведущих рудных формаций в пределах Учаминской, Херпучинской, Ульбанской, Эвурской рудоносных площадей, каждую из которых можно рассматривать как крупный рудный район, контролируемый единой очаговой морфоструктурой. Рудоконтролирующей очаговой морфоструктурой Херпучинского района служит Соменское интрузивно-купольное поднятие, для Учаминского — Пильдо-Бичинское, для Ульбанского рудного района — Ульбанская вулканоструктура проседания, для Эвурского — Эвурская.

Ульбанский рудный район располагается в границах одноименной вулканогенной зоны, пространственное положение которой предопределено крупной вулканоструктурой проседания [Гаврилов, 1980]. Наиболее широко в Ульбанской зоне проявлена золото-серебряная минерализация малоглубинной формации, имеются проявления серебряно-оловянной формации (Кутаиса). В отличие от Ульбанской морфоструктуры в Эвурской инверсионной вулканоструктуре более широко проявлена сурьмяно-ртутная и серебряная минерализации. Оруденение приурочено к зонам мелкого прожилкового окварцевания, вторичного окварцевания и пропилитизации среди вулканитов. В Нижнеамурской зоне восточного крыла Пильдо-Лимурийского свода широко проявлено оруденение золото-серебряной малоглубинной формации при почти полном отсутствии ртутно-сурьмяной минерализации. Таким образом, наряду с общей радиально-концентрической зональностью, металлогенической специализацией секторальных блоков и слагающих свод отдельных тектоно-магматических морфоструктур, проявлена специфика металлогении (асимметричность) западного и восточного крыльев Пильдо-Лимурийского свода.

Иными пространственными закономерностями распределения эндогенного оруденения характеризуются депрессионно-глыбовые кольцевые морфоструктуры. Рассмотрим их на примере Орельской кольцевой постройки, выявленной впервые Г.И. Золотовым [1976] в качестве структуры опускания, возникшей на месте гранитного купола. Главные черты этой морфоструктуры — золоторудная специализация и приуроченность эндогенной минерализации к ее периферийным частям. Выходы интрузивов гранитоидов нижнеамурской, мяочанской серий преимущественно в бортовых частях этой морфоструктуры предопределяет концентрическое положение рудопроявлений. Сравнительно низкая плотность точек эндогенной минерализации в центральных ее частях наряду со структурно-металлогеническими особенностями отчасти связано с чисто техническими сложностями поиска полезных ископаемых в заболоченной местности. Турчикская, Херпучинская, Октябрьская, Тахтинская, Дильменская, Благодатненская, Белогорская, Тяпкинская, Бекчинская рудоносные площади образуют естественное кольцевое обрамление системы Орельской, Члянской и Амуру-Амгуньских впадин, занимающих центральную часть Орельской морфоструктуры. Асимметричность строения и развития западного и восточного блоков этой морфоструктуры, разделенной Улским глубинным разломом, подчеркивается их металлогенической специализацией. В запад-

ном сегменте проявлена исключительно золоторудная минерализация, причем преимущественно среднеглубинной (золото-кварцевой) формации при явно подчиненном значении рудопроявлений малоглубинной (золото-серебряной) формации позднемелового возраста. В пределах восточного сегмента эти отношения — обратные и, помимо оруденения позднемелового возраста, здесь развита палеогеновая минерализация. Кроме того, в пределах Октябрьской, Тахтинской и Благодатненской площадей проявлена полиметаллическая минерализация, а в пределах северной части Усть-Амурского блока Нижнеамурской вулканической зоны — алунитовая.

Данные о концентрической зональности размещения эндогенного позднемелового и палеогенового оруденения в пределах эоценовой Орельской морфоструктуры [Гаврилов, 1980] служат весомым доказательством не наложенного, а унаследованно-наложенного характера ее развития [Юг Дальнего Востока, 1972]. Доказательством длительности существования концентрических систем разломов Орельской постройки служит их роль в пространственном размещении сенонских и палеогеновых гранитоидов [Соловьев, 1978].

Отличительная особенность Джапинского и Мевачанского поднятий, сопряженных с Орельской морфоструктурой, — узкая золотоносная специализация.

Сопутствующая оруденению золото-серебряной (малоглубинный класс), золото-кварцевой (среднеглубинный класс) формации сульфидная минерализация (золото-сульфидо-кварцевая субформация) не имеет самостоятельного значения. Известные в пределах Джапинского и западного крыла Мевачанского тектоно-магматических поднятий проявления позднемеловой золото-серебряной минерализации ассоциируются с реликтовыми корневыми образованиями вулканических покровов, субвулканическими телами андезитового и андезито-дацитового, редко — липаритового составов, сохранившимися в пределах отдельных гребнеобразных структур (Малахтинский, Беличий).

Концентрическая зональность в размещении эндогенного оруденения в пределах Мевачанского поднятия проявлена в том, что центральные участки его характеризуются относительно невысокой экстенсивностью и особенно интенсивностью проявлений минерализации, в то время как основная масса известных рудоносных площадей сконцентрирована во внешнем концентре. Дисимметричное строение этой морфоструктуры определяет резко различные металлогенические характеристики западного и восточного блоков, разделенных Ул-Лонгарийским разломом. Во-первых, в пределах восточного блока намного выше показатели экстенсивности и интенсивности оруденения, во-вторых, помимо оруденения позднемелового возраста, здесь широко проявлена минерализация дат-палеоценового времени формирования (Бекчи-Ульский рудный узел) [Бондаренко, Ковальчук, 1976].

Отмечая общие морфоструктурные закономерности расположения рудоносных площадей в пределах Усть-Амурского поднятия, необходимо подчеркнуть, что наиболее продуктивные рудные узлы ложатся в область сочленения его с Орельской депрессионно-глыбовой морфоструктурой. Локальный контроль всех проявлений минерализации обусловлен узлами пересечений ортогональных и северо-восточных разломов и очаговыми структурами разного размера и морфогенетического типа.

В отличие от рассмотренных Баджало-Буреинского, Ям-Алинского, Пильдо-Лимурийского сводов в пределах Усть-Амурского и Мевачанского тектоно-магматических поднятий практически не выражены различия в металлогенической специфике (на уровне рудных формаций) центральных и периферийных частей. По мнению автора, это связано с относительно "незрелым" характером континентальной коры района, а также процессами ее деструкции в эоцене и миоцене [Гаврилов, 1982].

Южнее, в пределах Тумнинского свода и отчасти в Удыльско-Кизинской депрессии, вновь появляются признаки более контрастного сочленения салического и фемического профилей минерализации. Обращает на себя внимание концентрический характер размещения в пределах периферийных частей Удыльско-Кизинской морфоструктуры центрального типа Учаминской, Сомонской, Волюнской, Ауринской золотоносных

площадей. Асимметричный характер ее строения подчеркивается различной металлогенической специализацией Лимури-Удильского рудного района и Ауринской и Сомоновской рудных площадей, для которых типичны проявления малоглубинной золото-серебряной формации.

Так же как и для сводово-блоковых морфоструктур, асимметричность Орельской и Удильско-Кизинской депрессионно-глыбовых морфоструктур отражает буферный характер их развития на стыке двух геоструктур (Амгуньского и Горинского синклиниориев и структур северной части Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса), который проявляется в том, что эти кольцевые сооружения несут в себе черты и особенности развития того и другого геоблока. Из общей дисимметричности положительных и отрицательных морфоструктур центрального типа Приамурья вытекает представление о буферной природе этих образований в целом.

В металлогеническом аспекте это означает, что однотипный набор рудных формаций может быть выдержан для какого-либо сегмента крупных очаговых структур по одну сторону от диаметрального блокоразделяющего разлома.

Рассматриваемые особенности дисимметричного строения и развития сводов и тектоно-магматических поднятий типичны не только для Приамурья. Черты структурной дисимметрии и специфики металлогенической специализации восточного и западного полукольцевых блоков, опирающихся на Центрально-Камчатский глубинный разлом, отмечаются для выделяемого В.В. Оточкиным [1982] Центрально-Камчатского свода.

Данные о дисимметрии сводово-блоковых структур, заложении их на стыке разнородных блоков с разными типами коры и специфической металлогении двух полукольцевых блоков приводятся В.Д. Барановым и М.И. Диденко [1982] для Алтая. Многочисленные полукольцевые структуры выделяются в пределах современного материкового побережья Дальнего Востока А.П. Кулаковым [1981].

Исследованиями А.А. Ищенко и Б.В. Ежова [1981] показано, что дисимметричность строения характерна для подавляющего большинства очаговых вулканических и вулканотектонических структур разных вулканических областей мира и т.д.

Приведенные материалы и анализ литературных данных позволяют сделать вывод, что дифференцированность, асимметричность развития очаговых морфоструктур и соответственно разная металлогеническая характеристика сегментарных блоков, разделенных диаметральным сквозным разломом, типичны и для более высокопорядковых образований центрального типа, т.е. носит достаточно общий характер [Свешникова, 1973; Соловьев, 1978].

Вместе с тем подобной неоднородности строения рудоконтролирующих очаговых морфоструктур проступают обычно на фоне общей металлогенической специализации этих образований. Это связано с тем, что на начальных этапах становления и развития разнопорядковых очаговых морфоструктур при незначительном их денудационном срезе зависимость состава и строения апикальных частей интрузивных массивов от состава вулканосадочных образований верхних частей коры наиболее значительна. Поэтому на этом этапе различия в геологическом строении и металлогенической специализации слагающих приповерхностные части очаговых морфоструктур секторальных и сегментарных блоков могут быть максимальны. На более поздних стадиях развития очаговых морфоструктур имеющиеся неоднородности осадочного чехла и апикальных частей магматических тел постепенно уничтожаются как за счет денудации (сверху), так и процессов магматической ассимиляции (снизу). При этом более отчетливо проявляется общая геохимическая направленность магматизма и явлений рудообразования, обусловленная общей эволюцией глубинного магматического очага. Профилирующий рудный элемент или их ассоциации, а также ведущий набор рудных формаций, несмотря на отдельные вариации и радиально-концентрическую зональность, носят в пределах очаговой морфоструктуры довольно выдержанный характер. В данной работе приводились примеры преимущественно золотоносной или оловоносной специализации сводов, отмечался специфичный характер рудных формаций в пределах тех или

Таблица 6

Принципиальная схема соотношений категорий металлогенического
и морфоструктурного районирования

Порядок	Ранговая принадлежность	Металлогенические площади		Типы морфоструктур (геологических структур с конформным рельефом)		Примеры*
		Линейные	Нелинейные	Кольцевые	Линейные	
1	2	3	4	5	6	7
1	Планетарный		Мегапровинция	Тихоокеанская мегаструктура		
2		Пояс			Окраинно-материковые тектоно-магматические пояса	Восточно-Азиатский пояс
3	Субпланетарный		Провинция	Мегаструктуры континентальных окраин		Амурская, Алданская
4		Пояс			Субпланетарные тектоно-магматические пояса	Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский
5	Региональный		Область	Сводово-блоковые поднятия		Баджало-Буреинское
6		Зона			Вулкано-плутонические зоны	Нижнеамурская
7	Субгоризонтальный		Рудный район	Тектоно-магматические поднятия — вулканоструктуры проседания		Мынское, Усть-Амурское, Ульбанское
8		Рудоносная зона			Ряды вулканотектонических, вулканических, вулканоплутонических очаговых структур	Искинский (Нижнее Приамурье)
9	Локальный		Рудный узел	Вулкано-тектонические, вулканические, вулканоплутонические очаговые структуры		Бекчи-Ульский, Амуро-Ачинский
10		Рудная зона			Цепочки очаговых структур в пределах крупных разломов	Ульская, Дыльменская
11	Сублокальный		Рудное поле	Мелкие вулканические, вулканоплутонические очаговые структуры		Белогорское, Бухтянское и др.

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
12		Зона ору- дунения				Цепочки вулка- нических аппара- тов, зоны дроб- ления, кливажа, повышенной трещиноватости
13	Супер- локаль- ный		Штокверк, шток, гнездо	Лавовые купола, некки, жерла		
14		Жилы, пласты				Зоны разломов и трещинова- тости, системы дизъюнктивов

* Примеры субрегиональных и локальных морфоструктур взяты из материалов детальных работ в Нижнем Приамурье.

иных тектоно-магматических поднятий, указывалось на наличие профилирующего типа оруденения для более мелких очаговых морфоструктур.

В целом существующие типы зональности размещения эндогенного оруденения в пределах сводово-блоковых и тектоно-магматических поднятий связаны с первичной эндогенной зональностью, усложненной явлениями денудационного среза, максимального в наиболее приподнятых центральных частях положительных очаговых морфо-структур.

Характерная для этих морфоструктур общая радиально-концентрическая металлогеническая зональность проявляется в развитии в их центральных частях преимущественно высокотемпературной минерализации глубинной формации, сменяющейся на периферии рудными образованиями средне- и малоглубинной [Фаворская и др., 1969].

Проведенные исследования показали, что при установлении морфоструктурных закономерностей размещения эндогенного оруденения в плане необходимо учитывать следующие основные факторы: наличие не только прямолинейных, но и радиально-концентрических рудоконтролирующих структур, ведущую тенденцию развития той или иной очаговой МЦТ, их возраст, дисимметричное строение и развитие в связи с наличием сквозных магмоконтролирующих разломов, первичную эндогенную зональность оруденения, общую геохимическую специализацию конформного комплекса и типов минерализации, общий денудационный срез и примерные масштабы его изменчивости от центра к периферии.

Своеобразие морфоструктурного строения и металлогении северо-восточной части Приамурья определяется прежде всего относительной незавершенностью формирования гранитно-метаморфического слоя в пределах Пильдо-Лимурийского свода, Мевачанского и Усть-Амурского тектоно-магматических поднятий и деструкцией (базификацией) континентальной коры [Лишнецкий, 1968б] в пределах межгорных впадин, расположенных в центре Орельской и Удильско-Кизинской депрессионно-глыбовых морфоструктур. Зоны сочленения депрессионно-глыбовых и сводовых морфоструктур характеризуются, как правило, относительно повышенными значениями показателей интенсивности и экстенсивности оруденения. Например, высокой степенью концентрации оруденения характеризуется участок смыкания Удильско-Кизинской морфоструктуры с юго-восточной окраиной Пильдо-Лимурийского свода, где выделяется Лимури-Удильский (Учаминский) золотоносный рудный район с проявлением широкого комплекса элементов (Mo, W, Zu, Sb).

В целом установление в Приамурье явлений радиально-концентрической металло-генической зональности и рудоконтролирующей роли разнопорядковых очаговых структур, совпадений различных по размеру рудоносных площадей и очаговых морфо-структур (их рядов) послужило основой для составления результирующей схемы иерархических соотношений категорий металлогенического и морфоструктурного районирования (табл. 6). Конформный характер соотношения и развития тектоно-магматических, рудных систем и очаговых морфоструктур позволяет широко использовать морфоструктурный анализ для целей металлогенического районирования и прогнозирования.

* * *

1. Эффективность применения морфоструктурного анализа для целей металлогении в пределах эпигеосинклинальных горных сооружений зависит от степени коррелируемости процессов конструктивного тектоморфо-генеза, орогенного магматизма и рудо-образования.

2. Возможность реализации этих трех процессов преимущественно в пределах одной рудно-магматической системы — очаговой структуры ставит вопрос о сосредоточении морфоструктурных исследований для целей металлогении главным образом в рамках проблемы изучения морфоструктур центрального типа и их рядов.

3. В качестве типовых положительных региональных морфоструктур Приамурья выделяются сводово-блоковые поднятия центрального типа с общей радиально-концентрической металлогенической зональностью. Общий петрохимический и металлогенический профиль центральной части сводово-блоковых морфоструктур центрального типа сиалический; окраины сводов и отрицательных морфоструктур, а также зоны трансрегиональных глубинных разломов характеризуются развитием смешанного сиало-фемического типа минерализации.

Линейные и изометричные (кольцевые) системы отрицательных морфоструктур отличаются преимущественно фемическим профилем минерализации.

4. Общие пространственные закономерности размещения минерализации в пределах разнопорядковых морфоструктур центрального типа Приамурья также подчиняются радиально-концентрической симметрии.

5. Наиболее продуктивные узлы эндогенного оруденения Приамурья приурочены к участкам сочленения дуговых разломов сводово-блоковых и депрессионно-глубоких морфоструктур, а также к зонам пересечения сводово-блоковых морфоструктур трансрегиональными системами глубинных разломов.

6. На общем фоне металлогенической специализации морфоструктур центрального типа ранга сводов отчетливо проявлены различия значений показателей интенсивности, экстенсивности оруденения и геохимической специализации полукольцевых блоков, опирающихся на диаметральные сквозные глубинные разломы.

7. Выдвигается положение о бинарной и "буферной" металлогенической специализации сводово-блоковых поднятий как следствии диссимметричного развития крупных очаговых морфоструктур центрального типа на стыке разнородных по своему строению геоблоков. Предполагается, что металлогеническая диссимметрия (металлогеническая специфика полукольцевых блоков) очаговых морфоструктур носит общий характер, распространяясь на все классы этих образований.

8. Полученные данные о металлогенической специализации морфоструктур, об определенной иерархической сопоставимости металлогенических и морфоструктурных категорий, о морфоструктурных закономерностях размещения эндогенной минерализации Приамурья свидетельствуют о перспективах использования разномасштабных морфоструктурных построений (особенно с привлечением материалов дистанционного зондирования) для целей металлогении. При этом возникает необходимость специализации и дифференциации морфоструктурных исследований с учетом специфики задач общей, региональной и специальной металлогении и конкретного класса задач.

В последнее десятилетие в Верхнем Приамурье проведены в связи со строительством БАМа крупные геологические работы различного содержания (съёмочные, поисковые, инженерно-геологические, гидрогеологические и т.д.), которые принесли немало новых данных о геолого-тектоническом строении региона и закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых. Проводятся здесь и комплексные морфоструктурные исследования, основанные на широком использовании материалов космических съёмок. Выявленные при дешифрировании морфоструктуры нанесены на топооснову и скорректированы с геологическими и геоморфологическими данными. Составлена космоморфоструктурная схема (КМС) региона масштаба 1 : 2500000 и картосхемы более крупного масштаба для некоторых типовых морфоструктур. Космические снимки, использованные для составления КМС, различны по своим техническим характеристикам, неравномерно распределены по площади и осуществить многоступенчатое их дешифрирование, дающее наиболее надёжные результаты, для некоторых районов невозможно. Поэтому авторы рассматривают КМС как начальный этап дальнейших исследований, направленных на создание серии космоморфоструктурных карт различного масштаба для всего Верхнего Приамурья и отдельных его участков, и в том числе карт прогнозно-поискового содержания.

На космических снимках отдешифрированы многочисленные разломы, образующие систему, которая определяет многие черты современного морфоструктурного плана региона. Подавляющее большинство разломов является трансрегиональными. Особенно хорошо они прослеживаются в гористых западных и северных районах Амурской области, а в южной ее части, где развит мощный покров рыхлых верхнемезозойских—кайнозойских образований, они видны значительно хуже. Наиболее четко выделяются разломы северо-западного простирания, которые в юго-восточном направлении постепенно изменяют свою ориентацию и в бассейне среднего и верхнего течения рек Зеи и Селемджи становятся субширотными. Прослеживая эти разломы далее на восток, на территории Хабаровского края, можно убедиться в том, что они приобретают здесь северо-восточное простирание. Они продолжают также и в северо-западном направлении, в бассейне рек Лены, Чары, Олекмы, где постепенно становятся субмеридиональными (рис. 14, см. вкл.).

Вырисовывается, таким образом, крупная система субпараллельных трансрегиональных дуговых разломов большого радиуса кривизны, протягивающихся на тысячи километров. Фрагменты этих разломов выявлены при геологической съёмке территории, нанесены на карты и рассматриваются в трудах многих исследователей [Нагибина, 1963; Геология СССР, 1966; Геологическая карта . . . , 1964; Худяков, 1965; Кириллова, Турбин, 1979; Красный, 1980]. Однако представление о существовании единой системы протяженных дугообразных разломов выдвинуто только в работах М.Г. Золотова [1976], В.В. Соловьева [1977], частично — Л.И. Красного [Схема . . . , 1979], А.П. Кулакова [1980].

Мы рассматриваем эти разломы вслед за М.Г. Золотовым и В.В. Соловьевым как часть системы концентрических разломов, ограничивающих южную окраину Алданской мега-МЦТ [Кулаков, 1980; Худяков и др., 1982]. С ними связаны, судя по данным многочисленных исследователей, протяженные зоны динамически и термально преобразованных пород, линейные плутоны, цепочки малых интрузий, поля вулканитов, линейные системы грабенов и горстов, рифтогенные зоны и т.д. Достаточно сложна также кинематика разломов. Они неоднородны по протяженности. Характерные для них сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги, раздвиги, часто достигающие значительных масштабов, распределены дискретно, что подчеркивает сложную, гетерогенную природу дуговых линеаментов.

