

УДК 551.241—551.4(571.6)

Э. Н. ЛИШНЕВСКИЙ, В. К. ШЕВЧЕНКО

ОПЫТ ВЫДЕЛЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ МОРФОСТРУКТУР ПО ОСОБЕННОСТЯМ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ (на примере мезозоид Дальнего Востока)

Для генетической классификации морфоструктур предлагается использовать гравиметрические данные и состав магматических формаций. На примере мезозоид Дальнего Востока показано, что морфоструктуры поднятий располагаются в зонах локальных гравитационных минимумов, приуроченных к гранитизированным участкам земной коры, а морфоструктуры погружений — в зонах гравитационных максимумов, связанных с породами повышенной плотности. Выделяются три ряда морфоструктур: морфоструктуры в зонах гранитизации и разуплотнения земной коры; морфоструктуры в зонах относительной базификации и уплотнения земной коры; морфоструктуры квазистабильные — переходных зон.

Морфоструктурное картирование в последние годы завоевывает все большее признание как особый вид анализа связей между рельефом и геологическим строением. Ввиду этого важной задачей становится разработка геолого-структурной основы для классификации морфоструктур — объектов картирования. Попытки создать такую классификацию предпринимались неоднократно и геоморфологами и геологами (Лебедев, 1960; Мещеряков, 1965а; Казакова, 1965; Герасимов, Мещеряков, 1967; Боголепов, 1967; Мещеряков, Веденская, Коржув, 1967; Башенина, 1965, 1967; Башенина, Заруцкая, 1969; Философов, 1968; Пиотровский, 1968; Худяков, Денисов, Кулаков и др., 1972; Горелов, 1972; Астахов, 1973 и др.), однако разработана она пока еще недостаточно.

Отсутствие до настоящего времени общепринятой классификации морфоструктур объясняется в значительной мере различным толкованием понятия «морфоструктура», т. е. различным пониманием генетической сущности данной категории рельефа. Термин «морфоструктура», как известно, введен в геоморфологию И. П. Герасимовым (1946). Позднее это понятие было развито и уточнено. По мнению большинства геоморфологов, морфоструктуры представляют отражение в рельефе геологических структур различной размерности, генезиса и возраста, т. е., как подчеркивает С. К. Горелов (1972), комплексные геолого-геоморфологические образования.

Некоторые исследователи (С. С. Воскресенский, А. П. Рождественский, С. И. Проходский и др.) рассматривают морфоструктуры как «тектонические формы рельефа, возникшие только в результате новейших (неоген-четвертичных) движений» (Воскресенский, 1968). Такое определение нам представляется неточным, так как возраст многих морфоструктур более древний и выходит за пределы неотектонического этапа. В настоящее время для многих территорий СССР, в частности для альпид Горного Крыма и Кавказа, мезозоид юга Дальнего Востока и Северо-Востока, герцинид и каледонид Забайкалья, устанавливается более древний возраст и унаследованность морфоструктур от древних этапов тектогенеза (Благоволин, 1965; Баранова, Бискэ, 1964; Худяков, Денисов, Кулаков и др., 1972; Шевченко, 1969, 1971б).

Представления о «геоморфологической структуре» развивает в своих работах Н. А. Флоренсов (1964, 1965). По его мнению, «геоморфологическая структура обнимает, с одной стороны, формы как древней, так и новейшей и современной тектоники, а с другой — специфические «морфологические» свойства субстрата, зависящие от вещественного состава и структурной позиции геологических тел, внутренне подготовленных к тому или иному выражению в наружном рельефе» (Флоренсов, 1964).

Придерживаясь такого понимания существа морфоструктур, мы считаем, что выделение их на местности, изучение и классификация должны в значительной степени основываться на геологическом (тектоническом) и геофизическом материале. При выделении и систематике морфоструктур даже относительно небольшого размера необходимо учитывать различия в глубинном строении и мощности земной коры (Леонтьев, 1971), а в соответствующих условиях также и особенности состава магматических формаций, распространенных в пределах морфоструктуры (Шевченко, 1971а).

Состав магматических формаций, являясь важным показателем глубинного строения, генезиса и возраста морфоструктур, отражает и тенденции тектонических движений. Установлено, что кислые вулканические и интрузивные породы риолитовой (гранитной) формации тесно связаны с эпигеосинклинальными структурами поднятий, а эффузивы основного и среднего состава тяготеют к прогибам и впадинам (Тихомиров, 1958). Особенно показательны в этом отношении Сихотэ-Алинская и Монголо-Охотская складчатые системы юга Дальнего Востока, где отчетливо видна приуроченность различных по составу магматических пород к различным (положительным и отрицательным) морфоструктурам (Лишневский, 1965, 1969; Золотов, 1965; Худяков, 1965 и др.). В пределах Сихотэ-Алинского, Ям-Алинь-Буреинского и других сводовых поднятий развиты эффузивные и интрузивные породы, в подавляющем большинстве кислого состава. При этом эффузивы тесно связаны с интрузиями гранитоидов. В областях прогибов (Тырмо-Буреинского, в низовьях Амура и др.) распространены эффузивные и интрузивные породы основного и среднего состава. Смена состава магматических пород во времени означает, по-видимому, и смену знака движений.

