

В. В. РУЖИЧ, С. И. ШЕРМАН, С. И. ТАРАСЕВИЧ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О НАДВИГАХ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

(Представлено академиком А. В. Пейве 13 I 1971)

При исследовании юго-западной части Байкальской рифтовой зоны в Тункинских гольцах (Восточный Саян) была закартирована серия надвигов и крутых взбросов, по времени образования и, вероятно, генетически связанных с кайнозойским этапом геологического развития территории. Явление само по себе чрезвычайно интересное, поскольку, как известно,

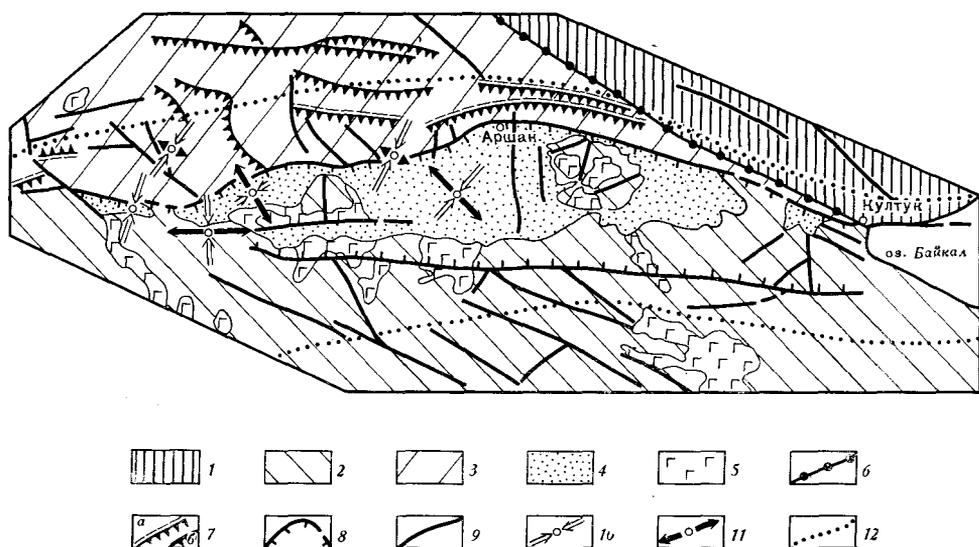


Рис. 1. Схема распространения надвигов в Тункинских гольцах (Восточный Саян). 1 — архейский выступ фундамента Сибирской платформы; 2 — нижне-среднепротерозойский структурный ярус области байкальской складчатости; 3 — средне-верхнепротерозойский структурный ярус области байкальской складчатости; 4 — кайнозойские отложения, выполняющие рифтовые впадины; 5 — кайнозойские базальты; 6 — зона Главного Саянского глубинного разлома; 7 — надвиги (а — кайнозойские, б — неопределенного возраста); 8 — сбросы; 9 — прочие разломы; 10 — напряжение сжатия; 11 — напряжение растяжения; 12 — граница рифтовой зоны. Ориентировка напряжений дана по Л. А. Мишариной и Н. В. Солоненко.

главными структурными элементами рифтовых зон считаются впадины и ограничивающие их с одной или двух сторон сбросы — типичные формы, образуемые при растяжении земной коры.

Исследователи (¹⁻⁴) неоднократно обращали внимание на отдельные надвиги и крутые взбросы в этом районе. Одни считали их результатом надвигания Тункинских и Китойских гольцов на юго-восточный выступ Сибирской платформы в период альпийского тектогенеза (^{2, 3}). Предполагалось, что корни и источник этих громадных покровов расположены в Монголии (³). Другие (⁴) полагали, что они оконтуривают неэродированные останцы некогда единого Тункинского покрова, формирование которого происходило в эпигеосинклиналиную орогеническую фазу Алтае-Саянских каледонид.

Наши исследования в Тункинских гольцах и сопредельной с севера территории позволили установить, что полоса надвигов и пологих взбросов трансформируется с отдельными перерывами от известного Ангарского надвига (5) на востоке до Боксонской депрессии (Восточный Саян) на западе (рис. 1). Среди этой полосы особо выделяются надвиги, образованные в период рифтогенеза и пространственно входящие в границы рифтовой зоны. Эти надвиги тяготеют к оси Тункинского хребта и его южному склону, прослеживаясь с отдельными перерывами более чем на 150 км. Автохтон представлен разнообразными гнейсами, мраморами, сланцами и гранитоидами протерозоя, на которых в отдельных участках залегают маломощные (до десятков метров) красноцветные молассовые отложения позднего кембрия. Аллохтон сложен преимущественно тем же

Таблица 1
Результаты радиологического определения абсолютного возраста базальтов калий-аргоновым методом

№ пробы	№ анализа	K, %	Ar ⁴⁰ , 10 ⁻⁹ г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}} \cdot 10^{-3}$	Возраст, млн лет
1	2470	0,80	1,305	0,59	10,9
2	2472	1,64	0,481	0,24	4,5
2а	2467	1,64	0,367	0,183	3,3
3	2469	2,38	2,347	0,81	14,4
4	2465	1,64	1,300	0,65	11,4
5	2474	2,16	1,449	0,55	9,95

