УДК 551.4.044(571)

ЛИШНЕВСКИЙ Э. Н., ШЕВЧЕНКО В. К.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ МОРФОСТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ БАМ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

На современном уровне развития морфоструктурного анализа все более важное значение приобретает кооперирование структурно-геоморфологических исследований с данными геологии и геофизики. При таком комплексном подходе удается полнее выяснить генетическую сущность морфоструктур, их возраст, взаимосвязь топографических масс с петрофизическими и петрохимическими особенностями слагающих их пород. В данной статье предпринята попытка с указанных позиций рассмотреть основные морфоструктуры восточной части территории БАМ, увязать их вещественный состав с рельефом земной поверхности и тенденциями неотектонических движений.

К настоящему времени можно считать надежно установленным, что крупные морфоструктуры литосферы (мегаструктуры) определенным образом связаны с мощностью земной коры. При этом крупным понижениям рельефа, как правило, соответствуют блоки земной коры с сокращенной мощностью — поднятия поверхности Мохоровичича (М), а крупным воздыманиям — блоки с увеличенной мощностью (погружения поверхности Мохоровичича). Подобные соотношения характерны и для рассматриваемой территории. Здесь Сихотэ-Алиньскому, Ям-Алиньскому и Алдано-Становому региональным погружениям поверхности М (36—40 *км*) отвечают крупнейшие положительные морфоструктуры, а Нижнезейскому и Среднеамурскому поднятиям границы М (32—34 *км*) — одноименные отрицательные морфоструктуры (рисунок). Самостоятельными элементами глубинной структуры являются также ступени (моноклинали, флексуры) поверхности М, часто сопровождающиеся глубинными (сквозькоровыми) разломами. Они не только окаймляют поднятия или погружения поверхности М, но во многих случаях, занимая огромные площади, приобретают черты автономных глубинных форм, определяющих особенности тектоники и магматизма вышележащих слоев земной коры, которые имеют, как правило, и специфическое геоморфологическое выражение. Наиболее характерными формами рельефа земной поверхности, отвечающими ступеням М, являются низкогорные хребты, ориентированные как вкрест, так и по их простиранию, линейно-вытянутые наложенные впадины с рыхлыми породами сравнительно небольшой мощности, межгорные цокольные понижения и т. п. Ярким примером являются хребты и долины Нижнего Приамурья, расположенные в пределах Шантарско-Приморской ступени поверхности М (рисунок). Они представляют собой тесно сосуществующие морфоструктуры с разнонаправленными дифференцированными неотектоническими движениями, с преобладанием на различных участках либо поднятий, либо опусканий.

Подавляющее большинство наиболее крупных глубинных форм (поднятий, погружений, ступеней поверхности М) удается выделить по особенностям аномалий регионального гравитационного поля (соответственно максимумов, минимумов, ступеней $\Delta g_{рег}$). На этом фоне представляет интерес анализ поля остаточных (разностных) аномалий силы тяжести ($\Delta g_{ост}$), характеризующих вещественно-плотностные неоднородности «гранитного» слоя стандартной сейсмической модели или, иными словами, распределение гравитационно-активных масс, залегающих приблизительно в верхней половине консолидированной земной коры. При этом крупным (зональным) остаточным минимумам соответствуют структур-

