

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24.(470.5)

А. Л. АЛЕЙНИКОВ, О. В. БЕЛЛАВИН

ОТРАЖЕНИЕ СТРОЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ
В РЕЛЬЕФЕ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

При геоморфологических исследованиях обращает на себя внимание тот факт, что интрузивные массивы иногда образуют положительные формы рельефа, а иногда практически не выделяются над окружающей местностью. Одной из причин существования возвышенностей в области интрузивов принято считать относительно высокую устойчивость этих пород к агентам выветривания по сравнению с вмещающими породами.

Детальное изучение природы рассматриваемого явления показывает, что наблюдаемое разнообразие форм рельефа, образуемых интрузивными массивами, не может быть объяснено одним только различием в устойчивости пород к выветриванию. Во-первых, во многих случаях граниты, например, по устойчивости к различным агентам выветривания практически не отличаются от вмещающих их пород. Так, согласно данным А. Ф. Асинкритова (личное сообщение), средняя величина морозоустойчивости уральских гранитов колеблется от 0,82 до 0,97, а для эффузивов, которые часто являются вмещающими по отношению к гранитам, эта величина составляет 0,79—0,98. И только некоторые туфы и брекчии характеризуются пониженными значениями коэффициента морозоустойчивости (0,60—0,87). Если исключить некоторые существенно мономинеральные пироксениты, то почти все другие кристаллически-зернистые породы и не только полиминеральные гранитоиды, габбро и диориты, но и анхимономинеральные дуниты значительно быстрее и на большую глубину поражаются агентами площадного физического и химического выветривания, чем окружающие их эффузивные породы и кристаллические сланцы (Шилкин, 1967; Трифонов и др., 1968). З. А. Сваричевская и В. И. Яговкин отмечают, что «породы, вмещающие гранитные массивы, ... по своим механическим свойствам являются более стойкими против выветривания, чем граниты» (1966, стр. 140).

Если все же допустить, что граниты несколько более устойчивы к выветриванию, чем вмещающие породы, то возникает вопрос, почему, находясь в сходных геологических условиях, одни гранитные массивы образуют положительные формы рельефа (рис. 1, *а—д*), а другие, например, Конево-Карасьевский (рис. 1, *ж*), практически не выражены в современном рельефе или даже, подобно мелким массивам Шилово-Петуховского пояса (рис. 1, *е*), характеризуются некоторым понижением в рельефе.

Ответ на поставленный вопрос может быть получен при анализе новейших и современных движений. Как выяснилось при геоморфологиче-

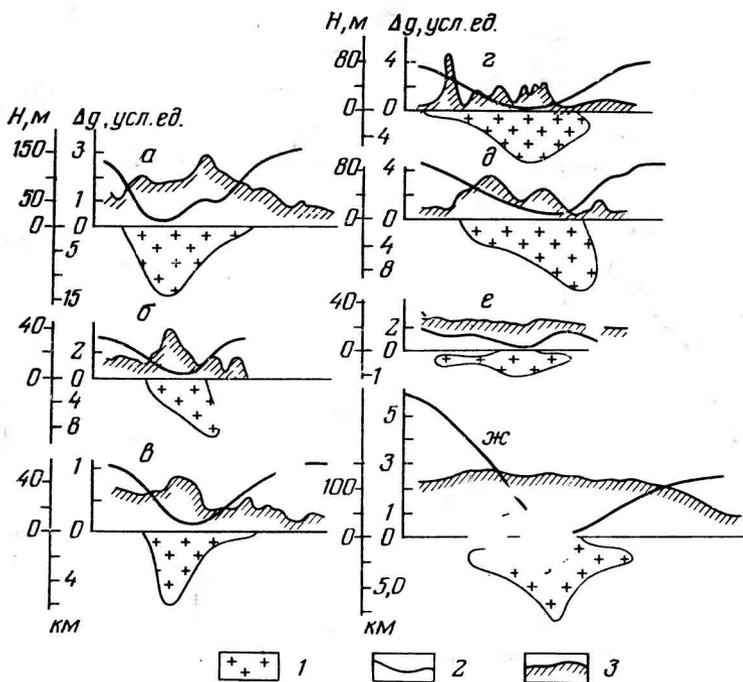


Рис. 1. Выраженность гранитных массивов в современном рельефе.

