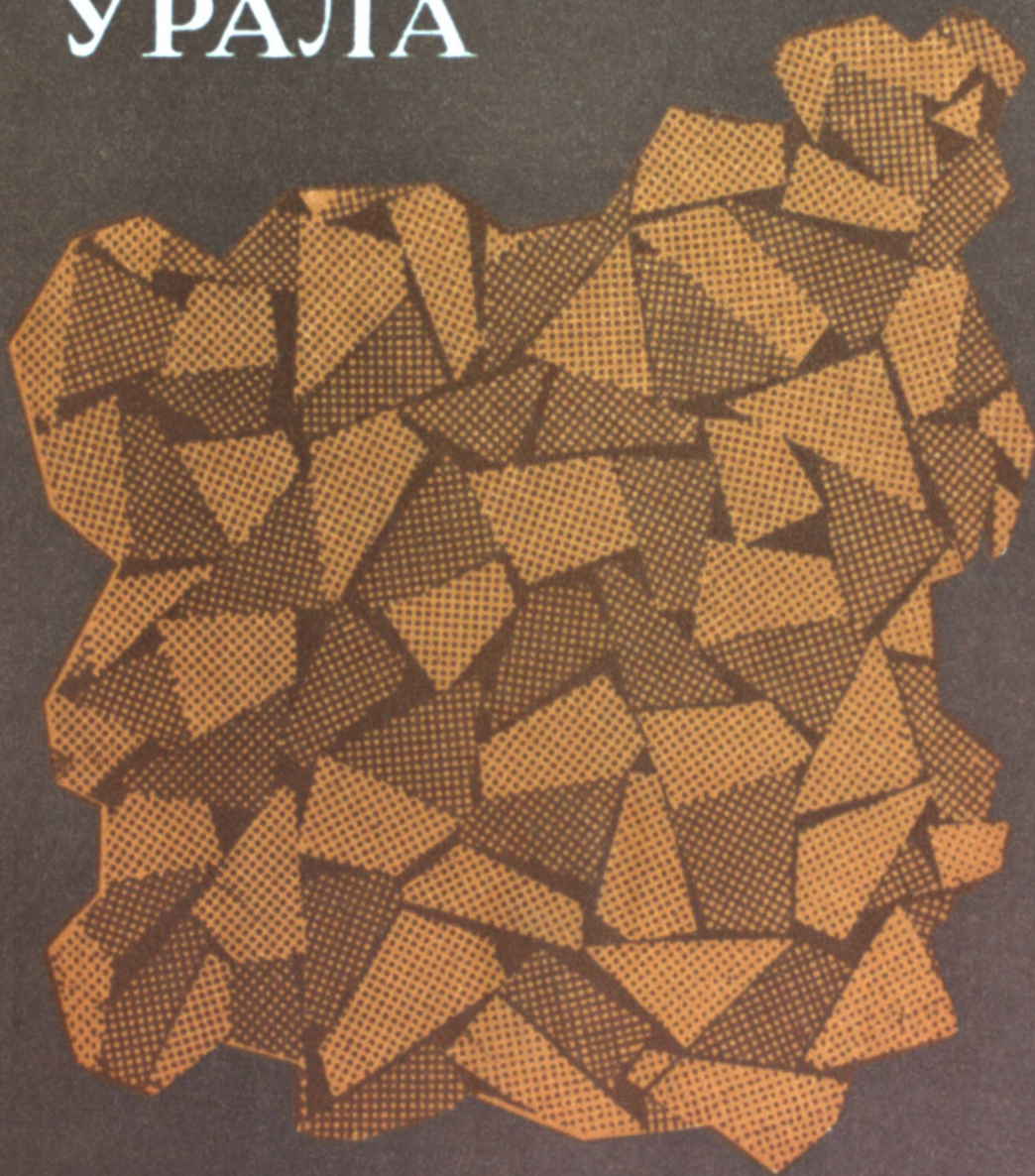


П.162  
196

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

# МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД УРАЛА



МЕТАМОРФИЗМ  
ГОРНЫХ ПОРОД  
УРАЛА

П 162 П 96166

Вл-ш колоски ч  
геохимии. Труды.  
вып. 146.

Свердловск, 1979.

1-00

П 96166

СВЕРДЛОВСК

А. И. РУСИН, В. А. МАРКС, О. М. ЯКОВЛЕВА

КАТАКЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ  
И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЕТАМОРФИЗМА  
ЗОН РАЗЛОМОВ

Метаморфические породы, сохраняющие признаки катакластической деформации, т. е. деформации, происходящей в условиях повышенных температур и давлений с одновременной перекристаллизацией (бластокатаклазиты, бластомилониты), известны давно. Приуроченность их к региональным линейно-поясовым структурам земной коры, таким как глубинные разломы (надвиги), зоны смятия либо в целом зоны интенсивной дифференциальной подвижности, несомненна. В то же время терминология, интерпретация временных соотношений деформации и бластеза, подходы к объяснению условий и механизма формирования катакластических пород противоречивы (Boullier, Gueguen, 1975; Ferguson, Harte, 1975; Судовиков, 1964; Zeck, 1974; Эбблин, 1976).

Многие исследователи при описании комплексов бластокатаклазитов принимают концепцию изменения  $PT$ -параметров их метаморфизма лишь с глубиной; высказываются и серьезные возражения (Эбблин, 1976) против отождествления катакластических пород с тектонитами, формирующимися в приповерхностных условиях. Миясиро (Miyasiro, 1961), наиболее отчетливо наметивший зависимость термодинамического режима метаморфизма от конкретной геоструктурной обстановки, осторожно характеризует метаморфизм зон разломов и в геологической классификации отмечает, что «наши знания о катакластическом метаморфизме очень ограничены» (Миясиро, 1976, стр. 23). В литературе практически не рассматривается соотношение катакластических деформаций с режимом давления, и положение синкинематических бластокатаклазитов в системе фациальных серий остается неопределенным. Накопленные же материалы, по мнению авторов, позволяют говорить о существовании закономерной связи катакластических деформаций и повышенных давлений с метаморфизмом зон разломов, устанавливаемой эмпирически.

Проявление метаморфизма зон разломов или линейных дифференциально подвижных зон носит эволюционный характер и известно на разных этапах формирования земной коры (Русин, Маркс, 1977а). Его продукты, названные нами «комплексы бластокатаклазитов», широко развиты в кристаллическом фундаменте платформ и складчатых сооружениях фанерозоя. Наиболее ранние из них отвечают по времени формирования интервалу 2,0—1,7 млрд. лет и связаны с глобаль-

УДК 552.16

Метаморфизм горных пород Урала. Сб. статей. Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

В сборнике приводятся материалы исследований последних лет по проблеме геологии метаморфизма и метаморфогенного рудообразования в истории формирования земной коры. На примерах различных регионов рассмотрены вопросы эволюции метаморфизма и ультраметаморфизма, тектонического режима и металлогении метаморфических комплексов складчатых поясов фанерозоя и кристаллического фундамента платформ.

Сборник представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся проблемами метаморфизма.

Ответственные редакторы  
С. Н. Иванов, В. А. Маркс, А. И. Русин.

© УНЦ АН СССР, 1979

М 20803—958  
055(02)7 33—1979



П 96166

ным изменением тектонического режима, которое часто рассматривается как крупнейший рубеж («великий передом», по Г. Штилле) в становлении коры (Кратц, Чернов, 1970; Половинкина, 1970).

Нижне-, среднепротерозойские комплексы бластокатаклизитов развиваются регрессивно по однородным гранулит-амфиболитовым комплексам и часто слагают мощные (до 50—60 км) зоны сочленения крупных геоструктурных элементов, интерпретируемые во многих работах как глубинные разломы (надвиги). Описания таких зон с характеристикой вязких катакластических деформаций в условиях интенсивной дифференциальной подвижности можно найти в работах по кристаллическому фундаменту платформ (Веремьев, 1970; Другова, Талдыкина, 1970; Пушкарев, Шуркин, 1967; Рабкин, Вишневикий, 1971; Равич, Каменев, 1972; Щербакова, Яковлев, 1976). В некоторых из них много внимания уделяется характеристике высокотемпературных бластокатаклизитов (бластомилонитов), так как в практике геологического картирования эти породы не отделялись от обычных гнейсов и гранулитов, а полнейшая неразработанность номенклатуры катаклизитов амфиболитовой и гранулитовой фаций затрудняла их специальное изучение. Особо следует отметить классификацию Цека (Zeck, 1974), которая могла бы служить основой при разработке номенклатуры пород, формирующихся при метаморфизме зон разломов.

Широкая распространенность низкотемпературных тектонитов и многоэтапность их развития в докембрийских поясах глубинных разломов отмечались неоднократно, но выявление характерных особенностей проявления собственно метаморфизма зон разломов стало возможным лишь с появлением данных по различным районам о *PT*-условиях и пространственных соотношениях бластокатаклизитов различных, в первую очередь высокотемпературных, уровней. Отчетливо были показаны неодинаковая интенсивность дифференциальных движений вкосте простирающихся мощных зон бластокатаклизитов и наложенность многоэтапных диафорических преобразований (Пушкарев, Шуркин, 1967; Другова, Талдыкина, 1970). Детально же закартированная латеральная метаморфическая зональность Лапландского глубинного разлома (надвига) на Кольском п-ве (Прияткина, 1974; Глебовицкий и др., 1971; Крылова, Прияткина, 1976) впервые позволила говорить об особенностях термодинамического режима метаморфизма зон разломов. Обнаруженные в районе Порьей губы в бластомилонитах гранулитовой фации гиперстен-силлиманитовые ассоциации с очень высоким содержанием  $Al_2O_3$  (до 10%) в гиперстене, образующиеся лишь при давлении более 10 000 атм (Маракушев, Кудрявцев, 1965), и сопутствующие им силлиманит-гранатовые гранулиты (бластомилониты), отличающиеся высокой магнезиальностью граната и полным отсутствием кордиерита, наглядно демонстрируют важную роль тектонических факторов в природе сверхдавления в зонах глубинных разломов. Анализ новообразованных парагенезисов (Глебовицкий и др., 1971) свидетельствует о значительном отрицательном объемном эффекте для ряда реакций, протекающих при возрастании давления, что хорошо согласуется с уменьшением объема пород при катакластических деформациях (Эбблин, 1976).