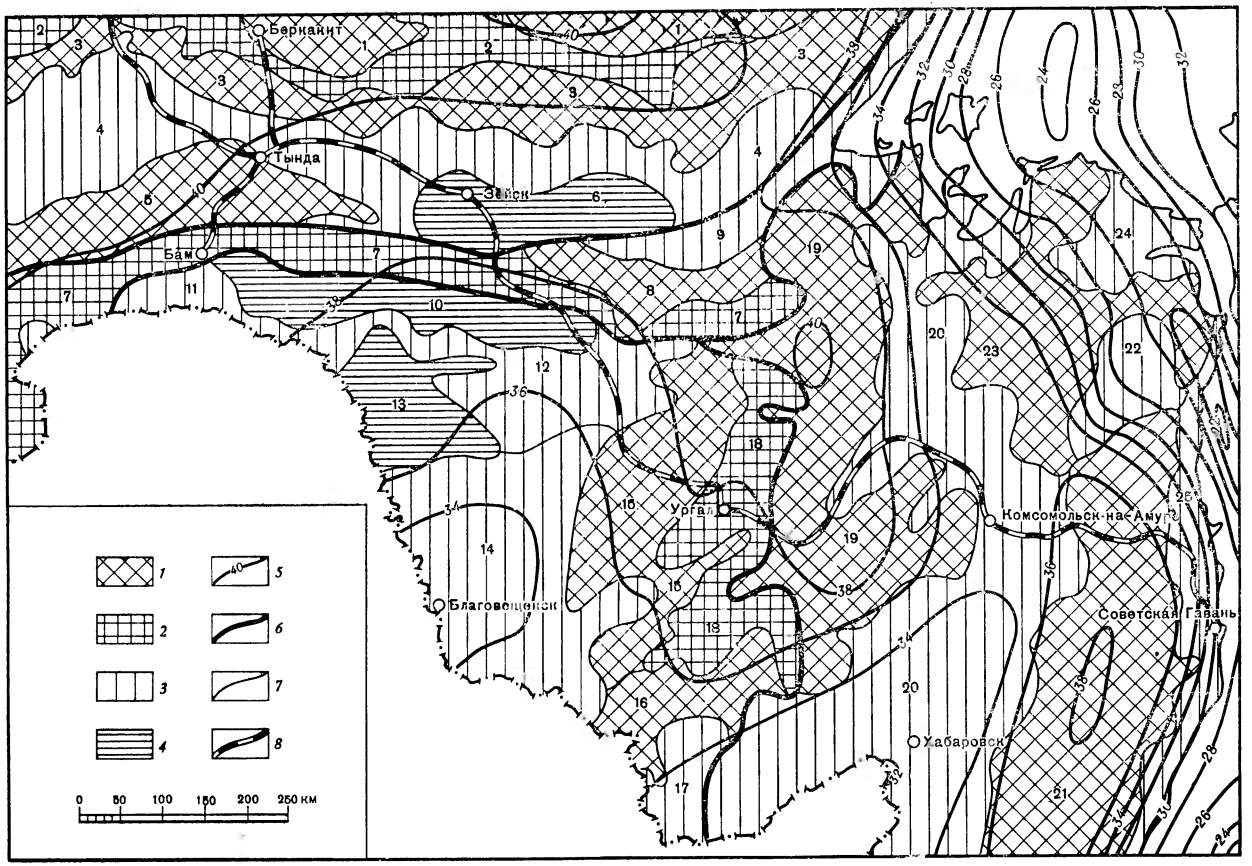

Схема районирования основных морфоструктур восточной части территории БАМ по вещественному составу

Положительные морфоструктуры, сложенные породами: *1* — салического комплекса, *2* — мафического комплекса; отрицательные морфоструктуры, сложенные породами; *3* —мафического комплекса; *4* — салического комплекса; *5* — изоглубины поверхности Мохоровичича. *км*; *6* — границы складчатых областей; *7* —контуры морфоструктур, сложенных породами различного вещественного состава; *8* — трасса БАМ.

Морфоструктуры Алдано-Становой складчатой области: 1 — Унгра-Лурикanская, 2 — Зверевско-Джугдырская, 3 — Срединно-Становая, 4 —Олёкминско-Брянтинская, 5 — Джелтулинская, 6 — Верхнезейская. **Морфоструктуры Монголо-Охотской складчатой области:** 7— Тукурингро-Селемджинская, 8 — Джагдинская, 9 — Шевли-Удская. **Морфоструктуры Буреинского срединного массива:** 10 —Гонжинско-Норская, 11—Верхнеамурская, 12 — Гаринско-Селемджинская, 13 — Ушумунская, 14 — Зейско-Буреинская (Нижнезейская), 15 — Туранская, 16 — Хингано-Яуринская, 17 — Малохинганская, 18 — Восточнобуреинская. **Морфоструктуры Сихотэ-Алиньской складчатой области:** 19 — Баджальско-Ямалиньская, 20 —Уссури-Охотская, 21— Сихотэ-Алиньская, 22 — Удыль-Кизинская, 23 — Чаятын-Мевачанская, 24 — Устьамурская, 25 — Прибрежная (Совгаванская)