Дуговые разломы окраины Алданской мега-МЦТ охватывают практически всю северо-западную и северную части территории Амурской области. Самые южные из них установлены в районе слияния рек Зеи и Селемджи и, возможно, несколько южнее.

Граница их распространения служит, очевидно, границей "зоны влияния" южной окраины Алданской мега-МЦТ, и установление ее имеет не только теоретическое, но и практическое значение.

Рассматриваемые разломы определяют многие существенные черты современного морфоструктурного плана территории. Так, по ним заложены протяженные участки многих высокопорядковых рек (например, рек Нюкжа, Тунгир, Олекма, Гилюй, Уркан, Зeya и др.), они определяют размеры и ориентировку некоторых линейных систем хребтов и впадин (хребты Янкан, Тукуруингра, Джагды, субширотных депрессий севера Амурской области и т.д.), а также многих форм рельефа более низкого порядка. Кроме того, они являются рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами и, судя по геологическим данным, во многом определяют металлогению ряда рудных узлов и районов Верхнего Приамурья.

На КМС (см. рис. 14) достаточно хорошо видно, что упомянутые дуговые разломы распространены по площади неравномерно и образуют своеобразные "зоны сгущения". Вдоль таких зон на северо-западе Амурской области заложены, например, реки Гилюй и Нюкжа (в среднем и нижнем течениях), Большой Ольдой, Тунгир и некоторые другие. Эти зоны прослеживаются и далее на восток и юго-восток, где к ним приурочены отдельные участки речных долин или же резкие их изгибы, а также тектоногенные уступы, линейные границы различных типов рельефа, приразломные впадины и горсты и т.д. С ними же бывают связаны линейные интрузивы различного состава, зоны измененных и перемятых пород, крупные сдвиги, надвиги, вертикальные разломно-глыбовые смещения и т.д.

Кроме того, по оси таких зон на пересечении их с крупными разломами северо-восточного и субмеридионального простирания располагаются, как будет показано ниже, высокопорядковые МЦТ, многие из которых известны как районы развития россыпей и рудопроявлений.

Все это позволяет предполагать, что "зоны сгущения" дуговых разломов являются зонами максимальной раздробленности, подвижности и проницаемости земной коры, сохранившими свою высокую тектоно-магматическую активность в течение длительного геологического времени. Они заслуживают поэтому более детального изучения как возможные рудопроявляющие и рудовмещающие структуры. В рассматриваемом районе могут быть также обнаружены, вероятно, и аналогичные зоны более древнего возраста, утратившие свою активность в последние стадии геологической истории.

Систему дуговых линеаментов, обращенных выпуклостью к северу, мы рассматриваем вслед за М.Г. Золотовым [1976] как дуговые (концентрические) разломы северного сегмента Амурской мега-МЦТ. Их роль в становлении современного морфоструктурного плана региона исключительно велика и соизмерима по своему значению с упомянутыми ранее разломами окраины Алданской мега-МЦТ. Так, с ними во многом связано формирование Монголо-Охотской складчатой зоны, особенно восточного ее фланга, высокопорядковых и низкопорядковых речных долин, систем линейных хребтов и впадин, зон смятия, измененных и минерализованных пород и т.д.

Это объясняется, очевидно, в первую очередь тем, что дуговые линеаменты как Алданской, так и Амурской мега-МЦТ представляют собой чрезвычайно древние (существовавшие с архея-раннего палеозоя) разломные зоны, сохранявшие свое пространственное положение в течение длительнейшей геологической истории региона практически неизменным. Они служили своего рода "Каркасом", на базе которого в те или иные отрезки геологического времени происходило формирование различных по возрасту, типу, геологическому "содержанию" и рельефу разнопорядковых морфоструктур [Худяков, 1972, 1977].

Рассматриваемый регион Верхнего Приамурья располагается в целом в области сочленения окраин Алданской и Амурской мега-МЦТ, где происходит, как считает М.Г. Золотов [1976], интерференция разнонаправленных дуговых разломов морфоструктур. Он называет эту область "зоной встречных дуг", подчеркивая сложное строение сформирова-

рованных здесь геологических структур. Это отражено и в строении высокопорядковых морфоструктур региона, пространственно и генетически связанных с зонами дуговых глубинных разломов. Так, например, сводово-глыбовые линейные поднятия хребтов Янкан-Тукурингра—Джагды и сопровождающие их системы приразломных впадин-грабен сформированы под воздействием дуговых разломов как "алданской", так и "амурской" ориентировки, что и обусловило сложный (в плане) рисунок морфоструктур.

Прикладные региональные исследования в Верхнем Приамурье направлены на детальное изучение наиболее представительных МЦТ с целью выявления закономерностей их строения, условий формирования вещественного состава конформных комплексов, металлогенической специализации и выяснения ряда других геолого-геоморфологических явлений и процессов, что позволило бы в конечном счете построить модели МЦТ различных типов, выполнить палеоморфоструктурные реконструкции и на этой основе оценить значение МЦТ как рудоконцентрирующих морфоструктур [Мясников и др., 1984]. Исследования проводились в северо-западной части Амурской области и были сосредоточены на территории трех разнопорядковых МЦТ — Соловьевской (третьего порядка), Хайктинской (четвертого порядка) и Иликанской (пятого порядка), расположенных в Соловьевском и Уруша-Ольдойском рудных районах Верхнего Приамурья (рис. 15). Результаты работ изложены ниже.

Соловьевская МЦТ (диаметром около 80 км) располагается на пересечении трансрегиональных дуговых глубинных разломов Амурской и Алданской мега-МЦТ. Кроме того, южная ее часть пересечена внешними дуговыми разломами Аргунского свода (см. рис. 15). Таким образом, рассматриваемая морфоструктура находится в "зоне взаимодействия" региональных МЦТ и отличается повышенной "раздробленностью" и "проницаемостью" земной коры.

В рельефе Соловьевская МЦТ выделяется как крупный свод с центром в районе гор Рифманская и Лысая. Для него характерна морфологическая асимметрия — максимальные высоты приурочены к северной половине свода, минимальные — к южной. Этот морфологический "перекос" можно, по-видимому, рассматривать как элемент регионального морфоструктурного наклона земной поверхности с севера на юг, от воздымающихся хребтов Янкан-Тукурингра к зоне Верхнеамурского прогиба. По космическим снимкам, топографическим и морфологическим картам уверенно выделяются концентрические и радиальные разломы, а также связанные с ними разломно-блоковые морфоструктуры, низкопорядковые МЦТ, транзитные линейные зоны разломов.

Радиально-концентрическая и линейная зональность в пространственном размещении конформных Соловьевской МЦТ и региональным структурам геологических комплексов и оруденения подтверждается материалами проведенных здесь геологосъемочных работ и полевыми маршрутами авторов. Установлено, что принципиальная схема строения Соловьевской МЦТ аналогична другим МЦТ Верхнего Приамурья. В центре ее расположено гранитоидное "ядро", конформно окруженное разрывными нарушениями, магматическими, складчатыми и рудными зонами.

Концентрические и линейные разломы, которые дешифрируются по космическим снимкам и другим материалам, во многих случаях подтверждены геофизическими и геологическими данными. При этом концентрические разломы, по-видимому, наклонены к центру МЦТ и образуют несколько зон с радиусами около 5, 15, 25 и 40 км.

Магматические образования, занимающие более 60% площади Соловьевской МЦТ, представлены интрузивными и частично вулканогенными комплексами пород различного возраста (от архея до мела) и состава. В целом магматизм имеет гомодромный характер, причем обнаруживается центростремительное омоложение интрузивных комплексов от периферии к центру МЦТ, что, видимо, отражает цикличность ее развития, связанную с этапами магматической активности. Так, наиболее древние — архейские интрузивные образования — располагаются в основном по периферии МЦТ,

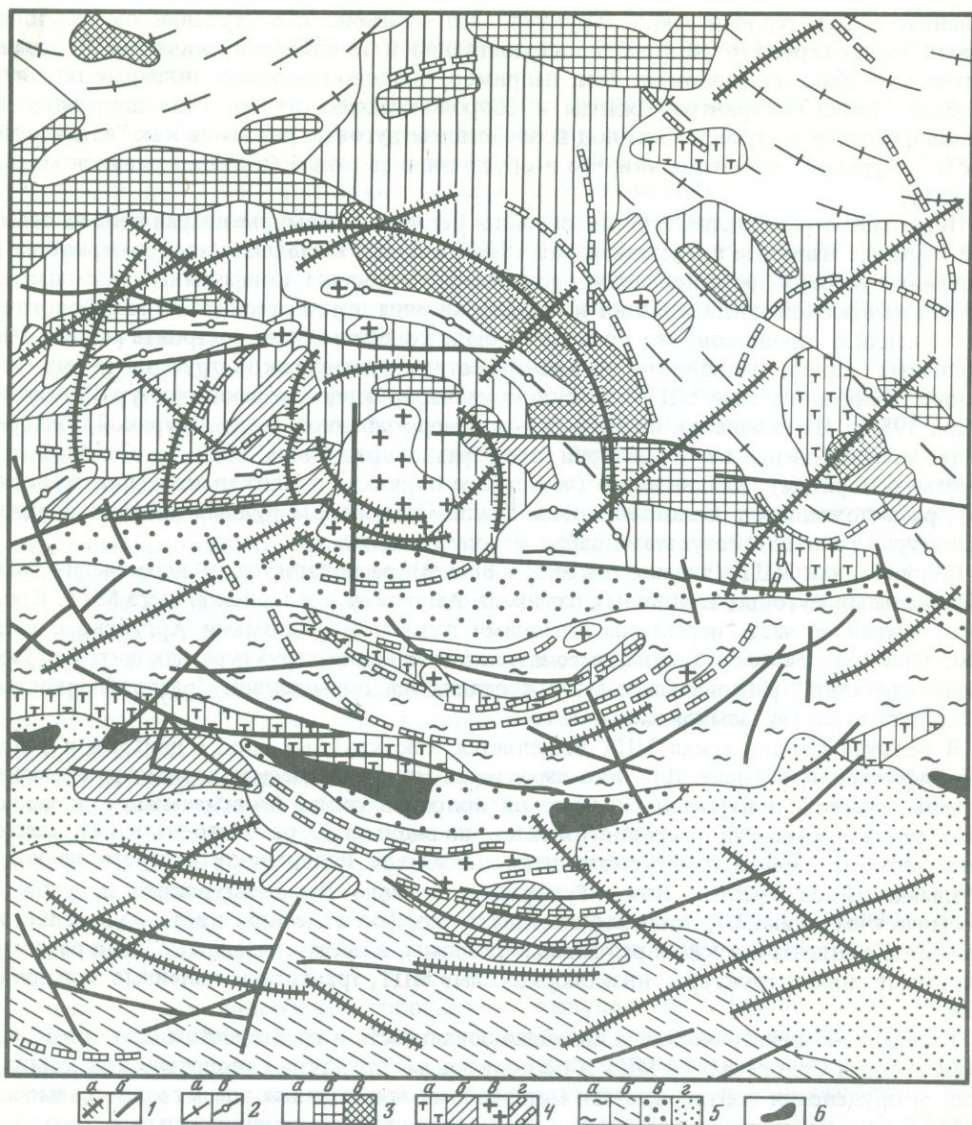


Рис. 15. Схема вещественно-структурных конформных комплексов морфоструктур Соловьевского района (составлена с использованием геологических материалов А.И. Самусина, В.Ф. Лысенко и др.)

1 — разрывные нарушения: выявленные по результатам дешифрирования космоснимков, топокарт и магнитных аномалий ΔT (а), снятые с геологических карт (б), 2 — архейские гнейсовидные граниты (а), гнейсы и кристаллические сланцы (б), 3 — протерозойские гранитоиды ранней (а), средней (б) и поздней (в) интрузивных фаз, 4 — разновозрастные интрузивные комплексы: протерозойско-палеозойские габброиды (а), палеозойские гранитоиды (б), мезозойские граниты (в), поля сгущения даек (z), 5 — разновозрастные осадочные отложения: протерозойские (а), палеозойские (б), мезозойские (в), кайнозойские (z), 6 — мезозойские вулканы

протерозойские и палеозойские — в промежуточной зоне, а мезозойские — преимущественно в центральной части морфоструктуры.

Для Соловьёвской рудной района (который полностью располагается в пределах Соловьёвской МЦТ) многими исследователями отмечалась довольно высокая насыщенность эндогенными рудопроявлениями. Имеющиеся геологические материалы и полученные авторами новые данные свидетельствуют о том, что оруденение

приурочено в основном к следующим морфоструктурным элементам: а) центральной части МЦТ (район Джалиндинского массива); б) зонам и узлам пересечений радиально-концентрических разломов Соловьевской МЦТ и транзитных разломов, преимущественно там, где имеются выходы мезозойских интрузий. Во всех указанных случаях благоприятными для оруденения оказываются зоны, отличающиеся, с одной стороны, повышенной раздробленностью, а с другой — выходами магматических образований (как потенциальных источников гидротерм) и осадочных комплексов (как возможных рудных экранов).

Намечаются следующие особенности генезиса и эволюции рассматриваемой морфоструктуры. Возникновение и развитие ее было обусловлено прежде всего активностью дуговых глубинных разломов Амурской и Алданской мегаморфоструктур, в "узле" пересечения которых она расположена. Кроме того, южную часть морфоструктуры можно рассматривать как "зону взаимодействия" с северной окраиной Аргунского свода.

Поскольку трансрегиональные глубинные разломы Верхнего Приамурья, с которыми генетически связана МЦТ, имеют преимущественно докембрийский возраст [Геология СССР, 1966; Юг Дальнего Востока 1972; Золотов, 1976; Кириллова, Турбин, 1979; Красный, 1980], есть основание предполагать, что Соловьевская МЦТ также была заложена в докембрии. Для разгнейсованных пород архейского фундамента, выходящих на поверхность преимущественно на севере и юго-западе района, характерна, по предварительным данным, овальная (в плане) ориентировка слагающих их текстурных элементов. К периферии овала приурочены интрузивные, а к центральной части — осадочные образования. Это как бы своеобразная "чаша", аналогичная тем древним структурам, которые были выявлены М.З. Глуховским [1976, 1978] на Алданском щите и в Становой области.

В протерозое, который для региона Верхнего Приамурья характеризовался мощным гранитообразованием и орогенезом [Красный, 1980], продолжалось формирование Соловьевской МЦТ. Интрузивный магматизм был приурочен главным образом к северной половине морфоструктуры, тогда как в южной ее части преобладали процессы терригенного и вулканогенного осадконакопления. Такое пространственное распределение основных геологических процессов, контролировавших главные черты строения палео-МЦТ, было обусловлено влиянием региональных структур и прежде всего дуговых глубинных разломов мега-МЦТ и Аргунского свода.

В это время произошло внедрение лейкократовых гранитоидов и гранодиоритов, а также габбро-диоритов и габбро-диабазов по концентрическим и радиальным разломам МЦТ. Возможно, что магматизм развивался здесь по гомодромному типу и цетростремительно в связи с общим повышением мощности теплового потока от периферии к центру морфоструктуры.

Таким образом, в протерозое на месте ранее существовавшей изометричной впадины был, по-видимому, сформирован гранито-гнейсовый купол. Этот процесс можно считать в целом благоприятным для развития гидротермального рудообразования в центральной части палео-МЦТ. Поэтому участки сохранившейся кровли докембрийских метаморфических пород, залегающих на протерозойских интрузивах, могут быть, по всей вероятности, потенциально рудоносными.

В палеозое развитие Соловьевской МЦТ продолжалось, унаследованно, в условиях относительно невысокой тектоно-магматической активности как трансрегиональных разломов, так и радиально-концентрической системы разломов морфоструктуры. Районы концентров оказались вследствие внедрения по ним интрузий относительно более приподнятыми в рельефе и сопровождалась системой концентрических впадин. Однако рельефообразующий эффект интрузивных внедрений был не очень высок. Об этом свидетельствуют небольшие площади распространения палеозойских интрузий и отсутствие коррелятивных им осадочных комплексов на большей части территории МЦТ. Они сохранились лишь по южной ее окраине. В таких условиях

гидротермальное оруденение, если и происходило, то было сосредоточено на отдельных участках, главным образом в южной части срединного центра.

Основные черты современного морфоструктурного плана Соловьевской МЦТ были сформированы в среднем—позднем мезозое, когда завершился длительный процесс конструктивного развития морфоструктуры. В поздней юре в результате разломно-глыбовых движений по дуговым глубинным разломам Аргунской МЦТ возникли узкие широко вытянутые впадины — Стрелкинская и Первомайская, а в раннем мелу произошли интенсивные интрузивные внедрения в центральной части МЦТ, с постепенным сокращением к периферии интенсивности проявления их на дневной поверхности. Отмечаются при этом концентрические зоны "сгущения" и "разрежения" мелких интрузивных тел в пределах морфоструктуры с конформным для них соответственно возвышенным и пониженным рельефом. Такую закономерность размещения магматических комплексов в виде системы своеобразных "концентрических волн" впервые установил М.Г. Золотов [1976] для МЦТ высокого порядка, что свойственно, по нашим данным, и для Соловьевской МЦТ. Опираясь на эту закономерность, можно наметить очертания интрузивно-магматических центров в северной (наиболее приподнятой) и южной (преимущественно опущенной) частях морфоструктуры и провести их корреляцию. При этом, конечно, надо учитывать значительные изменения вещественного состава интрузий в связи с различной глубиной их денудационного среза. Для северных районов будут, очевидно, характерны преимущественно корневые, а для южных — приповерхностные магматические фаши, что имеет определенное поисковое значение.

Общий геодинамический режим МЦТ в позднем мезозое оказался весьма благоприятным для развития гидротермального оруденения в центральной и радиально-концентрических ее зонах, особенно на участках контакта полей сгущения даек и крупных меловых интрузий с юрскими осадочными образованиями. При этом происходило, по-видимому, возрастание температур гидротерм и интенсивности оруденения от периферии к центру в виде "волнообразных всплесков".

В кайнозое Соловьевская МЦТ развивалась относительно спокойно. Каких-либо конформных интрузивных комплексов этого возраста здесь не обнаружено. Продолжалось развитие морфоструктуры без существенных ее перестроек. Однако на фоне общего тектонического воздымания региона [Худяков, 1977] и "препарирования" многих пассивно существующих морфоструктур происходили и вертикальные движения блоков по крупным разломам. Так, например, были сформированы Ольдойская и Урканская разломно-блоковые депрессии субширотного простирания, приуроченные к зонам глубинных разломов. Многие разломы активны вплоть до настоящего времени, о чем свидетельствуют их повышенная сейсмичность [Солоненко, 1976; Николаев и др., 1979], а также хорошая выраженность в рельефе связанных с ними блоковых структур.

Таким образом, Соловьевская МЦТ представляет собой довольно древнее геологическое образование, возникновение и последующая эволюция которого были обусловлены деятельностью трансрегиональных глубинных разломов. Центростремительное развитие интрузивного магматизма во времени и концентрическая зональность интрузивных образований являются, возможно, признаками "телескопированной структуры" МЦТ, но для окончательного вывода нужны, конечно, дополнительные факты. Существенным является то обстоятельство, что в течение длительного геологического времени (с протерозоя до конца мезозоя) в пределах МЦТ неоднократно создавались благоприятные условия для развития гидротермальных рудообразующих процессов в зонах радиально-концентрических и секущих разломов, особенно в тех случаях, когда магмы и флюиды контактировали с осадочно-водоносными бассейнами (впадинами), заложенными по разломам.