Большую информацию о глубине заложения морфоструктур и вещественном составе образующего их субстрата содержат геофизические и прежде всего гравиметрические данные. В совокупности с историко-геологическими и геоморфологическими материалами они могут быть использованы даже для оценки времени возникновения морфоструктур. Сопоставление геологических, гипсометрических и гравиметрических данных показывает, что участкам максимальных отметок рельефа на Дальнем Востоке (эпигеосинклинальным поднятиям) соответствуют глубокие минимумы силы тяжести, а участкам опусканий — максимумы. В областях минимумов земная кора имеет максимальную мощность, в областях положительных аномалий наблюдается обратная картина (рис. 1).

Как видно из рис. 1, погружения поверхности Мохоровичича (М), отображенные в гравитационном поле крупными региональными минимумами, соответствуют Сихотэ-Алинскому и Ям-Алинь-Буреинскому сводовым поднятиям. Поднятия поверхности М наблюдаются под акваторией Японского моря и под сложной грабен-синклинальной структурой Среднеамурской впадины. В целом намечается, что крупным погружениям в рельефе литосферы (состоящим, как правило, из нескольких единичных прогибов и грабенов) отвечают выступы поверхности М, а поднятиям в рельефе (состоящим обычно из нескольких горных хребтов и массивов) — прогибы этой поверхности. В пределах обширных поднятий и опусканий, являющихся морфоструктурами первого порядка, отдельные более мелкие положительные и отрицательные морфоструктуры

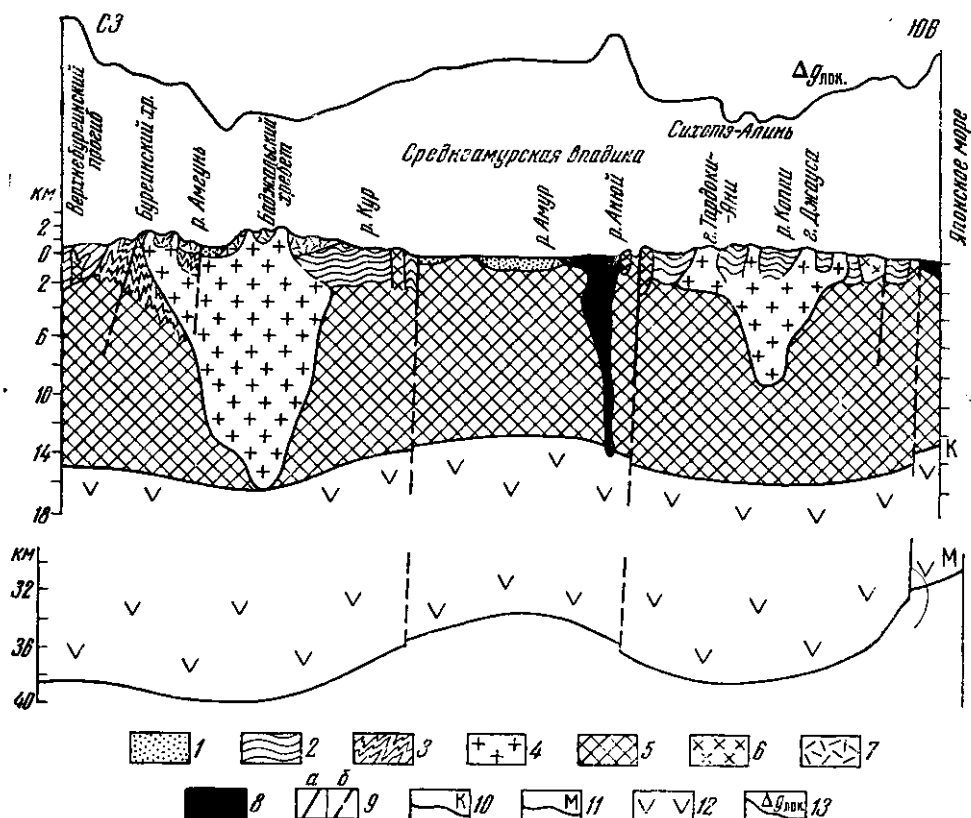


Рис. 1. Схематический геолого-геофизический профиль Сихотэ-Алинской складчатой области, построенный вкрест простирания основных структур (соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:10)

1 — кайнозойские рыхлые отложения; 2 — верхнепалеозойские и мезозойские осадочные, преимущественно терригенные, складчатые, слабометаморфизованные толщи; 3 — докембрийские метаморфизованные вулканогенно-терригенные толщи; 4 — собственно гранитный слой земной коры (включает и выходы гранитоидов на дневную поверхность); 5 — диоритовый слой земной коры; 6 — мезозойские и палеогеновые малые интрузии гранодиоритов, диоритов, монзонитов, габбро-диоритов и т. п.; 7 — мезозойские вулканогенные толщи преимущественно кислого состава; 8 — кайнозойские базальтоиды и, возможно, более древние интрузии основного состава; 9 — главные разломы: а) достоверные, б) предполагаемые; 10 — поверхность Конрада (по расчетным гравиметрическим данным); 11 — поверхность Мохоровичича (по расчетным гравиметрическим данным); 12 — базальный слой земной коры; 13 — кривая локальных аномалий силы тяжести

различаются вещественным составом соответствующих им участков земной коры, расположенных в пределах «гранитного» слоя в обычном понимании.

