

К. Б. КЕПЕЖИНСКАС

**НЕОДНОРОДНОСТЬ ДАВЛЕНИЯ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ
ЗОНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНО-ЧУЙСКОГО ХРЕБТА
(ГОРНЫЙ АЛТАЙ)**

(Представлено академиком В. С. Соболевым 26 I 1970)

Описанная для многих метаморфических комплексов зональность в подавляющем большинстве случаев отражает в основном неоднородность температур метаморфизма, в то время как изменения давления фиксируются гораздо труднее и отчетливо могут быть прослежены лишь в исключительных благоприятных случаях. Неудивительно поэтому, что указания на различия давлений имеются лишь для разновозрастных комплексов или тектонически неоднородных блоков и т. д. До сих пор, по сути, нет достоверных сведений об изменениях давлений в пространстве, о соотношениях его с распределением температур, взаимоотношениях с тектоническим и структурным положением толщ и др. Удачным для подобного анализа объектом оказался метаморфический комплекс Южно-Чуйского хребта на Горном Алтае. Поскольку вопросы геологии этого района обсуждались во многих работах (^{1, 2}), здесь приводятся лишь самые необходимые сведения.

Полоса метаморфических пород Южно-Чуйского хребта ограничивается двумя глубинными разломами: с севера — Чарышско-Теректинским, с юга — Джасатрским (³). В структурном отношении зона представляет собой линейную антиклинальную складку протяженностью ~60 км и шириной ~10—14 км с крутопадающими крыльями. В пределах самой зоны не фиксируются сколько-нибудь значительные дизъюнктивные нарушения. Породы, подвергшиеся метаморфизму, здесь обычно датируются верхним кембрием — нижним ордовиком (³). Метаморфическая толща представлена преобладающей массой метапелитами различных температурных ступеней при резко подчиненной роли амфиболитов и слюдяных кварцитов (³). В наиболее высокотемпературной части толщи появляются мигматиты, мелкие тела гранитоидов и обособлений пегматитового состава. Наряду с гранитоидами, образование которых связывают с анатексисом (³), распространены и более молодые интрузивные образования: граниты, лампрофиры и др.

Неоднородность метаморфизма в породах Южно-Чуйского хребта фиксируется совершенно четко. Выделяются пять зон: I — хлоритовая, II — биотитовая, III — кордиеритовая, IV — ставролитовая, V — гранат-силлиманитовая (без ставролита). Эти зоны откартированы по индекс-минералам, и затем их соотношения уточнены на основании детального микроскопического изучения минеральных ассоциаций. Последовательность зон отражает главным образом изменения температур метаморфизма (повышение T от зоны I к зоне V). Наиболее высокотемпературная зона V протягивается примерно в осевой части хребта с востока на запад и оконтуривается более низкотемпературными зонами как с севера, так и с юга. Границы зон грубо параллельны и приблизительно совпадают со стратиграфическими. Общая ширина зонального комплекса от изограды биотита (начало зоны II) до середины зоны V 7—9 км. Низкотемпературные зоны (вплоть до зоны III) в западной части района срезаны разломами.

Характерной особенностью южно-чуйского комплекса является то, что кроме отчетливо выраженной «термальной» зональности, здесь достоверно

фиксируется также изменение величины давления при метаморфизме. При этом «зональность по давлению» пространственно не повторяет контуров «термальной» зональности. Наблюдается общая тенденция увеличения давления с востока на запад, примерно вдоль простирания «термальных» зон. Для иллюстрации этой тенденции приводимый ниже перечень предельных минеральных парагенезисов восточной и западной частей метаморфической полосы дан по отдельности *:

Зона	№ ассоциаций	Восточная часть	Западная часть
V	1.	Би + Му + Сил + Корд	18. Би + Му + Гр + Сил **
	2.	Би + Му + Сил + Гр	19. Би + Му + Гр + Ст + Дист + Сил **
IV	3.	Би + Му + Ст + Сил + Анд + Гр (единичные находки)	20. Би + Му + Хл + Ст + Дист + Сил
	4.	Би + Му + Корд + Гр	21. Би + Хл + Гр + Ст + Дист + Сил
	5.	Би + Му + Корд + Ст + Анд	В нескольких шлифах встречен Би + Му + Хл + Гр + Ст + Дист + Сил, однако каждый раз можно сомневаться в первичности либо Хл, либо Му.
	6.	Би + Му + Корд + Ст + Сил **	
	7.	Би + Му + Корд + Ст + Сил + Анд **	
	8.	Би + Му + Корд + Ст + Сил + Анд + Дист **	
	9.	Би + Му + Хл + Корд + Сил	
	10.	Му + Хл + Корд + Анд	
	11.	Би + Хл + Гр	
III	12.	Му + Хл + Анд (единичные находки)	
	13.	Би + Му + Хл + Корд **	
	14.	Би + Корд + Хл + Гр	
II	15.	Би + Му + Хл + Гр	
	16.	Би + Му + Хл + Эп	
I	17.	Сер + Хл ± Эп ± Ка	