Другая морфоструктура центрального типа — Хайктинская имеет несколько меньшие размеры (диаметр ее 30 км) и расположена в центре Уруша-Ольдойского рудного района (рис. 16) [Залищак, Мясников, 1983]. Это типичная вулканоплутоническая

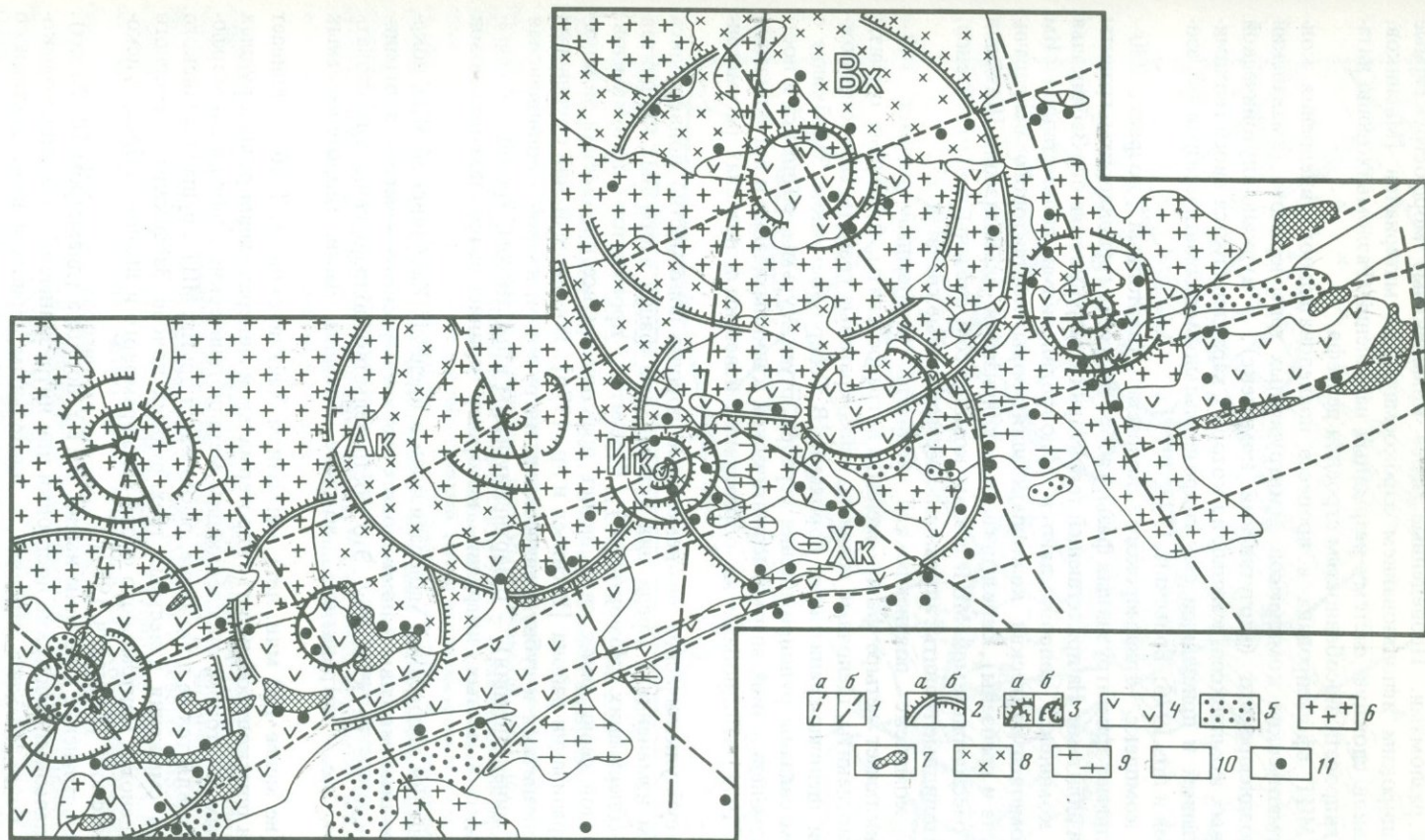


Рис. 16. Морфоструктурная схема Уруша-Ольдойского рудного района (составлена с использованием геологических материалов А.С. Вольского, А.Г. Старк)

1 – фрагменты дуговых глубинных разломов материковых мега-МЦТ: Амурской (а), Алданской (б); морфоструктуры центрального типа: 2 – четвертого порядка, 3 – пятого порядка, соответственно купольные (а), кольцевые (б); конформные комплексы горных пород (4–10): 4, 5 – ранне меловой эффузивный (4 – лавы, 5 – вулканогенно-осадочные породы), 6 – раннемеловой интрузивный, 7 – поздне меловой интрузивный, 8 – юрский и позднеюрский интрузивный, 9 – средне-позднепалеозойский интрузивный, 10 – докембрийский геосинклинально-складчатый интрузивный; 11 – эндогенные рудопроявления; МЦТ четвертого-пятого порядков: Vx – Верхнехайтинская, Ak – Хайтинская, Ik-Иликанская

купольная морфоструктура, которая, так же как и Соловьевская МЦТ, пространственно и генетически связана с дугowymi линеаментами трансрегионального ранга и опережающими их разломами. Проведенные здесь комплексные морфоструктурные исследования с широким использованием аэрокосмических материалов [Мясников, 1981, 1982] выявили сложную систему разрывных нарушений. Разломы хорошо читаются по рисунку гидросети и особенностям строения рельефа.

Хайктинская МЦТ сформирована в процессе последовательного внедрения конформных ей магматических комплексов — интрузивных триас-юрского (амананский комплекс), и позднеюрского (нерчуганский комплекс), и вулканоплутонической серии раннемеловых комплексов, каждый из которых характеризуется своей геохимической специализацией и присущими ему гидротермально-метасоматическими образованиями [Васильев и др., 1976; Вольский, 1978, 1979].

Амананский комплекс триас-юрского возраста (изотопный возраст 230—160 млн. лет) включает три интрузивных фазы: габбро-диориты, гранодиориты, граниты и сопровождается аплитами. На прилегающей территории Северо-Восточного Забайкалья интрузии этого комплекса сопровождаются рудопроявлениями полиметаллов. Им свойственна автометасоматическая калишпатизация, зоны контактового выщелачивания (в том числе и грейзены), березитизация, адуляризация, альбитизация [Казицын и др., 1975]. В рассматриваемой МЦТ с этим комплексом связаны зоны грейзенов, содержащие аплитовидные граниты, алмадин-спессартиновые граниты.

Нерчуганский комплекс позднеюрского возраста (изотопный возраст 160—140 млн. лет) включает четыре фазы: сиениты и граносиениты, щелочные сиениты и щелочные граносиениты, щелочные граниты, лейкократовые граниты — и сопровождается жильными щелочно-гранитными породами. В Северо-Восточном Забайкалье с этим комплексом связаны рудопроявления серебра, ртути, сурьмы, мышьяка и постмагматические изменения типа автометасоматической калишпатизации и аргиллизации [Казицын и др., 1975]. Подробные же образования известны в пределах рассматриваемого района.

Вулканы и субвулканические нижнемеловые породы повсеместно подвергались метасоматическим изменениям. Среди них установлены фации вторичных кварцитов (в том числе содержащих джомортьерит), березитов, пропилитов, аргиллизитов. С комплексами этой серии ранее связывались практически все проявления эндогенной рудной минерализации района [Васильев и др., 1976]. Так, первый этап оруденения связывался с вулканитами и субвулканическими интрузиями, второй (молибденовая и вольфрамовая минерализация) — с верхнеамурским комплексом, третий — с сергачинским комплексом малых интрузий, которому приписывался позднемеловой возраст.

Анализ размещения эндогенной минерализации в пределах Хайктинской МЦТ показал, что гранитоидные массивы раннемелового верхнеамурского комплекса ограничивают распространение ее к северу. Это обстоятельство должно свидетельствовать о более раннем, т.е. "догранитном" возрасте большей части гидротермальных проявлений.

Длительный (не менее 100 млн. лет) магматизм Хайктинской МЦТ обуславливает многоэтапность и телескопированность гидротермальной минерализации разных рудных формаций. Важным фактором, определяющим металлогенические особенности морфоструктуры, представляется ее положение, равно как и других МЦТ Уруша-Ольдойского района, в области смыкания известных трех рудных поясов Забайкалья: Северного (золото с молибденом), Центрального олово-вольфрамового и Южного (Приаргунского) полиметаллического [Радкевич, 1977].

Широкое распространение в регионе имеют МЦТ-У порядка (диаметром 10—20 км). В основном это палеовулканические постройки или интрузивные купола, однако некоторые имеют и более сложное строение, с длительным периодом конструктивного развития, как, например, Иликанская МЦТ (рис. 17). Располагаясь в верховьях рек Амнуткачи и Большой Кенгурак, Иликанская морфоструктура находится в зоне

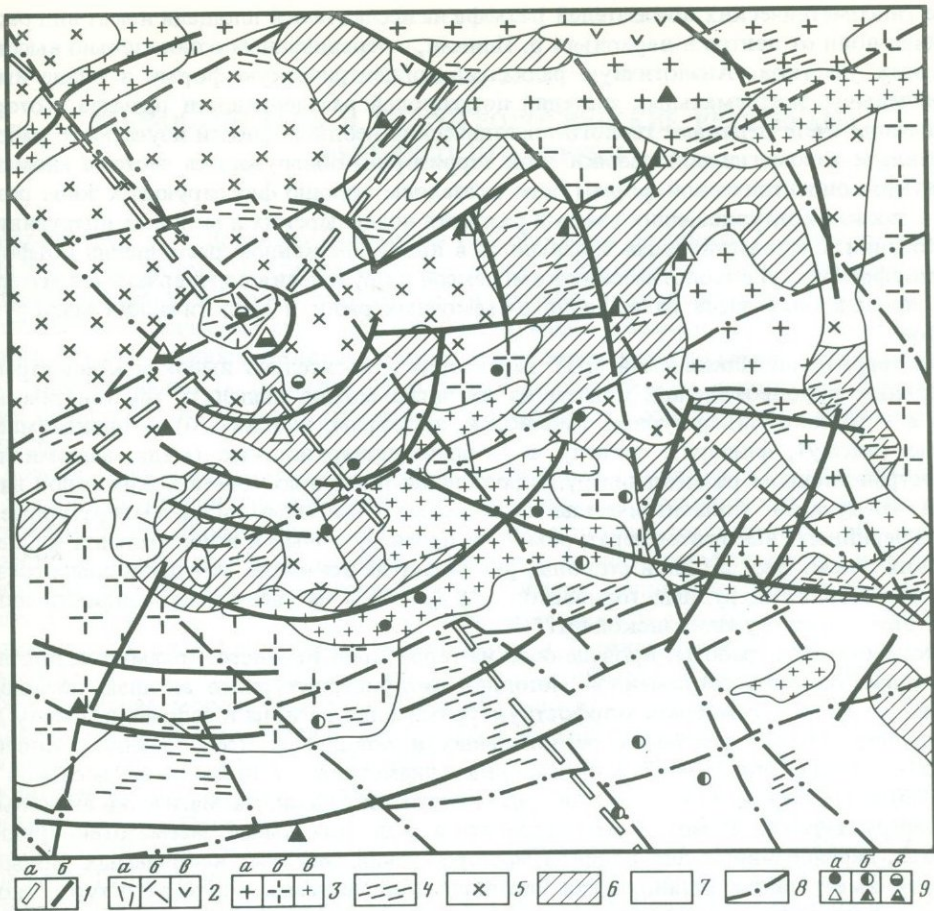


Рис. 17. Схема Иликанской МЦТ (составлена с использованием материалов А.С. Вольского, А.Г. Старк, Д.Г. Руденко)

1 — морфоструктурные элементы: фрагменты дуговых разломов Хайктинской и Амнуткачинской МЦТ (а), радиально-концентрические разломы Иликанской МЦТ (б); 2–6 — комплексы горных пород, конформные Иликанской морфоструктуре: 2 — раннемеловой эффузивный (а — лавы и лавобрекчи кислого состава, б — туфоконгломераты кислого состава в — лавы и лавобрекчи среднего состава), 3 — раннемеловой интрузивный (фазы верхнеамурского комплекса): а — I фаза (диориты), б — II фаза (гранодиориты), в — III фаза (граниты); 4 — позднемеловой дайковый (сергачинский комплекс); 5 — позднеюрский интрузивный (нерчуганский комплекс); 6 — среднепозднепалеозойский интрузивный (пиканский комплекс); 7 — метаморфизованные интрузивные образования фундамента протерозойского возраста; 8 — разрывные нарушения, оперяющие трансрегиональные мегаразломы; 9 — коренные (на карте обозначены кружками) и шиховые (на карте обозначены треугольниками) проявления рудной минерализации: а — высокотемпературные, б — низкотемпературные, в — близповерхностные

взаимодействия как дуговых разрывных нарушений более высокопорядковых (диаметром до 30 км) Амнуткачинский, Хайктинской и частично Верхне-Хайктинской МЦТ, так и линейных разломов северо-восточного и северо-западного простираний, оперяющих соответственно трансрегиональные глубинные мегаразломы. В пределах же самой морфоструктуры четко прослеживается ряд концентрических и радиальных более мелких разломов, создающих сложное блоковое строение.

Так, на аэрокосмических снимках обнаруживается система разнопорядковых линейных и кольцевых структур, которые в совокупности образуют почти замкнутую дуговую, ряд секущих и концентрических зон, отражающих в основном дизъюнктивные нарушения и частично литологические различия горных пород (см. рис. 17). Распреде-

ление гипсометрических показателей рельефа на исследуемой площади имеет вид расходящихся волн от центра в верховьях р. Иликан, с чередованием относительно высоких и низких участков. Аналогичную радиально-концентрическую форму в плане имеет распределение экстремальных значений показателей расчлененности рельефа, которые в конечном счете отражают геолого-тектонические неоднородности изучаемого района. По данным аэромагнитной съемки этой территории, обнаружилась система аномалий радиально-концентрической формы, как оказалось, хорошо фиксирующих зоны разломов, а также оконтуривающих участки развития позднеюрских и меловых интрузивных образований. Соответствующая зональность в пространственном размещении конформных морфоструктур геологических комплексов и оруденения подтверждается материалами проведенных здесь ранее геолого-съёмочных работ и геологических маршрутов авторов.

Для территории Иликанской МЦТ характерна относительно высокая концентрация эндогенных рудопроявлений, причем из их числа можно выделить три генетических типа: а — высокотемпературные (молибден, вольфрам, ниобий), б) — низкотемпературные (висмут, флюорит, свинец), в — близкоповерхностные (медь, алюминий). В пространственном размещении рудопроявлений различных генетических типов намечается следующая концентрическая зональность: наиболее низкотемпературные — в периферийных, высокотемпературные — в промежуточных и в центральной концентрических зонах. Это, с одной стороны, указывает на вскрытие денудационным срезом наиболее глубинных рудных горизонтов, а с другой — на увеличение мощности теплового потока к центру Иликанской МЦТ.

Таким образом, работы, проведенные на территории Верхнего Приамурья, подтвердили эффективность современной методики морфоструктурного анализа, позволили с новых позиций рассмотреть морфоструктурный план региона и заложили основу для последующих более детальных региональных и локальных исследований. Особенно важно открытие серий МЦТ 3—5 порядка (диаметром от нескольких десятков до 100—150 км), многие из которых являются долгоживущими, магматически активными морфоструктурами и могут рассматриваться как локальные магматогеннорудные системы, перспективные для поисков месторождений полезных ископаемых. Большое значение имеет также установление иерархической системы морфоструктур региона, ведущая роль в формировании и развитии которой принадлежит глубинным дуговым линеаментам Амурской и Алданской мега-МЦТ. Первостепенной задачей дальнейшего исследования является составление морфоструктурных карт мелкого и среднего масштаба и разработка прогнозных рекомендаций для постановки поисковых работ. Морфоструктурная основа может быть также использована для построения инженерно-геологических, гидрогеологических, сейсмических и других карт, необходимых при изучении и освоении зоны БАМа и прилегающих к ней территорий.

МОРФОСТРУКТУРЫ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗЕРВУАРЫ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Морфоструктуры Верхнего Приамурья разнообразны по генезису, возрасту, геоморфологической форме и гидрогеологическому содержанию. Они характеризуются сложным внутренним строением и состоят из разнопорядковых отрицательных и положительных тектонических структур, соответствующих артезианским бассейнам и гидрогеологическим массивам. Являясь подземными резервуарами подземных вод, они сохраняют унаследованность развития от момента зарождения до настоящего времени, а также единство формы и его емкостного конформного содержания — степени обводненности.

Сложное строение Верхнего Приамурья обуславливает морфоструктурное разнообразие гидрогеологических резервуаров, неравномерную их водоносность и локализацию подземных вод в определенных зонах, имеющих историко-геологическое обоснование и пространственно-временные границы. Генетическая связь морфоструктур и гидрогеологических резервуаров рассматривается на примере крупнейшей на Дальнем Востоке Зейско-Буреинской впадины с внутренними массивами и внешним горноскладчатым обрамлением в виде Тукурингра-Джагдинского и Туранского поднятий, выделяемых в Амуро-Охотскую гидрогеологическую складчатую область [Караванов, 1977].

Формирование морфоструктуры Зейско-Буреинской впадины связано с позднюрской-раннемеловой активизацией территории и деструкции сводового поднятия с образованием систем граббенов и горстов. На структурах герцинской Норско-Сухотинской синклинойной зоны были заложены Ушумунский, Тараконский, Кумаро-Ушаковский, Корсаковский, Сычевский и Сергеевский морфоструктурные прогибы, вдоль Лермонтовско-Белогорской синклинойной зоны — Лермонтовский, Дмитриевский, Комиссаровский, Белогорский, Селетканский, Колмогорский и Червинский, а на территории Екатеринославской синклинойной зоны — Романовский, Екатеринославский и Асташинский морфоструктурные прогибы [Лишневский, 1968; Сорокин, 1972а]. Эти отрицательные структуры образуют Ушумунскую, Ту-Тараконскую, Зейско-Селемджинскую и Екатеринославскую депрессии, разделенные Амуро-Мамыньским, Петропавловским, Благовещенским и Завитинско-Майкурским поднятиями с внешним горноскладчатым обрамлением в виде Тукурингра-Джагдинского поднятия на севере и Туранского — на востоке.

Перемещение разнонаправленных блоков в поздней юре — раннем мелу происходило вдоль региональных разломов, унаследованных с геосинклинального этапа развития района и сопровождалось излиянием эффузивов. Наиболее интенсивно эти процессы протекали в области сочленения Тукурингра-Джагдинского, Амуро-Мамыньского, Завитинско-Майкурского и Туранского поднятий с Ушумунской, Ту-Тараконской, Зейско-Селемджинской и Екатеринославской депрессиями. Они привели к образованию мощных зон брекчирования, катаклаза и расщепления, которые в современном срезе фиксируются телами малых интрузий преимущественно диоритового ряда и протяженными в плане полями вулканитов кислого, среднего и основного состава, развитых главным образом на периферии отрицательных структур.

В центральных частях тектонических депрессий формировались осадки пролювиально-аллювиального комплекса. Так, в пределах Ушумунской, Зейско-Селемджинской и Екатеринославской зон в поздней юре была сформирована песчаниково-конгломератовая формация ураловкинской (келловей) и екатеринославской (кеммеридж-титон) свит. Она слагает основание нижней континентальной молассы, мощность которой достигает 2500 м. Верхние горизонты ее представлены лимнической аллевролитно-конгломерато-аркозопесчаниковой угленосной формацией общей мощностью до 6500 м, образованной породами аякской (осежинской), депской (толбузинской), молчанской

и верхнемолчанской свит. Формирование их происходило во вторую половину позднеюрской эпохи (киммерджский—титонский ярусы) и в начале раннего мела (берриас) в пределах Ушумунской депрессии при устойчивом сносе с Гонжинского, Амура-Мамынского и Туранского поднятий. В подобных условиях накапливались и более молодые (берриас-готерив и альб) осадки верхней молассы, представленной алевролит-песчаниково-конгломератовой формацией перемыкшинской свиты. Седиментация их происходила в пределах узких предгорных равнин, расположенных у подножий Гонжинского, Мамынского и Туранского поднятий. Моласса (800—1500 м) сложена конгломератами, гранитами, песчаниками, туфами, алевролитами, аргиллитами с крайне низкой степенью сортировки и окатанности обломочного материала.

Сложно построена верхняя моласса и в пределах центральной части Зейско-Буреинской впадины в Ту-Тараконской, Зейско-Селемджинской и Екатеринославской депрессионных зонах. Здесь она представлена поярковской свитой (готерив-алью), состоящей из пачек ритмичного чередования песчаников, аргиллитов и алевролитов (до 1000 м), а по периферии этих структур андезито-базальтами и базальтами и реже — липаритами в нижних частях разреза (более 500 м) и конгломератами, песчаниками, аргиллитами — в верхней (около 350 м). Указанные эффузивы образуют контрастную липарит-базальт-андезитовую формацию с несколько повышенным содержанием железа и примерно равным количеством калия и натрия.

Дальнейшее развитие морфоструктур Зейско-Буреинской впадины в позднем мелу и кайнозое осуществлялось в платформенных условиях с постепенным уменьшением дифференцированности и интенсивности прогибания. В разрезе чехла впадины выделяются завитинская, цагоянская, кивдинская свиты, райчихинская и мухинская толщи, бузулинская, сазанковская и белогорская свиты, накопление которых происходило с сеномана по ранний антропоген.

Непрерывность аккумуляции в пределах центральных частей Приамурской, Зейско-Селемджинской и Екатеринославской депрессий и максимальная мощность осадков по сравнению с другими участками впадины свидетельствуют о том, что эти депрессии являлись областями устойчивого прогибания на протяжении всей позднемеловой и кайнозойской истории развития территории с максимальными амплитудами погружения в сеномане и позднем миоцене [Сорокин, 1972б; Сорокин, Худяков, 1978].