В. А. Глебовицкому (1973) основой для выделения гранулитов лапландского типа и фацальной серии высоких давлений  $B_2$  послужили материалы по высокотемпературным бластокатаклизитам метаморфизма зон разломов Беломорско-Лапландского блока, им показаны

возможные их аналоги в других регионах (гранулиты чешского массива и сутамской зоны Восточной Сибири), но текстурно-структурные особенности пород при этом не рассмотрены. Вместе с тем связь гранулитовых структур (бластоцементной, очковой, лентукулярной, пластинчато-гранобластовой), отражающих различные соотношения деформации и бластеза, с гранулитовыми комплексами именно высоких давлений очевидна. Сохранность их вряд ли может быть связана лишь с незначительным парциальным давлением воды и скоростями деформаций, так как структуры подобного типа хорошо известны в комплексах бластокатаклизитов различных фаций, а понятия гранулит и гранулитовая фация не идентичны, что хорошо демонстрируется на примере саксонских гранулитов (Watznauer, 1975), минеральные ассоциации и тонкозернистые, бластомилонитовые структуры которых аналогичны лапландским.

Признаки высокого давления при формировании комплексов бластокатаклизитов отмечаются во многих районах. В субмеридиональной зоне шириной около 35—40 км в районе оз. Мончи, по данным Г. М. Друговой и К. С. Талдыкиной (1970), высокотемпературный диафорез амфиболитовой фации, одновременный с дифференциальными движениями, вызывающими появление бластомилонитов и порфинокластических бластокатаклизитов, сопровождается развитием дистена по кордиерит-гранат-биотитовым ассоциациям кольской серии, метаморфизм которой характеризуется гранулитовой фацией умеренных давлений. Интенсивные дифференциальные движения, обуславливающие формирование комплекса бластокатаклизитов (бластомилонитов) альмандин-амфиболитовой фации высоких давлений за счет гранулитовых пород верхнеанабарской и далдынской серий, указываются (Рабкин, Вишневикий, 1971) для мощной (15—30 км) Котуйкан-Монхольинской зоны Анабарского щита. Кроме того, в центральной части Анабарского щита, в зоне, ограниченной глубинными разломами, установлены гранат-кордиеритовые ассоциации с очень низкой железистостью граната (до 41%), а также гиперстен-силлиманитовые, гиперстенсодержащие парагенезисы с высокоглиноземистым гиперстеном и эклогитоподобные породы, т. е. породы, формирующиеся при высоких давлениях, порядка 10 кбар (Рабкин, 1977), однако данных о структурных особенностях этих пород не приводится. Сходные образования с признаками катакластических деформаций описаны для Антарктиды (Равич, Каменев, 1972). В раннедокембрийских глыбах Урала высокотемпературные бластокатаклизиты с ассоциациями высоких давлений (кианитом, высокоглиноземистым гиперстеном, гранатом повышенной магнезиальности) известны в салдинском и александровском комплексах (Русин, Маркс, 1977). Следует отметить, что практически во всех указанных комплексах бластокатаклизитов высоких давлений с признаками пластичных катакластических деформаций присутствуют эклогиты либо эклогитоподобные породы. Вряд ли такая ассоциация случайна. В отдельных зонах высокотемпературных бластокатаклизитов синхронно с дифференциальными тектоническими движениями происходили процессы мигматизации и гранитизации (фельдшпатизации) пород, обуславливающие их металлогению (Казанский, Прохоров, 1975), что характерно для проявления метаморфизма зон разломов в комплексах фанерозоя.

Сведения о термодинамическом режиме метаморфизма зон разломов в комплексах позднего докембрия и сохранности в них признаков

катакластических деформаций ограничены и дискуссионны; в данной статье они не рассматриваются.

В фанерозойских складчатых поясах проявление метаморфизма зон разломов с вязкими катакластическими деформациями пород устлавливается во многих регионах. В отличие от докембрийских здесь более отчетливо выделяются комплексы бластокатаклизитов с натровым и калиевым геохимическим фоном. Для первых характерно присутствие глаукофановых сланцев и эклогитов, а для вторых — проявление в высокотемпературных зонах процессов мигматизации и гранитизации. В тектоническом плане комплексы бластокатаклизитов фанерозоя контролируют региональные структуры типа глубинных разломов (надвигов), которые в современных построениях часто рассматриваются как зоны сочленения крупных покровов. По простиранию такие зоны прослеживаются на сотни километров при ширине до нескольких километров (Русин, 1978). Мощность их возрастает до 10 км и более в так называемых зонах смятия (Алабин и др., 1975, и др.), однако характер преобразований пород в них принципиально сходен с метаморфизмом зон разломов в складчатых сооружениях. Как и в раннедокембрийских комплексах, дифференциальные движения, синхронные перекристаллизации, в отдельных участках зон характеризуются неодинаковой интенсивностью, широко проявлены низкотемпературные диафорические преобразования и неоднократные разломные деформации, накладывающиеся на породы комплексов бластокатаклизитов в виде разновременных маломощных зон милонитизации. Эти преобразования, наряду с контактовым воздействием гранитоидных массивов, часто затушевывают первичные парагенезисы и прогрессивную зональность метаморфизма зон разломов, а преимущественно низко- и среднетемпературный уровень изменений затрудняет выяснение *PT*-условий. Вместе с тем местами сохраняются признаки формирования фанерозойских комплексов бластокатаклизитов в режиме высоких давлений.

Наиболее многочисленные материалы получены в последние годы по зоне Главного Уральского разлома (надвига). Во многих районах на всем его протяжении от Полярного Урала до Мугоджар установлены парагенезисы высоких давлений в породах, часто отчетливо сохраняющих признаки катакластических деформаций в условиях интенсивной дифференциальной подвижности. На Полярном Урале северо-западнее гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива В. И. Ленных выделены и прослежены два разновозрастных параллельных пояса бластомилонитов (Ленных, 1977; Ленных и др., 1976). Восточный из них, контролирующей зону раннего надвига шириной от 500 м до 2,5 км, представлен амфиболитовыми, гранат-глаукофановыми и глаукофановыми бластомилонитами, а западный, шириной 600—900 м, сложен более низкотемпературными бластомилонитами (глаукофановыми, эпидот-глаукофановыми и мусковит-кварц-полевошпатовыми), в которых отсутствует гранат, развиты стильпномелан и более железистый глаукофан. Развитие глаукофана в ассоциации с парагонитом, кварцем, актинолитом и цоизитом в зоне интенсивного катаклаза и милонитизации вулканитов на границе с харьбейским гнейсово-амфиболитовым комплексом отмечалось В. В. Бутиным, 1974). К востоку от массива Сьум-Кеу установлены высокотемпературные пироп-магнезиочермакитовые бластомилониты, а в марункеуском эклогит-сланцевом комплексе — кианитовые бластомилониты (Ленных, 1977). На Северном Ура-

ле от широты верховьев р. Маньи до горы Денежкин Камень прослеживается мощная зона (до 4 км) неравномерной дифференциальной подвижности, ограниченная Салатимским и Сосьвинским разломами, в которых В. В. Шалагиным (1975) описано развитие глаукофана, кроссита и стильпномелана по породам различного состава. Намечена метаморфическая зональность и зависимость степени глаукофанизации от интенсивности тектонической проработки, а непосредственно вдоль Салатимского разлома установлено развитие по серпентинитам и базитам парагенезисов с цоизитом, гранатом, омфацитом и амфиболом, отражающих реакции эклогитизации.

На Среднем Урале в зоне Главного Уральского разлома в метабазитах западного обрамления Платиноносного пояса хорошо выражена неоднородная метаморфическая зональность и связь интенсивности метаморфических преобразований со степенью дифференциальной подвижности (Маркс, Яковлева, 1977). Процессы амфиболитизации имеют здесь, как и во всей зоне, натровую геохимическую специализацию преимущественно с глаукофан-чермакитовой и гастингсит-чермакитовой направленностью (см. таблицу). Сходная тенденция увеличения содержания глинозема и щелочей кальциевых амфиболов в метаморфических сериях повышенных давлений и объяснение непрерывной смеси в ряду актинолит — роговая обманка важной ролью давления привелись Г. Г. Дук (1976). В очень напряженной двухкилометровой зоне сочленения уфалейского амфиболитового комплекса с зеленокаменной полосой процессы перекристаллизации и наложенного метасоматоза в значительной степени затушевывают катакластические деформации, которые угадываются лишь по развитию линзовидных тел гранулированного кварца. Высокоглиноземистые гранат- и кианитсодержащие кристаллические сланцы этой зоны включают многочисленные тела эклогитов, эклогитоподобных пород и согласные, часто выклинивающиеся прослои амфиболитовых бластокатаклизитов. В последних В. И. Якшиным (1963) в районе пос. Северная Кузнечиха был установлен парагенезис парагонита с клиноцоизитом и кварцем, который, по экспериментальным данным (Franz, Althaus, 1976), возникает при  $T = 500^{\circ}\text{C}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 9 \text{ кбар}$ , т. е. является показателем высоких давлений. На Южном Урале и в Мугоджарах глаукофановые бластомилониты известны в Орь-Илекской зоне, а высокотемпературные бластокатаклизиты амфиболитовой и гранулитовой фаций — в восточном обрамлении Кемпирсайского и Хабарнинского гипербазитовых массивов. Развитие высокотемпературных бластокатаклизитов по габброидам в разрезе по р. Куагач сопровождается иногда реакциями эклогитизации, при которых образуются высокомагнезиальные гранаты, содержащие до 53% пиропового минала (Ефимов, Царицын, 1975).

Проявление метаморфизма зон разломов с приуроченностью линзовидных тел гипербазитов, габброидов, гранатовых амфиболитов и эклогитов к комплексу бластокатаклизитов Чу-Илийской зоны Южного Казахстана отмечалось ранее (Русин и др., 1974). В отличие от зоны Главного Уральского разлома здесь развиты и постгранитные бластокатаклизиты (Каракамысский блок), а также комплекс бластокатаклизитов Анархайского блока, сходный с продуктами метаморфизма зон разломов переходной стадии развития уральской звгеосинклинали. Приуроченность к Чу-Илийской зоне разновременных комплексов бластокатаклизитов находит объяснение в поздних перемеще-

Химический состав кальцевых амфиболов бластагмаклазитов из зоны Главного Уральского разлома, вес. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	42,12	42,34	43,22	42,62	43,50	42,32	42,11	44,43	43,78	45,70	44,43	43,03
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,40	0,43	0,56	0,85	0,20	0,11	0,19	1,29	1,06	1,56	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,77	13,12	16,76	13,27	14,40	16,05	15,50	14,00	11,35	11,09	10,04	13,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,05	8,70	4,50	6,20	5,80	3,67	3,73	6,00	4,80	3,20	8,72	6,28
FeO	18,06	14,14	16,55	14,45	17,30	11,23	10,78	8,55	13,64	14,72	13,59	11,50
MnO	0,15	0,37	0,05	0,17	0,26	0,30	0,21	0,30	0,29	0,28	0,45	0,32
MgO	3,05	6,52	4,72	8,39	4,32	10,21	10,47	12,00	9,34	9,32	7,98	9,65
CaO	9,19	9,06	9,86	9,52	8,83	10,20	11,17	11,00	10,73	10,45	9,97	10,67
Na <sub>2</sub> O	1,95	2,28	1,65	2,47	2,18	3,01	2,56	2,50	1,77	1,93	1,51	1,75
K <sub>2</sub> O	0,72	0,65	0,46	0,46	0,62	0,36	0,31	0,40	0,37	0,37	0,53	0,26
П. п. п.	2,61	2,65	1,92	2,46	2,28	1,70	1,80	1,39	2,03	1,54	0,70	2,40
Сумма . . . . .	99,05	100,23	100,12	100,57	100,34	99,25	98,75	100,76	99,39	99,88	99,48	99,96