но-формационные зоны, где широко и на значительную мощность (до 10—15 *км*) развиты гнейсы, гнейсограниты, гранитоиды, песчано-сланцевые дислоцированные образования. Все они по величине средней плотности ($\bar{\sigma}$=2,65 *г/см*^{3}) и по валовому химическому составу отвечают умеренно кислой породе — гранодиориту (Беус, 1972). Большинство плутонических тел кислого и ультракислого состава — граниты, гранит-порфиры, аляскиты ($\bar{\sigma}$=2,57—2,60 *г/см*^{3}) также концентрируются в пределах этих зон и выражаются в поле $\Delta g_{ост}$ локальными минимумами силы тяжести. Все эти породы залегают преимущественно в виде крупных линз в верхней части «гранитного» слоя. В данной работе они выделяются под более общим наименованием салического комплекса «гранитного» слоя по преобладанию в них салических минеральных ассоциаций, характеризующихся повышенными содержаниями SiO_2 и K_2O и пониженной плотностью (Физические свойства..., 1976) В свою очередь крупные (зональные) максимумы $\Delta g_{ост}$ соответствуют площадям, где в разрезе преобладают породы, относительно обогащенные CaO, MgO, FeO и имеющие соответственно более высокую плотность ($\bar{\sigma}$=2,75—2,90 *г/см*^{3}). Это вулканогенные, вулканогенно-кремнисто-терригенные, вулканогенно-терригенно-карбонатные эвгеосинклинальные и близкие к ним по составу образования, метаморфические и плутонические породы повышенной и высокой основности — амфиболиты, амфиболовые и пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, габброиды и т. п. По усредненному химическому составу набор этих пород близко соответствует диориту (Канищев, Менакер, 1971), представляя собой мафический комплекс «гранитного» слоя (диоритовый или диорит-метаморфический слой).

Зоны, где преобладают породы салического или мафического комплексов, различаются, как правило, по гипсометрическому положению в современном рельефе и направленности вертикальных тектонических движений. Это хорошо иллюстрируется на примере морфоструктур восточной половины территории БАМ и сопредельных районов (рисунок, таблица).

Рассмотрим вначале отрицательные морфоструктуры. Типичным их представителем в пределах Сихотэ-Алиньской складчатой системы является Уссури-Охотская депрессионная зона, характеризующаяся средней абс. высотой 390 *м*. На значительной части она сложена складчатыми мезозойскими и рыхлыми кайнозойскими терригенными породами. Последние выполняют крупные наложенные впадины — Среднеамурскую, Эвуро-Эворонскую, Чукчагирскую и др., указывающие на преобладание нисходящих движений в осевой части зоны в течение неотектонического этапа (Чемеков, 1961). В связи с этим абс. высоты в пределах впадин не превышают, как правило, 70—100 *м*.

Интенсивные остаточные максимумы силы тяжести, характерные для Уссури-Охотской зоны, указывают на то, что мощность терригенных осадочных образований невелика (0—2 *км*) и под ними залегают породы повышенной плотности и основности. Непосредственно на дневной поверхности они обнажаются на локальных участках (Кербинский район, бассейн р. Муникан и др.) в виде кремнисто-диабазово-терригенных образований эвгеосинклинального ряда. По возрасту среди них выделяются раннемезозойские, палеозойские и более древние образования. Отдельные локальные минимумы $\Delta g_{ост}$, свойственные некоторым наложенным кайнозойским грабенам, полностью нивелируются при введении в гравитационное поле поправки на влияние чехла рыхлых покровных образований, подчеркивая тем самым повышенную плотность пород основания. В пределах Уссури-Охотской морфоструктуры почти отсутствуют тела гранитоидов, а редкие интрузии представлены лишь малыми телами диоритов, габбро-диоритов, габбро. Среди вулканогенных образований кайнозоя преобладают базальтоиды.