С ослаблением тектонической активности района резко снизилась проницаемость региональных разломов, большая часть которых была "залечена" покровами вулканитов и в дальнейшем перекрыта осадочной толщей. Дизъюнктивные нарушения, определявшие в поздней юре и раннем мелу подвижность структурных элементов района, сменились в позднем мелу и кайнозое пликативными, обусловившими образование типичных платформенных морфоструктур с пологими формами залегания и слабым диагенезом слагающих их пород. Формирование чехла депрессионных зон в это время происходило трансгрессивно с постепенным расширением области осадконакопления и вовлечением в прогибание выровненного обрамления.

Аккумуляция осадков осуществлялась в обстановке озерно-аллювиальной равнины с рисунком гидросети, близким к современному. На западной окраине Амура-Зейской впадины с раннего мела, располагался палео-Амур, а в центральной ее части — палео-Зей. Долины этих палеоводотоков четко фиксируются протяженными полого наклонными с севера-запада и севера на юг и юго-восток линзами хорошо отсортированных осадков руслово-пойменного комплекса [Юг Дальнего Востока 1972].

Положительные морфоструктуры представлены отдельными выступами фундамента: Амура-Мамыньским (Мамыньским и Шимановским), Гонжинским (Гонжинским и Ермаковско-Алексеевским) [Сорокин, 1972б]. Выступы сложены блоками карелид, байкалид и каледонид, прорванных позднемезозойскими интрузиями и вулканитами, разделенных герцидскими и мезозойскими прогибами.

Положительные морфоструктуры внутри впадины (Амура-Мамыньское, Благовещенское, Завитинско-Майкурское поднятия и др.) в течение позднего мезозоя и кайнозоя эволюционировали по линии снижения гипсометрических контрастов между областями

сноса и осадконакопления через формирование обширных поверхностей денудационного выравнивания вдоль их обрамления, вплоть до превращения поднятий в холмогорья или высокие денудационные равнины уже в раннем мелу. Внешние области сноса (Тукурингра-Джагдинское и Туранское поднятия) почти на всем протяжении развития впадин существовали в виде средне- и низкогорных сооружений [Сорокин, 1972а,б]. Тектоническая активность всех этих положительных структур не равнозначна. В пределах внутренних областей сноса (Завитинско-Майкурского, Благовещенского, Костюковского и других поднятий) блоковые движения были проявлены лишь в позднеюрский — раннемеловой этап развития впадины. В дальнейшем, в обстановке интенсивного выравнивания положительных структур и образования мощных кор выветривания, они были сравнительно быстро перекрыты плащом платформенных осадков. В отличие от них вдоль внешнего обрамления впадины — на периферии Тукурингра-Джагдинского, Туранского, Гонжинского и частично Амуро-Мамынского поднятий — существовали более контрастные формы сопряжения с областями седиментации, обусловленных существованием на протяжении мезозоя и кайнозоя крупных разрывных нарушений.

Указанные условия развития территории определяют своеобразную форму и сложное внутреннее строение Амуро-Охотской гидрогеологической области, наличие в ее составе разнопорядковых гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов, первые из которых являются областями питания, вторые — областями накопления подземных вод (рис. 18). Водоносные горизонты и комплексы в артезианских бассейнах второго и третьего порядков образуют многоярусную гидродинамическую систему неравномерного водонасыщения, которая характеризуется изменением литолого-фациального состава, мощности водосодержащих пород и степени их промытости. В центральных частях малых артезианских бассейнов (четвертого порядка), где располагались крупные палеоводотоки, накапливались хорошо отсортированные водосодержащие породы значительной мощности. На их периферии вследствие слабо развитой гидросети водосодержащими породами являются глинистые осадки озерно-болотного генезиса сокращенной мощности, образовавшиеся за счет перемыва и переотложения кор выветривания.

В строении наиболее крупной морфоструктуры Амуро-Охотской области — Зейско-Буреинского артезианского бассейна — выделяется два этажа (рис. 19). Нижний этаж (поздняя юра — ранний мел), представлен дейтероорогенным комплексом — вулканитами основного, среднего и кислого состава, песчаниками, конгломератами и аргиллитами екатеринославской, итикутской и поярковской свит общей мощностью 2500 м. Они выполняют крупные депрессионные зоны (Приамурскую, Ту-Тараконскую, Зейско-Селемджинскую, Екатеринославскую), морфологически выраженные в виде грабенов северо-западного и близмеридионального простираний, разделенных системами геантиклинальных поднятий (Завитинско-Майкурское и Амуро-Мамыньское). Указанные депрессии в ретроспективе представляли собой внутригорные равнины, дренированные крупнейшими палеоводотоками — Амуром, Зеей и Завитой с устойчивым во времени положением долин в пределах грабенов. Образования екатеринославской и итикутской свит характеризуются низкой водоносностью и затрудненными условиями водообмена при минерализации вод до 1 г/л. Более водообильны вышележащие отложения поярковской свиты, представленные песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами, включающие трещинно-пластовые и пластово-поровые напорные воды. В наиболее прогнутых частях Тараконского, Сычевского, Белогорского и других артезианских бассейнов в составе этого водоносного комплекса установлено от 4 до 25 водоносных горизонтов мощностью от 5 до 20 м при суммарной — 300—400 м. Водосодержащие породы обладают высокой степенью сортировки и промытости. Коэффициент фильтрации их достигает 15—35 м/сутки, а удельный дебит скважин — 0,8—1,2 л/с [Сорокина, 1973].

Формирование гидрогеологических резервуаров связано с чередованием эпох регионального прогибания и стабилизации при общем расширении областей седиментации

в виде обширных озерно-аллювиальных равнин и болот. Наиболее высокие скорости погружения были присущи центральным частям Ту-Тараконской, Зейско-Селемджинской и Екатеринославской депрессий и более замедленные — их периферии и внутренним поднятием, что обусловило многоярусное строение осевых частей артезианских бассейнов и преимущественно одноярусное — их склонов. Переменяемость водоупорных и водосодержащих пород в депрессионных зонах определяют широкое развитие напорных пластовых вод в нижних горизонтах плитного комплекса (сеноман-средний миоцен) и преимущественно грунтовых — в верхних его частях с постепенным замещением слабоминерализованных вод ультрапресными.

Водоносные горизонты и комплексы верхнего этажа в преобладающем большинстве грунтовые, реже напорные, обладающие интенсивным водообменом.

Максимальное значение коэффициента фильтрации, водоотдачи и пьезопроводности характерны для центральных частей Тараконского, Сычевского, Белогорского, Дмитриевского, Спасовского и других бассейнов. Здесь дебит скважин изменяется от 0,5 до 17 л/с, а модуль эксплуатационных ресурсов для разновозрастных водоносных горизонтов — от 0,3 до 11 л/с км². На периферии малых артезианских бассейнов и участках их пологого сочленения с поднятиями при снижении фильтрационных свойств водовмещающих пород удельный дебит скважин не превышает десятые доли литра в секунду, а модуль эксплуатационных ресурсов снижается до 0,2-0,07 л/с км². Дифференцированное распределение ресурсов определяется и долей участия различных водоносных горизонтов в формировании подземного стока. Отличия в степени их дренированности и глубинах современного эрозионного вреза, обусловленных также приуроченностью крупных долин к областям унаследованного прогибания, определили высокое значение модуля подземного стока в наиболее прогнутых частях артезианских бассейнов — от 2 до 4,7 л/с км², их снижение на водоразделах — от 0,6 до 0,9 л/с км².

Гидрогеологическое содержание геоантиклинальных морфоструктур многогранно. Несмотря на однотипное в целом блоковое строение, гидрогеологические особенности определяются прерывисто-унаследованным характером развития "внутренних" (погребенных) массивов, наличием разрывных нарушений и степенью дренированности "внешних" поднятий. Эти морфоструктуры сложены разновозрастными гранитоидами, докембрийскими гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами, палеозойскими песчаниково-сланцевыми и карбонатными отложениями. В этих породах формируются трещинно-жильные воды, имеющие локальное распространение.

Гидрогеологическая роль "внутренних" массивов (Амуру-Мамынского и др.) по мере их постепенного и длительного выравнивания была различной. Располагаясь внутри Амуру-Зейского гидрогеологического бассейна, разделяя входящие в его состав более мелкие гидрогеологические структуры, они практически не выражены в современном рельефе впадины и в отличие от внешних гидрогеологических массивов перекрыты чехлом мезозойско-кайнозойских осадков мощностью от первых десятков до 500 м. Как разделяющие структуры, они существовали на уровне позднеме-

Рис. 18. Схема гидрогеологического районирования Верхнего Приамурья

1 — граница Зейско-Буреинского артезианского бассейна; 2 — граница между артезианскими бассейнами третьего порядка в составе Ушумунского и Нижнезейского артезианских бассейнов второго порядка (I — Ушумунский, II — Ту-Тараконский, III — Зейско-Селемджинский, IV — Екатеринославский); 3 — артезианские бассейны четвертого порядка: (1 — Усть-Тагдинский, 2 — Тараконский, 3 — Мухинский, 4 — Кумаро-Ушаковский, 7 — Актайский, 8 — Ушмынский, 9 — Колмогоровский, 10 — Корсаковский, 13 — Сычевский, 15 — Спасовский, 16 — Сопроновский, 19 — Белогорский, 20 — Ромненский, 21 — Сергеевский, 23 — Комиссаровский, 26 — Романовский, 27 — Дмитриевский, 29 — Екатеринославский, 31 — Лермонтовский, 32 — Козьмодемьяновский, 37 — Куприяновский, 38 — Михайловский, 40 — Асташинский); 4 — внутренние гидрогеологические массивы (5 — Алексеевский, 6 — Новогеоргиевский, 11 — Майкурский, 12 — Петропавловский, 14 — Костюковский, 17 — Лебяжьеvский, 18 — Борисопольский, 22 — Благовещенский, 24 — Николаевский, 25 — Поздеевский, 28 — Успенковский, 33 — Полтавско-Ильиновский, 34 — Западно-Албазинский, 35 — Восточно-Албазинский, 36 — Тюканский, 39 — Воскресеноvский, 41 — Украинский); 5 — тектонические нарушения; 6 — линия геологического разреза

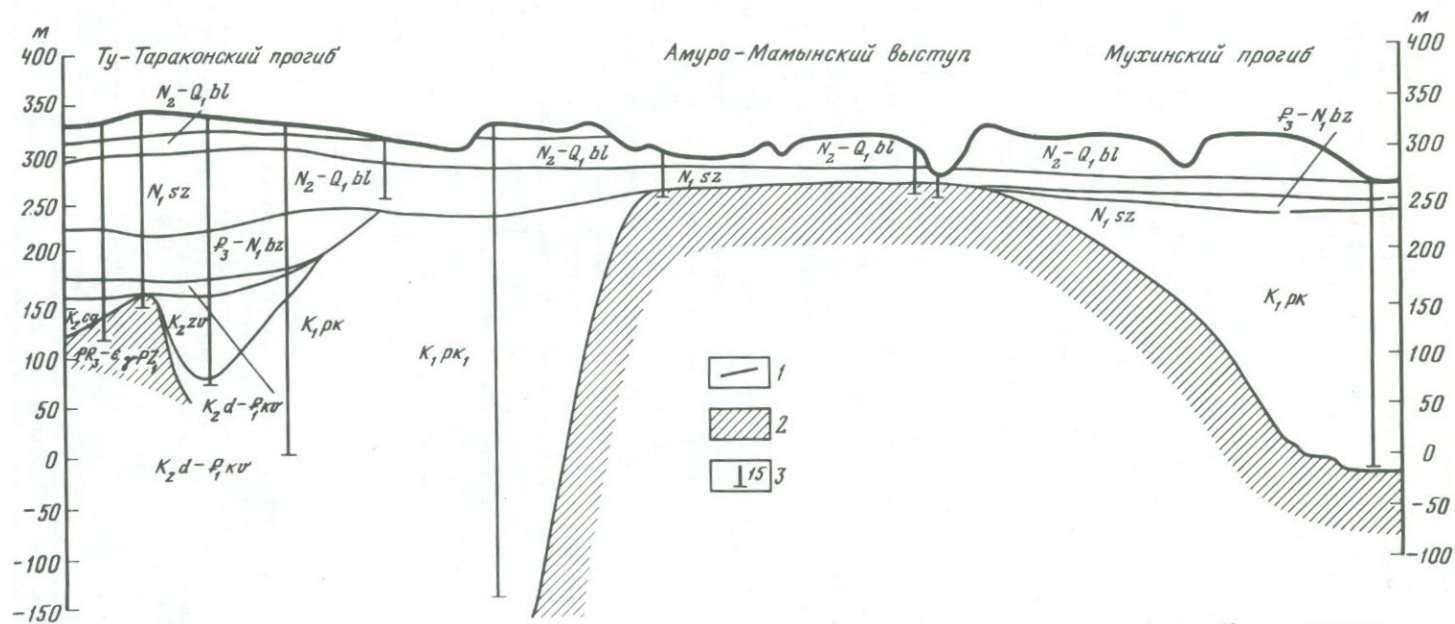


Рис. 19. Геологический разрез через Ту-Тараконский и Мухинский прогибы

1 — граница между мезозойскими и кайнозойскими стратиграфическими подразделениями; знаки на схеме: свиты

$K_1 pk$ — поярковская; $K_2 zv$ — завитинская; $K_2 sq$ — цагоянская; $K_2 d + P_1 kv$ — кивдинская; $P_3-N_1 bz$ — бузулинская; $N_1 sz$ — сазанковская; $N_2-Q_1 bl$ — белогорская; 2 — породы домезозойского фундамента, 3 — скважины

ловой седиментации и в дальнейшем были перекрыты платформенными осадками. Учитывая пологие формы сочленения массивов с артезианскими бассейнами, значительную их выравненность и перекрытие чехлом существенно глинистых слабо водоносных пород, поднятия служат внутренними областями питания и транзита подземных вод и условной границей зон различного водообмена.

Внешнее горноскладчатое обрамление представлено Тукурингра-Джагдинским и Туранским гидрогеологическими массивами и характеризуется сложным строением. Тукурингра-Джагдинское поднятие сопряжено с Зейско-Буреинской впадиной по зоне Южно-Тукурингского разлома. Оно выражено в виде систем сводово-блоковых поднятий (горстов), ограниченных продольными взбросо-сдвигами и поперечными сбросо-взбросами. Указанные разломы определяют рисунок гидросети и глубину вреза antecedentных долин преимущественно поперечного плана, что связано с высокой подвижностью морфоструктур в кайнозое. К ним приурочены очаги землетрясений, формирующие протяженную зону с восьмibalльной сейсмичностью.

В целом Тукурингра-Джагдинский гидрогеологический массив рассматривается авторами как сложный и неравномерный по обводненности резервуар подземных вод блокового строения. Наиболее приподнятые блоки с абсолютными отметками более 800 м ввиду дренированности и криогенного состояния пород являются безводными. Слабой обводненностью характеризуются и блоки массива, имеющие более низкий гипсометрический уровень, так как водовмещающие породы (сланцы, филлиты, гнейсы и т.д.), несмотря на их трещиноватость, весьма неустойчивы к морозному и физическому выветриванию и, разрушаясь, колымаируют трещины и снижают их водопроницаемость. К этой зоне региональной трещиноватости приурочены воды деятельного слоя, которые разгружаются в виде родников с дебитами от 0,2 до 1,4 л/с.

В условиях проморженности зон трещиноватости широко развиты подмерзлотные воды и реже — воды несквозных таликов. Движение подземных вод здесь осуществляется по зонам криогенной дезинтеграции с преобладанием подмерзлотного стока, определяющим в зависимости от структурно-тектонической и геоморфологической обстановки дифференциацию гидрогеологических резервуаров на емкости — проводники и емкости — накопители подземных вод. Первые из них имеют более широкое распространение в трещиноватых породах и характеризуются невысокой водоносностью с удельными дебитами скважин от 0,1 до 0,8 л/с (разъезд Пурикан, Муртыгит и др.). Вторые емкости приурочены к осадочным линзам в понижениях ложа фундамента, которые наследуют крупные зоны разломов (грабены и грабен-долины). Примерами их могут служить Эракингрский, Огоронский, Ланский бассейны грунтовых вод, выполненные кайнозойскими песчано-галечными и глинистыми осадками мощностью до 70—80 м, а также Стрелкинский, Мало-Тындинский и другие артезианские бассейны пластово-трещинных вод в вулканогенно-осадочных породах юрского и мелового возраста.

Туранский гидрогеологический массив ограничивает с востока Зейско-Буреинский артезианский бассейн. Он представляет собой низкогорное сооружение, которое на протяжении длительной мезозойско-кайнозойской истории развития территории сохраняет более высокий гипсометрический уровень по сравнению со всеми "внутренними" выше рассмотренными гидрогеологическими массивами. В его пределах широко распространены протерозойские и палеозойские интрузивные породы кислого, реже — среднего состава, которые обладая региональной и локальной трещиноватостью, предопределили развитие терцильных и трещинно-жильных вод. Сравнительно высокая расчлененность этого массива, обусловившая обширный водосбор с речной сети с крутыми продольными профилями рек, способствует интенсивному стоку как поверхностных, так и подземных вод, направленных в сторону артезианского бассейна. В местах разгрузки подземных вод, в зонах региональной трещиноватости дебиты родников составляют 0,1—1 л/с и 2,5—3 л/с — в зонах тектонических нарушений.

Таким образом, депрессионный тип морфоструктур представлен разнопорядковыми артезианскими бассейнами сложного внутреннего содержания, последовательным

преобразованием грабен-структур в морфоструктуры платформенного типа. Степень водоносности депрессионных зон определяется устойчивым положением гидросети и влиянием последней на формирование осадков различного генезиса, обладающих изменчивыми водно-коллекторскими свойствами.

Многогранна и гидрогеологическая природа геоантиклинальных морфоструктур. "Внешние" массивы являлись областями длительного питания артезианских бассейнов, а "внутренние" — служили зонами транзита и перераспределения ресурсов подземных вод. Критерием водонасыщенности геоантиклинальных зон являются структурно-тектонические признаки, определяющие различную динамическую активность тектонических деформаций и локализацию подземных вод в трещиноватых зонах, грабенах и грабен-долинах. Наиболее приподнятые блоки ввиду дренированности пород и криогенного их состояния являются безводными.

Тесная генетическая связь морфоструктур с гидрогеологическим содержанием позволяет более целенаправленно решать проблемы по рациональному использованию подземных вод, их охране от загрязнения и истощения, а также прогнозировать обводненность различных видов полезных ископаемых.

Глава 13

РАЗЛОМНЫЕ И СДВИГОВЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

На территории Северо-Востока СССР с крупнейшими Яно-Колымской и частично Берингийской мега-МЦТ в последние годы получены новые данные о морфоструктурах и морфоструктуроформирующих процессах, которые имеют не только региональное значение. Речь идет главным образом о крупных разломных зонах значительной протяженности, для которых были характерны вертикальные и горизонтальные движения большой амплитуды и своеобразный "набор" морфоструктур.

Деструктивные тенденции в развитии свойственны для многих палеозойских и мезозойских структур Северо-Востока. Так, в Верхояно-Чукотской области выделены Иньяли-Дебинская, Приомолонская, Гижигинская, Анюйская и Колючинская зоны, которые заметно отличаются от типично миегосинклинальных систем [Шило, и др., 1979]. Эти зоны представлены узкими линейными трогами, в пределах которых от верхнего палеозоя к поздней юре осадочные формации сменяются от вулканогенно-кремнисто-терригенных через кремнистые, аспидные к флишевым, а интенсивные линейные магнитные аномалии, по всей вероятности, отражают наличие на глубине тел основного или ультраосновного состава. Рассматриваемые зоны "возникли в результате тектонической деструкции континентальной коры, доведенной до состояния общего ее утонения, а местами, возможно, до раскрытия мантийного субстрата" [Шило и др., 1979, с. 189]. Те же авторы для Алазейско-Олойской системы от палеозоя к мезозою отмечают смену грабеновых и океанических комплексов через вулканогенно-терригенную, флишевую и граувакковую формации к нижней и верхней молассе (эвгосинклинальный тип развития), а такие признаки, как необычный мозаично-блоковый стиль тектоники, резкая фациальная изменчивость толщ в разрезе и по латерали, пестрый состав интрузивных пород, дискордантное расположение офиолитовых поясов, смешанная металлогеническая специализация, рассматривают как следствие возникновения этой системы в результате разрушения ранее сформированной континентальной коры. Показательно генеральное совпадение линейных простираний орографических и тектонических структур Верхояно-Колымских мезозоид и океанических тектонических элементов (да и всего бассейна) Северного Ледовитого океана. Ю.М. Пушаровский [1960] обращал внимание на совпадение во времени орогенного этапа в Верхояно-Колымских

мезозоидах и крупнейших перестроек Палеоарктики деструктивного типа в конце юры и раннем мелу. Генетические связи между современными океаническими впадинами и палеозойско-мезозойскими складчатыми поясами установлены для многих регионов мира, и в том числе для Северного Ледовитого океана [ChurKin, 1969]. Все это свидетельствует о существенном влиянии на формирование морфоструктуры Северо-Востока мегавпадины Северного Ледовитого океана, с сохранением мезозоидами древних, во всяком случае, палеозойских прогибов.