Коэффициенты кристаллохимических формул

Si	6,48	6,36	6,41	6,29	6,53	6,18	6,22	6,36	6,51	6,72	6,59	6,33
Ti	0,04	0,04	0,05	0,06	0,10	0,02	0,01	0,02	0,14	0,12	0,17	0,06
Al <sup>IV</sup>	1,52	1,64	1,58	1,71	1,47	1,82	1,78	1,64	1,49	1,28	1,41	0,68
Al <sup>VI</sup>	1,34	0,68	1,35	0,60	1,08	0,94	0,91	0,72	0,51	0,64	0,35	1,67
Fe <sup>2+</sup>	0,58	0,99	0,50	0,69	0,65	0,40	0,41	0,65	0,54	0,35	0,97	0,69

Продолжение таблицы

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Fe <sup>2+</sup>	2,32	1,78	2,05	1,78	2,17	1,37	1,33	1,02	1,07	1,81	1,69	1,41
Mn	0,02	0,05	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04
Mg	0,70	1,46	1,04	1,85	0,97	2,22	2,30	2,56	2,07	2,04	1,76	2,11
Ca	1,52	1,46	1,57	1,51	1,47	1,60	1,77	1,69	1,72	1,60	1,59	1,68
Na	0,58	0,67	0,47	0,71	0,64	0,85	0,73	0,69	0,50	0,55	0,43	0,50
K	0,14	0,13	0,09	0,09	0,12	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,10	0,05
OH	1,74	2,00	1,95	2,00	1,95	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
f	81	66	71	57	75	45	43	40	52	52	61	50
f'	77	56	66	49	69	39	37	29	46	48	50	41
Чермакит	0,52	0,47	0,65	0,35	0,53	0,28	0,32	0,39	0,40	0,32	0,51	0,50
Глаукофан	0,24	0,27	0,22	0,24	0,29	0,20	0,12	0,15	0,12	0,18	0,21	0,16
Гастингсит	0,24	0,26	0,13	0,32	0,18	0,52	0,56	0,46	0,32	0,27	0,12	0,23
Тремолит	—	—	—	0,09	—	—	—	—	0,15	0,23	0,16	0,11

\* 1-8-Верхне-Уфалейский район на Среднем Урале (6-8- по данным В. И. Яковина, 1963). 9-12- западное обрамление Платиноносного пояса (11- по данным И. А. Малахова, Л. В. Малахова, 1970)

$$f = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Mg}} \cdot 100; \quad f' = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg}} \cdot 100.$$

ниях блоков с региональными сдвиговыми составляющими в условиях сжатия, как это указывается в тектонических реконструкциях.

Комплексы бластокатаклизитов с калиевым геохимическим фоном в эвгеосинклинальной области Урала выделены недавно (Русин, Маркс, 1977а, б; Русин, 1978). Ранее высокотемпературные их зоны рассматривались в составе гнейсово-сланцевых комплексов, а средне- и низкотемпературные часто принимались за гипотетические высоко- и среднеградные сланцевые обрамления «гнейсовых ядер», диапиризмом которых объяснялись высокие давления. Проведенные исследования показали линейно-поясовое расположение зон бластокатаклизитов, прослеживающихся в субмеридиональном направлении на сотни километров при ширине до 2—3 км, зональное строение и приуроченность к крупным региональным структурам типа глубинных надвигов. Отмечается хорошая сохранность катаклизитических структур, аналогичных по характеру соотношения деформации и бластеза устанавливаемым для гранулитов высоких давлений, неоднородность дифференциальной тектонической проработки, наблюдаемая иногда даже в пределах отдельного шлифа, незакономерное чередование в разрезах тонкокристаллических (бластомилонитовых) и грубозернистых порфирокластических разностей пород и другие признаки при отсутствии диафорических преобразований позволяют отделять комплексы бластокатаклизитов от продуктов метаморфизма других типов (контактового и регионального). Однако диафорические преобразования и проявленные в высокотемпературных зонах процессы мигматизации и гранитизации иногда затрудняют диагностику, создавая внешнее сходство этих пород с гнейсами и кристаллическими сланцами, что приводит к попыткам их стратификации и спорным корреляциям.

Прослеживание по простиранию зон бластокатаклизитов показало, что формируются они по породам различного состава и генезиса в температурном интервале от зеленосланцевой до амфиболитовой фации в режиме высоких давлений, о чем свидетельствует развитие кианита, иногда замещающегося фибролитом, в высокоглиноземистых бластокатаклизитах и реже хлоритоида. Для линзы мраморов, залегающих в кианитовых бластокатаклизитах Кочкарского района, на основе доломит-кальцитового геотермобарометра А. С. Таланцевым получены  $T = 560^{\circ}\text{C}$  и  $P = 7\text{—}10$  кбар. В тонкополосчатых, линзовидно-полосчатых, от тонкокристаллических до грубозернистых порфирокластических («очковых») бластокатаклизитах при микроскопическом изучении часто обнаруживаются признаки синхронности пластических деформаций и перекристаллизации. Деформированные со сдвигом, растащенные и повернутые порфирокласты, представленные полевыми шпатами, амфиболами, реже гранатом и кварцем, обтекаются гранобластовой матрицей тех же минералов, часто концентрирующихся в виде изменчивых по мощности полос, в пределах которых размеры зерен относительно выдержаны. Очень характерна грануляция кварца, выражающаяся в образовании крупнозернистых мономинеральных линзовидных выделений, деформированных согласно с матрицей и также обтекающих порфирокласты. Это явление устанавливается во всех температурных зонах и, по всей вероятности, является главной причиной образования месторождений гранулированного кварца, для которых намечается приуроченность к зонам бластокатаклизитов зеленосланцевой фации.

В высокотемпературных зонах во многих районах проявлены про-

цессы мигматизации и гранитизации, обуславливающие появление своеобразных линзокластических (бластокатаклизитовых) гранитоидных пород и пегматитов (см. статью А. И. Русина в настоящем сборнике), которые и позволяют говорить о калиевом геохимическом фоне комплексов бластокатаклизитов эвгеосинклинальной области Урала. Приуроченность же комплексов бластокатаклизитов к определенным типам структур, особенности проявления в них процессов мигматизации и гранитообразования, а также сходство металлогенической специализации (редкометалльная и редкоземельная минерализация) в разновозрастных комплексах (Алабин и др., 1975; Казанский, Прохоров, 1975) приводят к выводу о специфике высокотемпературных аллохимических («ультраметаморфических») процессов в поясах проявления метаморфизма зон разломов.

Формирование комплексов бластокатаклизитов на восточном склоне Урала, по всей вероятности, не было одноактным и по времени совпадало с главной фазой покрообразования, предшествовавшей гранитному плутоническому магматизму.

В большинстве фанерозойских зон смятия (Забродин, 1977) метаморфические преобразования пород при интенсивной дифференциальной подвижности осуществляются в низко-, среднетемпературных условиях, надежные критерии определения режима давления для которых отсутствуют. Однако имеющиеся в литературе описания пространственных соотношений бластокатаклизитов (бластомилонитов), сохранности катаклизитических деформаций и сведения о текстурных и текстурных особенностях пород, терминология которых произвольна, позволяют видеть принципиальное сходство продуктов метаморфизма зон разломов в структурах, называемых зонами смятия, с описанными комплексами бластокатаклизитов.

Наглядная характеристика наиболее известной и изученной Иртышской зоны смятия Алтая приводится В. И. Васильевой (1963). Иртышская зона, ограниченная глубинными разломами, протягивается на 500 км при средней ширине 10 км. Метаморфические породы в ней развиты не повсеместно и часто локализованы вдоль зон мощностью до 500 м, в которых проявлены интенсивные дифференциальные движения и встречаются согласные тела синкинематических гнейсовидных гранитоидов (катаклизитических гнейсов). В. И. Васильева (1963) выделяет три таких зоны (Согринско-Предгорненская, Малокрасноярская и Маркакульская метаморфические полосы), степень метаморфизма в которых достигает уровня амфиболитовой фации и коррелируется с интенсивностью катаклизитических деформаций. В Согринско-Предгорненской метаморфической полосе картируется зональность как вкрест простирания, так и по простиранию пород. Минеральные ассоциации, развивающиеся по осадочным породам девона синхронно с дифференциальными движениями, свидетельствуют о режиме высоких давлений (присутствуют кианит и высокомагнезиальный пироп-альмандиновый гранат). В участках широкого развития верхнекаменноугольных гранитов калбинского комплекса (Малокрасноярская метаморфическая полоса) в контакте с ними бластокатаклизиты ороговикованы, и по ранним минеральным парагенезисам развиваются порфиробласты кордиерита и андалузита. Формирование согласных тел гнейсовидных (катаклизитических) гранитоидов «происходит в условиях интенсивных пластических деформаций и дифференциальных движений одновременно с динамометаморфизмом вмещающих пород» (Васильев, 1963,

стр. 146). Сами гнейсовидные граниты интенсивно катаклазированы. Крупные зерна плагиоклаза в них раздроблены, а в промежутках между мелкими обломками развивается калиевый полевой шпат. Приведенная характеристика, подтверждаемая кратковременными личными наблюдениями одного из авторов, позволяет говорить о значительном сходстве в проявлении метаморфизма зон разломов в Иртышской зоне смятия и в эвгеосинклиальной области Урала. Следует добавить, что А. М. Марьин (1976) рассматривает возможность выявления глаукофанового метаморфизма в Маркакольском блоке Иртышской зоны смятия.

Интересно, что в мезозойских зонах смятия (Пылгин-Инчикской на п-ве Тайгонос, Тукурингской), отмечающих шовные структуры архейского кристаллического фундамента с палеозойскими и мезозойскими толщами, бластокатаклазиты (бластомилониты) описаны лишь в архейских породах (Дук, Судовиков, 1965; Жуланова, 1976). Маловероятно, что дифференциальные катакластические деформации захватывали только породы фундамента, а применяемая терминология, видимо, связана с желанием подчеркнуть диафорическую природу бластомилонитов по гнейсам архея и отчасти со сложностью выделения низкотемпературных бластокатаклазитов прогрессивного типа в различных по составу породах. Данные о режиме давления в этих зонах ограничены.

