

В. И. ШЕВЧЕНКО

**К ВОПРОСУ О БЕСКОРНЕВОМ ХАРАКТЕРЕ ДАРЬЯЛЬСКОГО
И ГВИЛЕТСКОГО ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ)**

(Представлено академиком М. А. Садовским 29 IV 1971)

Морфология батолитов, штоков и тому подобных тел гранитоидного состава в большинстве случаев может быть изучена только в плане. Что касается строения этих тел на глубине, то здесь конкретные представления в силу очевидных причин часто сменяются общими умозаключениями. Исходя из того, что морфологически разные типы гранитоидных тел приурочены преимущественно к разным по глубинности зернам (эпи-, мезо- и катазомам) регионального метаморфизма, А. Баддингтон⁽³⁾ делает вывод, что секущие тела батолитового облика, наблюдаемые на относительно высоких этажах тектонической структуры, на более глубоких уровнях исчезают, сменяясь согласными пластовыми. В ряде случаев данные геофизических исследований^(4, 15) или некоторые геологические признаки⁽¹⁴⁾ свидетельствуют о бескорневом характере батолитоподобных тел. Отсутствие корней у гранитных массивов может быть первичным и связанным с самим процессом формирования этих массивов⁽⁷⁾, а может быть и вторичным, обусловленным наложенными тектоническими процессами⁽¹²⁾.

Обычно конкретный геологический облик подобных тел на сколько-нибудь значительной глубине и конкретная история их формирования как бескорневых образований изучены быть не могут. В связи с этим большой интерес представляют граниты дарьяльского типа в восточной части Центрального Кавказа, для которых это можно сделать. Они образуют на р. Терек относительно крупный Дарьяльский и небольшой Гвилетский массивы, которые являются крайними восточными выходами кристаллических пород древнего ядра Центрального Кавказа.

Милонитизированные плагиограниты этих массивов имеют активный контакт⁽¹⁸⁾ со средне-верхнекаменноугольными^(9, 18) слабометаморфизованными породами и трансгрессивно перекрываются^(1, 5, 6, 11, 13) кварцитовидными песчаниками и глинистыми сланцами кистинской свиты, имеющих ниже-среднелейасовый возраст⁽¹⁰⁾. Определения абсолютного возраста гранитов и их дериватов, по мнению Г. Д. Афанасьева, свидетельствуют об их формировании в долейасовое время⁽²⁾.

В. П. Ренгартен, изучавший геологию бассейна р. Терек⁽¹¹⁾, пришел к выводу о бескорневом характере этих гранитных массивов, подрезанных наклоненным на север пологим надвигом. Д. К. Андреев⁽⁴⁾ также считал их бескорневыми, исходя из веерообразной формы антиклинали, в ядре которой вскрывается Дарьяльский массив. Данные Н. В. Короновского и Е. Е. Милановского⁽⁸⁾ о том, что голоценовые эксплозивные центры в пределах Дарьяльского гранитного массива выбрасывают из-под гранитов обломки лейасовых сланцев, представляют прямое подтверждение бескорневого характера этих гранитов.

Однако некоторые исследователи⁽¹³⁾ рассматривают Дарьяльский и Гвилетский массивы как верхнюю часть батолитоподобного тела, непосредственно связанного с гранитогнейсовым фундаментом региона. При этом делаются далеко идущие выводы, касающиеся механизма формирования

геосинклинальной складчатости Большого Кавказа, так что выяснение морфологии указанных гранитных массивов представляет как региональный, так и общий теоретический интерес.

Новые данные по тектонике ниже-среднеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа (¹⁰, ¹⁶, ¹⁷) подтверждают точку зрения о бескорневом характере Дарьяльского и Гвилетского массивов, однако позволяют иначе, чем раньше, представить причины этого явления. Хотя наши наблюдения были сосредоточены непосредственно западнее этих массивов, в долинах рек Геналдон — Мнаисидон, они позволяют составить представление о глубинном строении и истории формирования Казбекской антиклинали, в ядре которой на Тереке вскрываются граниты дарьяльского типа, а в верховьях р. Геналдон — средне-верхнекаменноугольные отложения.

Дарьяльский и Гвилетский долейасовые гранитные массивы располагаются в полосе глубинного шва, разделяющего Северо- и Южно-Кавказскую («южного склона») зоны (рис. 1а). Разделение на эти зоны фиксируется уже для позднепалеозойского времени (¹⁶). К началу позднеюрского времени на территории Северо-Кавказской зоны накопилось около 8—10 тыс. м песчано-сланцевых отложений нижней — средней юры, а на территории Южно-Кавказской зоны их мощность достигала 14—15 тыс. м (¹⁰, ¹⁷).