Гравитационно-гипсометрическая характеристика морфоструктур (номера морфоструктур соответствуют их номерам и названиям на рисунке)

Тектонический регион (средняя высота рельефа; площадь)	Номер морфоструктуры (на рисунке)	Площадь морфоструктуры, 10^3 км^2	% площади морфоструктуры		Средняя абс. высота морфоструктуры, м	Разность средних высот морфоструктуры и региона, м	Знак остаточной аномалии в пределах морфоструктуры	Комплекс пород, слагающих морфоструктуру	«Изостатическая» характеристика морфоструктуры
			в регионе	на всей территории					
Алдано-Становая складчатая область (1190 м; 288,0×10^3 км^2)	1	17,5	6,1	1,8	1300	+110	—	сал.	из.
	2	34,4	11,9	3,5	1560	+370	+	маф.	ант.
	3	107,8	37,4	11,1	1480	+290	—	сал.	из.
	4	79,4	27,6	8,2	1005	—185	+	маф.	из.
	5	33,6	11,7	3,5	1250	+60	—	сал.	из.
	6	15,3	5,3	1,6	530	—660	—	сал.	ант.
Монголо-Охотская складчатая область (720 м; 80,3×10^3 км^2)	7	38,8	48,3	4,0	730	+10	+	маф.	ант.
	8	15,6	19,4	1,6	980	+260	—	сал.	из.
	9	25,9	32,3	2,7	450	—270	+	маф.	из.
Буреинский срединный массив (440 м; 234,9× ×10^3 км^2)	10	25,0	10,6	2,6	425	—15	—	сал.	ант.
	11	13,4	5,7	1,4	390	—50	+	маф.	из.
	12	29,4	12,5	3,0	310	—130	+	маф.	из.
	13	16,2	6,9	1,7	290	—150	—	сал.	ант.
	14	57,5	24,5	5,9	280	—160	+	маф.	из.
	15	43,6	18,6	4,5	900	+460	—	сал.	из.
	16	15,0	6,4	1,5	640	+200	—	сал.	из.
	17	9,7	4,1	1,0	270	—170	+	маф.	из.
	18	25,1	10,7	2,6	740	+300	+	маф.	ант.
Сихотэ-Алиньская складчатая область (610 м; 368,5×10^3 км^2)	19	88,8	24,1	9,1	1220	+610	—	сал.	из.
	20	125,6	34,1	12,9	390	—220	+	маф.	из.
	21	62,8	17,0	6,5	1050	+440	—	сал.	из.
	22	14,1	3,8	1,4	280	—330	+	маф.	из.
	23	43,1	11,7	4,4	845	+235	—	сал.	из.
	24	12,8	3,5	1,3	300	—310	+	маф.	из.
	25	21,3	5,8	2,2	480	—130	+	маф.	из.

Примечание. В расчет включены площади некоторых морфоструктур, выходящих за пределы рисунка; сокращения: сал.— салический, маф.— мафический, из.— «изостатическая», ант.— «антиизостатическая».

Примером относительно сниженной морфоструктуры, расположенной в пределах Алдано-Становой складчатой системы, является Олёкминско-Брянтинская низкогорная зона, имеющая среднюю абс. высоту около 1000 *м*. Ей также отвечают положительные остаточные гравитационные аномалии, которые ориентированы в субширотном направлении. Они соответствуют кристаллическим породам высокой плотности и основности — докембрийским роговообманковым плагиогнейсам и кристаллическим сланцам, амфиболитам и т. п., широко распространенным в пределах зоны. Наиболее интенсивными локальными максимумами силы тяжести очерчиваются контуры массивов раннепротерозойских габбро, либо выходящих непосредственно на дневную поверхность, либо скрытых под маломощными (около 1 *км*) плитообразными телами кристаллических пород умеренно кислого состава.

На севере с Олёкминско-Брянтинской зоной сопрягается положительная морфоструктура, близко совпадающая с водораздельной частью Станового хребта. Она выделяется под названием Срединно-Становой. Как основной элемент крупного сводового поднятия с длительной тенденцией к воздыманию она существует по крайней мере с рифея. В ее пределах широко развиты породы умеренно кислого состава: докембрийские гнейсы и гнейсограниты, мезозойские (преимущественно раннемеловые) граниты и гранодиориты. Последние формируют огромные массивы, возникшие, по-видимому, за счет гранитизации вмещающих толщ и мобилизации древних гранитов. Мощность мезозойских гранитоидов, судя по интенсивным остаточным минимумам силы тяжести, характерным для Срединно-Становой зоны, достигает 8—10 *км*, средняя плотность их близка к 2,65 *г/см*^{3}. Тенденцию к поднятию Срединно-Становая зона сохраняет и до настоящего времени. В современном рельефе средняя абс. высота этой морфоструктуры составляет 1480—1500 *м*.