Наблюдения над разломной тектоникой и складчатостью в пределах рудных узлов бассейна Верхней Колымы выявили очень широкое проявление здесь горизонтальных деформаций. Они выражены в виде горизонтальной штриховки на поверхностях сместителей; приразломных складок волочения с вертикальными шарнирами (аксоноклиналей); эшелонированного расположения трещин разного масштаба; трещин оперения, характерных исключительно для сдвигов; своеобразный диагональный ориентировки складчатости по отношению к разломам и т.д. На сдвиговую природу крупных продольных разломов Яно-Колымской ветви мезозойских указывали в разное время Л.И. Измайлов и А.Д. Чехов [1971], Г.С. Гусев [1969, 1979] и др. Изучая такие крупные сдвиги Верхней Колымы, как Тенькинский, Чай-Юрьинский, Бургандинский и Среднекано-Штурмовской, мы обнаружили на каждом из них признаки как "левых", так и "правых" горизонтальных деформаций. Эту своего рода реверсию движений по сдвигу удалось восстановить на момент становления позднемезозойского магматизма (поздняя юра — ранний мел) и на момент формирования кайнозойских внутри- и межгорных впадин, многие из которых сформированы на участках растяжения между кулисообразными трещинами или трещинами оперения крупных сдвигов.

Реверсии горизонтальных движений по сдвигам мы придаем очень большое значение при объяснении формирования поперечных усложнений в складках, ундуляции их шарниров, складчатости в молодых отложениях кайнозойских впадин и, что особенно важно, формирования положительных и отрицательных форм рельефа разного масштаба.

Анализируя как единую систему геометрический рисунок крупных разломов Яно-Колымской ветви мезозойских, их пространственные соотношения со складчатостью, поясом Индигиро-Колымских гранитоидных интрузий, выходами крупных блоков палеозойских пород (Омулевское и Тасхаяхское поднятия) и другие признаки, мы пришли к выводу о возможности выделения в бассейнах верховий рек Колымы, Индигирки и Яны крупной сдвиговой системы, сопоставимой по масштабам с крупными сдвиговыми системами мира — Сихотэ-Алинской, Таласо-Ферганской, Джунгарской, Копет-Дагской, Альпийской (Новая Зеландия), Сан-Андреасской и др. Для всех таких крупных сдвиговых систем характерен следующий комплекс признаков: наличие центрального сдвигового шва в форме непрерывного прямолинейного разлома или системы эшелонированных нарушений; наличие сопряженных с центральным швом тектонических мегабрекчий, состоящих из экзотических пород широкого стратиграфического диапазона; асимметричный геометрический рисунок оперяющих центральный шов нарушений и складок (с одной стороны, субпараллельная система кулисообразных разломов и складок, с другой — ответвляющаяся от центрального шва под острыми углами); зональный характер складчатости, интенсивность которой затухает в направлении от центрального шва; сопровождающий центральный шов пояс интрузий, располагающийся всегда несколько в стороне от него и т.д.

Полный набор этих признаков присущ и Индигиро-Колымской сдвиговой системе. Центральный сдвиговый шов, по нашей интерпретации, прослеживается в виде прямолинейного разлома от Сеймчано-Буюндинской впадины на юго-востоке до верховий р. Рассохи (разлом Улахан, выделенный А.С. Симаковым в 1949 г), далее к северо-западу до долины р. Индигирки (отрезок Дарпирского разлома) и северным окончанием шва является Датнинский разлом. Общая протяженность шва, таким образом, составляет 1500 км. Далее центральный шов мы будем называть разломом Улахан.

Б.И. Мальков [1971], изучавший геологию и тектонику территории Омулевского поднятия, установил горизонтальную амплитуду смещения по разлому Улахан круп-

ных тектонических блоков в 40—45 км. Это пока самая крупная из установленных амплитуд горизонтальных смещений в пределах выделяемой нами сдвиговой системы. По всей вероятности, эта амплитуда является максимальной; у разломов, оперяющих центральный шов, горизонтальные смещения не превышают первых километров.

В настоящее время мы еще не располагаем материалами, подтверждающими периодическую смену во времени знака движений по центральному шву, однако наличие таких признаков в системе оперения позволяет предполагать их также и в зоне центрального шва.

Известно, что в процессе формирования сдвигов образуется сложный комплекс сопряженных геологических структур, среди которых, кроме упоминавшихся трещин оперения и складок, отмечаются надвиги, раздвиги и клиновидные выпирания примыкающих к разлому блоков горных пород, что ведет к формированию в рельефе локальных поднятий и опусканий. Локальным раздвигом между системами эшелонированных трещин обусловлено формирование Верхне-Нерских и Аркагалинских впадин, длинная ось которых ориентирована к зоне Чай-Юрьинского сдвига под углом. Опусканием при растяжении в тылу горизонтально движущегося блока горных пород объяснил формирование крупной Сеймчано-Буюндинской впадины Б.И. Мальков [1971].

Терригенно-карбонатный комплекс раннего и среднего палеозоя Омuleвского поднятия является экзотическим относительно состава верхоянского комплекса. Исключительно тектонические ограничения всех блоков палеозойских пород Омuleвского поднятия, высокая степень раздробленности структуры, линейный характер размещения блоков вдоль центрального сдвигового шва — разлома Улахан и ряд других признаков дают нам основание трактовать эти поднятия в их современном выражении как крупные блоки своеобразной мегабрекчии, выжатые на поверхность как клинья в результате горизонтальных деформаций. В пределах юго-западного ограничения Омuleвского поднятия, представленного Дарпирским разломом, наблюдалось надвигание раннепалеозойских пород на позднеюрские, а в бассейне р. Уочат отдельные блоки горных пород в зоне Дарпирского разлома метаморфизованы до стадии гнейсов [Мерзляков, 1979], что можно считать проявлением огромных давлений и связанных с ними высокой температурой при клиновидном выпирании блока.

Тенденцию к поднятию Омuleвский блок испытывал еще в доорогенный период развития. Сравнение мощностей, стратиграфической полноты и вещественного состава отложений верхоянского комплекса Омuleвского поднятия и Инъяли-Дебинского синклинория свидетельствует о геоантиклинальном режиме развития Омuleвского поднятия еще в позднем палеозое. В.М. Мерзляков [1971] указывает на редуцированный характер разреза триасовых отложений, с размывом лежащих на пермских породах. Следовательно, уже в триасе намечались основные орографические единицы территории. Общее воздымание Омuleвского блока, его осушение и полное прекращение осадконакопления относится к раннему мелу, т.е. к тому периоду, когда формировались основные орографические элементы в пределах Инъяли-Дебинского синклинория [Шахтыров, 1980].

Индигино-Колымский пояс крупных гранитоидных тел локализуется параллельно центральному сдвиговому шву, располагаясь к западу от него. Такое положение гранитоидов объясняется их избирательной локализацией в трещинах растяжения ближайшего к центральному шву оперения, сам же шов обычно притерт и в связи со своей прямолинейностью не содержит участков растяжения. Каждый конкретный массив своей длинной осью ориентирован не параллельно центральному шву, а под углом, притом под тем же углом, под каким ориентируются к центральному шву продольные разломы глубокого заложения.

Таким образом, устанавливается единый взаимосвязанный в своих составных частях механизм тектоно-магматических процессов, приведших к формированию в первую очередь положительных форм рельефа в пределах Инъяли-Дебинского синклинория и поднятий, сложенных палеозойскими породами. Крупный тектонический шов — сдвиг Улахан с непосредственно примыкающими к нему крупными блоками палео-

зойских пород Омuleвского и Тасхяхтахского поднятий, интерпретированные как выжатые обломки гигантской мегабрекчии и внедрившиеся в разломы ближнего к шву оперения гранитоидные массивы колымского комплекса, и составляют структурную основу той части горной системы Черского, которая именуется цепью Обручева.

Для разломных зон обычно характерны узлы трещиноватости с закономерно проявленным в пространстве магматизмом, которые являются своеобразными сложными тектоно-магматогенными структурами центрального типа. Размеры таких структур по длинной оси достигают 20 км, в поперечнике — обычно 2-5 км. Расстояние между центрами таких структур по простиранию разломов для Верхне-Колымских районов — величина постоянная — 55-65 км. В рельефе они выражены мелко- или среднегорными группами с возвышающимися в отдельных частях их отпрепарированными гранитоидными массивами. Вдоль "скрытых" разломов не формируется впадин. Обычно это полоса положительных форм рельефа, а в геолого-структурном отношении чаще соответствует антиклинальной или моноклинальной структуре. Рассмотренное отображение "скрытые" разломы находят в пределах отложений верхоянского комплекса в результате на малоамплитудных горизонтальных смещениях в фундаменте складчатой области, глубина которого, по геофизическим данным, достигает 4-8 км.

В поперечном направлении Индигиро-Колымской сдвиговой системы отмечается смена сжатой, линейной складчатости Инъяли-Дебинского синклинория через пологие крупные складки Аян-Юряхского и Нерского антиклинорийев брахиморфной складчатостью, характерной для всей территории Яно-Оймяконского нагорья. В этом же направлении по мере затухания линейной складчатости, исчезновения крупных продольных разломов глубокого заложения и гранитоидов происходит отчетливое снижение и "старение" рельефа. Зональность рельефа относительно центрального сдвигового шва — разлома Улахан — связывается, таким образом, с затуханием интенсивности тектонических и магматических процессов по мере удаления от центральной части сдвиговой системы, в которой эти процессы нашли наиболее концентрированное выражение.

Аналогичными признаками сдвиговой системы характеризуется и хребет Сетте-Дабан с прилегающими к нему с востока Юдомо-Майским плоскогорьем. Здесь также выделяется зона центрального шва, представленная Бурхалинским разломом, протяженность которого составляет 500 км [Гудков, Гусев, 1968]. Сейсмичность зоны разлома заметно повышена. На зону Бурхалинского разлома как бы нанизаны крупные блоки палеозойского карбонатного комплекса. Аналогичен Индигиро-Колымскому и геометрический рисунок оперяющих разломов и складок по обе стороны от центрального шва, причем восточное оперение разлома образует такой же веер дизъюнктивных и пликативных структур, как и в Индигиро-Колымском районе, а в пределах этого веера структур и сосредоточены крупные гранитоидные массивы.

Надвиговая структура характерна также для Верхоянского хребта. Природа такого крупного надвигания пока остается неясной. С.А. Ушаков и В.Б. Спектор [1982] объясняет это явление пододвиганием литосферы Сибирской платформы под литосферу Верхоянья. В то же время Яно-Оймяконское нагорье, зажато между активными зонами Верхоянья и горной системы Черского, испытывала лишь отголоски движений, что и выразилось в спокойном характере тектоники и рельефа этой обширной области. Однако горизонтальные движения в Верхоянье и горной системе Черского приводили к частым перекосам территории Яно-Оймяконского нагорья, к образованию поперечных и диагональных расколов, вдоль зон которых сформировались линейные полосы интенсивной складчатости. Эти полосы приразломной складчатости образуют, по всей вероятности, в пределах Яно-Оймяконского нагорья сложную решетку. Элементы такой складчатости и наблюдались Ю.В. Архиповым и Л.М. Парфеновым [1980].

Таким образом, сдвиговые системы в полной мере отвечают понятию настоящих глубинных разломов, представляющих собой комплекс взаимосвязанных процессов тектоники, магматизма, рудогенеза и рельефообразования, проявляющихся не только в пределах шовной зоны разломов, а распространяющихся далеко в латеральном направлении.

Некоторые исследователи, изучавшие особенности россыпеобразования в различных морфоструктурных обстановках Индигино-Колымской золотоносной провинции, обратили внимание на пространственную приуроченность россыпей к низкогорным и плоскогорным формам рельефа Иньяли-Дебинского синклинория и Аян-Юряхского антиклинория [Шило и др., 1978].

Пространственные границы Верхне-Колымского нагорья, отвечающие распространению подобных форм рельефа, в структурном отношении соответствуют веерообразной системе оперения юго-западной части глубинного разлома Улахан. Морфоструктурное единство веерообразных систем оперения зон глубинных разломов, совмещение их с областями интенсивного проявления гранитоидного магматизма, замкнутость оруденения в их пределах дают основание считать, что эти веерообразные системы оперения и образуют ту структурную основу, которая обеспечивает границы золоторудных провинций — Индигино-Колымской, Аллах-Юньской и Куларской.

Каждый из крупных разломов веерообразного оперения центрального сдвигового шва контролирует пространственную локализацию рудных поясов (зон). Разломы "открытого" и "скрытого" типа различаются рядом особенностей пространственной локализации оруденения. В разломах "открытого" типа непосредственно в центральной шовной зоне отсутствует сколько-нибудь существенная рудная минерализация, шовные зоны также стерильны и в отношении магматических тел, за исключением редких маломощных даек; более или менее крупные гранитоидные интрузии всегда расположены на некотором удалении от центрального шва, ориентируясь к нему длинной осью под небольшим углом. Рудные концентрации, представляющие промышленный интерес, располагаются в некоторой близости от шовной зоны в системе оперяющих разломов. Подобные примеры отмечаются во многих рудных провинциях и являются, по сути, закономерностями. Рудовмещающие разломы оперения развиты вдоль зоны основного шва неравномерно, но через определенные промежутки образуют своего рода сгущения или узлы. В пределах этих узлов обычно отмечается концентрация даек диоритового состава и очень часто поблизости локализуются дайки кислого состава или гранитоидные массивы. Оруденение вдоль разломов, таким образом, носит узловый характер, а узлы представляют собой относительно замкнутые рудно-магматические системы.

Для разломов "скрытого" типа пространственная концентрация узлов сгущения трещиноватости и проявлений магматизма устанавливается намного конкретнее, причем эти узлы также представляют собой замкнутые тектоно-рудно-магматические системы, которые могут служить своеобразной металлогенической ячейкой при рудноформационном анализе. Оруденение различной формационной принадлежности занимает в этих системах строго определенное место в пространстве и во времени.

Оруденение более низкого металлогенического ранга в пределах межразломных структурно-фациальных зон контролируется купольными морфоструктурами, формирование которых обусловлено проявлением гранитоидного магматизма [Шахтыров, 1980, 1981].

Следует отметить, что никаких признаков контроля рудных узлов или рудных полей пересечениями продольных разломов глубокого заложения поперечными мы не обнаружили, хотя этому вопросу и уделяли достаточно внимания. Причины узлового характера размещения оруденения вдоль зон рудных поясов, на наш взгляд, нужно искать в динамике внутреннего развития зон разломов (тектонические движения — магматизм — метаморфизм — рудогенез). Привлечение для объяснения формирования рудных узлов или рудных полей в большинстве случаев надуманных гипотетических, часто ничем не доказанных поперечных разломов есть уход от решения важной проблемы — поисков действительно структурного-морфоструктурного контроля пространственного размещения оруденения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Авторами монографии доказывается результативность изучения геоморфологической структуры в конформном единстве ее поверхности и геологического строения (структурно-вещественного содержания). Такой детерминированный геоморфологический синтез представлен концепцией геолого-геоморфологической конформности: геоморфологическая поверхность конформна организующему ее однородному и однопорядковому с ней геологическому пространству. Эта концепция явилась методологическим стержнем морфоструктурных построений в монографии.

1. С методологических позиций этого принципа геоморфологию предлагается рассматривать как науку о формах, возрасте и происхождении рельефа геологических тел с конформным ему структурно-вещественным их содержанием. Цель геоморфологических исследований — в изучении и восстановлении единства внешней формы и соответствующего (конформного) ей содержания тел планетарного уровня организации (их структуры и вещества) в статике, динамике и ретроспективе.

2. При выявлении внешних контуров и особенностей морфологии таких тел авторами были широко использованы материалы космических съемок. С помощью разномасштабных космических снимков было установлено повсеместное развитие на Дальнем Востоке морфоструктур центрального типа (МЦТ), образующих иерархию системы МЦТ от наиболее крупных — до 4 тыс. км в диаметре — к элементарным — в десятки и единицы километров. Наиболее распространены плутоногенные, вулканогенные, переходные между ними и полигенные, в конформный комплекс которых входят не только магматические, но и осадочные и метаморфические породы.

МЦТ пространственно приурочены к участкам наибольшей раздробленности и проницаемости земной коры и в течение длительного времени, исчисляемого нередко несколькими геологическими периодами, являлись центрами выхода на земную поверхность и в приповерхностные части земной коры глубинных расплавов, флюидов и гидротерм. Это обусловило важную роль таких морфоструктур, как рудоконтролирующих и рудовмещающих геолого-геоморфологических образований. Существенно важным элементом МЦТ является организующая их "каркасная" система концентрических и радиальных разломов, которые, в свою очередь, определяют пространственное положение системы геологических тел со свойственным им рельефом.

Методически существенным является многоступенчатое дешифрирование космических снимков "от общего — к частному", с непрерывной корректировкой выявленных геолого-геоморфологических объектов по снимкам разного масштаба — от наиболее мелкого до крупного. Этот прием позволил найти пространственно-генетические связи, существующие между морфоструктурами в иерархической системе.

3. Применение различных морфометрических построений в пространственной характеристике МЦТ показало, что наиболее отчетливое отражение эндогенные формы рельефа, а следовательно, и массы вещества, создающие их, находят в рисунке морфоизогипис (тектоноизогипис, или морфоизогипис, по терминологии авторов) вершинной поверхности.

4. Решение проблем становления основных геоморфологических структур конти-

нента, океана и зоны перехода между ними связано прежде всего с изучением их морфоструктурной составляющей.

Авторами монографии приведены для всей территории Дальнего Востока и отдельных его районов новые данные о выделении здесь иерархии систем морфоструктур центрального типа (МЦТ) и трансрегиональных линейментов — глубинных разломов, наиболее крупные из которых являются периокеаническими дизъюнктивными дислокациями высшей планетарной МЦТ — Тихоокеанской впадины. Другие, менее крупные глубинные разломы являются радиально-концентрическими по отношению к наиболее высокопорядковым МЦТ восточной части Евразийского континента и зоны перехода от него к Тихому океану: Берингской, Яно-Колымской, Алданской, Амурской, Охотморской, Япономорской, Корейской, Восточно-Китайской, Малайской, Сиамо-Китайской.

Для рассматриваемой территории впервые, таким образом, сделана попытка представить ее морфоструктурное строение от земной поверхности до разноглубинных геосфер в виде целостной иерархии разнопорядковых МЦТ, глубина заложения которых, по предположениям М.В. Пиотровского, В.В. Соловьева и Б.В. Ежова, примерно соответствует их радиусам с приуроченностью "корней" к поверхностям геофизических разделов. Сведения о полифазной геофизической расчлененности литосферы и мантии позволяют, таким образом, коррелировать размеры морфоструктур с глубиной их заложения и делать определенные предположения об их происхождении.

Возраст (время активного развития) разнопорядковых морфоструктур центрального и линейного типов датируется авторами от докембрия и вплоть до кайнозоя. При этом разные морфоструктуры имели различную продолжительность своих активных и пассивных (статических) состояний.

5. Представление о системе иерархического соподчинения разнопорядковых морфоструктур (а в сочетании с морфоскульптурами — геоморфологических структур), очевидно, позволит в ближайшем будущем рассматривать геологические тела в их различных структурных, временных и генетических сочетаниях в геоморфологическом и палеогеоморфологическом аспектах. Палео- и экспонированная геоморфологическая структура с неразрывным единством поверхностного и глубинного (структурно-вещественного) строения представляется гармонически наиболее полной структурой Земли.

6. При таком единстве геологического тела и его геоморфологической поверхности — рельефа — сделана попытка объяснить многие особенности геологического и геоморфологического строения территории Дальнего Востока. С привлечением же разрабатываемой иерархической системы эндогенных геоморфологических структур — морфоструктур¹ — эти объяснения закономерностей поверхностно-глубинной организации структур Земли возможно рассматривать для всех геологических тел, начиная от элементарных и вплоть до формационных и более высокоранговых их группировок. Картографическое выражение такой многогранности геологических тел с конформным им рельефом дает возможность построения качественно новых типов карт с иерархической многопорядковой соподчиненностью геолого-геоморфологических группировок, начиная от планетарных и вплоть до элементарных.