Уже в течение ранней и средней юры (¹⁶, ¹⁷) верхнепалеозойские и ниже-среднеюрские отложения испытывали чешуйчатое надвигание с юга на север в пределах Южно-Кавказской зоны и с севера на юг — в пределах Северо-Кавказской (рис. 1б). Двигавшиеся в направлении вдоль слоистости, вверх по восстанию слоев пластины пород отделились плоскостями согласных послонных срывов от более просто дислоцированного фундамента. Эти срывы переходят вверх по восстанию в надвиги, ориентировка которых близка ориентировке слоистости нарушаемых отложений, а вниз по падению постепенно затухают (¹⁶, ¹⁷). Одним из наиболее крупных разрывов такого типа является надвиг, проходящий в основании чешуи, слагаемой верхнепалеозойскими породами ядра Казбекской антиклинали (рис. 1г). По-видимому, в процессе перемещения указанной чешуи верхняя часть интрузии гранитов дарьяльского типа, внедрившейся в слагающие чешую верхнепалеозойские породы, была отсечена этим надвигом от основного массива гранитов и вместе с вмещающими породами перемещена вверх по восстанию (рис. 1б).

Позднее, во второй половине мезозоя (одновременно с осадконакоплением) и в кайнозое (на фоне общего поднятия) продолжалось развитие части отмеченных чешуйчатых надвигов, а также возникли некоторые новые (рис. 1в, г). На границе Северо- и Южно-Кавказской зон двигавшиеся навстречу друг другу чешуи встречались и, смыкаясь своими базальными частями, образовали над глубинным швом, разделяющим эти зоны, крупную дисгармоничную Казбекскую антиклинальную складку, крылья которой сложены ниже-среднеюрскими породами, а в ядре располагаются верхнепалеозойские метаморфические сланцы и кварциты (рис. 1г). В ходе роста и усложнения Казбекской антиклинали чешуя верхнепалеозойских пород испытала дальнейшее перемещение, вследствие чего тектонический отторженец гранитов дарьяльского типа был перемещен в ядро антиклинали на еще большее расстояние от материнской интрузии. На южном крыле Казбекской антиклинали возник второй крупный надвиг, который сдвигает разрез кистинской и циклаурской свит непосредственно западнее г. Казбек.

На линии нашего профиля (рис. 1г) на дневной поверхности дарьяльские граниты не вскрываются. Они обнажаются в ядре Казбекской антиклинали восточнее, в долине Терека. Это связано, вероятно, с увеличением амплитуды надвига в основании чешуи верхнепалеозойских пород. В результате тектонический отторженец этих гранитов оказался на Тереке почти полностью окружен лейасовыми породами, и лишь с тыльной его стороны он, вероятно, контактирует с верхнепалеозойскими породами.