Крупной положительной морфоструктурой восточной половины территории БАМ является также Баджальско-Ям-Алиньское сводово-глыбовое поднятие, относящееся к Сихотэ-Алиньской складчатой системе. Оно образует сложнопостроенную горную страну субмеридиональной ориентировки со средней абс. высотой около 1500 *м*, состоящую из нескольких горных хребтов (Баджальский, Дуссе-Алинь, Ям-Алинь, Эзоп, Тыльский и др.). Как правило, к осевым, наиболее приподнятым частям хребтов приурочены крупные тела позднемеловых гранитов, местами еще слабо вскрытые эрозией или перекрытые покровами вулканогенных образований кислого и среднего состава. Интенсивные локальные минимумы силы тяжести, отвечающие гранитным плутонам, указывают на значительную мощность последних — до 6—15 *км*. Вмещающими граниты породами являются песчано-сланцевые толщи верхнего триаса и юры, а также палеозойские образования сходного состава. Кремнисто-вулканогенные породы имеют сравнительно небольшое распространение и локализуются, как правило, на значительном удалении от выходов гранитов, в понижениях рельефа. Отрицательное поле остаточных гравитационных аномалий, характерное в целом для Баджальско-Ям-Алиньской морфоструктуры, указывает на преобладание пород существенно салического состава на глубине, соизмеримой с мощностью гранитных тел. Приуроченность локальных гравитационных минимумов к гранитным плутонам позднемелового возраста косвенно указывает, что возникновение утолщения земной коры под Ям-Алиньским сводом и образование самого сводового поднятия близко по времени формированию этих плутонов.

Увеличенная мощность пород салического комплекса и остаточные гравитационные минимумы характерны не только для Срединно-Станового и Баджальско-Ям-Алиньского поднятий. Они свойственны и большинству других положительных морфоструктур восточной половины территории БАМ, испытавших интенсивные восходящие движения в мезо-

кайнозойское время — Джелтулинской, Джагдинской, Туранской, Сихотэ-Алиньской и др. (рисунок, таблица). Возникновению и росту указанных поднятий способствовали процессы гранитизации и палингенеза, приведшие к образованию и разрастанию гранитных ядер в их пределах в течение позднего мезозоя и кайнозоя. Важная роль подобного рода процессов в образовании положительных морфоструктур, сложенных породами салического комплекса, подтверждается петрохимическими данными (Потапьев, Маликова, 1974), из которых следует, что при палингенном образовании гранитов приращение объема первоначальных пород вследствие привноса вещества достигает 7—10%.

Преобладание пород мафического комплекса и положительных остаточных гравитационных аномалий наряду с Уссури-Охотской и Олёкминско-Брянтинской зонами характерно и для ряда других отрицательных морфоструктур — Верхнеамурской, Гаринско-Селемджинской, Шевли-Удской, Зейско-Буреинской, Малохинганской, Удыль-Кизинской, Усть-амурской, Прибрежной (рисунок). Все они в течение неотектонического этапа испытывали слабые восходящие или более интенсивные нисходящие движения.

В целом как те, так и другие рассмотренные морфоструктуры по особенностям строения верхних горизонтов коры качественно отвечают изостатической модели Пратта-Хейфорда — позитивные формы рельефа слагаются породами пониженной плотности, а негативные — повышенной. С некоторой долей условности назовем такие морфоструктуры «изостатическими», подчеркнув еще раз, что имеется в виду не компенсация отдельных блоков или всей земной коры в целом, а лишь специфика гипсометрии и строения ее верхней части. На рассматриваемой территории таких морфоструктур большинство, и они занимают около 84% площади (таблица).