комплексом докембрийских пород, но лежащих на относительно более низком стратиграфическом уровне. Естественно, что надвижение становится особенно хорошо заметным в местах, где кровлей автохтона служат красноцветные молассы. Общее падение поверхности надвигания преимущественно юго-западное (аз. пад. 200—230°), реже южное и юго-восточное. Средний угол падения изменяется от 10 до 45°. Движение аллохтона, фиксируемое по штрихам и бороздам скольжения, а также по другим линейно-ориентированным структурам, было направлено к северу и северо-востоку. Надвиговый шов имеет довольно сложное строение. Он состоит из серии чешуй, между которыми в зонах сместителей породы подверглись интенсивному катаклазу, милонитизации и рассланцеванию. Мощность таких пород в отдельных случаях достигает десятков метров. Изучение разреза надвигового шва по долинам верховьев рек Кынгарги, Бухоты, Буготая, Шумака и др. позволило установить дополнительные детали его строения и примерно оценить амплитуду смещения. Надвиговый шов образуют в общей сложности около одного десятка чешуй, между которыми, в свою очередь, можно наблюдать более мелкие надвиги и взбросы. Горизонтальная амплитуда по последним не превышала десятков метров. Суммарная амплитуда перемещения между чешуями исчисляется порядком в несколько десятков метров, а в общем итоге суммарное надвижение в Тункинских гольцах колеблется в различных местах в пределах от нескольких сотен до первой тысячи метров. При этом удалось установить, что степень дислоцированности пород и амплитуда перемещения между чешуями увеличиваются снизу вверх. Поскольку количество надвигов и мощность их зон нарастают к западу от меридиана курорта Аршап, можно предполагать и соответствующее возрастание суммарной амплитуды, которая достигает своей максимальной величины в верховьях р. Шумака, но и здесь не превышает первых тысяч метров.

В автохтоне и зоне надвигового шва закартировано несколько молодых базальтовых даек, деформированных и разорванных надвигами (рис. 2). Дайки мощностью от 0,5 до 2,0 м, преимущественно меридионального, реже север-северо-восточного простирания с крутым восточным и юго-восточным падением, сместились между чешуями на расстояние до 7—8 м и более или подвергались значительным изгибовым деформациям. Изучение петрографического и химического составов базальтов из этих даек, проведенное А. И. Киселевым, показало их большое сходство с миоценовыми (6, 10—12) базальтами Хамар-Дабана и Тункинской впадины. Петрографиче-