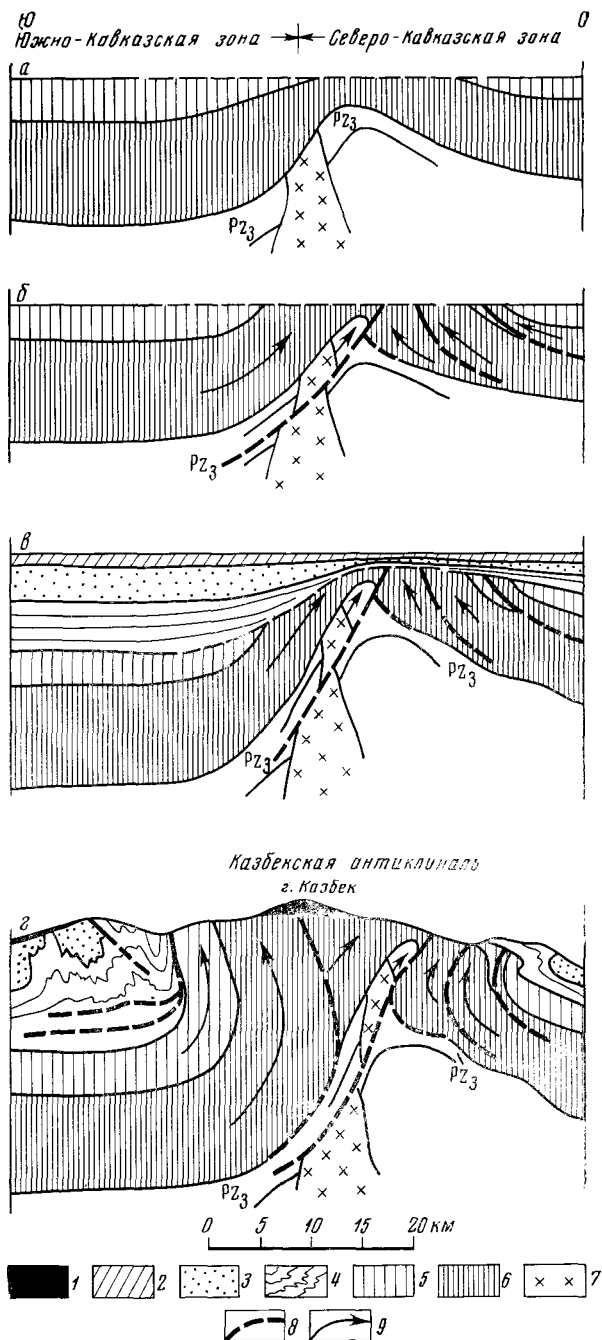


Рис. 1. Схема образования Казбекской антиклинали (верхнетретичная интрузия гранитов теплинского типа с профилями снята). 1 — плиоцен-четвертичные лавы; 2 — отложения верхнего мела; 3 — отложения нижнего мела; 4 — отложения верхней юры; 5 — отложения байоса — бата (?); 6 — отложения лейаса — аалена; 7 — граниты дарьяльского типа; 8 — разрывы; 9 — направление движения чешуй

Таким образом, новые данные о тектонической структуре юрских отложений бассейна рек Геналдон — Терек неизбежно приводят к выводу о том, что Дарьяльский и Гвилетский гранитные массивы являются тектоническими бескорневыми отторженцами, образовавшимися и занявшими свое

современное положение в ходе развития чешуйчатых надвигов и формирования дисгармоничной Казбекской антиклинали. Из изложенного материала следует также, что в этом процессе, происходившем в послепалеозойское время (судя по геоморфологическим данным — вплоть до четвертичного времени), палеозойские граниты дарьяльского типа участвовали совершенно пассивно.

В конце кайнозоя в полосе глубинного шва на границе зон Северо- и Южно-Кавказской внедрилась неointрузия гранодиоритов теплинского типа (на профиле не показана) и возник Казбекский вулканический конус.

Поступило
26 IV 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Д. Р. Андреев, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2 (1945). ² Г. Д. Афанасьев, Р. Н. Абдуллаев и др., XXI сессия Международн. геол. конгр., Докл. сов. геол., Проблема 3, 1961. ³ А. Баддингтон, Формирование гранитных тел, ИЛ, 1963. ⁴ О. В. Беллавиц, Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, 3, Свердловск, 1963. ⁵ Л. А. Варданияц, Тр. Центр. н.-и. геол.-разв. инст., в. 25 (1935). ⁶ И. Р. Кахадзе, Тр. Геол. инст. АН ГрузССР, сер. геол., 3 (8) (1947). ⁷ В. С. Коптев-Дворников, И. Ф. Григорьев и др., XXI сессия Международн. геол. конгр., Докл. сов. геол., Проблема 13, 1960. ⁸ Н. В. Короновский, Е. Е. Милановский, ДАН, 141, № 3 (1961). ⁹ Ю. Г. Моргунов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 7 (1965). ¹⁰ Д. И. Палов, В. И. Шевченко, ДАН, 155, № 1 (1964). ¹¹ В. П. Ренгартен, Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., в. 148 (1932). ¹² З. А. Сваричевская, В. И. Яговкин, Вестн. Ленингр. ун-в., сер. геол. и геогр., № 24, в. 4 (1966). ¹³ А. А. Сорский, Складчатые области Евразии, «Наука», 1964. ¹⁴ Т. В. Том, Земная кора, ИЛ, 1957. ¹⁵ В. П. Трифонов, Н. П. Влохи и др., ДАН, 179, № 1 (1968). ¹⁶ В. И. Шевченко, Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования, Изд. АН СССР, 1962. ¹⁷ В. И. Шевченко, Геотектоника, № 1 (1969). ¹⁸ Д. М. Шенгелиа, Петрология Дарьяльского массива, Тбилиси, 1965.