В восточной части гранатсодержащие породы имеют незначительное распространение, причем в подавляющем большинстве случаев гранат содержится в малых количествах (не более 1% породы). Ассоциации 9—11 встречаются в низкотемпературной половине зоны IV, а ассоциации 3—8 — в высокотемпературной части зоны IV.

В системе $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$ парагенезисы 3; 5—8; 9; 19 и 20 моновариантны. Их достаточно широкую распространенность, по-видимому, следует связывать с присутствием дополнительных компонентов. Среди дополнительных компонентов для парагенезисов 3 и 19 наибольшее значение имеет MnO, особенно, если Гр в породе мало (*). В отношении парагенезисов 5—8; 9 и 20 картина менее определена. Сейчас трудно назвать конкретные компоненты, которые наиболее способствуют расширению поля их устойчивости.

Парагенезис 9 для той же системы характеризует верхний температурный предел устойчивости Хл в присутствии Кв и Му. Он встречен приблизительно до середины зоны IV. Парагенезисы 5—8 определяют минимум температур для Би + Сил (Дист, Анд) + Кв. Эти ассоциации начинают появляться с середины зоны IV. Сюда же приурочены и совместные находки трех полиморфных модификаций Al_2SiO_5 (три случая).

Верхний температурный предел для Ст в присутствии Му и Хл в указанной системе лимитируется минеральным равновесием 20. Появление соответствующих пород в западной части района пространственно параллелизуется с проявлением ассоциации 9 в восточной части. Парагенезис 19

* Под предельными минеральными парагенезисами подразумеваются ассоциации с наибольшим числом фаз. Остальные наблюдаемые ассоциации (иногда при этом имеющие более широкое распространение) могут быть получены из предельных вычитанием одного или нескольких минералов. Приняты сокращения: Анд — андалузит, Би — биотит, Гр — гранат, Дист — дистен, Ка — кальцит, Кв — кварц, Корд — кордьерит, Му — мусковит, Пл — плагиоклаз, Сер — серпентин, Сил — силлиманит, Ст — ставролит, Хл — хлорит, Эп — эпидот, Кв и Пл присутствуют во всех парагенезисах.

** Наиболее характерные парагенезисы.

и 3 ограничивает устойчивость Ст в присутствии Му и Кв и пространственно тяготеет к границе IV и V зон.

В породах южно-чуйского комплекса Сил — Дист и Сил — Анд весьма широко распространены, в то время как пара Анд — Дист встречена лишь в четырех случаях. Примерно те же соотношения характерны для других районов. Видимо, можно предполагать, что в реальных системах *PT*-обла-

Таблица 1

Минерал	Число шлифов, включающих данный минерал (IV + V зоны)		χ^2	P
	западная часть *	восточная часть **		
Силлиманит	84	73	0,01	—
Дистен	35 (32 с Сил)	6 *** (5 с Сил)	17,9	—
Андалузит	0	31 (17 с Сил)	—	1 18,7
Кордиерит	0	58	—	1 47,8
Гранат	77	23 ****	27,7	—

* Протяженность по простиранию 40 км, общее число просмотренных шлифов 230.

** Протяженность по простиранию 20 км. Число шлифов 200.

*** Не более 3 зерен на шлиф.

**** В подавляющем большинстве случаев 1—3 зерна на шлиф.

табл. 1 мы приводим минералогические данные только по этим двум зонам.

Значимость различий распространенности минералов между западной и восточной частями района устанавливалась при помощи χ^2 -критерия и формулы Фишера (4). Если значение вычисленного χ^2 больше 6,63 (или $P < 0,01$), различие значимо с достоверностью более 99%. Если $\chi^2 < 3,84$ (или $P \geq 0,05$) нулевая гипотеза (случайность различий) не отвергается.