К настоящему времени на основе анализа остаточных локальных аномалий силы тяжести, характеризующих структуру той части земной коры, которая располагается кверху от поверхности Конрада, установлено, что этот слой не является однородным. Большая часть его сформирована эффузивно-терригенными эвгеосинклинальными и карбонатными толщами, среди которых встречаются основные и средние плутонические породы значительной мощности. Все эти образования обладают повышенной плотностью и отображаются остаточными гравитационными максимумами. По усредненному составу эти породы приблизительно соответствуют диоритам (Каницев, Менакер, 1971), и некоторые авторы (Моисеенко, 1971 и др.) выделяют их в качестве диоритового слоя. На юге Дальнего Востока эти обширные по площади участки впервые выделены как зоны «относительной базификации» верхних горизонтов коры (Лишневский, 1968, 1969; Белолюб, Шапочка, Романовский, 1971).

К зонам относительной базификации приурочиваются межгорные впадины и другие отрицательные морфоструктуры. Таковы, например, Сред-

неамурская впадина, Верхнебуреинский прогиб, впадины Нижнего Приамурья и др. В свою очередь, остаточные гравитационные минимумы указывают на существование ограниченных по глубине участков пониженной плотности, образованных собственно гранитами или сильно гранитизированными осадочными и метаморфическими породами. Они формируют собственно гранитный или гранитно-осадочный слой и на Дальнем Востоке выделяются в качестве зон «относительной гранитизации». Эти зоны соответствуют отдельным горным хребтам и массивам, представляющим собой положительные морфоструктуры второго порядка (рис. 1). Образование этих морфоструктур, характеризующихся широким распространением кислых магматических пород, может рассматриваться как следствие гранитизации первично-осадочных пород на глубине. Этот процесс сопровождается уменьшением плотности гранитизируемого субстрата и увеличением его объема, что и приводит к поднятию структур.

Между этими крайними типами морфоструктур располагаются переходные, с промежуточными признаками, границы которых часто остаются условными. Это квазистабильные формы с локальными проявлениями эффузивного магматизма преимущественно среднего состава, с небольшими телами гранодиоритов и диоритов, с сокращенной мощностью гранитно-осадочного слоя.

Исходя из такой зависимости, все морфоструктуры юга Дальнего Востока нами сведены в три основных генетических ряда.

Первый ряд — морфоструктуры, образовавшиеся в условиях преобладающих поднятий в зонах относительной гранитизации земной коры. В этот ряд входят крупные горные хребты сводовых поднятий (Сихотэ-Алинь, Ям-Алинь-Буреинский и др.), горст-антиклинальные и брахиформные горные поднятия с проявлениями гранитного диапиризма (второстепенные хребты и горные массивы — составные части сводовых поднятий), древние вулканические хребты и нагорья, сложенные продуктами преимущественно кислого вулканизма (хребты Баджальский, Магу, Тыльский и др.), вулканоплутоны и т. д.

Второй ряд — морфоструктуры, образовавшиеся в условиях слабых дифференцированных движений и являющиеся переходными от морфоструктур поднятий к морфоструктурам опускания. Они представляют линейные или чаще изометричные складчатые горные поднятия, почти лишенные магматических пород, окаймляющие межгорные впадины или морфоструктуры поднятий. Геоморфологическим выражением их как в современном, так и в древнем ландшафте являются низкогорья и холмисто-увалистые предгорья. В отдельных случаях, на стыке участков поднятия и опускания, образуются горстовые поднятия в зонах клиньев.

Третий ряд — морфоструктуры, образовавшиеся в зонах относительной базификации в процессе преобладания длительных погружений (межгорные впадины). По морфологическим особенностям в этом ряду выделяются нормальные линейно-вытянутые грабены с разрывными нарушениями в обоих бортах (простые, ступенчатые), односторонние грабены, мульдообразные грабен-синклинали (составные впадины), цокольные (эмбриональные) и другие впадины. В этот ряд включены также базальтовые плато и покровы, располагающиеся в вулканотектонических депрессиях.

По возрасту морфоструктуры подразделяются на мезозойские, палеогеновые и неоген-четвертичные (новообразованные). Под возрастом морфоструктур здесь понимается время формирования основных черт их современного облика (орографический план, контуры, близкая гипсометрия). Например, формирование горного рельефа сводовых поднятий Ям-Алинь-Буреинского, Сихотэ-Алиня и других тесно связано с процессами мезозойского и палеоценового гранитного магматизма. Можно считать, что возникновение и рост поднятий обусловлены постепенным увеличением объема их ядер за счет длительной гранитизации и палингене-

за. Поступающие при этом к поверхности огромные массы гранитного материала, обладающие большой механической энергией, приподнимают породы кровли и формируют отдельные горст-антиклинальные и купольные поднятия — частные (второго порядка) морфоструктуры сводовых поднятий.