Вместе с тем отмечаются и «антиизостатические» морфоструктуры — блоки пород повышенной плотности, сложенные образованиями мафического комплекса и приподнятые на значительную высоту, и зоны, сложенные породами пониженной плотности (салическим комплексом), которые занимают относительно пониженное положение в рельефе. Первые из них либо вовлечены в крупные сводовые воздымания, связанные с общим увеличением толщины земной коры, скорее всего за счет возрастания мощности базальтового слоя (Зверевско-Джугдырская, Восточно-Буреинская), либо представляют собой сравнительно узкие, шовные морфоструктуры (Тукурингро-Селемджинская), под которыми при проведении более детальных геофизических исследований может быть обнаружено локальное увеличение мощности коры. Вторые (Верхнезейская, Ушумунская, частично Гонжинско-Норская) относятся к структурам типа краевых прогибов, длительно сохраняющимся как отрицательные формы в связи со слабым развитием процессов гранитизации. Возникновение и рост гранитных ядер в некоторых из них приводят к относительному повышению их гипсометрического уровня. Это хорошо иллюстрируется на примере Гонжинско-Норской зоны (Лишневский, 1975), включающий в себя как отдельные прогибы (Умлеканский), так и фрагментарно расположенные гранитные плутоны (Верхнемамынский, или Калахтинский). Средняя высота этой морфоструктуры всего на 15 *м* ниже средней высоты соответствующего региона (Буреинского массива).

В целом «антиизостатические» морфоструктуры охватывают около 16% восточной части территории БАМ (таблица) и отмечены лишь в тектонических областях относительно древнего заложения. Наибольшим распространением они пользуются в Монголо-Охотской складчатой области, где занимают 48% площади; в пределах Буреинского массива площадь их составляет 28%, а в Алдано-Становой области — 17%.

ЛИТЕРАТУРА

Беус А. А. Геохимия литосферы, М., «Недра», 1972.
Канищев А. Д., Менакер Г. И. Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья. «Геохимия», № 1, 1971.
Лишневский Э. Н. Металлогеническое районирование Буреинского срединного массива по остаточным гравитационным аномалиям. «Сов. геология», № 6, 1975.
Потапьев В. В., Маликова И. Н. Баланс веществ в процессе формирования Каркаралинского плутона. Новосибирск, «Наука», 1974.
Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (Петрофизика). М., «Недра», 1976.
Чемеков Ю. Ф. Неотектоника Приамурья и смежных территорий. «Докл. АН СССР», т. 137, № 3, 1961.

ИМГРЭ
Второе гидрологическое управление
МГ СССР

Поступила в редакцию
10.I.1977

DEEP STRUCTURE OF THE MORPHOSTRUCTURES AT THE EASTERN PART OF THE REGION OF THE BAIKALIAN-AMUR MAIN LINE (BASED ON GRAVIMETRIC DATA)

LISHNEVSKY E. N., SHEVCHENKO V. K.

Summary

The correlation is discussed existing between hypsometric position and special features of the solid rocks composition. Large positive morphostructures (outlined by residual minima of gravity) were proved to consist of rocks characterized by low density ($\bar{\sigma}$=2,57—2,65 *g/cm*³) and rather high content of the silicon oxide, their chemical composition being close to that of moderately acid rock — granodiorite. Large morphostructural depressions characterized by residual maxima of gravity consist of dense basic rocks ($\bar{\sigma}$=2,75—2,90 *g/cm*³), their average chemical composition corresponding to diorite. Taking into account the structures of the upper layers of the earthcrust, both kinds of morphostructures can be explained within the frame of the Pratt-Heyford isostatic model. However some «anti-isostatic» morphostructures occasionally occur, which are blocks of dense rocks uplifted to a considerable height and lowered blocks of low density.

УДК 551.435.132(597)

НГУЕН ТХЕ ТХОН

ГЕОМОРФОЛОГИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ВЬЕТНАМА

В Северо-Восточном Вьетнаме развит главным образом горный рельеф. Большую часть территории занимают низкогорья. Средневысотные горы находятся на севере, востоке и юго-востоке вдоль морского побережья. Равнинным рельефом характеризуется юго-запад Северо-Восточного Вьетнама и дельта р. Красной. Холмистый рельеф протягивается несколькими полосами вдоль долин крупных рек и берега моря, образуя переход между горным и равнинным рельефом.

В Северо-Восточном Вьетнаме отчетливо выражены разновозрастные морфоструктуры, испытавшие новейшие тектонические движения различной амплитуды (рисунок). Массивы и хребты, характеризующиеся сред-