7. Рассматриваемая концепция ядерно-сводового и ядерно-депресссионного развития морфоструктур с их радиально-концентрической организацией наиболее полно по сравнению с другими гипотезами и концепциями отражает строение и эволюцию разнопорядковых континентальных и океанических структур Земли. При этом авторами доказывается в целом центробежное смещение эндогенного геоморфогенеза в разнопорядковых морфоструктурах вплоть до отмеченных выше. Яно-Колымской, Алданской и других с постепенным начиная с архея увеличением площади и объема континентальной коры с запада на восток, от Евразийского континента к Тихому океану.

Подобная эволюционная направленность развития целостной системы геолого-гео-

¹ Экзогенные геоморфологические структуры — морфоскульптуры — тема особых исследований.

морфологических группировок должна служить объективным объяснительным началом в проблемах создания и разрушения структур земной коры и закономерного размещения планетарных и региональных минерагенических зон, узлов и рудных районов.

8. Основной тенденцией деструктивного континентального экзо- и эндогеоморфотектогенеза является разрушение орогенного рельефа и формирование на его месте депрессионных морфоструктур с равнинной поверхностью, особенно характерной при компенсации образующегося пространственного вакуума осадочными и вулканогенными комплексами горных пород. Авторы выделяют следующий ряд синрифтогенных экзогенно-эндогенных образований, геоморфологически выраженных поверхностями выравнивания: надбазисными (субазральными), базисными (субазральными-субаквальными) и подбазисными (субаквальными). В данном случае пенепленизация определяется активным (скрытым или явным) рассредоточенным рифтогенезом континентальной коры с последующим прогибанием и погребением ее поверхности под осадочный и осадочно-вулканогенный, реже — вулканогенный чехол. В целом же формирование поверхности выравнивания различного типа обусловлено не статическим (так называемым "стабильным"), а весьма динамическим состоянием рифтогенных структур — от линейных и узловых до рассредоточенных. С таких позиций, геолого-геоморфологический процесс экзогенно-эндогенного разрушения и выравнивания орогенных сооружений приводит к подготовке денудационного ложа для аккумулятивных чехлов континентальных и эпиконтинентальных депрессий с соответствующим им (конформным) структурно-вещественным комплексом.

9. Конформные и коррелятные структурно-вещественные комплексы рассмотрены в монографии согласно парагенетическим особенностям формирования геологических тел и их рельефа. Среди них выделены плитные, геосинклинальные, континентально-орогенные (различных типов) и разломные комплексы с их вещественной, структурно-вещественной и структурной характеристиками. Возраст геоморфологической структуры (морфоструктуры и морфоскульптуры) устанавливается по времени активного ее развития как определенного генотипа с соответствующими ему конформными структурно-вещественными комплексами.

10. Картографирование геоморфологической структуры представляет собой разнорядковое районирование геологического пространства с конформной ему наземной поверхностью. На представленных в монографии картах эндогенных геоморфологических структур (морфоструктур) конформно совмещены в пространственное единство структурно-вещественные свойства эндогенного геологического тела и морфология его земной поверхности (его рельефа). При этом на карте изображаются не все вещественные и структурные свойства геологического тела, а лишь те, которым конформна геоморфологическая поверхность. Подобный тип карт успешно используется авторами при прогнозно-металлогенических исследованиях.

11. Установлено, что металлогеническая специализация на отдельные виды полезных ископаемых тесно связана с определенными генетическими типами морфоструктур, наиболее благоприятными среди которых являются плутогенные и вулканогенные МЦТ. Наиболее перспективными в отношении концентраций рудных полезных ископаемых оказались участки длительно существующих контрастных сочленений морфоструктур различных генетических типов и узлы пересечения здесь радиально-концентрических их элементов.

Авторами сделана попытка определить общие особенности металлогенических характеристик МЦТ: в апикальной части сводово-блоковых континентальных МЦТ эти характеристики отвечают сиалическому породному составу с концентрацией наиболее высокотемпературной минерализации; в зоне контактов окраин сводов и отрицательных морфоструктур и в зонах трансрегиональных глубинных разломов преобладает смешанный сиало-фамический тип среднетемпературной минерализации; линейные и узловые системы отрицательных морфоструктур отличаются преимущественно фемическим профилем низкотемпературной минерализации. При этом выдвигается положение о бинарной и буферной металлогенической специализации сводово-блоковых

поднятий как следствие дисимметричного развития крупных МЦТ на стыке разнородных по своему строению геоблоков. Предполагается, что металлогеническая дисимметрия (металлогеническая специфика полукольцевых блоков) очаговых морфоструктур носит общий характер, распространяясь на все классы этих образований.

В ряде случаев (Северо-Восток СССР) морфоструктурное единство веерообразных систем оперения зон глубинных разломов, совмещение их с областями интенсивного проявления гранитоидного магматизма, замкнутость оруденения в их пределах дают основание считать эти веерообразные системы оперения образующими ту структурную основу, которая обеспечивает границы рудоносных провинций.

Учитывая разноглубинное заложение МЦТ и парагенетически связанных с ними глубинных разломов, возможно определять и соответствующие им по глубине (и размерности) источники рудного вещества.

12. Кроме минерагенической специфики морфоструктур, авторы отмечают и значение их как гидрогеологических резервуаров. Критерием водонасыщенности геоантиклинальных зон является различная их геодинамическая активность: чем активность выше (и интенсивнее тектоническое дробление), тем выше и водонасыщенность этих зон. Степень водоносности депрессионных морфоструктур хорошо коррелируется с длительностью устойчивого положения здесь современной гидросети.

Приведенные в монографии материалы позволяют наметить следующие наиболее важные задачи морфоструктурных исследований:

- 1) создание теоретических основ и терминологического понятийного аппарата единства системы "рельеф — структура — вещество";
- 2) разработка конкретных классификаций минерагенически продуктивных и стерильных в этом отношении свойств морфоструктур;
- 3) создание легенд, моделей и морфоструктурных карт общего и специализированного назначений в рамках целостной системы, ее элементов, системообразующих отношений и границ (поверхностно-глубинных);
- 4) усиление автоматизации обработки геолого-геоморфологических данных на базе совершенствования технических средств изучения Земли из космоса;
- 5) разработка геоинформационной системы банка геологических, геоморфологических и геофизических данных в рамках морфоструктурного анализа с последующим их многопорядковым синтезом при самом широком использовании математического аппарата;
- 6) внедрение картирования геоморфологических структур в практику геологических и геоморфологических работ;
- 7) координация геоморфологических (и морфоструктурных) исследований, создание сводных и тематических монографий, общих и специализированных геоморфологических карт, региональных программ, позволяющих объединить усилия геоморфологов, геологов и географов на решение проблем геоморфологического анализа и синтеза.

ЛИТЕРАТУРА

Аки К., Пресс Ф. Строение верхней мантии под океанами и континентами по наблюдениям релеевских волн. — В кн.: Верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964, с. 329–353.

Алексеев В.А., Гетлинг А.В. Конвекция в мантии и образование кольцевых структур. — В кн.: Вулканизм и вулканообразования: Тез. докл. V Всесоюз. вулканол. совещ. Тбилиси, 1980, с. 5–7.

Анализ космических снимков при тектономагматических и металлогенических исследованиях/Отв. ред. И.Н. Томсон. М.: Наука, 1979. 164 с.

Ансберг Н.А. О рельефе кристаллического фундамента Русской платформы. — В кн.: Вопросы региональной геологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968, с. 90–98.

Антощенко-Оленев И.В. Причины разногласий при датировке выровненных поверхностей горных областей (на примере Западного Забайкалья). — В кн.: Поверхности выравнивания. М.: Наука, 1973, с. 134–138.

Апрелков С.Е., Ежов Б.В. Структуры вулканогенных полей Центрально-Камчатского пояса. — Геология и геофизика, 1977а, № 4, с. 130–136.

Апрелков С.Е., Ежов Б.В. О мезозойско-кайнозойском развитии Курило-Камчатской островной дуги. — В кн.: Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток, 1977б, с. 81–88.

Апрелков С.Е., Ежов Б.В. Тектоническое строение Центрально-камчатского вулканического пояса и некоторые особенности локализации оруденения. — Геология и геофизика, 1978, № 12, с. 125–129.

Апрелков С.Е., Ежов Б.В., Харченко Ю.И. Вулканогенно-тектонические структуры и оруденение Центральной Камчатки. — Геология рудных месторождений, 1977, № 3, с. 82–89.

Апрелков С.Е., Жегалов Ю.В., Слепов Ю.М., Харченко Ю.И. Металлогеническая характеристика вулканогенных формаций Камчатки. — В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967, с. 157–163.

Артюшков Е.В. Что приводит в движение земную кору? — Природа, 1973, № 10, с. 28–37.

Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.

Артюшков Е.В., Лебедев Л.И., Миловицкий Я.П. и др. Осадочные чехлы и механизмы образования глубоководных бассейнов внутренних морей. — В кн.: Междунар. геол. конф., Париж, 1980; 26-я сес. Докл. сов. геологов. Тектон. геология альпид "тетического" происхождения. М.; 1980, с. 89–95.

Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР. — Биол. МОИП, отд. геол., 1933, т. 11, № 4, с. 323–348.

Архипов Ю.В., Парфенов Л.М. Об Адычанской зоне пологих дислокаций. — ДАН СССР, 1980, т. 250, № 1, с. 155–158.

Бакулин Ю.И., Усанов Г.Е. Некоторые аспекты металлогении олова и золота Приамурья (по данным морфоструктурного анализа). — В кн.: Металлогения Востока СССР. Владивосток, 1976, с. 3–9.

Баранов В.Д., Диденко М.И. Кольцевые структуры Алтая и их возможное металлогеническое значение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 4, с. 101–107.

Башенина Н.В., Мирнова А.В. О поверхностях выравнивания в условиях блоковой тектоники и об изображении их на мелкомасштабной карте "Поверхности выравнивания". — В кн.: Материалы к IX Пленуму геоморфол. комис. Иркутск, 1970, с. 73–75.

Башенина Н.В., Леонтьев О.К., Пиотровский М.В. Изучая лик Земли. — Правда, 1982, 26 янв.

Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978, 231 с.

Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 214 с.

Беммелен Ван Р. Развитие мегаундаций. Механическая модель крупномасштабных геодинамических явлений. — В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 230–249.

Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ. — Сов. геология, 1964, № 9, с. 3–28.

Бондаренко Е.И., Ковальчук Т.К. Новые данные о возрасте оруденения Сихотэ-Алинской складчатой области. — В кн.: Вопросы геохронологии и изотопной геологии. Л., 1976, с. 25–35 (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 250).

- Бондарчук В.Г.* Тектоорогения. Киев: Издво Киев. ун-та, 1946. 263 с.
- Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с.
- Боч С.Г., Краснов И.И.* Процесс гольцового выравнивания и образование нагорных террас. — Природа, 1951, № 5, с. 25—36.
- Брюханов В.Н., Еремин В.Е., Марков В.И.* и др. Применение материалов космических съемок для решения теоретических и практических задач геологии. — В кн.: Исследование земных ресурсов космическими средствами. М.: АН СССР, 1975, ч. II, с. 14—28.
- Василевский М.М., Делемень И.Ф.* Поля морфоструктур центрального типа и их связь с глубинным строением земной коры. — В кн.: Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 55—56.
- Васильев И.А., Старк А.Г., Степанов В.А.* Золотая минерализация Сергачинской металлогенической зоны (Верхнее Приамурье). — В кн.: Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976, с. 93—98.
- Васильковский Н.П.* Особенности строения и геологическая история Северо-Азиатской ветви Тихоокеанского пояса. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968, с. 9—57.
- Васютина Л.Г., Кусков А.П.* Новые морфоструктурные данные, полученные при дешифрировании космических снимков района БАМ. — В кн.: Исследование Земли из космоса. М., 1982, № 6, с. 20—26.
- Вахромеев В.А.* Климаты Северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники. — Палеонтол. журн., 1978, № 2, с. 3—17.
- Верхняя мантия/Под ред. А. Ртисем. М.: Мир, 1975. 309 с.
- Власов Г.М.* О рядах рудных формаций в магматогенно-рудных системах. — Геология руд. месторождений, 1975, № 5, с. 18—24.
- Воларович Г.М.* Сочленение Тихоокеанских и Монгольских структур и особенности размещения золотоносных районов в пределах южной части Дальнего Востока. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1963, с. 167—172.
- Волков Н.М.* Принципы и методы картометрии. М.: Издво АН СССР. 1950. 328 с.
- Волков Ю.Ф., Милютин А.Г.* Особенности геологического строения рудного месторождения Чемпура. Тр. — Всесоюз. заочн. политехн. ин-та, 1971, вып. 68, с. 73—78.
- Волчанская И.К.* Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М.: Наука, 1981. 240 с.
- Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н.* Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1975. 152 с.
- Вольский А.С.* Основные черты геологии и металлогении Уруша-Ольдойского рудного района. — В кн.: Новые данные о минерально-сырьевых ресурсах центральной части БАМ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 87—94.
- Вольский А.С.* Мазозойский магматизм Уруша-Ольдойского золотоносного района и связь с ним рудной минерализации. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ: БФСО АН СССР, 1979, с. 126—127.
- Вопросы морфометрии. Саратов: Издво Саратов. ун-та, 1967, вып. 2. 346 с.
- Вотах О.А.* Принцип тектонического районирования по возрасту главной складчатости, глобальная тектоника и основы общей теории строения Земли. Геология и геофизика, 1973, № 9, с. 3—14.
- Гаверилов А.А.* Морфоструктуры Нижнего Приамурья и их металлогения. — В кн.: Морфоструктура и палеогеография Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 51—66.
- Гаверилов А.А.* Морфоструктурный план и позиции эндогенного оруднения Нижнего Приамурья. — В кн.: Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 81—96.
- Гаверилов А.А.* Модель последовательно-параллельного становления и развития морфоструктур континентальных окраин (на примере юга Дальнего Востока). — В кн.: Тез. докл. междунар. совещ. по геодинамике зап. части Тихого океана (23 мая — 4 июня 1981 г.). Южно-Сахалинск, 1981, вып. 2, с. 19—22.
- Гаверилов А.А.* Морфоструктуры центрального типа Нижнего Приамурья и их глубинное строение. — В кн.: Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 83—100.
- Галкин И.Н.* Сейсмоструктура Луны. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 35—50.
- Ганешин Г.С.* Геоморфологическое картирование четвертичных отложений при геологическом съемочных работах. М.: Недра, 1979. 154 с.
- Геншафт Ю.С., Зайцев Н.С., Салтыковский А.А.* Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии. — Геотектоника, 1978, № 5, с. 105—115.
- Геодекян А.А., Удинцев Г.Б., Баранов В.В.* и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря. — Сов. геология, 1976, № 6, с. 12—31.
- Геоиндикационное моделирование (с использованием материалов аэро- и космических съемок). Л.: Недра, 1984. 247 с.
- Геология Кореи. М.: Недра, 1964. 264 с.
- Геология СССР. Т. 19, ч. 1. М.: Недра, 1966. 736 с.
- Геология СССР. Т. 32. Ч. 1. М.: Недра, 1969. 696 с.
- Геология СССР. Т. 30. М.: Недра, 1970. Кн. 1. 547 с.; кн. 2. 536 с.
- Геологическая карта Евразии. М-б 1:5 000 000. Гл. ред. А.П. Марковский. М.: ГУГН, 1972.
- Геологическая карта Лаосской НДР. М-б 1:1,5 000 000/Гл. ред. Ю.Я. Кузнецов. 1977.
- Геологическая карта полуострова Индокитай и прилегающих территорий. М-б 1:2,500 000/Гл. ред. Ю.Я. Кузнецов. М., ГУГК, 1978.

Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (в пределах СССР). М-б 1:1,500 000 гл.-ред. Л.И. Красный. М.: МГ СССР, 1964.

Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, м-б 1:10 000 000, 1970/Гл. ред. Л.И. Красный.

Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.

Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966. 307 с.

Герасимов И.П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. — В кн.: Пробл. физ. географии, 1946, вып. 12, с. 33—46.

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. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли. — Геоморфология, 1970, № 1, с. 19—27.

Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. Геоморфологический этап в развитии рельефа Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, № 6, с. 3—13.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Ч. 3/4. 544 с.

Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971. 365 с.

Глуховский М.З. О кольцевых структурах и линейных зонах разломов Алданского щита. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 36—48.

Глуховский М.З. Кольцевые структуры Юго-Востока Сибири и их возможная природа. — Геотектоника, 1978, № 4, с. 50—63.

Гнибиденко Г.С., Косыгин Ю.А., Сергеев К.Ф. и др. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 368 с.

Годзевич Б.П. Тектоника Становой складчатой области. — В кн.: Тектоника востока советской Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 34—35.

Грабков В.К. Курильская геосинклинальная система. — В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976, с. 184—199.

Грачев А.Ф. Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР). — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1973, вып. 8, с. 56—75.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.

Гудков А.А., Гусев Г.С. Тектоническое строение Южного Верхоянья (по геолого-геофизическим данным). — В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск, 1968, с. 50—55.

Гусев Г.С. Кинематика Южно-Верхоянской, Полоусненской и Индигиро-Колымской системы разломов Северо-Востока СССР. — В кн.: Мезозойский тектогенез: Тез. докл. Магадан, 1969, с. 86—88.

Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. М.: Наука, 1979. 208 с.

Дэвис В.М. Геоморфологические очерки. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.

Дрейк М.Дж. Окраины континентов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 473—480.

Ежов Б.В. Структурно-геоморфологический анализ в связи с поисками аллювиальных россыпей золота в Среднем хребте Камчатки. — В кн.: Структурная геоморфология горных стран: Материалы к X Пленуму Геоморфол. комис. АН СССР. Фрунзе: Илим, 1973, с. 187—188.

Ежов Б.В. Суммарные амплитуды блоковых неотектонических движений и характер экзогенных рельефообразующих процессов в Среднем хребте Камчатки. — В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, с. 81—83.

Ежов Б.В. Строение и особенности развития Центрально-Камчатского вулканического пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук Владивосток, Дальневост. геол. ин-т. 1978. 24 с.

Ежов Б.В. О связях кольцевых морфоструктур с геофизическими оболочками Земли. — В кн.: Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980а, с. 71—80.

Ежов Б.В. Формы поперечного сечения и глубина заложения вулканотектонических структур Камчатки. — В кн.: Вулканизм и вулканогеоструктуры: V Всесоюз. вулканол. совещ. Тез. докл. Тбилиси: Мещниереба, 1980б, с. 77—78.

Ежов Б.В. Основные особенности морфоструктуры Камчатки. — В кн.: Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981а, с. 47—53.

Ежов Б.В. О морфоструктуре и металлогении Центрально-Камчатского вулканического пояса. — В кн.: Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981б, с. 54—58.

Ежов Б.В. Геофизическая расслоенность мантии и локальные геолого-геоморфологические аномалии на Камчатке. — В кн.: Строение и динамика переходных зон: Междунар. симпоз. Тез. докл. М.: Изд-во АН СССР, 1983а, с. 45.

Ежов Б.В. Геоморфоструктурное развитие Курило-Камчатской секции Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983б. 142 с.

Ежов Б.В., Худяков Г.И. Планетарная иерархия морфоструктур центрального типа на основе глубины заложения. — В кн.: Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982а, с. 3—23.

Ежов Б.В., Худяков Г.И. Морфоструктуры Центрального типа и глубинные геофизические разделы. — ДАН СССР, 1982б, т. 265, № 3, с. 687—689.

Ежов Б.В., Худяков Г.И. Морфотектоника геодинамических систем центрального типа (новая глобальная концепция). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 128 с.

Ермошин В.В. Вершинные поверхности и пространственно-порядковое соподчинение морфоструктур. — В кн.: Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 148–161.

Залищак Б.Л., Мясников Е.А. Хайктинская очаговая структура (Верхнее Приамурье) — морфоструктура центрального типа. — В кн.: Геология и металлогения Монголо-Охотского пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983, с. 48–56.

Залищак Б.Л., Беда В.Д., Петраченко Р.И. и др. Особенности эндогенной минерализации Хайктинской очаговой структуры (Верхнее Приамурье). — В кн.: Геология окраин континентов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 192–195.

Захаров Ю.Ф. О вопросах рельефа Северного, Приполярного и Полярного Урала. — Геология и геофизика, 1966, № 11, с. 98–101.

Земля Т. Введение в общую геологию/ Дна Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейси и др. М.: Мир, 1974. 847 с.

Золотов М.Г. Связь золотого оруденения с магматическими породами среднего состава мезозойских и кайнозойских вулканических зон материковой части Дальнего Востока. — Сов. геология, 1965, № 7, с. 77–90.

Золотов М.Г. Ядерносводовые и кольцевые структуры Приамурья. — В кн.: Тектоника Востока советской Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 3–33.

Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972. 116 с.

Иванов Ю.А. О значении Нижнеамурского разлома в мезозойском развитии Нижнего Приамурья. — Геотектоника, 1972, № 4, с. 115–123.

Игнатова В.Ф. Современное осадкообразование в Татарском проливе. М.: Наука, 1980. 80 с.

Иголкина Н.С., Кириков В.П., Кривская Т.Ю. Основные этапы формирования осадочного покрова Русской платформы. — Сов. геология, 1970, № 11, с. 16–36.

Измайлов Л.И., Чехов А.Д. Главнейшие системы разрывных нарушений юго-восточной части Индяли-Дебинского синклиория. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 295–298.

Ицксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 231 с.

Ищенко А.А. Об асимметрии морфоструктур Центральной Камчатки. — В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 49–51.

Ищенко А.А. Позднемеловые очаговые морфоструктуры на Восточной Камчатке. — В кн.:

Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 59–63.

Ищевко А.А. Линейная морфоструктура Восточной Камчатки. — В кн.: Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 88–102.

Ищенко А.А., Ежов Б.В. Асимметрия структур центрального типа как результат взаимодействия с линейными структурами (постановка проблемы и возможные пути ее решения). — Вулканология и сейсмология, 1981, № 5, с. 64–73.

Казицын Ю.В., Рабинович А.В., Панов Е.Н. и др. Минералогеохимические критерии металлогенности гранитоидов. М.: Недра, 1975. 232 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 236).

Караванов К.П. Бассейны подземных вод горноскладчатых областей Восточной Азии: Закономерности развития и строения, проблемы типизации и картирования. М.: Наука, 1977. 142 с.

Карасев М.С., Худяков Г.И. О геоморфологической роли литологии горных пород на территории Приморья. — В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966, с. 91–94.

Караулов В.Б., Ставцев А.А. О главных системах разломов материковой части Дальнего Востока. — Геотектоника, 1975, № 4, с. 72–84.

Кесарев В.В. Движущие силы развития Земли и планет. Л.: Недра, 1967. 152 с.

Кесарев В.В. Эволюция вещества Вселенной. М.: Атомиздат, 1976. 183 с.

Кириллова Г.Л., Трубин М.Т. Формации и тектоника Джардинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.

Континентальный и океанический рифтогенез. М., 1982. 54 с.

Король Р.В., Будник С.И. Некоторые особенности строения южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. — В кн.: Геология и металлогения Южного Приморья. Владивосток, 1975, с. 48–52. (Тр. ДВПИ; Т. 110).

Короткий А.М. Корреляция современного рельефа и осадков для целей палеогеоморфологии (на примере горных стран юга Дальнего Востока СССР). Владивосток, 1970. 168 с.

Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР. — В кн.: Междунар. геол. конгр. XXVI сес.: Докл. сов. геологов. Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 130–137.

Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.

Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 215 с.

Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1962, т. 1, с. 9–18.

Косыгин Ю.А., Воронин Ю.А., Соловьев В.А. Опыт формализации некоторых тектонических

- понятий. — Геология и геофизика, 1964, № 1, с. 23–37.
- Косыгин Ю.А., Афонин Ю.А., Борукаев Ч.Б., Соловьев В.А.* Геологическая структура: Опыт формализованного определения и описания. Ст. 1. — Геология и геофизика, 1966, № 11, с. 12–28.
- Красный Л.И.* Типы подвижных областей Востока СССР. — В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 23–37.
- Красный Л.И.* Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 159 с.
- Красный Л.И., Михайлов В.И., Куликов А.А.* О геологическом строении возвышенности Академии наук СССР (Охотское море). — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 6, с. 1392–1398.
- Кривоулицкий А.Е.* О процессах гольцовый шпандии. — ДАН СССР, 1965, 1161, № 3, с. 663–665.
- Кривоулицкий А.Е.* Жизнь земной поверхности: (Пробл. геоморфологии). М.: Мысль, 1971. 407 с.
- Кулаков А.П.* Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск: Наука, 1973. 187 с.
- Кулаков А.П.* Морфотектоника побережий Охотского и Японского морей и морфодинамика берегов. — В кн.: Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток, 1977а, с. 54–59.
- Кулаков А.П.* Новые данные о морфоструктуре Северо-Западного Приохотья и Нижнего Приамурья. — В кн.: Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977б, с. 41–43.
- Кулаков А.П.* Основные черты морфоструктуры и антропогенной палеогеографии побережья Северного Сихотэ-Алиня. — В кн.: Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 56–78.
- Кулаков А.П.* Некоторые особенности строения и развития северо-западного побережья Охотского моря. — В кн.: Морфоструктура и палеогеография Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 31–50.
- Кулаков А.П.* Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 176 с.
- Кулаков А.П.* Гигантские морфоструктуры центрального типа и проблема формирования современного облика материкового побережья Дальнего Востока. — В кн.: Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 18–33.
- Кулаков А.П., Сахно В.Г.* Среднеамурская и мегаморфоструктура центрального типа — особенности строения и развития. — В кн.: Глубинное строение концентрических морфоструктур. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 24–42.
- Кулаков А.П., Геращенко Ю.Т., Гончаров Е.И.* Морфоструктура Северо-Западного Приохотья по материалам космических съемок. — В кн.: Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 64–87.
- Кулаков А.П., Сорокин А.П., Мясников Е.А.* Новые данные о морфоструктуре восточной зоны БАМ (по материалам космических съемок). — В кн.: Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983, с. 48–61.
- Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли: (Новая глобальная концепция). М.: Недра, 1975. 101 с.
- Ласточкин А.Н.* К дискуссии о понятии "морфоструктура". — Геоморфология, 1980, № 1, с. 34–40.
- Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки. — Геохимия, 1979, № 2, с. 179–197.
- Леонова Л.Л., Шеймович В.С., Бобикова Е.С.* К вопросу о генезисе кислых пород вулкана Ходутка (Южная Камчатка). — Геохимия, 1978, № 5, с. 700–708.
- Ли Сы Гуан.* Геология Китая. М.: Изд-во иностр. лит., 1952, 520 с.
- Личков Б.Л.* О так называемых доурских пенепленах Тянь-Шаня и Памиро-Алтая. — В кн.: Географический сборник. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1952, т. 1. (Геоморфология и палеогеография; вып. 2).
- Линневский Э.Н.* О строении поверхности фундамента Нижне-Зейской впадины. — Геотектоника, 1968а, № 5, с. 62–71.
- Линневский Э.Н.* О некоторых особенностях строения земной коры и размещении оловянного и золотого оруденения на Дальнем Востоке в свете гравиметрических данных. — ДАН СССР, 1968б, т. 181, № 6, с. 1455–1458.
- Линневский Э.Н.* Опыт металлогенического районирования Сихотэ-Алинской складчатой области (по геолого-гравиметрическим данным). — Сов. геология, 1974, № 6, с. 34–43.
- Лозачев Н.А., Лопатин Д.В.* Материковый рифтогенез и рельеф. — В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976, с. 201–246.
- Лукашев А.А., Лихачева Э.А.* Анализ секций неотектонических блоков при изучении эндогенных рудных месторождений. — Вопр. географии, 1973, об. 92.
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.* Механизм формирования концентрических морфоструктур над магматическим очагом. — Геология и геофизика, 1974, № 10 (178), с. 3–19.
- Любимова Е.А.* Тепловой поток из недр Земли и его происхождение. — Природа, 1980, № 4, с. 70–76.
- Любимова Е.А., Горшков А.П., Фельдман И.С.* О возможной глубине зоны скопления магмы в областях современного вулканизма. — В кн.: Материалы к III Всесоюз. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 84–85.
- Люкк А.А., Нерсеов И.Л.* Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной

очага. — ДАН СССР, 1965, т. 162, № 3, с. 559–562.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.

Мальков Б.И. Схема развития юго-восточной части Яно-Кольмской геосинклинальной системы. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 43–50.

Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. М.: Географиз, 1948. 334 с.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 235 с.

Марков М.С., Пуцаровский Ю.М., Тильман С.М. и др. Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 3–21.

Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь: (Пробл. биовулканологии). М.: Мысль, 1980. 196 с.

Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия. М.: Наука, 1971. 152 с. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 19).

Мецзяков Ю.А. Успехи и трудности морфометрии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, № 5, с. 112–116.

Мецзяков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 389 с.

Милановский Е.Е. Основные типы рифтовых зон материков. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1970, № 2, с. 13–35.

Милановский Е.Е. К проблеме происхождения и развития линейных структур платформ. — Вестн. МГУ, 1979, № 6, с. 29–58.

Милановский Е.Е. Рифтогенез на древних платформах. — В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез: Тез. докл. М., 1982, с. 45–46.

Милашев В.А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л.: Недра, 1972. 176 с.

Михайлов А.Е. Космос и движения земной коры. — Природа, 1973, № 8, с. 20–29.

Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1963. 263.

Морфоструктурный анализ речной сети СССР/ Под ред. И.П. Герасимова. М.: Наука, 1979. 304 с.

Мурзаева В.Э. О древней долине Амура. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1960, № 1, с. 37–42.

Мясников Е.А. О морфоструктуре Янканского поднятия (Верхнее Приамурье). — В кн.: Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 81–87.

Мясников Е.А. Морфоструктуры центрального типа Уруша-Ольдойского рудного района (Верхнее Приамурье). — В кн.: Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 103–113.

Мясников Е.А., Кулаков А.П., Залищак Б.Л. Морфоструктуры центрального типа Верхнего Приамурья. — В кн.: Морфоструктуры центрального типа Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984, с. 49–56.

Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 79, с. 464.

Наумов А.Д. Пенешлены. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1981. 373 с.

Некрасов Г.Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоларитов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа. — Геотектоника, 1971, № 5.

Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П. Сейсмология Монголо-Охотского линеймента (Восточный фланг). Новосибирск: Наука. 1979. 111 с.

Никонова Р.И. Надбазисные выровненные поверхности в горах юга Дальнего Востока. — В кн.: Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток: Кн. Изд-во, 1976, с. 29–49.

Никонова Р.И. Палеогеоморфологическая интерпретация и определение возраста поверхности регионального углового несогласия. — В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978а, с. 63–65.

Никонова Р.И. Геоморфологические условия образования несогласных контактов в унаследованно развивающихся депрессионных морфоструктурах. — В кн.: Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток. 1978б, с. 35–43.

Никонова Р.И. Высокие базы денудации и геоморфологические уровни (в связи с проблемой поверхностей выравнивания). — В кн.: Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980а, с. 136–147.

Никонова Р.И. О пенешене по фундаменту платформ. — В кн.: Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980б, с. 10–18.

Никонова Р.И., Ищенко А.А. Роль нивации в морфогенезе вершинного пояса южной части Восточного хребта Камчатки. — В кн.: Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 102–109.

Никонова Р.И., Худяков Г.И. О возможностях и условиях сохранения выровненных реликтовых поверхностей в современном рельефе гор. — В кн.: Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 5–28.

Никонова Р.И., Худяков Г.И. О возможности и условиях сохранения геоморфологических реликтов в современном рельефе. — В кн.: Региональная палеогеография. Киев: Изд-во АН УССР, 1977: (Тез. докл. Всесоюз. конф. "Палеогеогр. основы рационального использования естеств. ресурсов". Сектор географии).

Никонова Р.И., Худяков Г.И. Структурно-тектонические условия формирования пенешена. — В кн. Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 13–23.

Никонова Р.И., Худяков Г.И. Поверхности выравнивания и рифтогенные зоны (новый аспект проблемы поверхностей выравнивания

ния). В кн.: Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983, с. 5–22.

Никонова Р.И., Худяков Г.И. Проблемы поверхностей выравнивания – новый аспект. В кн.: 27 Междунар. геол. конгр.: Тезисы. Т. 1. Секция 01–03. М.: Наука, 1984, с. 404–405.

Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья/ Отв. ред. М.А. Фаворская. М.: Наука, 1977. 204 с.

Онихимовский В.В. Металлогеническое значение линейных, овальных и кольцевых структур Приамурья. – Сов. геология, 1977, № 9, с. 51–60.

Орленок В.В. Физические основы эволюции периферии Земли. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. 247 с.

Орлова А.В. Палеомагматические построения и анализ блоковых структур. М.: Недра, 1968.

Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. 223 с.

Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.

Оточкин В.В. Структурные особенности Центрально-Камчатского обращенного мегасвода. – В кн.: Глубинное строение концентрических морфоструктур Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 74–82.

Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. – Геотектоника, 1976, № 5, с. 6–23.

Пенк В. Морфологический анализ. М.: Географиз, 1961. 359 с.

Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии. М.: Наука, 1977. 164 с.

Пиотровский М.В. Вальтер Пенк и его книга "Морфологический анализ". – В кн.: В. Пенк. Морфологический анализ. М.: Географиз, 1961, с. 3–49.

Пиотровский М.В. Геоморфологическое картирование при поисках полезных ископаемых. – В кн.: Геоморфологическое картирование. М.: Высш. шк., 1977, с. 312–329.

Попов Г.З. Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. Алма-Ата: Наука, 1966. 212 с.

Пресс Ф. Внутреннее строение Земли. – В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1975, с. 103–123.

Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М.: Недра, 1970. 186 с.

Пуцаровский Ю.М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9, с. 15–28.

Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. – Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 234. 222 с.

Пуцаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана. – Геотектоника, 1976, № 2, с. 3–14.

Пуцаровский Ю.М., Козлов В.В., Мазарович О.А., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Системы раз-

ломов Тихоокеанского сегмента литосферы. – В кн.: Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана: Тез. докл. Тихоокеан. науч. ассоц. XIV Тихоокеан. науч. конгр. Ком. В. Твердая оболочка Земли. М., 1979, с. 109–110.

Ридкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.

Ридкевич Е.А., Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Об отношении оловянной и золотой минерализации к главнейшим структурам юга Дальнего Востока. – Геология и геофизика, 1965, № 3, с. 25–38.

Ризмахина Э.М., Тащи С.М., Лукьянов Б.А. Особенности генезиса и рудоносности вулканотектонических систем вулканогена Сихотэ-Алиния. – В кн.: Геохимия вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 119–136.

Ринкорн С.В. Динамические процессы в нижней мантии. – В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 286–298.

Ристворова В.А. О древних денудационных поверхностях Центрального Кавказа/ Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. 38 (6), с. 65–84.

Рельеф Земли. М.: Наука, 1968. 526 с.

Родникова Р.Д., Зорина Ю.Г. Геотектоническое районирование западной части Тихоокеанского подвижного пояса в связи с выделением нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных бассейнов (зарубежные территории): Обзор. информ. мор. геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1981. 60 с.

Рожественский А.П. О климатической и структурной геоморфологии (к проблеме соотношения экзогенного и эндогенного геоморфогенеза). – В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М.: Наука, 1981, с. 12–20.

Ростовский Р.И. Вулкано-плутонические комплексы Ольга-Тетюхинского района и их рудоносность (Приморье). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8, с. 55–63.

Рыбалко В.И., Тащи С.М., Ростовский Р.И. Геологическая позиция и особенности строения вулканических поясов как тектоно-магматических структур. – В кн.: Вулканические зоны востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 3–11.

Рябой Б.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979, 246 с.

Савостин Л.А. Возможное происхождение горячих точек. – В кн.: Строение литосферных плит: Взаимодействие плит и образование структур земной коры. М.: Наука, 1979, с. 7–17.

Саврасов Д.И., Харьков А.Д. Плотность кимберлитов глубинных пород из кимберлитов трубки "обнажения" и плотностная модель верхней мантии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 11, с. 45–46.

Салун С.А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М.: Недра, 1978. 183 с.

Свейшников Е.В. Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973. 183 с.

Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.

Сидоренко А.В. Космос и геология. — В кн.: Наука и человечество. М.: Знание, 1973.

Симонов Ю.Г., Лукашев А.А. Некоторые приемы и результаты анализа неотектонических структур юго-восточного Забайкалья. — Зап. Забайк. отд. геогр. о-ва, 1963, вып. 21, с. 170–179.

Смирнов А.М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976. 224 с.

Смирнов Л.Е. Трехмерное картографирование. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 101 с.

Соловьев В.А. Формализация понятий — необходимое условие применения математики в тектонике. — Сов. геология, 1968, № 1, с. 152–156.

Соловьев В.В. Морфоструктуры центрального типа в связи с некоторыми аспектами глобальной тектоники и металлогении. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л.: ВСЕГЕИ, 1973, с. 148–152.

Соловьев В.В. Пространственная позиция Тихоокеанских вулканических поясов в пределах мегаструктур центрального типа как отражение особенностей глубинного строения литосферы. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов: Тез. Всесоюз. симпозиум. Владивосток, 1976, с. 44–46.

Соловьев В.В. Мегаструктуры центрального типа по данным морфотектонического анализа. — В кн.: Четвертичная геология и структурная геоморфология. Л.: ВСЕГЕИ, 1977, с. 87–99.

Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа: (Объясн. зап. к карте морфоструктур центрального типа территории СССР м-ба 1:10 000 000). Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.

Соловьев В.В. Магмо- и рудоконтролирующее значение структур центрального типа Тихоокеанского кольца. — В кн.: Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника: Вулканические палеоструктуры и механизм их образования. Хабаровск, 1979, с. 16–18.

Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР и их геологическое значение: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 37 с.

Солоненко В.П. Сейсмоструктурная и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с. 57–71.

Солоненко В.П. Инженерная сейсмогеология трассы БАМ. — В кн.: Материалы Всесоюз. конф.: Проблемы инж. геологии в связи с рационал. использ. геол. среды. Тема 1, М.: 1976, с. 41–45.

Сорокин А.П. Геологическое строение докембрийского складчатого фундамента северо-западной части Зейско-Буреинской впадины. — В кн.: Геология Дальнего Востока. Хабаровск, 1972 с. а, 151–156.

Сорокин А.П. История геолого-геоморфологического развития Зейско-Буреинской впадины в мезозое и кайнозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1972б. 26 с.

Сорокин А.П., Худяков Г.И. Особенности мезозойского и кайнозойского осадконакопления в Амуро-Зейской впадине. — В кн.: Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 12–35.

Сорокина А.Т. Роль структурных и литолого-фациальных факторов в формировании ресурсов подземных вод Зейско-Буреинского артезианского бассейна: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1973. 25 с.

Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.

Спичарский Т.Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л., Недра, 1973. 240 с.

Степанов И.С. Поверхность снижения и формирование россыпей (на примере западного склона Среднего и Северного Урала). — В кн.: Поверхности выравнивания. М.: Наука, 1973, с. 91–95.

Сухов В.И. Геологическая позиция, строение и металлогения позднемиоценовых и кайнозойских экстрезивно-эффузивных комплексов Нижнего Приамурья. — Сов. геология, 1967, № 4, с. 45–47.

Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 112 с.

Сухов В.И. Корреляция тектоно-магматических процессов позднемиоценово-кайнозойского этапа развития территории юга Дальнего Востока. — В кн.: Геодинамические исследования. М., 1979, № 6, с. 18–45.

Сухов В.И. Тектоно-магматические системы мезозоя и кайнозоя юга Дальнего Востока и сопредельных регионов Востока СССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук Хабаровск. ДВИМС. 1981. 45 с.

Сухов В.И., Шлейснер О.В., Дергачев А.П. Центально-кольцевые рудно-магматические системы Верхнего Приамурья. — В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 87–95.

Схема тектонического районирования региона БАМ. М-6 5 000 000/ Под ред. Л.И. Красного. М.: МГ СССР, 1979.

Сычев П.М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-западного Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979. 208 с.

Тащи С.М. Дальневосточный сегмент Катазиатского вулканогенного орогена. — В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976, с. 162–171.

Тащи С.М. История развития рельефа Южного Приморья в мезозое. — В кн.: Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток, 1977.

Тащи С.М. Палеогеоморфологические реконструкции в областях орогенного вулканизма. — В кн.: Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 43–55.

Тащи С.М. Условия развития зоны перехода от Евразийского континента к Япономорской впадине. — В кн.: Геология окраин континентов. Владивосток, 1979а, с. 18—21.

Тащи С.М. Вулканические пояса Западного Сихотэ-Алиня. — В кн.: Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника. Вулканические палеоструктуры и механизм их образования: Тез. IV Всесоюз. палеовулкан. симпозиум. Хабаровск, 1979б, с. 24—26.

Тащи С.М. Дуговые магматогенные геоморфосистемы Восточной Евразии. — В кн. Междунар. совещ. по геодинамике зап. части Тихого океана: Тез. докл. Южно-Сахалинск, 1981а, вып. 1.

Тащи С.М. Ряды морфоструктур центрального типа и их металлогеническое значение. — В кн.: Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981б, с. 34—46.

Тащи С.М. Дуговые магматогенные геоморфосистемы востока Евразии. — Тихоокеан. геология, 1982, № 5, с. 64—69.