Наиболее характерным примером вулканического хребта является Баджалский. Как положительная морфоструктура с очертаниями и абсолютной высотой, близкими к современным, он возник в позднемиоценовое — палеоценовое время в результате мощных вулканических накоплений и формирования гранитных тел на глубине.

Среднеамурская впадина как отрицательная аккумулятивная форма возникла в эоцене, но как межгорное (цокольное) понижение, видимо, существует с позднего мезозоя.

В отличие от ряда исследователей мы не можем рассматривать олигоцен-миоценовое время на Дальнем Востоке как эпоху повсеместного выравнивания рельефа. Напротив, для большей части мезозойских и палеоценовых положительных морфоструктур устанавливается дальнейшее их поднятие в палеогене и неоген-антропогене вплоть до настоящего времени (Худяков, 1965, 1968; Худяков, Денисов, Кулаков и др., 1972; Лишневский, 1965, 1968).

В соответствии со знаком неотектонических движений и отношением к более древней структурной основе в нашей схеме выделяются унаследованные, вновь образованные и инверсионные морфоструктуры. Примером последних могут служить мезозойские горные хребты Усть-Амурского района, вовлеченные в погружения неоген-антропогенового времени, или начавшие воздыматься в это же время Усолгинская, Теватынская и другие впадины (или их фрагменты), сформированные в палеогене.

В соответствующих графах таблицы (2, 4) указываются направленность и темп новейших тектонических движений, а также характер современного рельефа (морфология поверхности, абсолютные высоты). Наконец, в отдельной графе указываются геофизическая характеристика морфоструктур и мощность гранитно-осадочного слоя по гравиметрическим данным.

Итак, каждый из выделенных типов морфоструктур отличается: 1) особенностями строения и мощности земной коры, а также вещественного состава верхних ее горизонтов; 2) составом магматических формаций; 3) определенной тектонической структурой; 4) направленностью и темпом неотектонических движений; 5) характером и абсолютными высотами рельефа.

Схема классификации морфоструктур мезозоид Дальнего Востока как основа для построения легенды структурно-геоморфологических карт складчатых областей с развитым гранитным слоем, т. е. с достаточно широким развитием гранитных интрузий, приводится ниже (таблица).

Предлагаемая схема классификации как будто охватывает все наиболее распространенные континентальные морфоструктуры Сихотэ-Алинской складчатой области. Наиболее характерные из них показаны на рис. 2.

Следуя указанию Ю. А. Мещерякова (1965а, б), основным критерием при классификации нами поставлен генезис, а не размер морфоструктур. При этом следует еще раз подчеркнуть важность учета состава магматических формаций, отражающих направленность процессов геоморфогенеза. Закономерная приуроченность магматических пород разного состава к определенным морфоструктурам и особенности гравитационного поля могут быть использованы для палеогеографических реконструкций, т. е. для реставрации уничтоженных денудацией морфоструктур и металлогенических построений. Можно отметить, что, например, в Сихотэ-Алинской области месторождения золота, сурьмы, ртути и ряда других

Схема классификации морфоструктур мезозоид Дальнего Востока (первый и второй порядки)

Генетические ряды морфоструктур (выделяются по особенностям глубинного строения и составу магматических формаций)	Морфоструктуры (выделяются на геоструктурной основе) и их абсолютные преобладающие, в скобках — максимальные высоты, м	Возраст морфоструктуры (индекс)	Характер новейших тектонических движений	Состав преобладающих магматических формаций и их возраст	Максимальная мощность гранитно-осадочного слоя (км)*, гравиметрическая характеристика (остаточные аномалии силы тяжести)
Морфоструктуры поднятия в зонах относительной гранитизации	Сводовые и сводово-горстовые поднятия с гранитными ядрами (морфоструктуры первого порядка) — средневысотные, по периферии низкие, в центральной части высокие горы Ям-Алинь-Буренского и Сихотэ-Алинского сводовых поднятий, 1500—1800 (2070—2640), в том числе морфоструктуры второго порядка:	<i>Mz — Kz</i>	Интенсивно и умеренно (унаследованно) поднимающиеся	Интрузии гранитоидов и тесно связанные с ними эффузивы риолитовой формации мел-палеогенового возраста	12—16, крупные отрицательные аномалии силы тяжести
	а) горст-антиклинальные хребты и брахиантиклинальные массивы с ярко выраженными явлениями гранитного диапиризма — хребты Дуссе-Алинь, Эзол, массивы Ниппа, Тардокп-Яни и др., 1600—1800 (2070—2505);	<i>Cr₂; Pg₁</i>	Интенсивно и умеренно поднимающиеся	Позднемеловые и раннепалеогеновые интрузии гранитоидов	8—16, наибольшие значения гравитационных минимумов
	б) вулканоплутоны — хребты Тыльский, Меванджа, массивы Сукпай-Бикийский, Иманский, Чипалийский и др., 900—1800 (2300);	<i>Cr₂; Pg₁</i>	То же	Позднемеловая и раннепалеогеновая вулканоплутоническая ассоциация гранитоидов и эффузивов кислого и среднего составов	7—12, интенсивные минимумы силы тяжести
	в) вулканические хребты и нагорья — Баджалский, Тумнинское поднятие, Селитканское плато и др., 1200—1500 (2640)	<i>Cr₁₋₂ — Pg₁</i>	»	Сложены преимущественно эффузивами риолитовой формации, тесно ассоциирующейся с гипабиссальными интрузиями гранитоидов мел-палеогенового возраста	7—16, интенсивные минимумы силы тяжести
Морфоструктуры переходных зон — от зон относитель-	Нижнеамурская и Прихотская зоны дифференцированных морфоструктур — преимущественно низкогорные	<i>Mz — Kz</i>	Слабые поднятия и погружения	В локальных зонах мел-палеогеновые интрузии гранитоидов и эффу-	0—10, слабые отрицательные поля силы тяжести, переходящие в по-