а — Амурский, *б* — Мурзинский, *в* — Тюбукский, *г* — Верх-Исетский, *д* — Адуйский, *е* — Петуховский, *ж* — Карасьевский. 1 — граниты, 2 — кривая силы тяжести (в условных единицах масштаба), 3 — рельеф.

ских исследованиях, положительные формы рельефа над интрузивными массивами Урала являются следствием неотектонического воздымания (Шилкин, 1967; Трифонов и др., 1968). Свидетельством этому являются, в частности, отсутствие на них древней коры выветривания, активная эрозия склонов, наличие останцов пород кровли на гребнях поднятий, глубокий врез речных долин и др.

К числу активно воздымающихся можно отнести Верх-Исетский, Мурзинский, Адуйский, Тюбукский и Амурский гранитные массивы Среднего и Южного Урала (рис. 1, *а—д*). Некоторые массивы полностью нашли отражение в рельефе как положительные формы, причем их высшие точки часто смещены к восточному или западному краям массива. В некоторых случаях размеры поднятия значительно меньше размеров массива (Тюбукский, рис. 1, *в*), что объясняется воздыманием не всего интрузива, а только отдельных его блоков. Поднятие в области Конево-Карасьевского массива, наоборот, значительно больше площади обнаженных гранитов, причем последние практически не выражены в рельефе.

Объяснить все отмеченные явления с помощью одних только геоморфологических исследований не удастся. Представляется вероятным, что причиной их могут быть особенности глубинного строения. Интересные материалы о связи выраженности интрузивов в современном рельефе с их строением дают гравиметрические исследования, направленные на изучение морфологии массивов. По гравиметрическим данным этот вопрос решается весьма надежно, что объясняется как значительной контрастностью физических свойств гранитов и гипербазитов по сравнению с вмещающими породами, так и точно известным положением контактов на дневной поверхности. Плотность нормальных гранитов составляет $2,6 \pm 0,04 \text{ г/см}^3$, неизмененных гипербазитов $3,2 \pm 0,10 \text{ г/см}^3$. Вмещающие породы представлены обычно вулканогенно-осадочными

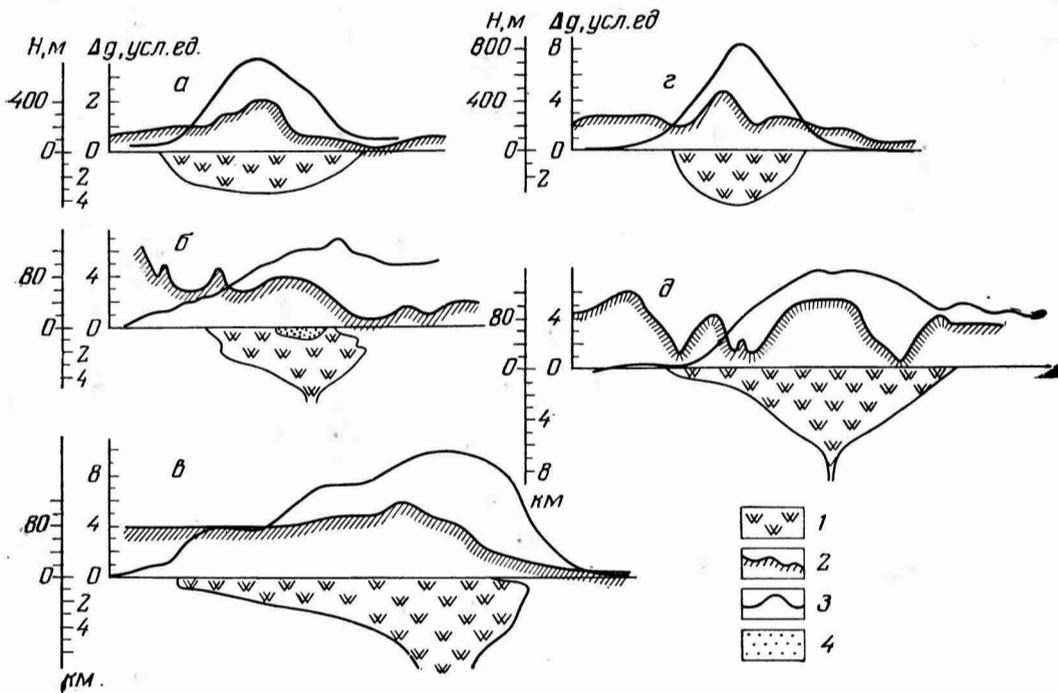


Рис. 2. Выраженность гипербазитовых массивов в современном рельефе.