Западная часть метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта не отличается от восточной лишь по распространенности Сил ($\chi^2 \ll 3,84$), что подтверждает предположение о приблизительно одинаковых температурах метаморфизма соответствующих зон. По распространенности других минералов (Дист, Анд, Корд, Гр) западная и восточная части отличаются с очень высоким уровнем значимости ($\chi^2 \geq 6,63$ или $P \leq 0,01$).

Эти различия в минеральном составе можно было бы связать с двумя обстоятельствами: 1) изменением валового состава толщи по простиранию; 2) изменением давления (поскольку температуры сходны).

Статистическое сравнение химизма метанелитов обеих частей района показывает отсутствие значимых различий (см. табл. 2).

Таким образом, на наш взгляд, достаточно убедительно доказывается, что различия в минеральном составе восточной и западной частей южно-чуйского метаморфического комплекса обусловлены градиентом давления. При этом совершенно ясно, что западная часть отвечает более высоким давлениям, поскольку андалузит и кордиерит здесь вытесняются соответственно дистеном и гранатом.

Среди всех известных и наиболее детально изученных зональных метаморфических комплексов более или менее полный аналог комплексу метаморфических пород Южно-Чуйского хребта отсутствует. Восточная часть может быть сопоставлена с андалузит-силлиманитовым типом плато Абакума (в самое последнее время там также обнаружены отдельные находки дистена). Сопоставление с метаморфическими образованиями Грамшианского нагорья в Шотландии показывает некоторое сходство последо-

сти совместной устойчивости для пар Сил — Дист и Сил — Анд значительно больше, чем для Анд — Дист.

Уже при беглом сравнении видно, что минеральные ассоциации аналогичных температурных ступеней в восточной и западной частях различны. Статистическими методами можно показать, что эти различия характеризуются высокой достоверностью и не могут быть связаны со случайными причинами. На западе из пяти зон присутствуют лишь две, поэтому в

вательности Барроу с западной частью южно-чуйского комплекса, а последовательности Бахен — с восточной частью. Однако здесь есть и очень существенные отличия, касающиеся масштабов проявления, структурно-тектонического положения, этапности и возраста процессов (⁶). Южно-чуйский комплекс, в отличие от прочих, не имеет сложного блокового строения и представляет собой единую зону небольших масштабов.

Таблица 2

Средние содержания (над чертой) и их средние квадратические отклонения (под чертой) для главных породообразующих окислов метapelитов (IV + V зоны)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	ΣFe *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O + K ₂ O	N ₁ **	П.п.п.	N ₂
Восточная часть	62,06	0,66	16,76	6,97	9,91	0,13	3,90	2,18	5,10	13	2,22	12
	4,14	0,20	1,96	2,48	2,87	0,06	1,05	0,96	0,60		0,85	
Западная часть	63,84	0,83	15,25	5,18	8,28	0,14	4,71	2,33	5,13	13	1,70	11
	4,22	0,35	2,00	1,81	2,18	0,06	1,14	0,88	0,74		1,05	

* В виде Fe₂O₃.

** Анализ в выборке N₁ пересчитан к 100% после вычета п.п.п.

Предлагаемые в последнее время схемы фациальных серий (⁶), по-видимому, можно рассматривать лишь как вспомогательную классификацию, позволяющую кратко описать общий характер метаморфизма. В то же время, как показывает рассмотренный здесь пример, выделенные типы нельзя резко разграничивать. Между ними могут быть промежуточные типы и пространственные переходы на ограниченных расстояниях в пределах единых метаморфических комплексов, причем даже в тех случаях, когда нет свидетельств неоднородности метаморфизма.

Институт геологии и геофизики
Сибирского отделения Академии наук СССР
Новосибирск

Поступило
17 I 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ К. Л. Волочкович, А. Н. Леонтьев, Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона, М., 1964. ² Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, В. В. Хлестов, Фашии метаморфизма средних давлений, М., 1970. ³ А. С. Митропольский, Н. А. Кулик, С. В. Мельгунов, Тр. Инст. геол. и геофиз., 5 (1967). ⁴ В. Ю. Урбах, Биометрические методы, М., 1964. ⁵ G. A. Chinner, Quart. J. Geol. Soc. Lond., 122, 159 (1966). ⁶ A. Miyashiro, J. Petrology, 2, 277 (1961).