В то же время можно отметить, что в Пылгин-Инчикской зоне смятия, по данным И. Л. Жулановой (1976), поздние кордиеритсодержащие парагенезисы низких давлений, наложенные на низкотемпературные бластомилониты, в северо-западной части зоны не устанавливаются. Развитые же здесь останцы нижнепермских пород, залегающие на архейских бластокатаклазитах, изофациальны им и содержат высокоглиноземистые роговые обманки и хлоритоид. Кордиерит, характерный для верхнего структурного этажа, в них отсутствует.

Многочисленные примеры свидетельствуют о существовании связи в проявлении метаморфизма зон разломов, обуславливающего формирование комплексов бластокатаклазитов, с термодинамическим режимом высоких давлений и катакластическими деформациями. Хотя такая связь устанавливается эмпирически, она не может быть случайной и объяснима геологическими и тектоническими особенностями данного типа метаморфизма. Приуроченность серий фаций высокого давления группы С (Добрецов и др., 1974) либо группы Б (Глебовицкий, 1973) к определенным структурам земной коры типа зон «глубинных разломов» отмечалась и ранее. Предпринимались попытки теоретических расчетов  $PT$ -параметров метаморфизма в таких структурах, обосновывающие тектоническую природу «сверхдавления» (Паталаха и др., 1976). Сейчас же очевидно, что формирование фациальных серий высокого давления связано с проявлением особого типа метаморфизма — метаморфизма зон разломов или линейных дифференциально подвижных зон, по значимости сопоставимого с такими геологическими типами, как контактовый и региональный. Характерный геологический признак метаморфизма зон разломов — наличие (сохранность) катакластических структур, возникающих при дифференциальной подвижности в режиме высоких давлений и без нарушения сплошности пород, в то время как важными признаками контактового метаморфизма низких давлений является изотропность структур (роговики), а регионального — анизотропность и кристаллизационная сланцеватость, обуслов-

ленные умеренным односторонним давлением. Естественно, что такое деление требует разработки номенклатуры пород, составляющих комплексы бластокатаклазитов метаморфизма зон разломов, особенно высокотемпературных, так как используемые термины «гнейс», «амфиболит», «гранулит» не отражают генетической сущности высокотемпературных тектонитов. Неопределенно и наименование фаций (дистен-гнейсовая и дистен-сланцевая) в группе высоких давлений (Добрецов и др., 1974), которые характеризуют, по нашему мнению, температурные уровни дистеновых бластокатаклазитов. Такое уточнение могло бы исключить из числа примеров дистен-гнейсовых комплексов, выделяемых на мелкомасштабных картах метаморфизма, гнейсовые комплексы однородного площадного метаморфизма, развитые в древних блоках складчатых областей (мугоджарский, уфалейский и др.), приуроченность которых к структурам типа «глубинных разломов» сомнительна, а отмечаемые в них эклогиты и эклогитоподобные породы по времени не связаны с метаморфизмом самих комплексов (Русин, 1975).

Резких границ между главными геологическими типами метаморфизма (контактовым, региональным и зон разломов) быть не может, что связано с непрерывностью изменения термодинамических условий в фациальных сериях при последовательном возрастании давления (Глебовицкий, 1973). Однако рассмотрение особенностей проявления этих типов метаморфизма на разных стадиях развития подвижных поясов на примере Урала (Русин, Маркс, 1977) приводит к интересным выводам, позволяющим, в частности, говорить о смене геохимического фона метаморфизма зон разломов, приуроченности глаукофановых сланцев и эклогитов к комплексам бластокатаклазитов с натровой специализацией и специфике проявления процессов мигматизации и гранитообразования, сопряженных с главными этапами формирования крупных покровов в орогенных поясах.

Не все вопросы, связанные с выделением и характеристикой метаморфизма зон разломов, могут быть с одинаковой детальностью рассмотрены в короткой статье. Недостаточная разработанность некоторых положений требует новых исследований. Важное значение могли бы иметь, например, надежные данные о режиме давления в метаморфических комплексах симатического основания эвгеосинклиналей (Русин, Маркс, 1977), отождествляемого с фундаментом островных дуг или базальтовым слоем коры. Широкое развитие в них высокотемпературных пластических деформаций наглядно было показано А. А. Ефимовым (1977) и подтверждается многочисленными данными по складчатым поясам континентов и драгированием в океанах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алабин Л. В., Долгушин С. С., Рогов Н. В. Формации гнейсо-гранитов зон смятия Алтае-Саянской области.— Геология и геофизика, 1975, № 4.  
Бутин В. В. Зависимость химического состава амфиболов метаморфических пород Харбейского антиклинория от термодинамического режима метаморфизма.— Труды Свердл. горн. ин-та, 1974, вып. 108.  
Васильева В. И. Среднепалеозойские кристаллические сланцы и гнейсы Иртышской зоны смятия.— Петрографический сборник № 5. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1963, т. 98.  
Веремьев П. С. Бластомилониты, приразломные структуры и характер перемещения в зонах разломов Среднего Побужья.— Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.  
Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973.



- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И., Прияткина Л. А., Пушкарёв Ю. Д. *Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита.*—Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. *Фации регионального метаморфизма высоких давлений.* М., «Наука», 1974.
- Другова Г. М., Талдыкина К. С. *Бластомилонитизация и высокотемпературный диафорез в гнейсах кольской серии.*—Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.
- Дук Г. Г. *Эволюция химического состава кальциевых амфиболов основных метаморфических пород в различных типах метаморфизма.*—Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 1.
- Дук Г. Г., Судовиков Н. Г. *Мезозойские диафориты зоны Южно-Тукуринского разлома (Верхнее Приамурье).*—Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. Л., «Наука», 1965.
- Ефимов А. А. *«Горячая тектоника» в гипербазитах и габброидах Урала.*—Геотектоника, 1977, № 1.
- Ефимов А. А., Царицын Е. П. *Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского гипербазитового массива.*—Труды Свердл. горн. ин-та, 1975, вып. 116.
- Жуланова И. Л. *Горизонтальная и вертикальная зональность мезозойского метаморфизма в Пылгин-Иччикской зоне смятия (полуостров Тайгонос).*—Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976.
- Забродин В. Ю. *Зоны смятия.* М., «Наука», 1977.
- Казанский В. И., Прохоров К. В. *Структурный контроль щелочных метасоматитов докембрия.*—Металлогения докембрия. Л., 1975.
- Кратц К. О., Чернов В. М. *Ранний протерозой — крупнейший рубеж в развитии земной коры.*—Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., «Наука», 1970.
- Крылова М. Д., Прияткина Л. А. *Гиперстен-силлиманитовая ассоциация в гранулитовом комплексе Порьей губы (юго-запад Кольского полуострова).*—Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 3.
- Ленных В. И. *Бластомилониты метаморфических комплексов Урала, образовавшиеся в различных РТ-условиях.*—Тезисы докладов III Всесоюзного симпозиума по метаморфизму, т. 2. Свердловск, 1977.
- Ленных В. И., Пучков В. Н., Вализер П. М. *Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).*—Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5.
- Малахов И. А., Малахова Л. В. *Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы.* Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1970, вып. 83.
- Маракушев А. А., Кудрявцев В. А. *Парагенезис гиперстена с силлиманитом и его петрологическое значение.*—Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 1.
- Маркс В. А., Яковлева О. М. *О роли давления при формировании метабазитов западного обрамления габбро-гипербазитовых комплексов Урала.*—Тезисы докладов III Всесоюзного симпозиума по метаморфизму, т. 2. Свердловск, 1977.
- Марьин А. М. *Магматизм и метаморфизм Иртышского глубинного разлома.*—Материалы к V Всесоюзному петрографическому совещанию, т. 1. Алма-Ата, 1976.
- Миясиро А. *Метаморфизм и метаморфические пояса.* М., «Мир», 1976.
- Паталаха Е. И., Поляков А. И., Севрюгин Н. Н. *Термодинамический режим метаморфизма зон глубинных разломов.*—Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976.
- Половинкина Ю. И. *Время и место ультраметаморфического петрогенезиса в докембрийском кристаллическом массиве Украины.*—Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Прияткина Л. А. *Строение протерозойского разлома на Кольском полуострове.*—Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 5.
- Пушкарёв Ю. Д., Шуркин К. А. *Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и метаморфические типы бластомилонитов.*—Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., «Наука», 1967.
- Рабкин М. И. *Анабарский щит.*—Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Рабкин М. И., Вишневский А. Н. *Метаморфические фации и субфации Анабарского щита.*—Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Равич М. Г., Каменев Е. Н. *Кристаллический фундамент Антарктической платформы.* Л., Гидрометеоздат, 1972.

- Русин А. И. *О происхождении эколлитов метаморфических комплексов.*—Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1974 г. Свердловск, 1975.
- Русин А. И. *Комплексы бластокатаклизитов.*—Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1977 г. Свердловск, 1978.
- Русин А. И., Маркс В. А. *К проблеме эволюции тектонического режима метаморфизма.*—Тезисы докладов III Всесоюзного симпозиума по метаморфизму. Свердловск, 1977.
- Русин А. И., Маркс В. А. *Вопросы геолого-тектонической типизации метаморфических комплексов Урала.*—Геология и металлогения метаморфизма. Свердловск, изд-во 1977.
- Русин А. И., Рийконеи О. А., Малицкий О. В. *О природе метаморфических образований Бетпак-Далы и Чу-Илийских гор.*—Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, 1974.
- Судовиков Н. Г. *Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии.* Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
- Шалагинов В. В. *Глаукофаносодержащие сланцы восточного склона Северного Урала.*—Труды Свердл. горн. ин-та, 1975, вып. 116.
- Щербакова Н. П., Яковлев Е. Б. *Характер метаморфизма комплекса габбро-анортозитов в зоне глубинных разломов (район хр. Сальные Тундры — Кандакшской губы, Кольский полуостров).*—Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976.
- Эбблин К. *О катакlastической деформации.*—Геотектоника, 1976, № 1.
- Якшин В. И. *Парагонитсодержащие амфиболиты из окрестностей поселка Северной Кузнечихи на Среднем Урале.*—Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.
- Boullier A. M., Gueguen Y. *SP-Mylonites: Origin of Some Mylonites by Superplastic Flow.*—Contrib. Mineral. Petrol., 1975, vol. 50, N 2.
- Ferguson C. C., Harte V. *Textural patterns at porphyroblast margins and their use in determining the time relations of deformation and crystallization.*—Geol. Mag., 1975, vol. 112, N 5.
- Franz G., Althaus E. *Die Paragenese Paragonit+Zoisit+Quartz als Hochdruckindikator.*—Fortschr. Miner., 1976, Bd 54, Beih. 1.
- Miyashiro A. *Evolution of metamorphic belts.*—J. Petrol., 1961, vol. 2, N 3.
- Watznauer A. *Granulit und Granulitfacies.*—Geol. domaines cristallins. Centenaire Soc. géol. Belge., Liege, 1974. Liège, 1975.
- Zeck H. P. *Cataclastites, hemiclastites, holoclastites, blasto-ditto and myloblastites — cataclastic rocks.*—Amer. J. Sci., 1974, vol. 274, N 9.