а — Северный Крака, *б* — Байгускаровский, *в* — Кимперсайский, *г* — Средний Крака, *д* — Халиловский. 1 — гипербазиты, 2 — рельеф, 3 — кривая Δg , 4 — песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы.

комплексами, гнейсами и различными сланцами с плотностью 2,70—2,85 г/см³. Соответственно большинство гранитных массивов характеризуется интенсивными отрицательными, а неизменные гипербазитовые массивы — положительными аномалиями силы тяжести (рис. 2).

При сопоставлении особенностей рельефа и формы изученных нами массивов в вертикальном сечении выявляется определенная закономерность. Те массивы, которым соответствуют положительные элементы рельефа, имеют форму своеобразного клина, обращенного острием вниз. В ряде случаев осевая линия его наклонена к востоку или к западу (рис. 1, *б* и *д*). Подобную форму имеет и ряд гипербазитовых массивов (рис. 2) (Беллавин, Таврин, 1968). Характер контактов и тех и других обычно тектонический. В качестве примера можно привести Мурзинский гранитный массив, по контакту которого на дневной поверхности наблюдаются четко выраженные продольные депрессии длиной 0,5—1 км; ширина их достигает 20—30 м, глубина 1—3 м. Обычно они заполнены неогенными отложениями (Буданов, 1957).

Совершенно иная форма характерна для тех массивов, которые практически не выражены в рельефе. К их числу относятся, например, гранитоиды Шилово-Петуховского пояса, представляющие собой субгоризонтальные пластообразные тела (Беллавин, Дударь, Рапопорт, 1967). Особо следует отметить Конево-Карасьевский и Тюбукский массивы. Первый из них в центральной части имеет в вертикальном сечении форму, напоминающую ромб, вершина которого срезана дневной поверхностью (Беллавин, Алейников, 1968). Обнаженная часть массива в рельефе не выделяется, однако отмечается пологое поднятие, охватывающее не только граниты, но и надгранитную толщу пород (рис. 1, *ж*). В Тюбукском массиве (рис. 1, *в*), наоборот, область поднятия значительно уже его и четко соответствует именно той части массива, которая образует клиновидный блок.

Сопоставляя форму массивов в вертикальном сечении с характером рельефа, можно сделать вывод, что новейшее поднятие клиновидных блоков интрузивных пород в значительной мере обусловлено их выжиманием под действием наблюдаемого на Урале горизонтального сжатия земной коры (Трифонов и др., 1968; Трифонов и др., 1969; Алейников, Зубков, Халевин, 1971).

Представляется целесообразным оценить величину горизонтальных сжимающих напряжений, необходимую для поднятия клиновидного блока пород весом P . Рассмотрим в первом приближении соотношение силы горизонтального сжатия, веса массива и силы трения по контакту, при котором может произойти поднятие массива (выжимание его). Представим для упрощения вертикальное поперечное сечение массива в виде равнобедренного треугольника, обращенного основанием вверх и будем считать, что размеры массива по простиранию значительно превышают его ширину. Введем следующие обозначения: ширина массива — $2a$; вертикальная мощность (высота) — h ; протяженность контакта по падению — l ; угол падения контакта — α ; вес массива — P ; удельный вес пород, слагающих массив, — δ ; сила трения на контакте — $F_{\text{тр}}$; среднее значение горизонтального напряжения — σ ; прочность на скалывание — $\tau_{\text{ск}}$; составляющая горизонтальной силы, действующая вдоль контактов вверх, — $F_1 = \sigma h \cos \alpha$; составляющая веса, действующая вдоль каждого контакта вниз, — $F_2 = (P/2) \cdot \sin \alpha$. Для выжимания такого клиновидного массива должно соблюдаться следующее соотношение: $F_1 > F_2 + F_{\text{тр}}$. Поскольку сила трения на контактах нам не известна, а мы хотим оценить предельное значение напряжений, необходимых для выжимания массива, заменим силу трения, заведомо превышающей ее силой, необходимой для скалывания вдоль контакта: $F_3 = l \cdot \tau_{\text{ск}} = h \tau_{\text{ск}} / \sin \alpha$. В соответствии с этим можно записать следующее неравенство:

$$F_2 + F_3 \geq F_1 > F_2 + F_{\text{тр}} \quad (1)$$

Подставляя соответствующие значения, получим:

$$(P/2) \cdot \sin \alpha + h \tau_{\text{ск}} / \sin \alpha \geq \sigma \cdot h \cdot \cos \alpha \quad (1a)$$