ной гранитизации к зонам относительной базификации (квази-стабильные или слабых дифференцированных движений)

области, чередующиеся с депрессионными участками, 400—500 (1370—1560), в том числе морфоструктуры второго порядка.

а) складчатые и складчато-блоковые линейные хребты и горные массивы, лишенные магматических пород, — низкие горы, переходящие в холмы и увалы, окружающие депрессии Нижнего Приамурья и Приохотья, 300—400 (500—800);

б) куполовидные горные поднятия со слабо вскрытыми или не вскрытыми гранитными ядрами — криптодиapiры (отдельные поднятия в пределах хребтов Укурунру, Тохареу, Омальского, Чаятынского и др.), 600—800 (900);

в) горст-антиклинальные хребты и брахиантиклинальные массивы с явлениями гранитного диапиризма (линейные хребты — Омельдинский, Куванский, горные массивы — Кивуч, Альский, Пильдо-Лимурийский, Бекчи-Ульский и др.), 800—1200 (1372—1560);

г) вулканические хребты и нагорья в наложенных зонах прогибания — хребты Магу, Гургули, Гобчихит, вулканическое нагорье Усть-Амурского района, 700—800 (900—1250);

д) горсты — выжатые клинья на стыке поднимающихся и погружающихся морфоструктур (нормальные,

$Mz - Kz$

$Cr_2; Pg_1$

$Cr_{1-2}; Pg$

$Mz - Pg_1$

$\frac{Mz - Pg_1}{Pg_2 - N^{**}}$

$Pg; N - Q$

Слабо поднимающиеся

Относительно стабильные и слабо погружающиеся

Слабо поднимающиеся

Слабо поднимающиеся

То же

Относительно стабильные и слабо погружающиеся

Относительно стабильные и слабо поднимающиеся

живы базальт-андезит-липаритовой формации

Отсутствуют

То же

Малые интрузии гранодиоритов, диоритов и небольшие покровы андезитов и дацитов

Позднемеловые и палеогеновые интрузии гранодиоритов, реже гранитов и эффузивы преимущественно дацитового состава

Позднемеловые и раннепалеогеновые эффузивы дацитового состава с мелкими телами гранитоидов.

Меловые и раннепалеогеновые эффузивы андезит-липаритовой формации и базальты палеоген-неогенового возраста

Магматические породы нехарактерны, отмечаются малые интрузии гра-

дожительные

1—3, слабые отрицательные поля силы тяжести, переходящие в положительные

0—2, слабые положительные поля силы тяжести

1—3, слабые отрицательные поля силы тяжести

4—10, минимумы силы тяжести

3—4, минимумы силы тяжести

0—3, слабые положительные или отрицательные аномалии силы тяжести

В пределах слабого положительного или слабо отрицательного по-

Генетические ряды морфоструктур (выделяются по особенностям глубинного строения и составу магматических формаций)	Морфоструктуры (выделяются на геоструктурной основе) и их абсолютные преобладающие, в скобках — максимальные высоты, м	Возраст морфоструктуры (нядекс)	Характер новейших тектонических движений	Состав преобладающих магматических формаций и их возраст	Максимальная мощность гранитно-осадочного слоя (км)*, гравиметрическая характеристика (остаточные аномалии силы тяжести)
	односторонние) — линейные, резко очерченные горные гряды и узкие хребты в бассейнах рек Усолгин, Омам, Очеконда, 400—500 (700); е) цокольные, относительно опущенные (эмбриональные или относительные) впадины — Омельдинская, Невагинская и другие с холмисто-увалистым рельефом, 100—200 (400); ж) цокольные—инверсионные межгорные впадины: платообразные возвышенные равнины южной части Усолгинской, Теватынской и других впадин, с реликтами аккумулятивного покрова, 100—200 (500)	$N - Q$ $\frac{Pg_2 - N_1}{N_2 - Q}$	Слабо погружающиеся Поднимающиеся	китондов мелового возраста Небольшие покровы кайнозойских базальтов Магматические породы отсутствуют или нехарактерны	ля силы тяжести То же »
Морфоструктуры погружения в зонах относительной базификации	Депрессионные зоны с равнинным рельефом, в том числе морфоструктуры второго порядка: а) нормальные (симметричные) линейные грабены с разрывными нарушениями в обоих бортах (простые, ступенчатые) — плоские, местами террасированные равнины Усолгино-Мухельской, Конин-Нимеленской, Тугурской, Биранджинской и других впадин, лишенные предгорий, 0—100 (200—300); б) односторонние грабены с разрывными нарушениями в одном борту (простые, ступенчатые) — наклонные равнины Очекондской, Омальской, Ул-Лонгарийской и других	$\left\{ \begin{array}{l} Pg - Q \\ Pg - Q \\ \frac{Pg - N_1}{N_2 - Q} \\ Pg - Q \\ \frac{Pg - N_1}{N_2 - Q} \end{array} \right.$	Опускающиеся, некомпенсированные осадконакоплением; Прогибающиеся, компенсированные; Слабо поднимающиеся, денудированные Относительно прогибающиеся; Слабо поднимающиеся, денудированные	Небольшие покровы кайнозойских базальтов То же » » »	0—2, гравитационные максимумы То же » » »