В. И. ЛЕННЫХ

### БЛАСТОМИЛОНИТЫ РАЗЛИЧНЫХ УРОВНЕЙ МЕТАМОРФИЗМА В ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ УРАЛА

При изучении метаморфических комплексов Южного, Среднего и Полярного Урала (тараташского, александровского, уфалейского, марункеуского) и габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала (Войкаро-Сыньинского, Рай-Из, Ходатинского) установлено широкое развитие в них различных по мощности, РТ-условиям и возрасту зон бластомилонитов (рассланцованных и полностью или частично перекристаллизованных пород, преимущественно диафоритов).

Эти породы, особенно высоко- и среднетемпературные бластомилониты, хорошо знакомые геологам, изучавшим докембрий щитов (Коржинский, 1939; Дзеваневский, 1958; Другова, Неелов, 1960; Глебовицкий, 1962; Кориковский, Казмин, 1964; Бондаренко, Дагелайский, 1968; Другова, Талдыкина, 1970; Евдокимов, 1976, и др.), в большинстве работ по указанным комплексам Урала обычно не выделялись как продукты дислокационного метаморфизма. Они нередко описывались в качестве особых стратиграфических подразделений, сложенных метасадочными обломочными породами или метаэффузивами. Отдельные указания на присутствие бластомилонитов в гнейсовых комплексах имеются в работах Л. М. Минкина (1969), Г. А. Кейльмана (1974). Более подробно охарактеризованы бластомилониты гипербазит-габбровых массивов Урала (Решитько, 1959; Молдаванцев, 1973; Ефимов, 1977).

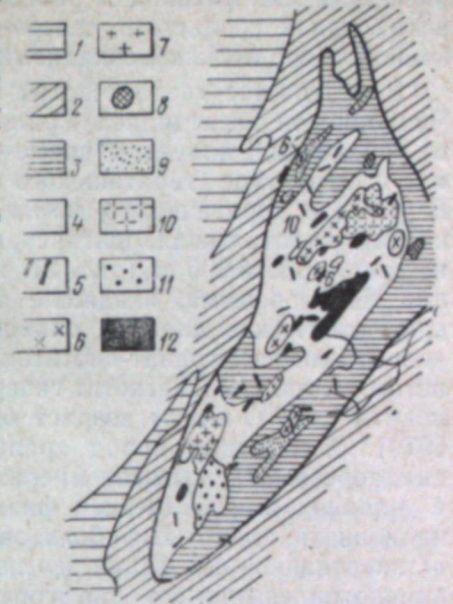
В данной статье на примере перечисленных и некоторых других метаморфических комплексов дана краткая характеристика участвующих в их строении бластомилонитов, поскольку эти образования на Урале и вообще в зонах дислокационного метаморфизма распространены, по-видимому, значительно шире, чем принято считать, а для выяснения строения, истории становления, и металлогении полиметаморфических комплексов они имеют важное значение.

#### ТАРАТАШСКИЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс расположен на стыке Южного и Среднего Урала, на западном склоне, в 30—70 км к северо-западу от г. Златоуста. Комплекс выделен и изучался М. И. Гаранем (1938), Г. А. Смирновым (1956). Ряд вопросов магматизма и метаморфизма рассмотрен в работах Г. А. Соколова (1935), Ю. Д. Смирнова и А. И. Кукушкина (1968). М. И. Гаранем (1969), в составе комплекса выделены две

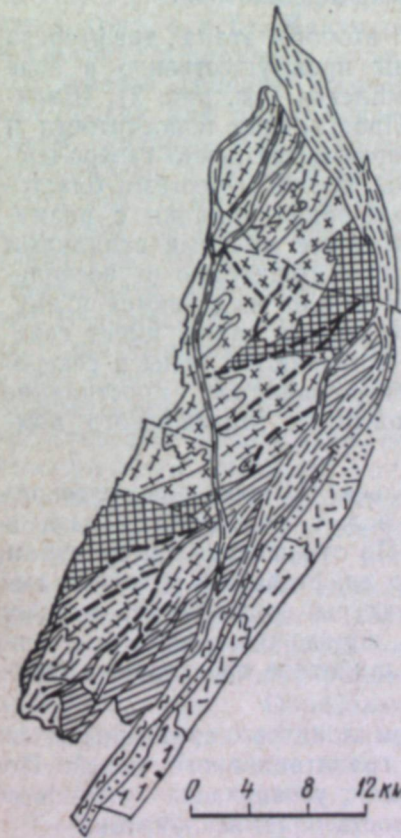
Рис. 1. Схема строения Тараташского антиклинория (по Ю. Д. Смирнову и А. И. Кукушкину, 1968).

Отложения бурзянской серии: 1 — саткинская свита, 2 — айская свита; суперкрупные образования: 3 — верхний (тукмалинский) структурный этаж — «очковые» гнейсы, кристаллические сланцы, слюдястые и железистые кварциты, 4 — нижний (верхнеаршинский) структурный этаж — «инъекционные» гнейсы и мигматиты; магматические образования: 5 — секущие габбро-диабазы, 6 — микроклиновые граниты (тараташский комплекс), 7 — плагноклазовые граниты (аршинский комплекс), 8 — пироксениты (куватальский комплекс), 9 — измененные диабазы, порфириты и амфиболиты (тараташский комплекс), 10 — гранито-гнейсы и гибридные породы (шигирский комплекс), 11 — габбро, габбро-амфиболиты, серпентиниты (сырнятовский комплекс), 12 — амфиболиты (соколинский комплекс).



серии: нижняя шигирская (биотитовые, гранат-биотит-силлиманитовые, амфиболитовые и биотит-магнетитовые гнейсы и мигматиты) и верхняя бильдишская (очковые гнейсы и магматиты, слюдястые и железистые кварциты и джеспилиты). Представление о существовании в тараташском комплексе двух

серий (или свит) нашло отражение в указанных работах Г. А. Смирнова, Ю. Д. Смирнова и А. И. Кукушкина. Последние авторы считают, что верхняя серия залегает на нижней с угловым несогласием, отличается характером метаморфизма и т. д. Структура тараташского ком-



- 1 — мраморизованные доломиты (саткинская свита?), 2 — метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев породы айской свиты (песчаники, щелочные базальты), 3 — гнейсы, плагногнейсы, кристаллические сланцы (с гранатом, кванитом) александровского комплекса, 4 — амфиболиты и гнейсы александровского комплекса; тараташский комплекс: 5 — тагайская свита (мигматиты и гнейсы с гранатом, биотитом, силлиманитом, кордиеритом), 6 — радаянская свита (двунироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, биотитом, магнетит-гиперстеновые кварциты, эвлизиты, кварциты, различные мигматиты), 7 — шигирская свита (гиперстен-амфибол-биотитовые диориты и диорит-гнейсы, очковые гнейсы), 8 — куватальская свита (двунироксеновые кристаллосланцы, эндиериты, магнетитовые кварциты, гиперстены, гнейсы с гранатом, кордиеритом), 9 — бластомилониты эпидот-амфиболитовой фации, 10 — бластомилониты фации зеленых сланцев, 11 — зоны бластомилонитов эпидот-амфиболитовой фации внутри тараташского комплекса, 12 — молодые разломы, 13 — геологические границы (стратиграфические и тектонические).

Рис. 2. Схематическая карта тараташского и александровского комплексов (составлена В. И. Ленных, В. И. Петровым, А. М. Пыстинным).

1 — мраморизованные доломиты (саткинская свита?), 2 — метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев породы айской свиты (песчаники, щелочные базальты), 3 — гнейсы, плагногнейсы, кристаллические сланцы (с гранатом, кванитом) александровского комплекса, 4 — амфиболиты и гнейсы александровского комплекса; тараташский комплекс: 5 — тагайская свита (мигматиты и гнейсы с гранатом, биотитом, силлиманитом, кордиеритом), 6 — радаянская свита (двунироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, биотитом, магнетит-гиперстеновые кварциты, эвлизиты, кварциты, различные мигматиты), 7 — шигирская свита (гиперстен-амфибол-биотитовые диориты и диорит-гнейсы, очковые гнейсы), 8 — куватальская свита (двунироксеновые кристаллосланцы, эндиериты, магнетитовые кварциты, гиперстены, гнейсы с гранатом, кордиеритом), 9 — бластомилониты эпидот-амфиболитовой фации, 10 — бластомилониты фации зеленых сланцев, 11 — зоны бластомилонитов эпидот-амфиболитовой фации внутри тараташского комплекса, 12 — молодые разломы, 13 — геологические границы (стратиграфические и тектонические).



плекса на всех имевшихся ранее картах представлялась в виде крупной антиклинали уральского, северо-северо-восточного простирания, осложненной более мелкими складками (рис. 1).

В результате геологической съемки, проведенной в 1967—1975 гг. Челябинской экспедицией Уральского территориального геологического управления, получены новые данные по стратиграфии, метаморфизму и структуре тараташского комплекса (Ленных, Петров, 1974). В разрезе тараташского комплекса выделены четыре свиты (снизу вверх): куватальская, шигирская, радашная, тагаякская, общей мощностью около 5 000 м (рис. 2). Главные типы пород гранулитовой фации метаморфизма, входящие в состав этих свит (двупироксеновые кристаллические сланцы, оливин-бронзитовые породы, гиперстеновые диорито-гнейсы, гранат-биотитовые гнейсы с кордиеритом и силлиманитом, эвлизиты, магнетит-гиперстеновые кварциты, эндербиты, чарнокиты и др.), имеют возраст более 2 100 млн. лет (Тугаринов и др., 1970). Ассоциации пород гранулитовой фации испытали три этапа диафтореза: а) высокотемпературный с наложенной гранитизацией в условиях амфиболитовой фации (2 100—1 700 млн. лет); б) дислокационный эпидот-амфиболитовой фации (1 200—1 100 млн. лет); в) дислокационный фации зеленых сланцев (600—400 млн. лет). После высокотемпературного диафтореза в рифейское время породы тараташского комплекса были прорваны дайками диабазов (долеритов) возраста 1 650, 1 300—1 200, 700—600 млн. лет. Кроме того, среди тараташских мигматитов залегают силлы и дайки пикритов, возможно соответствующие разновозрастным комплексам диабазов.