Так как $P = \delta h a = \delta h^2 / \text{tg} \alpha$, то разделив все члены (1) на величину $h \cos \alpha$ и выполнив несложные преобразования, найдем

$$\sigma \leq \delta h / 2 + 2 \tau_{\text{ск}} / \sin 2\alpha \quad (2)$$

Величина $\delta h / 2$ представляет собой литостатическое давление на глубине, равной половине мощности массива. Из (2) следует, что для выжимания клиновидного блока под действием горизонтального сжатия достаточно, чтобы горизонтальное напряжение превышало среднее значение литостатического давления на величину не большую, чем $2 \tau_{\text{ск}} / \sin 2\alpha$. Количественную оценку этой величины можно сделать на основе данных о прочности горных пород.

В тектонофизике принято характеризовать горные породы двумя типами прочности: условно-мгновенной, соответствующей времени лабораторного испытания породы, и длительной, соответствующей природным условиям, когда длительность действия напряжений возрастает примерно в 10^{20} раз по сравнению с лабораторной. Условно-мгновенная прочность на скалывание магматических пород внутри земной коры составляет примерно 1000—2000 кг/см², а длительная прочность их в четыре раза меньше (Гзовский, 1963). Породы, вмещающие массивы, вблизи дневной поверхности представлены, в основном, эффузивно-осадочными и метаморфическими образованиями, прочность которых заметно меньше, чем у интрузивных пород. Поэтому в качестве верхнего предела для $\tau_{\text{ск}}$ в формуле (2) может быть принята величина 250 кг/см².

Исходя из приведенных данных и учитывая величины углов падения контактов рассматриваемых массивов (30—60°), найдем, что явление

выжимания клиновидных блоков может возникнуть уже в том случае, когда горизонтальное напряжение превысит литостатическое давление на глубине $h/2$ на величину около 600 кг/см^2 . При этом надо иметь в виду, что после того, как произойдет скол, поднятие массива может идти при значительно меньших напряжениях.

На Урале даже на небольших глубинах отмечаются значительные горизонтальные напряжения, в ряде случаев превышающие вертикальную составляющую на $300\text{—}500 \text{ кг/см}^2$. На глубинах $15\text{—}30 \text{ км}$ напряжения могут достигать $600\text{—}900 \text{ кг/см}^2$ (Гзовский, 1963). Учитывая, что максимальные вертикальные размеры изученных нами массивов $6\text{—}12 \text{ км}$, можно сделать вывод, что существующие в земной коре Урала напряжения вполне достаточны для выдавливания тектонических блоков, к числу которых относятся в ряде случаев и интрузивные массивы.

Выдавливание гранитных массивов, разумеется, не исключает механизма «всплывания» относительно легких гранитов (Лишневский, 1965). В частности, этот механизм может способствовать более интенсивному воздыманию гранитных массивов Урала в условиях сжатия. Однако он никак не может объяснить воздымание блоков ультраосновных пород, удельный вес которых значительно больше, чем у вмещающих пород. Кроме того, «всплыванием» нельзя объяснить наблюдаемый своеобразный перекосяк в рельефе дневной поверхности массива относительно формы его на глубине. Действительно, максимальная амплитуда поднятия отмечается не в районе экстремальных значений силы тяжести, где мощность гранитов максимальна, а смещена в сторону более пологого контакта (рис. 1), что хорошо увязывается с механизмом выдавливания.

Таким образом, изучение глубинного строения тектонических структур и анализ связи их формы с особенностями рельефа дневной поверхности дают ценный материал для расшифровки механизма формирования современного рельефа. Кроме того, такой анализ может быть весьма полезен при изучении динамических условий неотектонического развития земной коры; в этом смысле тектонические клинья могут служить своеобразным геодинамическим тензометром, о чем совершенно справедливо говорил В. Т. Том (1957), называя их «Розетским камнем» геотектоники.