впадин с докольными террасами у одного борта и аккумулятивными у другого, 70—100 (250);				
в) мульдобразные грабен-синклинали сложные (составные) — плоские равнины Среднеамурской, Удиль-Кизинской, Нижнеамурской, Чукча-гиро-Эворонской и других впадин, постепенно переходящие в окружающие горные обрамления, 0—100 (600—900);	$Pg — Q$	Опускающиеся, некомпенсированные осадконакоплением	Небольшие мезозойские интрузии диоритов и монцонитов и кайнозойские базальты	0—2, интенсивные положительные аномалии силы тяжести
г) тектонические блоки — горсты (?) в зонах погружения (останцы погружения) — группы холмов и увалов, реже островные низкие горы в пределах впадин, 100—200 (600—900);	$Pg — Q$	Относительно стабильные и слабо погружающиеся	Малые, мезозой-раннепалеогеновые интрузии диоритов и монцонитов	0—2, в пределах положительного поля силы тяжести
д) вулканические (базальтовые) плато и вулканно-тектонических депрессиях проседания — Совгаванское, Де-Кастрипское и другие плато Нижнего Приамурья и Приморья, 100—400 (700—900)	$N_1; N_2 — Q$	Относительно стабильные и погружающиеся	Базальты, долериты, андезиты	0—2, интенсивные положительные аномалии силы тяжести

* Под гранитно-осадочным слоем подразумеваются участки «гранитного» слоя в традиционном понимании, представленные собственно гранитами или гранитизированными осадочными породами. Там, где мощность гранитно-осадочного слоя равна нулю, развит диоритовый слой, составляющий большую часть «гранитного» слоя

** Для инверсионных морфоструктур в числителе указано время возникновения морфоструктуры, в знаменателе — период инверсионного (наложенного) развития.