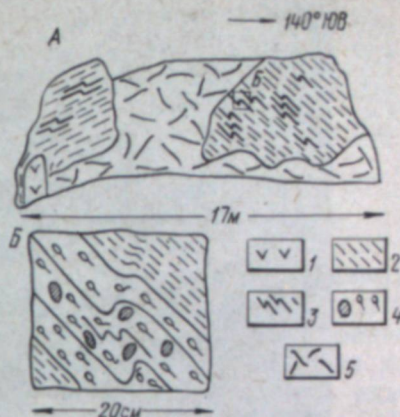
Среднетемпературные blastsмилониты второго этапа диафтореза (эпидот-амфиболитовая фация) размещены преимущественно в зоне юго-восточного контакта тараташского комплекса (см. рис. 2). Ширина сложенной ими зоны от 1 до 3 км. Простирание полосчатости и осей мелких складок в blastsмилонитах преимущественно северо-восточное 40—50°, падение юго-восточное, угол 40—80°. Местами blastsмилониты образуют опрокинутые на северо-запад складки с размахом крыльев до 10—20 м (рис. 3), осложненные мелкими складками пластического течения. Зоны blastsмилонитов мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых сотен метров выделяются и внутри тараташского комплекса. Большинство из них также имеет северо-восточное простирание (см. рис. 2), но встречаются зоны и северо-западного направления, 210—230°. Северо-западное простирание местами устанавливается и у южного контакта тараташского комплекса.

Положение коротких и длинных крыльев складок пластического течения в blastsмилонитах (в плане) может свидетельствовать о деформациях по правилу правого сдвига. По отношению к структурам более раннего этапа высокотемпературного диафтореза в условиях амфиболитовой фации полосчатость и структуры среднетемпературных blastsмилонитов занимают явно секущее положение — ранние структуры и полосчатость обычно имеют более широтное простирание (азимут 60—70°).

Площади среднетемпературных blastsмилонитов характеризуются пониженными значениями магнитного и гравитационного полей. По данным аэрогаммаспектроскопической съемки, установлена чуть повышенная по сравнению с кларком торниенность blastsмилонитов.

Рис. 3. Складка в blastsмилонитах на горе Биньдиш (А) и деталь обнажения (Б).

1 — диабаз, 2 — полосчатые биотитовые blastsмилониты, 3 — складки пластического течения, 4 — очковые blastsмилониты с отдельными крупными реликтовыми кристаллами полевого шпата, 5 — делювий.



Среднетемпературные blastsмилониты образуются по всем более древним метаморфическим породам, а также по древним диабазам и пикритам. Среди наиболее крупных по площади участков blastsмилонитов иногда встречаются реликтовые линзы или блоки неперекристаллизованных мигматитов, амфиболитов размером до нескольких десятков метров, границы между реликтовыми блоками и blastsмилонитами обычно довольно резкие. Для blastsмилонитов характерны полосчатые, линзовидно-полосчатые и очковые текстуры. В полосчатых разностях полосы отличаются содержанием темноцветных и светлых минералов, в очковых округлые или линзовидные очки различных размеров (до 40—50 мм) представлены реликтовым калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, плагиогранитом. В мелкоочковых разностях в неправильных или линзовидных очках иногда сохраняются зерна роговой обманки, граната, кордиерита и очень редко гиперстена (рис. 4 и 5). Кварц обычно гранулирован, перекристаллизован и растянут в тонкие полоски, плавно огибающие линзы и очки полевых шпатов, граната, роговой обманки. Интересна blastsмилонитизация редких для тараташского комплекса пегматитовых жил с мусковитом. Крупные зерна серовато-голубого микроклина в этих породах раздроблены и по отдельным зонам замещены мелкозернистым агрегатом белого микроклина и плагиоклаза. Этим же мелкозернистым агрегатом сложены тени давления возле кристаллов раннего микроклина (рис. 6). Крупные пластинки мусковита в основной ткани blastsмилонита деформированы. Калий-аргоновым методом в лаборатории Башкирского филиала АН СССР для раннего микроклина получено значение возраста 2 018 млн. лет, для мусковита 1 799 млн. лет и для смеси позднего микроклина и плагиоклаза 1 188 млн. лет. Новообразованные минералы в основной ткани многих blastsмилонитов представлены сине-зеленой роговой обманкой, буровато-зеленым мелкошуйчатым биотитом, эпидотом. Blastsмилонитизация, по-видимому, сопровождается проявлениями калиевого метасоматоза и образованием небольшого количества кварц-полевошпатовых жил, поскольку по некоторым явно метасоматическим биотитовым породам и кварц-полевошпатовым жилам вне площади blastsмилонитов получены значения возраста 1 200—1 100 млн. лет. По древним диабазам в зонах blastsмилонитов образуются мелкозернистые амфиболиты с сине-зеленой роговой обманкой, в них нередко появляется мелкошуйчатый биотит. Образование среднетемпературных blastsмилонитов рифейского возраста в тараташском комплексе, по-видимому, происходило в обстановке сжатия и пластического течения, о чем свидетельствует напряженная складчатость в этих породах.

Следующий по времени процесс преобразования пород тараташ-

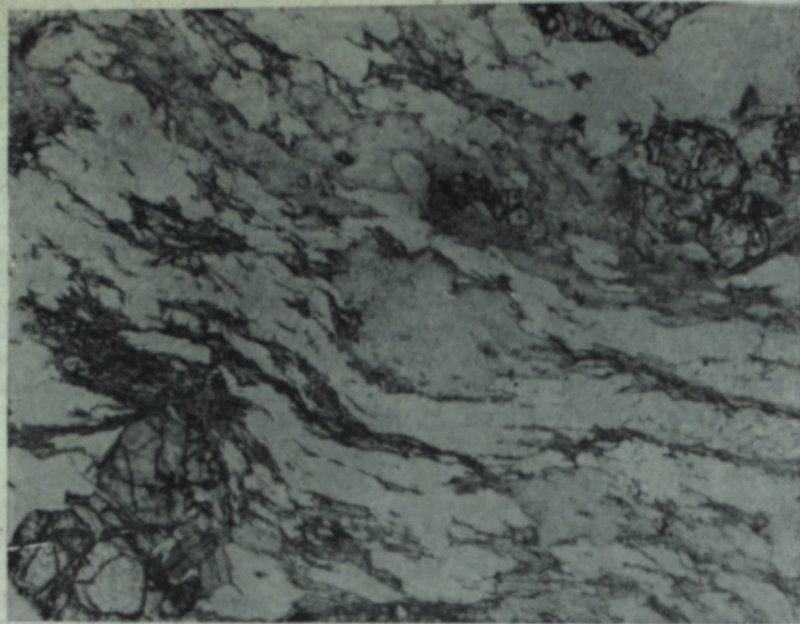


Рис. 4. Бластомилонитизированный биотит-гранат-кордиеритовый гнейс. Кордиерит замещен пиритом. Видны плеохроичные дворники вокруг циркона.  $\times 20$ .

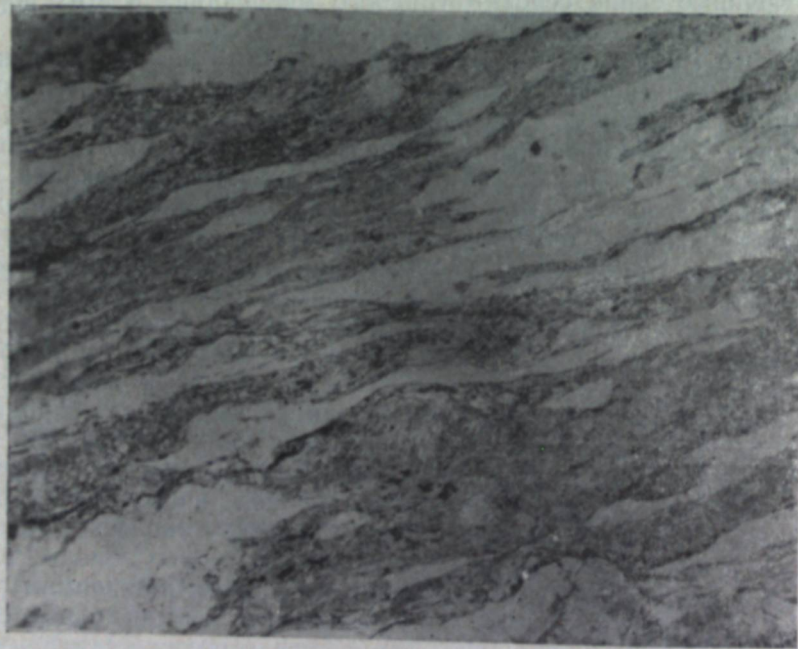
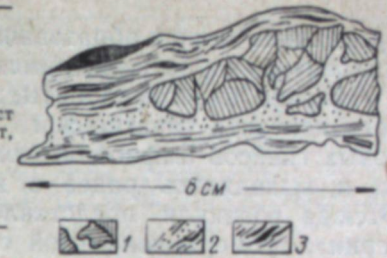


Рис. 5. Мусковит-кварц-полевошпатовый бластомилонит.  $\times 20$ .

Рис. 6. Бластомилонит по пегматиту.

1 — синева-серый микроклин, калий-аргоновый возраст 1700 млн. лет, 2 — белый микроклин, возраст 1100 млн. лет, 3 — мусковит-полевошпатовая порода.



ского комплекса — формирование приразломных зон зеленосланцевых бластомилонитов и псевдоморфных зеленосланцевых диафторитов. Эти породы прослежены вдоль нескольких зон, пересекающих все ранее образованные породы тараташского комплекса. Наиболее крупная из этих зон ограничивает комплекс с востока, вторая крупная зона разделяет его на два блока — северо-восточный и юго-западный (см. рис. 2). Эти зоны служат поверхностями сдвига-надвиговых перемещений. Так, северо-восточный блок, судя по различным элементам геологического строения, сдвинут на север относительно юго-западного на 4—5 км и надвинут на него. Об амплитуде надвига судить трудно. Простирание большей части зон субмеридиональное, падение обычно восточное, под углом 30—60°. Кроме крупных зон встречаются более мелкие, мощностью от единиц до нескольких десятков метров, разделяющие породы тараташского комплекса на отдельные мелкие блоки.

