

Г. Г. ЛЕПЕЗИН

РОЛЬ РАЗЛОМОВ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

(Представлено академиком В. С. Соболевым 6 X 1971)

На территории Алтае-Саянской складчатой области широко развиты метаморфические породы низко-, средне- и высокотемпературных фаций. При этом в ряде случаев удается установить, что в породах близкого возраста картируются несколько фаций, субфаций или метаморфических зон, связанных одновременностью образования и располагающихся в определенной пространственной закономерности. Неоднородность метаморфизма особенно наглядно фиксируется в комплексах, представленных эпидот-амфиболитовой и ассоциирующими с ней зеленосланцевой и отчасти амфиболитовой фациями. Такой метаморфизм обычно называется контактово-региональным, локальным динамотермальным и т. д., а проявление отдельных блоков метаморфических пород вдоль тектонических структур типа разломов трактуется поясовым развитием метаморфизма.

При составлении карты метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области и детального картирования отдельных зональных комплексов установлено, что изограды не повторяют формы и конфигурации разломов, ограничивающих эти комплексы, а секутся ими. Подобные закономерности выявлены в Горном Алтае, Западном и Восточном Саянах, Кузнецком Алатау и др. Примеры некоторых из них приведены на рис. 1.

В Горном Алтае зональный метаморфизм развит в Тонгулакском, Чулышманском, Южно-Чуйском хребтах, в Прителецком районе и в верховьях р. Бугузун. Среднетемпературные образования известны также по р. Катунь выше Манжерока (Чаустинское месторождение дистена), по Чаган-Узуну (гранатовые амфиболиты) и в окружении Белокурихинского гранитного массива. Характеристика минеральных ассоциаций всех этих районов и их сопоставление приведены в работе (4).

Метаморфические породы Тонгулакского комплекса развиты полосой вдоль одноименного хребта в северо-западном направлении на расстоянии 65—70 км при ширине до 20 км. С запада они отделены разломом от кембрийских образований, на севере прослеживаются прерывистой полосой до р. Кара-Кудюр и далее в сторону Телецкого озера, на юго-востоке контактируют через зону диафторитов с кембро-ордовиком, а на юге примыкают по разлому к девонским образованиям.

Метаморфические породы этого района представляют собой пример прогрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций андалузит-силлиманитового типа. По метапелитам здесь откартированы биотитовая, кордиеритовая, силлиманитовая и гранатовая изограды. В пределах точности картирования изограды совпадают с литологическими границами (3—5). При этом с северо-запада на юго-восток установлен полный спектр перехода от фации зеленых сланцев (хлорит-мусковитовой субфации) до высокотемпературной субфации эпидот-амфиболитовой фации. На западе низкотемпературные образования фации зеленых сланцев срезаны разломом, и с кембрийскими отложениями, метаморфизованными в условиях нерасчлененных прениит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций, контактируют через зону диафторитов породы эпидот-амфиболитовой фации. Особенностью этого района является то, что при общем северо-западном простирании полосы метаморфических пород, грубо совпадающем с простиранием западного разлома, внутри этой полосы изограды под острым углом срезаются этим разломом, что особенно наглядно видно на

северном ее окончании (рис. 1а, I). При этом непосредственно в разломе породы представлены хлоритовыми сланцами с реликтами ставролита, силлиманита и других относительно высокотемпературных минералов. Их диафторическая природа была показана в (8), а затем подтверждена автором.

Метаморфические породы Южно-Чуйского хребта прослеживаются в виде узкой полосы общего субширотного простирания. С севера они ограничены Чарышско-Теректинским, с юга — Джасатерским разломами. Здесь откартированы биотитовая, кордиеритовая и силлиманитовая изограды

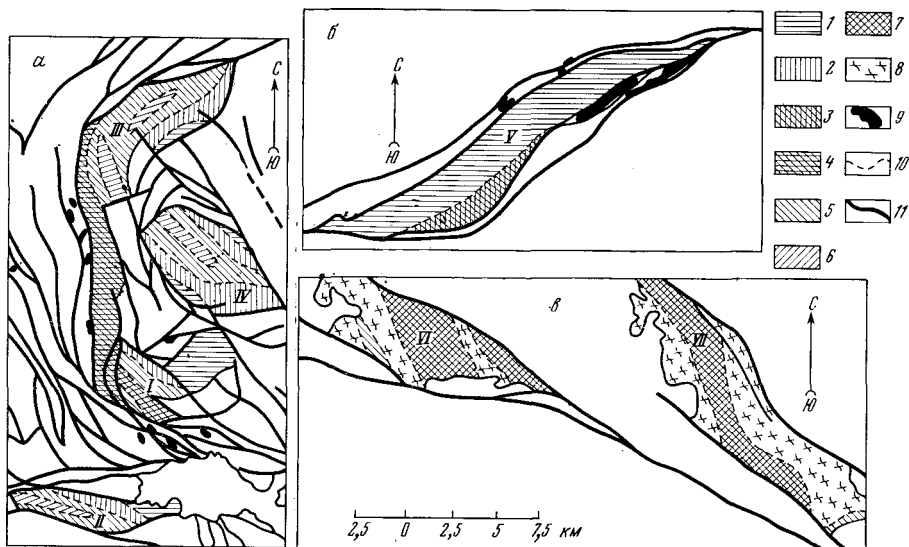


Рис. 1. Примеры карт метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области. 1 — хлорит-мусковитовая субфация фации зеленых сланцев; 2 — мусковит-биотитовая субфация фации зеленых сланцев; 3 — нерасчлененные мусковит-биотитовая субфация + эпидот-амфиболитовая фация; 4 — нерасчлененные хлорит-мусковитовая субфация + эпидот-амфиболитовая фация; 5 — низкотемпературная субфация эпидот-амфиболитовой фации; 6 — высокотемпературная субфация эпидот-амфиболитовой фации; 7 — нерасчлененная эпидот-амфиболитовая фация; 8 — амфиболитовая фация; 9 — гипербазиты; 10 — изограды; 11 — разломы. Объяснение в тексте

(2, 6, 7). При общей линейности полосы метаморфических пород, простирающейся согласно направлению Чарышско-Теректинского и Джасатерского разломов, ее изограды, как и в рассмотренном выше примере, не совпадают с направлением этих разломов, а секутся ими.