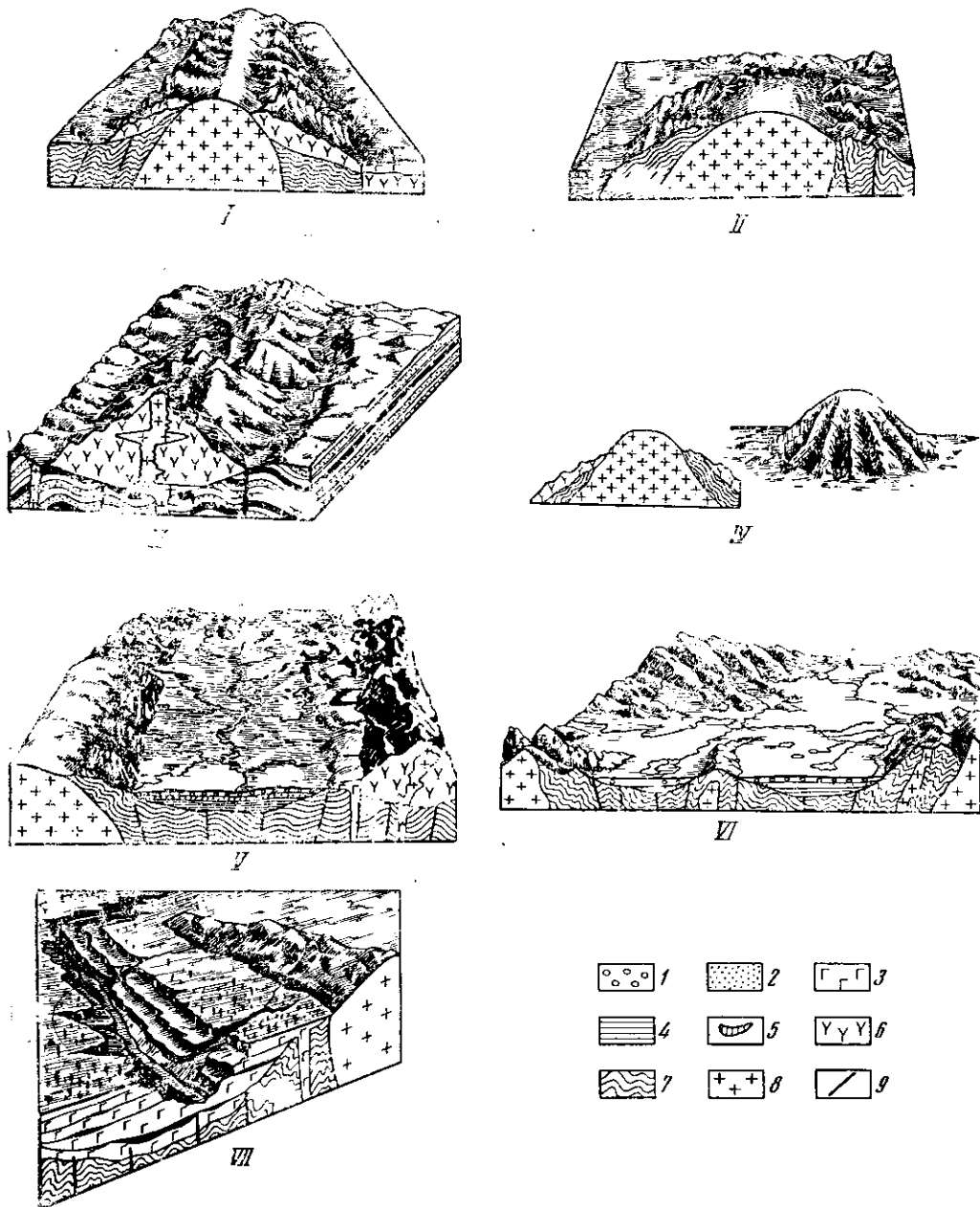


Рис. 2. Типы морфоструктур юга Дальнего Востока.

Морфоструктуры I—II — диапир-плутонические морфоструктуры: I — горст-антиклиналь (хр. Омелдинский); II — брахиантиклинальное поднятие (хр. Кивун); III — вулканический хребет, сложенный продуктами преимущественно кислого вулканизма (хр. Mary); IV — вулканоплутон; V — нормальный симметричный грабен (Усолгинская впадина); VI — сложная, составная межгорная впадина (Нижнеамурская депрессия); VII — базальтовое плато в вулканотектонической депрессии (Совгаванское плато). Литология: 1 — четвертичные аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения; 2 — плейстоценовые пески, галечники, глины; 3 — кайнозойские базальтоиды; 4 — палеогено-неогеновые глины, алевролиты, пески, песчаники, конгломераты; 5 — древние коры выветривания; 6 — позднемезозойские и палеогеновые вулканогенные толщи преимущественно кислого состава; 7 — мезозойские песчано-сланцевые отложения; 8 — позднемезозойские и палеогеновые интрузии гранитоидов; 9 — тектонические разломы

металлов характерны для морфоструктур слабых поднятий или погружений, а олова, вольфрама, молибдена и других — для морфоструктур поднятий (Золотов, 1965; Лишнеvский, 1968).

Изложенные принципы выделения и классификации морфоструктур следует рассматривать лишь в качестве основы для построения объективной и более детальной классификации морфоструктур эпигеосинклинальных горных стран, т. е. для территорий с продолжающимся процессом формирования гранитно-осадочного слоя. В современной структуре земной коры к ним прежде всего относятся наряду с Сихотэ-Алинской складчатой областью мезозойды Северной Америки, Северо-Восточной и Юго-Восточной Азии, а также раннекайнозойские складчатые цепи Южной Америки.

Предварительные сопоставления показывают, что разрабатываемый в данной статье подход в своей основе применим и к значительным пространствам герцинид Забайкалья, Казахстана, Урала, Алтая, а частично и к более древним складчатым областям (Бороздин, Семакин, 1969; Шевченко, 1971б и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Астахов Н. Е. Структурная геоморфология Грузии. Тбилиси, «Мецниереба», 1973.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Северо-Восток СССР. М., «Наука», 1964.
- Башенина Н. В. О геоморфологической карте мира и унификации легенд геоморфологических карт. В сб. «Методика геоморфологического картирования». М., «Наука», 1965.
- Башенина Н. В. Формирование современного рельефа земной поверхности (Общая геоморфология). М., «Высшая школа», 1967.
- Башенина Н. В., Заруцкая И. П. Принципы генерализации геоморфологических карт крупных и средних масштабов. «Вестн. МГУ. География», 1969, № 2.
- Белогуб В. Н., Шапочка И. И., Романовский Н. П. Место мезокайнозойского гранитного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении (по геофизическим данным). В сб. «Мезозойский тектогенез». Магадан, 1971.
- Благоволин Н. С. Возраст морфоструктуры Горного Крыма. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1965, № 2.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967.
- Бороздин Ю. Г., Семакин В. П. Об избирательном поднятии гранитных массивов Казахстана и Алтая. В сб. «Земная кора складчатых областей юга Сибири», вып. 1. Новосибирск, 1969.
- Воскресенский С. С. Изучение взаимодействия эндогенных и экзогенных сил в историческом аспекте — основная задача геоморфологии. «Вестн. МГУ». География, 1968, № 2.
- Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. «Проблемы физ. географии», т. 12. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Понятия «морфоструктура» и «морфоскульптура» и их использование в целях геоморфологического анализа. В кн. «Рельеф Земли». М., «Наука», 1967.
- Горелов С. К. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий. М., «Наука», 1972.
- Золотов М. Г. Связь золотого оруденения с магматическими породами среднего состава мезозойских и кайнозойских вулканических зон материковой части Дальнего Востока. «Сов. геология», 1965, № 7.
- Казакова Н. М. К вопросу о классификации морфоструктур. В сб. «Структурная и климатическая геоморфология». М., «Наука», 1965.
- Канищев А. Д., Менакер Г. И. Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья. «Геохимия», 1971, № 1.
- Лебедев В. Г. К вопросу о классификации морфоструктур материков. «Научн. ежегодник Черновницкого ун-та». Черновцы, 1966.
- Леонтьев О. К. Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозое. «Геоморфология», 1971, № 3.
- Лишнеvский Э. Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования. «Геотектоника», 1965, № 3.
- Лишнеvский Э. Н. О некоторых особенностях строения земной коры и размещении оловянного и злоторудного оруденения на Дальнем Востоке в свете гравиметрических данных. «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 6.
- Лишнеvский Э. Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным. В кн. «Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке». М., «Наука», 1969.