Состав зеленых сланцев, как правило, определяется составом исходных пород. На месте древних оливин-бронзитовых пород и пикритов рифейского возраста в зонах зеленосланцевого диафтореза развиваются серпентиниты, тальковые, актинолит-тальковые породы. По двупироксеновым кристаллическим сланцам, диорито-гнейсам, амфиболитам, габбро-диабазам образуются хлоритовые и хлорит-альбитовые сланцы. Плагногранитные и гранитные мигматиты замещаются хлорит-серицит-кварц-полевошпатовыми сланцами, в которых микроклин нередко замещается шахматным альбитом. В магнетитовых кварцитах и магнетит-гиперстеновых породах появляются тальк, актинолит. Зеленосланцевые бластомилониты, как и описанные среднетемпературные, нередко имеют полосчатые и очковые текстуры. Очки представлены зернами полевых шпатов разного размера, округлыми обломками лейкократовых гранитоидов, а местами зернами или линзочками кварца. В локальных зонах зеленосланцевые бластомилониты подвергались карбонатизации и окварцеванию. Карбонаты представлены железисто-магнезиальными разностями, нередко карбонатизированные зеленые сланцы содержат вкрапленность пирита и халькопирита (до 1%). К сильно карбонатизированным породам, содержащим гематит, приурочено старое Куватальское месторождение, где разрабатывались бурые железняки, образовавшиеся по гематит-карбонатным метасоматитам. По девяти пробам зеленосланцевых бластомилонитов и диафторитов калий-аргоновым методом получены значения возраста в интервале 600—400 млн. лет. Радиологические данные по метоморфическим комплексам Урала (Кейльман, 1974; Удовкина, 1971; Ленных, 1966) показывают, что к этому возрастному интервалу приурочено два этапа метаморфизма ( $600 \pm 50$  и  $400 \pm 20$  млн. лет), отвечающих периодам сжатия с образованием эклогитов, глаукофановых сланцев и минимума гранитной деятельности. Возможно, эти два этапа сжатия

проявились и при образовании тараташских зеленосланцевых blastsмилонитов, но по имеющимся данным они пока не подразделяются.

Именно blastsмилониты, развитые преимущественно вдоль восточного контакта тараташского комплекса, а также некоторые зоны очковых гнейсов амфиболитового уровня метаморфизма внутри комплекса и выделялись ранее в качестве бильдишской серии или свиты. Отсюда возникли представления о несогласном залегании «верхней серии», субмеридиональной структуре тараташского комплекса и т. д. На самом же деле ранние дорифейские структуры комплекса резко несогласны со структурами уралид.

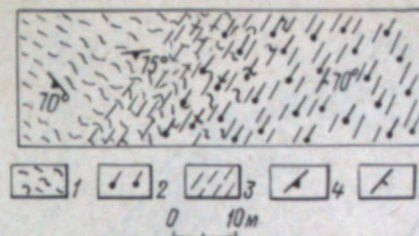
### АЛЕКСАНДРОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Породы комплекса обнажаются к востоку от тараташского и отделены от него зоной древнего и длительно существовавшего Юрюзано-Зюраткульского разлома. К западу от этого разлома расположена область западного склона Урала с почти неметаморфизованными рифейскими толщами, залегающими на относительно слабо дислоцированном платформенном кристаллическом фундаменте (тараташский комплекс), а к востоку — Центрально-Уральская метаморфическая зона, где на субстрате рифейских толщ сформированы зональные метаморфические комплексы дистен-силлиманитового типа. Судя по геофизическим и косвенным геологическим данным, кристаллический платформенный фундамент в этой зоне значительно переработан (Огарин, 1968; Ленных, 1966).

Александровский комплекс представляет собой узкий (1,0—2,5 км) блок протяженностью 25 км. Геология, петрография и метаморфизм комплекса детально изучены А. М. Пыстиным (1977). По его данным, в комплексе устанавливаются субширотные границы между литологическими разностями пород, относящимися к наиболее древнему этапу метаморфизма (см. рис. 2): амфиболитами, амфиболитовыми и биотитовыми плаггиогнейсами (около 2000 млн. лет). Выделяются также участки с субширотной ориентировкой полосчатости и мелкой складчатости. Минеральные ассоциации в этих участках относятся к верхним ступеням амфиболитовой фации, гранат в бескальциевых парагенезисах содержит до 30% пиропового минала, роговые обманки обогащены паргасит-гастингситовым компонентом. Эти участки являются реликтовыми на общем фоне северо-северо-восточного, уральского простираения преобладающей в породах комплекса кристаллизационной сланцеватости и полосчатости плаггиомигматитов. В ряде обнажений А. М. Пыстиным установлено, что ранние плаггиогнейсы с субширотной ориентировкой полосчатости переходят в кианитсодержащие сланцы субмеридионального простираения (рис. 7). На этом этапе деформаций и метаморфизма и сформированы преобладающие в александровском комплексе породы: амфиболиты, жедрититы, различные кристаллические сланцы с силлиманитом, кианитом, ставролитом, плаггиогнейсы новой генерации. Ряд типов пород этого этапа метаморфизма, особенно амфиболиты и кристаллические сланцы, образующиеся субизохимически на более древнем субстрате, могут рассматриваться в качестве своеобразных высокотемпературных blastsмилонитов. В отличие от среднетемпературных blastsмилонитов тараташского комплекса они не содержат реликтов древних минералов, и для них характерна линейноориентированная, а не полосчатая или очковая структура.

Рис. 7. Высокотемпературные blastsмилониты в александровском комплексе, в 0,5 км к северу от вершины горы Карандаш.

1 — биотитовые полосчатые плаггиогнейсы и кварцито-гнейсы, 2 — гранат-кианит-биотитовые плаггиогнейсы, 3 — кристаллизационная сланцеватость, 4, 5 — элементы залегания полосчатости (4) и сланцеватости (5).



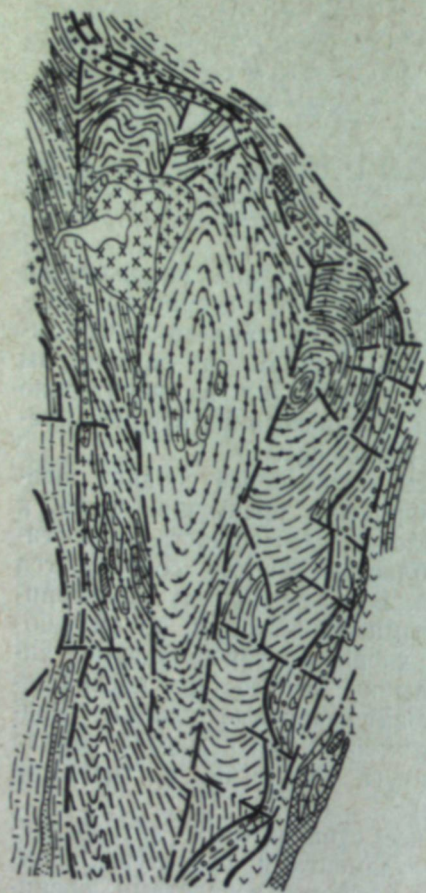
По данным А. М. Пыстина, возраст данного этапа наложенного метаморфизма 1300—1100 млн. лет, т. е. совпадает с возрастом образования среднетемпературных blastsмилонитов в тараташском комплексе. Судя по минералогическим термометрам и барометрам ( $T = 650^\circ$ ,  $P = 7-8$  кбар), метаморфизм происходил в значительно более глубинных условиях, чем синхронное образование среднетемпературных blastsмилонитов тараташского комплекса.

В александровском комплексе развиты также более поздние зеленосланцевые blastsмилониты. Они приурочены преимущественно к западному и восточному контактам комплекса, где мощность их достигает нескольких сотен метров. Среди blastsмилонитов сохраняются линзы исходных метаморфических пород. Blastsмилониты характеризуются сланцеватыми и очково-полосчатыми структурами, по амфиболитам образовались хлорит-кварцевые, хлорит-биотит-кварцевые, актинолит-биотит-кварцевые сланцы, породы кислого состава превращены в серицит-кварцевые и биотит-мусковит-кварцевые сланцы. Возраст blastsмилонитов, по данным калий-аргонового метода, около 400 млн. лет (лаборатория Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР, данные А. И. Степанова).

Наличие в александровском комплексе субширотных литологических границ, участков с субширотными элементами структуры, присутствие минералов с древними радиологическими возрастными специфика исходных пород позволили нам (Пыстин, Ленных, 1977) высказать предположение о послетараташском, но дорифейском возрасте александровского комплекса. По-видимому, александровский комплекс представляет собой блок кристаллического фундамента центральной метаморфической зоны, преобразованный деформациями и метаморфизмом в рифее и палеозое.

### УФАЛЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС

К северо-востоку от тараташского и александровского комплексов обнажаются породы уфалейского гнейсово-мigmatитового комплекса, изучавшегося Г. А. Кейльманом (1974), Е. П. Мельниковым (1972), А. И. Белковским (1975) и другими исследователями. Согласно представлениям Г. А. Кейльмана, в уфалейском комплексе выделяется гнейсовое ядро с относительно однородным метаморфизмом верхних субфаций амфиболитовой фации, сформированное на субстрате пород дорифейского возраста, и сланцевое обрамление с высокоградиентным метаморфизмом, образовавшееся к востоку от ядра по вулканогенно-осадочным толщам ордовика, к западу от ядра — по карбонатно-терригенным толщам среднего рифея. По Г. А. Кейльману, многие особенности гнейсово-мigmatитовых комплексов связаны с длительными дипировыми вертикальными перемещениями пластических масс ядра, под



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23

Рис. 8. Геологическая карта уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса (по Г. А. Кейльману, 1974).

1, 2 — улутауская свита ( $D_2$ ): 1 — туфогенные породы смешанного состава, 2 — известняки; 3 — поляковская свита, порфириты; 4 — шайтанская свита ( $O_2$ ), серицит-углисто-кварцевые, мусковит-графит-кварцевые сланцы с прослоями графитовых кварцитов; 5 — куртинская свита ( $O_{2-2}$ ), гранат-слюдяно-кварцевые сланцы, кварциты; 6—9 — указарская свита ( $P_1$ ): 6 — альбит-актинолитовые, кварц-альбит-хлоритовые и серицит-альбит-кварцевые сланцы, микроамфиболиты, микрогнейсы, 8 — гранито-гнейсы мусковит-альбитовые, 9 — гранито-гнейсы мусковит-альбит-микроклиновые; 10, 11 — тагайская свита: 10 — мусковит-хлорит-кварцевые, кианит-ставролит-кварцевые сланцы, иногда с гранатом, 11 — амфиболиты и амфиболовые гнейсы с прослоями биотитовых гнейсов; 12—14 — егустинская подсвита: 12 — амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы, 13 — амфиболовые гнейсы с подчиненными им амфиболитами и биотитовыми гнейсами, 14 — гранито-гнейсы биотитовые; 15 — граниты порфировидные, 16 — граниты, 17 — плагиогранодиориты, 18 — амфиболиты апогаббровые, габбро, 19 — пироксениты, 20 — серпентиниты, 21 — бластомилониты; 22 — стратиграфические несогласия; 23 — разрывные нарушения.

воздействием которых образуется высокоградиентная метаморфическая зональность в сланцевом обрамлении. На основании радиологических данных Г. А. Кейльман считает, что история метаморфических преобразований уфалейского

комплекса, связанная с диапиризмом, продолжалась более 1 000 млн. лет (от 1 290 до 224 млн. лет). Образование пород с минеральными ассоциациями высоких давлений (кианитовых сланцев, эклогитов) связывается (Кейльман, 1974) с повышением давления в зоне контакта гнейсового диапира (ядра) со сланцевым обрамлением (рис. 8).