«Несоhlasные» взаимоотношения изоград с разломами установлены и в Прителецком районе (рис. 1а, III), но особенно ярко выражены в Чулышманском нагорье (рис. 1а, IV).

В Кузнецком Алатау среднетемпературные породы известны в Нижне-Среднетерсинском и Ташелгино-Томском районах. В первом из них, в верховьях рек Андреевки, Александровки и в среднем течении р. Правой Крестовки (правые притоки р. Средняя Терсь), в субширотном направлении проходит контакт между терсинской и конжинской свитами. Эти свиты отличаются, помимо литологии, и степенью метаморфизма. При субширотном простирании контакта, являющегося одновременно и границей гранатовой зоны, ограничивающий эти породы с запада разлом имеет субмеридиональное простирание.

В Западном Саяне неоднородность метаморфизма установлена для пород Джебашской свиты, где в верховьях рек Уртен, Юнь-Джебаш, Бирик-Джебаш развиты биотит- и ставролитсодержащие породы, постепенно, на север, сменяющиеся хлоритовыми сланцами. Граница между хлоритовыми

и биотит-ставролитовыми сланцами имеет северо-восточное простирание, протягивается вдоль Сабинского и Джебашского хребтов и на востоке срезаются Борусским разломом (рис. 16, V).

В Восточном Саяне неоднородность метаморфизма намечена для Бирюсинской серии Канской и Бирюсинской глыб, а также для Окинской зоны и других районов. Следует отметить, что бирюсинская серия расчленена на метаморфические зоны (в данном случае на фации) по материалам двухсоттысячных съемок. При этом к амфиболитовой фации отнесены ензинская, частично тепсинская свиты и поля развития мигматитов.

Здесь мы также имеем пример несогласного простирания изоград и разломов, ограничивающих Канскую и Бирюсинскую глыбы (рис. 16, VI, VII). Секущий характер разломов относительно изоград наглядно виден и на Окинской структуре ⁽¹⁾ и в других районах развития зонального метаморфизма.

Таким образом, для зональных комплексов Алтае-Саянской складчатой области можно выделить несколько общих особенностей.

Во всех случаях пространственное положение высокотемпературных зон, независимо от положения разломов и степени метаморфизма, с приближением к ним не увеличивается, а, напротив, часто уменьшается. В районах, где разломы проходят через породы высокотемпературных фаций, они повсеместно сопровождаются линейными зонами диафторитов. При этом метаморфизм зон разломов, вызывая регрессивные преобразования в породах этих фаций, прогрессивно изменяет до уровня фации зеленых сланцев и «неметаморфические» породы, в результате чего создается видимость постепенного (но быстрого) перехода от «неметаморфических» к метаморфическим толщам.

Во всех без исключения примерах изограды «несогласны» направлениям региональных разломов и под разными углами секутся ими.

Следовательно, отсутствие пространственной связи между положением высокотемпературных зон и положением разломов, а также секущий характер последних относительно изоград говорят о том, что наблюдаемые разломы заложились позднее метаморфической зональности и, очевидно, не являются причиной прогрессивного метаморфизма. Эти данные также ставят под сомнение и поясовое возникновение метаморфических толщ средне-высокотемпературных фаций. Современное положение этих пород вдоль разломов фиксирует, в первую очередь, не особый метаморфизм, а историю тектонических движений с момента их заложения.

Иное положение занимают глаукофановые сланцы. Характеризуя повышенные давления и пространственно ассоциируя с гипербазитами, они тяготеют к офиолитовым поясам. Поясовому происхождению отвечает и низкотемпературный метаморфизм, проявляющийся в виде линейных зон диафторитически по породам эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и двупироксеновой фаций и прогрессивно — по «неметаморфическим» толщам. Максимум последнего метаморфизма не выходит за пределы фации зеленых сланцев, и он типичен практически для всех более или менее крупных разломов.

Представленные на рис. 1 схемы составлены по материалам многих исследователей, что безусловно повышает объективность наших выводов.

Институт геологии и геофизики
Сибирского отделения Академии наук СССР
Новосибирск

Поступило
28 IX 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Докембрий Восточного Саяна, М.—Л., 1964. ² К. Б. Кепежинская, С. В. Мельгунов, Геология и геофизика, № 2 (1971). ³ Г. Г. Лепезин, Геология и геофизика, № 4 (1968). ⁴ Г. Г. Лепезин, Геология и геофизика, № 5 (1972). ⁵ Г. Г. Лепезин, Метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации на примере Тонгулакского комплекса (Горный Алтай), «Наука», 1972. ⁶ С. В. Мельгунов, Уран и торий в процессе формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае. Автореф. кандидатской диссертации, Новосибирск, 1970. ⁷ А. С. Митропольский, Н. А. Кулик, С. В. Мельгунов, В сборн. Матер. по генетической и экспериментальной минералогии, 5, Новосибирск, 1967. ⁸ А. И. Родыгин, В. А. Платков, Тр. Томск. гос. унив., 184 (1966).