- Мещеряков Ю. А. Геоморфологические карты Атласа мира и принципы их составления. В сб. «Методика геоморфологического картирования». М., «Наука», 1965а.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965б.
- Мещеряков Ю. А., Веденская И. Э., Коржув С. С. Рельеф Советского Союза. В кн. «Рельеф Земли». М., 1967.
- Моисеев Ф. С. Диоритовый слой земной коры. В сб. «Земная кора складчатых областей юга Сибири», вып. 2, ч. 1. Новосибирск, 1971.
- Пиотровский М. В. Вопросы классификации морфоструктур в связи с задачами морфоструктурного картирования. «Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3(5). Чита, 1968.
- Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природе гранита. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 8.
- Философов В. П. Основы структурно-генетической классификации рельефа суши. В кн. «Структурная геоморфология и неотектоника Украины (матер. Харьковск. отд. Геогр. о-ва СССР)», вып. VI. Харьков, 1968.
- Флоренсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии. «Геол. и геофиз.», 1964, № 10.
- Флоренсов Н. А. Что такое структурная геоморфология? «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1965, № 2.
- Худяков Г. И. О происхождении горных хребтов в южной части Дальнего Востока. «Вопр. геоморфол. и морфотектоники Дальнего Востока». Владивосток, 1965.
- Худяков Г. И. О морфоструктурном районировании южной части советского Дальнего Востока. «Матер. Всес. совещ. по геоморфол. и неотектонике Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, «Наука», 1968.
- Худяков Г. И., Денисов Е. П., Кулаксов А. П. и др. Юг Дальнего Востока. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М., «Наука», 1972.
- Шевченко В. К. О некоторых геологических особенностях формирования интрузий в Нижнем Приамурье в связи с проблемой пространства. «Изв. вузов. Геол. и разведка», 1969, № 9.
- Шевченко В. К. Принципы классификации морфоструктур складчатых областей. В сб. «Теоретические и прикладные вопросы географии (тез. докл.)». М., Изд-во МГУ, 1971а.
- Шевченко В. К. Принципы классификации морфоструктур складчатых областей. В сб. «Теоретические и прикладные вопросы географии (тез. докл.)». М., Изд-во МГУ, 1971б.

Ин-т минералогии, геохимии и
кристаллохимии редких элементов
(ИМГРЭ)
Второе гидрогеологическое
управление МГ СССР

Поступила в редакцию
12.X.1973 г.

AN ESSAY ON THE MORPHOSTRUCTURES DEMARKATION AND CLASSIFICATION ON THE BASE OF THE EARTHCRUST STRUCTURE (WITH SPECIAL REFERENCE TO THE FAR EAST MESOZOIC STRUCTURES)

E. N. LISHNEVSKY, V. K. SHEVCHENKO

Summary

Starting from the earthcrust structural features of epigeosynclinal highlands with developed granitic layer (abundant granitic plutons), authors propose to use gravimetrical data and magmatic formations composition for genetic classification of morphostructures. With reference to the Far East Mesozoic structures it is shown that uplift morphostructures are situated within zones of local (residual) gravitational minima (corresponding to regional granitization); subsidence morphostructures are located at zones of gravitational maxima (connected with rocks of high density).

On the geological-geophysical base three series of morphostructures are distinguished: morphostructures at zones of the earthcrust granitization and deconsolidation; morphostructures at zones of relative basification and the earthcrust consolidation; morphostructures of transitional zones — quasi-stable. Further division of the series based on geostructural attributes, neotectonic intensity, character of relief and so on. According to the time of formation morphostructures are subdivided into Mesozoic, Paleogenic and Neogene-Quaternary ones.