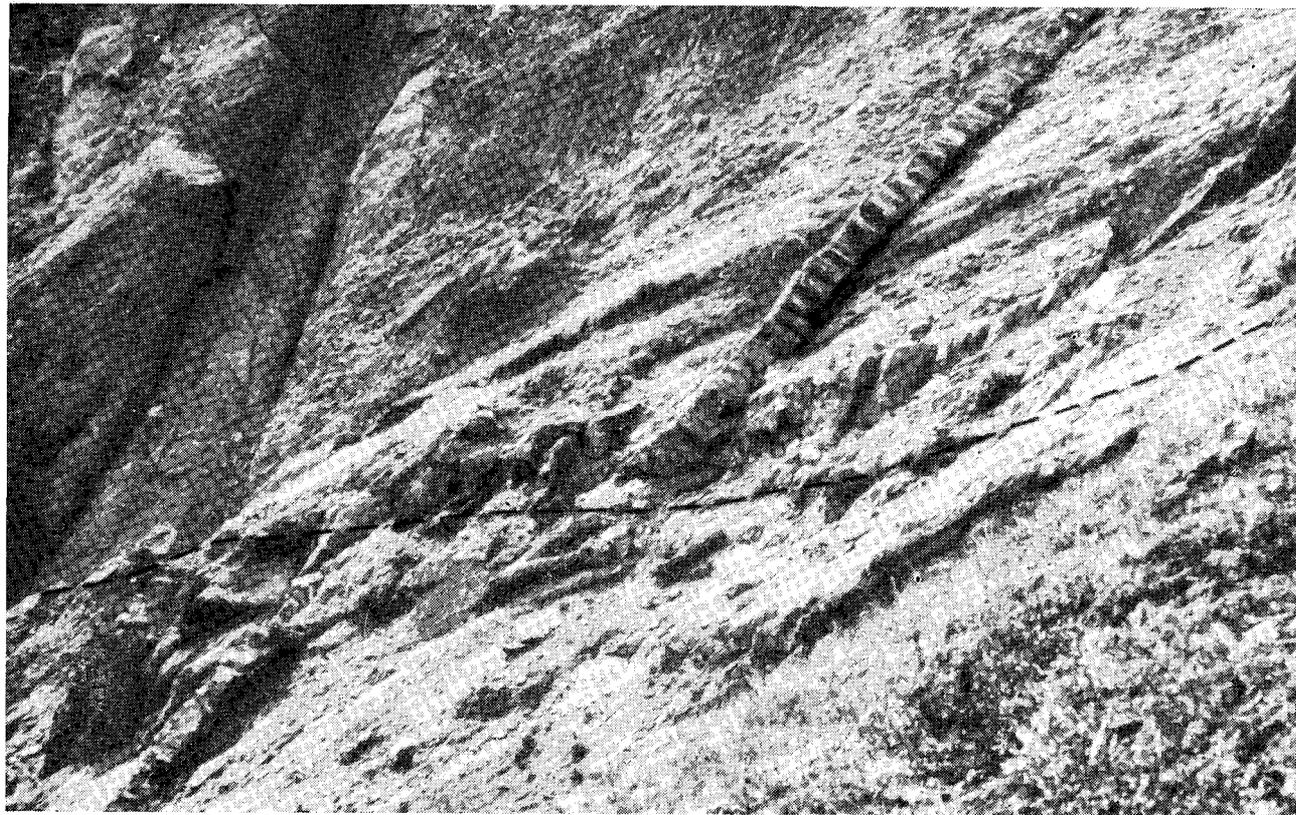


Рис. 2. Характер смещения миоценовой базальтовой дайки в зоне Тункинского надвига. В. В. Ружич

ская и химическая общность и пространственная близость позволяют сопоставить базальты друг с другом и допустить их одинаковый возраст и генетическое единство. Радиологические измерения калий-аргоновым методом трех образцов базальтов из деформированных даек, проведенные в лаборатории абсолютного возраста Иркутского геологического управления, дали значения от 9,9 до 14,4 млн лет (пробы №№ 3—5, табл. 1). Контрольные определения образцов, взятых из базальтовой дайки хр. Хамар-Дабан (проба № 1), секущей разрез доказанных позднемиоценовых базальтовых потоков⁽¹⁴⁾, и из плейстоцен-четвертичного вулкана Тунки (пробы №№ 2; 2а)⁽¹⁵⁾, подтвердили надежность трех названных измерений. На этом основании можно полагать, что надвиги в Тункинских гольцах активно развивались в постсреднемиоценовое время.

Анализ современного поля напряжений в земной коре по сейсмическим данным, выполненный ранее⁽⁷⁾, а более детально для рассматриваемой территории недавно законченный Л. А. Мишариной и Н. В. Солоненко, выявил наличие отчетливо выраженного горизонтального сжатия, вектор которого ориентирован в субмеридиональном или северо-восточном направлении. Это совпадает с линией движения по сместителям надвигов и дает дополнительное основание предполагать вероятность связи надвигов с одним из этапов рифтогенеза.

Выявление молодых надвигов на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны не противоречит существующим представлениям о рифте как структуре растяжения. Можно найти объяснение для образования надвигов в сложном механизме развития рифта, когда под сводом из-за влияния конвекции в верхней мантии начинают действовать растягивающие напряжения, вызывающие оседание свода и формирование на его крыльях структур сжатия. Детали последнего явления достаточно подробно описаны^(8, 9). В другом варианте распространение молодых надвигов в пределах Байкальского рифта можно объяснить воздействием регионального силового поля на локальное собственно рифтовое, что также могло найти отражение на юго-западном фланге зоны. Близкие мысли уже высказывались Н. А. Флоренсовым⁽¹³⁾.

Институт земной коры
Сибирского отделения Академии наук СССР
Иркутск

Поступило
8 VI 1971

Иркутское геологическое управление

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. А. Обручев, Геологический вестник, 6, № 1—3 (1928). ² А. В. Львов, Советская Азия, № 3—4, 5—6 (1930). ³ М. М. Тетяев, Вестн. Геол. комит., 2, № 10 (1927). ⁴ В. П. Арсеньев, ДАН, 177, № 3 (1967). ⁵ В. Н. Данилович, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4 (1949). ⁶ Н. А. Логачев, В кн. Матер. по изуч. производ. сил БурАССР, в. 2, Улан-Удэ, 1956. ⁷ Л. А. Мишарина, Напряжение в земной коре в рифтовых зонах, «Наука», 1967. ⁸ М. В. Гзовский, В кн. Деформация пород и тектоника, «Наука», 1964. ⁹ В. Н. Данилович, Бюлл. Совета по сейсмологии, № 10, Изд. АН СССР, 1966. ¹⁰ И. В. Белов, Трахибазальтовая формация Прибайкалья, Изд. АН СССР, 1963. ¹¹ Н. А. Логачев, Е. В. Кравченко, ДАН, 104, № 4 (1955). ¹² Н. В. Кухринкова, В Тр. Восточно-Сибирского фил. АН СССР, сер. геол., в. 16, Иркутск, 1961. ¹³ Н. А. Флоренсов, В сборн. Проблемы строения земной коры и верхней мантии, Верхняя мантия, № 7, «Наука», 1970. ¹⁴ М. Е. Медведев, ДАН, 178, № 6 (1968). ¹⁵ Н. А. Флоренсов, Н. В. Лоскутова, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6 (1950).