ЛИТЕРАТУРА

- Алейников А. Л., Зубков А. В., Халевин Н. И. О возможной связи анизотропии скоростей упругих волн и напряженного состояния земной коры. «ДАН СССР», № 1, 1971.
- Беллавин О. В., Дударь Ю. И., Рапопорт М. С. Некоторые результаты комплексных геолого-геофизических исследований сложноустроенных гранитоидных массивов Шиловско-Коневской группы. В сб. «Строение земной коры Урала», Свердловск, 1967.
- Беллавин О. В., Алейников А. Л. Определение формы гранитных массивов по гравиметрическим данным. «Сов. геология», № 2, 1968.
- Беллавин О. В., Таврин И. Ф. Форма гранитных и гипербазитовых массивов по геофизическим данным. «Тезисы VI научно-технической геофиз. конференции», Л., 1968.
- Буданов Н. Д. Роль новейшей тектоники и связанных с ней трещинных нарушений в гидрогеологии Урала. «Сов. геология», № 58, 1957.
- Гзовский М. В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных тектонических движениях. В сб. «Современные движения земной коры». М., изд-во АН СССР, 1963.
- Лишневский Э. Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования. «Геотектоника», № 3, 1965.
- Сваричевская З. А., Яговкин В. И. Явление выдавливания гранитных массивов и их роль в образовании островных гор Центрального Казахстана. «Вестник ЛГУ, серия геология и география», № 24, 1966.
- Том В. Т. Поднятие клиньев и их тектоническое значение. В кн. «Земная кора». М., ИЛ., 1957.

- Трифонов В. П., Влох Н. П., Алейников А. Л., Беллавин О. В., Зубков А. Е. Явление выдавливания гранитных массивов на Урале. «ДАН СССР», № 1, 1968.
- Трифонов В. П., Алейников А. Л., Беллавин О. В., Овчинникова Л. Н., Таврин И. Ф. О возможной природе неотектонических движений на Урале. «Тр. Свердловского горного института», вып. 63, 1969.
- Шилкин А. Н. Новейшая тектоника Южного Урала и Зауралья. В сб. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., «Недра», 1967.
- Шилкин А. Н. К решению некоторых спорных вопросов геоморфологии и новейшей тектоники Урала. «Мат. по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья», № 2, 1969.

Институт геофизики
УНЦ АН СССР

Поступила в редакцию
24.X.1974

MANIFESTATION OF INTRUSIVE MASSES STRUCTURE IN THE MIDDLE AND SOUTHERN URALS TOPOGRAPHY

A. L. ALEYNIKOV, O. V. BELLAVIN

Summary

Present-day topography of the Middle and Southern Urals presents different manifestation of intrusive masses. Those corresponding to topographic elevations wedge out downwards; intrusive masses which have no topographic manifestation are horizontal sheets. An analysis of the masses forms, their geomorphological features, physical properties of rocks (including resistance to weathering and erosion) as well as data on dynamic conditions of the Urals neotectonic development leads the authors to the conclusion that the topographic elevations within the intrusive masses area are due to tangential contraction of the earthcrust, the tectonic wedges being thus squeezed upward.

УДК 551.311.24(234.9)

Н. И. КОЧЕТОВ

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ХИМИЧЕСКОЙ ДЕНУДАЦИИ НА ЗАПАДНОМ КАВКАЗЕ ПО ГИДРОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В зоне гипергенеза горные породы под действием агентов выветривания испытывают стадийные химико-минералогические преобразования (Страхов, 1963). Вынос химически растворенных веществ осуществляется речным ионным стоком, показатель которого при определенных условиях может служить достоверным отражением интенсивности химической денудации (Максимович, 1953; Бражникова, 1960).

Как известно, количество выносимых растворенных солей определяется общей массой речных вод и их минерализацией. Нами были исследованы основные гидрологические характеристики 16 рек Западного Кавказа, послужившие основой для дальнейших расчетов ионного стока и показателей химической денудации (таблица). Установлено, что наиболее водными являются крупные реки высокогорья — Лаба, Белая, Мзымта. Модули поверхностного стока изменяются от 11 до 32 л/сек·км² в бассейнах рек северного склона, до 24—66 л/сек·км² в бассейнах рек южного склона, что определяется различиями природных условий. Минерализация речных вод в течение года колеблется в широких преде-