Тащи С.М., Ермошин В.В. Опыт морфогенетической классификации материковых морфоструктур. — В кн.: Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 34—53.

Тащи С.М., Ермошин В.В., Примаков В.Б. Ряды изометрично-кольцевых морфоструктур магматогенных систем Дальнего Востока. — В кн.: Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 54—63.

Тащи С.М., Никонова Р.И. Опыт составления палеогеоморфологических карт с использованием принципа геолого-геоморфологической конформности. — В кн.: Геолого-геоморфологические конформные комплексы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 25—47.

Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.

Тектоника платформ и тектонические карты в исследованиях геологического института АН СССР. М.: Наука, 1981. 121 с.

Тектоника Северной Евразии (объяснит. зап. к Тектонической карте Евразии м-ба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980, 219 с.

Тектоническая карта Камчатской области. М-б 1:1 млн. Фонды ПГО "Камчатгеология", 1979.

Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 240 с.

Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 269 с.

Толстой М.И. О составе мантии и проявлениях ее связи с земной корой. — В кн.: Вопросы прикладной геохимии. Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1979, с. 3—11.

Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконтролирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. — Сов. геология, 1968, № 10, с. 6—21.

Томсон И.Н., Фаворская М.А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. —

В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Наука, 1973, т. 10, с. 49—65.

Усанов Г.Е. Интрузивные породы как индикатор глубинного строения и рудоносности Приамурья (опыт количественной оценки парагенетических пространственно-временных соотношений): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1975. 27 с.

Усенко С.Ф. Особенности геологического развития и оловоносность Приамурской части Сихотэ-Алинской складчатой области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1969. 32 с.

Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Геология и оловоносность Приамурья. М.: Недра, 1973. 234 с.

Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 161—182.

Уткин В.П. Разломы и некоторые особенности тектонического развития Восточного Приамурья. — В кн.: Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 118—126.

Уткин В.П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья. — Изв. АН СССР, 1977, № 3, с. 111—112.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 142 с.

Уфимцев Г.Ф. Проблемы новейшей тектоники на Дальнем Востоке. — В кн.: Тектоника и геофизика. Хабаровск: Ин-т тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 91—101.

Уфимцев Г.Ф. Изучение планового рисунка речной сети при морфоструктурном анализе. — Геоморфология, 1976, № 3, с. 93—99.

Уфимцев Г.Ф. Карта вершинной поверхности Дальнего Востока и ее неотектоническая интерпретация. — В кн.: Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 21—45.

Ушаков С.А., Спектор В.Б. Геодинамический анализ Верхоянья. — Геология и геофизика, 1982, № 9, с. 30—34.

Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.

Федотов С.А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 г. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966, т. 3, с. 8—25.

Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1960. 93 с.

Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 232 с.

Флоренсов Н.А. Структура и геологическая история впадин байкальского типа. — В кн.: XXII сес. Междунар. геол. конгр.; Пробл. 49. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1964, с. 252—262.

Флоренсов Н.А. Предисловие. — В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976, с. 5–10.

Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 240 с.

Фремд Г.М. Металлогеническая специализация вулканотектонических структур вулканических поясов и зон северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973, т. 10, с. 81–95.

Фремд Г.М., Рыбалко В.И. Вулканотектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск, 1972. 150 с.

Хайн В.Е. Общая геотектоника. М.: Наука, 1964. 468 с.

Хайн В.И. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.

Харченко Ю.И. О синхронности развития вулканизма и сопутствующего оруденения. — В кн.: Вулканические пояса Камчатки. Тез. докл. IV Камчатской геол. конф. Петропавловск-Камчатский, 1979, с. 12–13.

Хейсанен К.И. Энергетика и эволюция мантийной циркуляции. — В кн.: Тектоника Сибири, 1980, 8, с. 66–69.

Хохлов Э.П. Геолого-структурный контроль рудоносности северной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Нижнее Приамурье). — В кн.: Геология и металлогения Приамурья. Владивосток, 1977, с. 107–122.

Худяков Г.И. Об элементах тектонической интерпретации некоторых морфометрических показателей рельефа центральной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1963, с. 44–62.

Худяков Г.И. Морфотектоника южной части советского Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток: Примиздат, 1965а.

Худяков Г.И. О происхождении горных хребтов в южной части Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток: Примиздат, 1965б, с. 144–145.

Худяков Г.И. Палеогеоморфологические условия формирования континентальных угленосных толщ (на примере Среднебикинской впадины). — В кн.: Проблемы палеогеоморфологии: Материалы VI Пленума Геоморфол. комис. М.: Наука, 1970а, с. 296–305.

Худяков Г.И. О морфоструктурной позиции пенешена. — В кн.: Поверхности выравнивания. Иркутск, 1970 б, вып. 1, с. 92–94.

Худяков Г.И. О роли неоген-четвертичных тектонических движений в развитии морфоструктуры отдельных районов северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972, с. 309–316.

Худяков Г.И. Принципиальные основы морфотектонических исследований: Автореф. дис. ...

д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, ИГиГ 1974. 56 с.

Худяков Г.И. Геоморфоструктуры материковой части Сибири и Дальнего Востока. — В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976, с. 98–158.

Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256 с.

Худяков Г.И. Новые пути — новые проблемы в геоморфологии. — В кн.: Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 5–11.

Худяков Г.И. Геоморфологическая составляющая при геоморфоструктурных исследованиях. — В кн.: Морфоструктуры Дальнего Востока, Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982а, с. 5–13.

Худяков Г.И. К некоторым итогам исследований геоморфологических структур Дальнего Востока. — В кн.: Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982б, с. 5–12.

Худяков Г.И. К региональному совещанию "Состояние и перспективы морфотектонических исследований на Дальнем Востоке". — Дальневост. ученый, Владивосток, 1983, 7 апр.

Худяков Г.И., Ищенко А.А. К проблеме статической морфотектоники Камчатки. — В кн.: Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 68–80.

Худяков Г.И., Красулев О.Н., Никонова Р.И. Гольцовое выравнивание вершинной поверхности гор в южной части советского Дальнего Востока. — В кн.: Современные экзотические процессы: Тез. докл. Киев, 1968, с. 101–103.

Худяков Г.И., Кулаков А.П. Эволюция структур центрального типа восточной окраины Евразийского континента и зоны перехода к Тихому океану. — В кн.: 27-й МГК: Тез. докл. Секция 17–22. М.: Наука, 1984, т. 8, с. 222–223.

Худяков Г.И., Кулаков А.П., Короткий А.М., Панов В.В. Условия заложения гидросети Приморья и Приамурья. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972, с. 410–419.

Худяков Г.И., Кулаков А.П., Тащи С.М. Новые аспекты морфотектоники северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 7–24.

Худяков Г.И., Кулаков А.П., Тащи С.М., Никонова Р.И. Система гигантских геоморфоструктур западной окраины Тихого океана (новые аспекты и проблемы геодинамики). — В кн.: Междунар. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана: Тез. докл., 1981, вып. 1.

Худяков Г.И., Кулаков Д.Г., Тащи С.М., Никонова Р.И. Система гигантских геоморфоструктур западной окраины Тихого океана. — Тихоокеан. геология, 1982, № 1, с. 43–48.

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

Худяков Г.И., Никонова Р.И. Поверхности выравнивания в горах Дальнего Востока. — В кн.: Поверхности выравнивания и коры выветривания. М.: Наука, 1976, с. 174—176.

Худяков Г.И., Никонова Р.И. Рифтогены как зоны максимального экзогенного разрушения земной коры. — В кн.: Геология окраин континентов. Владивосток, 1979, с. 12—14.

Худяков Г.И., Никонова Р.И., Короткий А.М., Кулаков А.П. Условия развития кайнозойских базисных поверхностей выравнивания и накопления коррелятивных им континентальных отложений в южной части советского Дальнего Востока. — В кн.: Поверхности выравнивания. Иркутск, 1970, вып. 1, с. 94—98.

Худяков Г.И., Никонова Р.И., Тащи С.М. Использование принципа геолого-геоморфологической конформности при палеогеоморфологических исследованиях. — В кн.: Морфоструктура и палеогеография Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 5—15.

Худяков Г.И., Тащи С.М., Ермошин В.В., Примак В.Б. К оценке морфотектонической позиции гидротермальных зон Аяно-Майского региона. — В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1978, с. 70—72.

Худяков Г.И., Тащи С.М., Кулаков А.П. и др. Геоморфоструктура восточной окраины Евразийского материка. — В кн.: XIV Тихоокеан. науч. конгр. Ком. В. Твердая оболочка Земли. Секция В. III. Подсекция кайнозой: Тез. докл. М., 1979, т. 2, с. 184—186.

Чемеков Ю.Ф. Геоморфология Приамурья и смежных территорий. — Объясн. зап. к геоморфол. карте. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 26 с.

Чемеков Ю.Ф. Проблема возраста рельефа и методы его определения. — Изв. ВГО, 1968, т. 100, № 4, с. 299—307.

Чемеков Ю.Ф., Галицкий В.И. Погребенный рельеф платформ и методы его изучения. Л.: Недра, 1974. 206 с.

Шамрай Е.И. Условия формирования малых аллювиальных россыпей на Северо-Западе Приохотья. — В кн.: Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983, с. 105—113.

Шамрай Е.И., Токмаков Р.П. Разломы-долины Киранской морфоструктуры центрального типа. — В кн.: Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 124—134.

Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Наука, 1964а, т. 2. 719 с.

Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы: Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 1. — Изобр. тр. М.: Наука, 1964б, т. 2, с. 369—417.

Шахтыров В.Г. Морфоструктура южной час-

ти Ингьяли-Дебинского синклиория. — В кн.: Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 97—114.

Шахтыров В.Г. Рудоносные морфоструктуры Верхнеколымской области. — В кн.: Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 73—80.

Шевченко В.К. Структурно-геоморфологическая карта Нижнего Приамурья и принципы ее составления. — В кн.: Геоморфологическое картирование. М.: Наука, 1978, с. 158—163.

Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Сидоров А.А. Восточно-Азиатская система краевых вулканогенных поясов — особенности строения, магматизма и металлогении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 24—30.

Шило Н.А., Белый В.Ф., Сидоров А.А. Вулканогенные пояса в Восточной Азии — проблемы тектоники, магматизма и металлогении. — Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 70—88.

Шило Н.А., Тильман С.М., Бялобжецкий С.Г., Чехов А.Д. Тектоника Северо-Востока СССР. — В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 184—196.

Шило Н.А., Умитбаев Р.Б. Монголо-Чукотская система глубинных разломов — древняя сейсмофокальная зона. — Геология и геофизика, 1977, № 11, с. 158—165.

Шульц С.С. Использование материалов космических съемок для изучения металлогении континентов и ее связи с динамикой движения плит и блоков литосферы Земли. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М.: ВИНТИ, 1976, с. 144—146.

Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976. 296 с.

Щербакова Е.М. Роль перегляциальных процессов в образовании рельефа северного склона Большого Кавказа (на примере Эльбруса). — В кн.: Перегляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960, с. 231—249.

Щербакова Е.М. Поверхности выравнивания и гляциально-нивный уровень денудации (на примере Большого Кавказа). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 10 (III), № 5, с. 119—134.

Юг Дальнего Востока. Наука, 1972. 423 с. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).

Юнов А.Ю., Тихомиров В.М. Новые данные о геологическом строении татарского пролива. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, т. 180, № 4/6, с. 1212—1215.

Юшманов В.В. Морфотектоника: Объект и предмет, цели и задачи, методы исследования. — В кн.: Основные направления развития геоморфологической теории: XVII пленум Геоморфол. комис. АН СССР. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 173—174.

Ялынычев Е.В., Мирзаханов Г.С. Магматизм кольцевых структур юго-восточной части Сибирской платформы (на примере Учуро-Майского междуречья). — Тихоокеан. геология, 1983, № 3, с. 84—88.

- Ян-Жин-Шин В.А., Балакшин Г.Д., Волкодав А.Н.* и др. Опыт использования космической информации в Якутском территориальном геологическом управлении. — В кн.: Общая и региональная геология, геологическое картирование: Экспресс-информация. М.: ВИЭМС, 1978, № 2, с. 26–39.
- Яниши А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е.* Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. — ДАН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1175–1178.
- Alexander S., Phinney R.* A study of the core-mantle boundary using P-waves diffracted by the Earth's core. — J. Geophys. Res., 1966, vol. 71, N 2, p. 5943–5958.
- Anderson D.* Structure of the mantle. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1975, vol. 13, N 3, p. 300–302.
- Chase C.* Subduction, the geid and lower mantle convection. — Nature, 1979, vol. 282, N 5738, p. 464–468.
- Churkin M.* Paleozoic tectonic history of the Arctic Basin North of Alaska. — Science, 1969, vol. 165, p. 549–550.
- Fukao Y.* Upper mantle P-structure on the ocean side of the Japan-Kuril Arc. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1977, vol. 50, N 3, p. 621–642.
- Herndon J.* The nickel silicide inver core of the Earth. — Proc. Roy. Soc. London, 1979, vol. 368, N 1735, p. 495–500.
- Jordan T.* Structural geology of the Earth's interior. — Proc. Nat. Acad. Sci. US, 1979, vol. 76, N 9, p. 4192–4200.
- Map of the Tertiary basins of Eastern Asia and their offshore extensions, scale 1:10 000 000, 1970/Ceord. M. Mainguy. London, 1970.
- Mohr P.* Tectonic and volcanic features of Mars as compared to Earth. — Irish Astron. J., 1978, vol. 13, N 5/6, p. 169–172.
- Shaffer F.* Perturbed mantle: A unifying characteristic of plate boudaries. — Geol. en mijnbouw, 1979, vol. 58, N 2, p. 261–272.
- Shubert G.* Subsolvindus convection in the mantles of terrestrial planets. — Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1979, vol. 7, p. 289–342.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Г.И. Худяков)	3
Часть I	
МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДИКА МОРФОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	
Глава 1. Морфоструктурное направление: эволюция идей и представлений (Р.И. Никонова)	5
Глава 2. Концепция геолого-геоморфологической конформности – основа морфоструктурных исследований на Дальнем Востоке (Г.И. Худяков)	12
Глава 3. Состояние и перспективы морфоструктурных исследований на Дальнем Востоке (Г.И. Худяков)	18
Глава 4. Методика выявления морфоструктур	25
Материалы съемок Земли из космоса – новый метод морфоструктурных исследований (А.П. Кулаков)	25
Морфометрический анализ рельефа (В.В. Ермошин)	31
Геофизические материалы (Б.В. Ежов)	35
Палеогеоморфологические реконструкции (Р.И. Никонова, С.М. Тащи)	38
Изучение поверхностей выравнивания для целей морфоструктурного анализа (Р.И. Никонова, Г.И. Худяков)	58
Глава 5. Основные характеристики морфоструктур	72
Границы (А.А. Ищенко, Г.И. Худяков)	72
Морфология (В.В. Ермошин, С.М. Тащи)	74
Конформные и коррелятные структурно-вещественные комплексы (С.М. Тащи, Г.И. Худяков)	77
Конформные и коррелятные комплексы горных пород	77
Структурные конформные комплексы	85
Метаморфогенные конформные комплексы	88
Возраст (Г.И. Худяков, С.М. Тащи)	93
Глава 6. Морфоструктурные карты (В.В. Ермошин)	96
Принцип составления и типы карт (Б.В. Ежов, В.В. Ермошин)	97
Возможности использования (В.В. Ермошин)	104
Часть II	
К СИСТЕМАТИКЕ МОРФОСТРУКТУР И ИХ РАЙОНИРОВАНИЮ	
Глава 7. Гигантские морфоструктуры западной окраины Тихого океана (С.М. Тащи, А.П. Кулаков)	106
Глава 8. Морфоструктуры центрального типа (Б.В. Ежов)	111
Состояние проблемы	111
МЦТ и статические модели Земли	114
МЦТ и динамические модели Земли	116
Классификация МЦТ	119
Статистическая система МЦТ и их вероятная эволюция	123
Глава 9. Магматогенно-кольцевые, дуговые системы и линеаменты Дальнего Востока (С.М. Тащи, В.В. Ермошин)	124
Глава 10. Иерархические системы морфоструктур и особенности развития восточной окраины Евразии (А.П. Кулаков)	131

Часть III

ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
РЕГИОНАЛЬНЫХ МОРФОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глава 11. Региональные морфоструктуры и их минерагения	144
Камчатка (Б.В. Ежов)	144
Металлогенические особенности морфоструктур зон и ветвей вулканического пояса	144
Металлогенические особенности кольцевых морфоструктур	148
Морфоструктуры и россыши	148
Северо-Западное Приохотье (С.М. Тащи, В.В. Ермошин)	149
Нижнее и Среднее Приамурье (А.А. Гаврилов)	158
Верхнее Приамурье (А.П. Кулаков, Е.А. Мясников)	173
Глава 12. Морфоструктуры и гидрогеологические резервуары Верхнего Приамурья (А.Т. Сорокина, А.П. Сорокин)	183
Глава 13. Разломные и сдвиговые морфоструктуры Северо-Востока СССР (В.Г. Шахтыров)	190
Заключение (Г.И. Худяков)	195
Литература	199

**МОРФОСТРУКТУРНЫЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ:
теория и практика**

*Утверждено к печати
Тихоокеанским институтом географии
ДВНЦ АН СССР*

Редактор *Е.И. Игнатов*
Редактор издательства *О.М. Ванюкова*
Художник *С.Б. Генкина*
Художественный редактор *Л.В. Кабатова*
Технический редактор *О.В. Аредова*
Корректор *О.А. Разуменко*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31043

Подписано к печати 10.09.85. Т – 16820
Формат 70 × 100¹/₁₆. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл. печ. л. 17,6 + 0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 18,2. Уч.-изд. л. 21,4
Тираж 650 экз. Тип. зак 795
Цена 3 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

Хоменко В.П. Карстово-суффозионные процессы и их прогноз. — 7 л. — 1 р. 10 к.

В монографии рассматриваются основные закономерности и условия развития карстово-суффозионных процессов, механизм их образования. Предлагаемая методика моделирования суффозионных процессов на закарстованных территориях, принципы их прогнозирования имеют значение для организации борьбы с активизацией суффозии на освоенных территориях и правильного выбора мест для нового строительства.

Для специалистов в области карстоведения, инженеров-строителей, геологов.

Тимофеев Д.А., Маккавеев А.Н. Терминология гляциальной геоморфологии. — 18 л. — 2 р. 70 к.

В очередном выпуске материалов по геоморфологической терминологии помещены определения терминов и понятий, относящихся к процессам, факторам и формам ледникового рельефа областей современного и древних оледенений. Книга представляет собой словарь-справочник, в котором приведено 1965 терминов, употребляемых в отечественной и зарубежной литературе.

Для географов, геоморфологов.

Исаков Ю.А., Казанская Н.С., Тишков А.А. **Зональные закономерности динамики экосистем.** — 12 л. — 1 р. 80 к.

В книге прослежена и обоснована общая схема разных форм динамики как естественных, так и антропогенных экосистем, показаны их связи с динамически равновесными состояниями. Анализируются географические особенности антропогенной трансформации природных экосистем, восстановительных процессов после различных форм их нарушения. Оценивается возможность организации наблюдений за многолетней динамикой биоты на базе заповедников.

Для экологов, геоботаников, географов, специалистов в области охраны природы.

Лаврушин Ю.А., Гептнер А.Р., Голубев Ю.К. **Ледовый тип седименто- и литогенеза.** — 12 л. — 1 р. 80 к.

Впервые изложены принципиально новые особенности образования ледниковых отложений. Главное внимание в книге уделено основным процессам формирования вещественного состава морен и проявлениям подледного преобразования карбонатного и вулканогенного материала, а также глинистых минералов. Установленные закономерности могут быть использованы для прогнозирования инженерно-геологической обстановки.

Для гляциологов, геологов, инженеров-проектировщиков.

Кулаков А.П. **Морфоструктура Востока Азии.** — 15 л. — 2 р. 30 к.

Рассмотрены гигантские морфоструктуры центрального типа, которые вместе с системами разломных зон (линеаментов) контролируют геолого-геоморфологическое строение востока Азии. Проведено сопоставление с другими континентальными окраинами мира, выявлены закономерности строения и развития, имеющие региональное и глобальное значение.

Для геоморфологов, геологов, географов.

Исследования четвертичного периода. Избранные доклады XI конгресса ИНКВА. — 20 л. — В пер.: 3 р. 50 к.

В основу сборника легли материалы докладов советских и иностранных ученых, прочитанные на XI конгрессе ИНКВА в 1982 г. в Москве на Пленарном заседании, а также ряд интересных сообщений на секциях, содержащих новые данные по основным проблемам изучения четвертичного периода.

Для географов, геологов, палеонтологов, антропологов, археологов, палеозоологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга – почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск. Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

3 р. 30 к.

4552