В результате геологосъемочных работ в южной части уфалейского комплекса, проведенных геологом Челябинской экспедиции Уральско-го геологического управления С. А. Зориним, получены данные о более широком распространении в уфалейском комплексе различных бластомилонитов, а также о существенной роли сдвигово-надвиговых деформаций и дислокационного метаморфизма в истории формирования комплекса, отвечающих, по-видимому, некоторым этапам образования бластомилонитов в других комплексах Урала.

При составлении схематической карты метаморфизма на площади съемки по материалам горных и буровых работ выделена довольно широкая (2—3 км) меридиональная зона зеленосланцевых бластомилонитов в юго-западной части комплекса (рис. 9). Эта зона пересекает структуры как уфалейского комплекса, так и тагайской свиты. Сланцеватые бластомилониты нередко содержат реликтовые зерна граната, ставролита, кианита в диафоритах по сланцам тагайской свиты или реликты амфиболов, очки полевых шпатов в бластомилонитах по

Рис. 9. Схема метаморфизма южной части уфалейского комплекса (составлена В. И. Ленных и С. А. Зориним).

1 — амфиболиты и гнейсы верхних субфаций амфиболитовой фации с субширотными элементами структуры, 2 — амфиболиты и гнейсы амфиболитовой фации, 3 — гнейсы, амфиболиты и эпидотовые амфиболиты преимущественно меридионального залегания, 4 — кианит-ставролит альмадиневая субфация метаморфизма (высокотемпературная зона) в породах тагайской свиты, 5 — то же в шумгинском и александровском комплексах, 6 — то же (среднетемпературная зона) в шумгинском комплексе, 7 — та же субфация в тагайской свите, 8 — гранат-ставролитовая субфация, 9 — зона высоких давлений в уфалейском комплексе (с кианитом), 10 — зона высоких давлений по восточному обрамлению комплекса с реликтовыми телами эклогитов, 11 — зеленосланцевые бластомилониты по мигматитам тараташского комплекса, 12 — зона бластомилонитов с хлоритомом, серицитом, карбонатами, сульфидами, 13 — граниты, 14 — габбро, 15 — гипербазиты.



породам уфалейского комплекса. Новообразования в бластомилонитах представлены хлоритомом, хлоритом,

актинолитом, мусковитом, серицитом. Радиологических данных о возрасте рассматриваемых бластомилонитов нет, но они, судя по имеющимся взаимоотношениям, моложе зоны кианитовых сланцев, развитых в 5 км восточнее (см. рис. 9). Для слюд из кианитовых сланцев получено значение возраста 435 млн. лет. Кианитовые сланцы приурочены к зоне разлома, протягивающегося в меридиональном направлении и разделяющего почти пополам уфалейский комплекс. Характерно, что к востоку от этой зоны для мигматитов комплекса типичны субширотные простирания полосчатости, а на западе преобладают субмеридиональные. Возможно, кианитовые сланцы, как и в александровском комплексе, являются высокотемпературными бластомилонитами, приуроченными к зоне повышенных давлений. Зона дислокационного метаморфизма с апоамфиболитовыми эклогитами, кианитовыми сланцами, приуроченная к восточному обрамлению уфалейского комплекса, подробно охарактеризована в статье А. И. Белковского и И. Н. Локтиной, помещенной в данном сборнике.

#### МАРУНКЕУСКИЙ КОМПЛЕКС

Эклогит-гнейсовый марункеуский комплекс расположен в самой северной части осевой зоны Полярного Урала. Он представляет собой тектонический блок размером 15×55 км, имеющий в плане серповидную форму (рис. 10 и 11). По данным Ю. Е. Молдавцева и А. С. Перфильева (1962), Н. Г. Удовкиной (1971) и других исследователей, возраст этого комплекса протерозойский (возможно, дорифейский). На западе и востоке марункеуский комплекс контактирует с вулканогенно-осадочными толщами няровейской свиты позднедокембрийского (или кембрийского) возраста. Породы этой свиты на западе метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев, а на востоке, в узкой полосе между марункеуским комплексом и гипербазитами массива



Рис. 8. Геологическая карта уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса (по Г. А. Кейльману, 1974).

1, 2 — улутауская свита ( $D_2$ ): 1 — туфогенные породы смешанного состава, 2 — известняки; 3 — поляковская свита, порфириты; 4 — шайтанская свита ( $O_2$ ), серицит-углисто-кварцевые, мусковит-графит-кварцевые сланцы с прослоями графитовых кварцитов; 5 — куртинская свита ( $O_1-2$ ), гранат-слюдяно-кварцевые сланцы, кварциты; 6—9 — указарская свита ( $P_1$ ): 6 — альбит-актинолитовые, кварц-альбит-хлоритовые и серицит-альбит-кварцевые сланцы, 7 — амфиболовые сланцы, микроамфиболиты, микрогнейсы, 8 — гранито-гнейсы мусковит-альбитовые, 9 — гранито-гнейсы мусковит-альбит-микроклиновые; 10, 11 — тагайская свита: 10 — мусковит-хлорит-кварцевые, кианит-ставролит-кварцевые сланцы, иногда с гранатом, 11 — амфиболиты и амфиболовые гнейсы с прослоями биотитовых гнейсов; 12—14 — егустинская подсвита: 12 — амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы, 13 — амфиболовые гнейсы с подчиненными им амфиболитами и биотитовыми гнейсами, 14 — гранито-гнейсы биотитовые; 15 — граниты порфировидные, 16 — граниты, 17 — плагиогранодиориты, 18 — амфиболиты апогаббровые, габбро, 19 — пироксениты, 20 — серпентиниты, 21 — бластомилониты; 22 — стратиграфические несогласия; 23 — разрывные нарушения.

воздействием которых образуется высокоградиентная метаморфическая зональность в сланцевом обрамлении. На основании радиологических данных Г. А. Кейльман считает, что история метаморфических преобразований уфалейского

комплекса, связанная с диапиризмом, продолжалась более 1000 млн. лет (от 1290 до 224 млн. лет). Образование пород с минеральными ассоциациями высоких давлений (кианитовых сланцев, эклогитов) связывается (Кейльман, 1974) с повышением давления в зоне контакта гнейсового диапира (ядра) со сланцевым обрамлением (рис. 8).

В результате геологосъемочных работ в южной части уфалейского комплекса, проведенных геологом Челябинской экспедиции Уральско-го геологического управления С. А. Зориним, получены данные о более широком распространении в уфалейском комплексе различных бластомилонитов, а также о существенной роли сдвигово-надвиговых деформаций и дислокационного метаморфизма в истории формирования комплекса, отвечающих, по-видимому, некоторым этапам образования бластомилонитов в других комплексах Урала.

При составлении схематической карты метаморфизма на площади съемки по материалам горных и буровых работ выделена довольно широкая (2—3 км) меридиональная зона зеленосланцевых бластомилонитов в юго-западной части комплекса (рис. 9). Эта зона пересекает структуры как уфалейского комплекса, так и таганайской свиты. Сланцеватые бластомилониты нередко содержат реликтовые зерна граната, ставролита, кианита в диафторитах по сланцам таганайской свиты или реликты амфиболов, очки полевых шпатов в бластомилонитах по

Рис. 9. Схема метаморфизма южной части уфалейского комплекса (составлена В. И. Ленных и С. А. Зориним).

1 — амфиболиты и гнейсы верхних субфаций амфиболитовой фации с субширотными элементами структуры, 2 — амфиболиты и гнейсы амфиболитовой фации, 3 — гнейсы, амфиболиты и эпидотовые амфиболиты преимущественно меридионального залегания, 4 — кианит-ставролит альмадининовая субфация метаморфизма (высокотемпературная зона) в породах таганайской свиты, 5 — то же в шумгинском и александровском комплексах, 6 — то же (среднетемпературная зона) в шумгинском комплексе, 7 — та же субфация в таганайской свите, 8 — гранат-ставролитовая субфация, 9 — зона высоких давлений в уфалейском комплексе (с кианитом), 10 — зона высоких давлений по восточному обрамлению комплекса с реликтовыми телами эклогитов, 11 — зеленосланцевые бластомилониты по мигматитам тараташского комплекса, 12 — зона бластомилонитов с хлоритондом, серицитом, карбонатами, сульфидами, 13 — граниты, 14 — габбро, 15 — гипербазиты.



породам уфалейского комплекса. Новообразования в бластомилонитах представлены хлоритондом, хлоритом,

актинолитом, мусковитом, серицитом. Радиологических данных о возрасте рассматриваемых бластомилонитов нет, но они, судя по имеющимся взаимоотношениям, моложе зоны кианитовых сланцев, развитых в 5 км восточнее (см. рис. 9). Для слюд из кианитовых сланцев получено значение возраста 435 млн. лет. Кианитовые сланцы приурочены к зоне разлома, протягивающегося в меридиональном направлении и разделяющего почти пополам уфалейский комплекс. Характерно, что к востоку от этой зоны для мигматитов комплекса типичны субширотные простирания полосчатости, а на западе преобладают меридиональные. Возможно, кианитовые сланцы, как и в александровском комплексе, являются высокотемпературными бластомилонитами, приуроченными к зоне повышенных давлений. Зона дислокационного метаморфизма с апоамфиболитовыми эклогитами, кианитовыми сланцами, приуроченная к восточному обрамлению уфалейского комплекса, подробно охарактеризована в статье А. И. Белковой, помещенной в данном сборнике.

#### МАРУНКЕУСКИЙ КОМПЛЕКС

Эклогит-гнейсовый марункеуский комплекс расположен в южной части верней части осевой зоны Полярного Урала. Он представляет собой тектонический блок размером 15x55 км, выходящий на поверхность в виде ную форму (рис. 10 и 11). По данным Ю. П. Зориним (1962), Н. Г. Удовкиной (1962) и др. этот комплекс относится к протерозойскому времени. На западе и востоке марункеуский комплекс перекрыт осадочными толщами эокаембрийского (или кембрийского) возраста. Протерозойские породы сложены гранатом, фиброзованы в условиях фации мигматитов. По данным Ю. П. Зориним (1962) порфиобласты граната, ставролита, кианита, кварца, слюды, полевых шпатов и др. минералов, содержащихся в порфиобластах, являются реликтами высокотемпературного метаморфизма. Значительная часть порфиобластов сложена из порфиобластовых пород, содержащих порфиобласты граната, ставролита, кианита, кварца, слюды, полевых шпатов и др. минералов, содержащихся в порфиобластах, являются реликтами высокотемпературного метаморфизма.

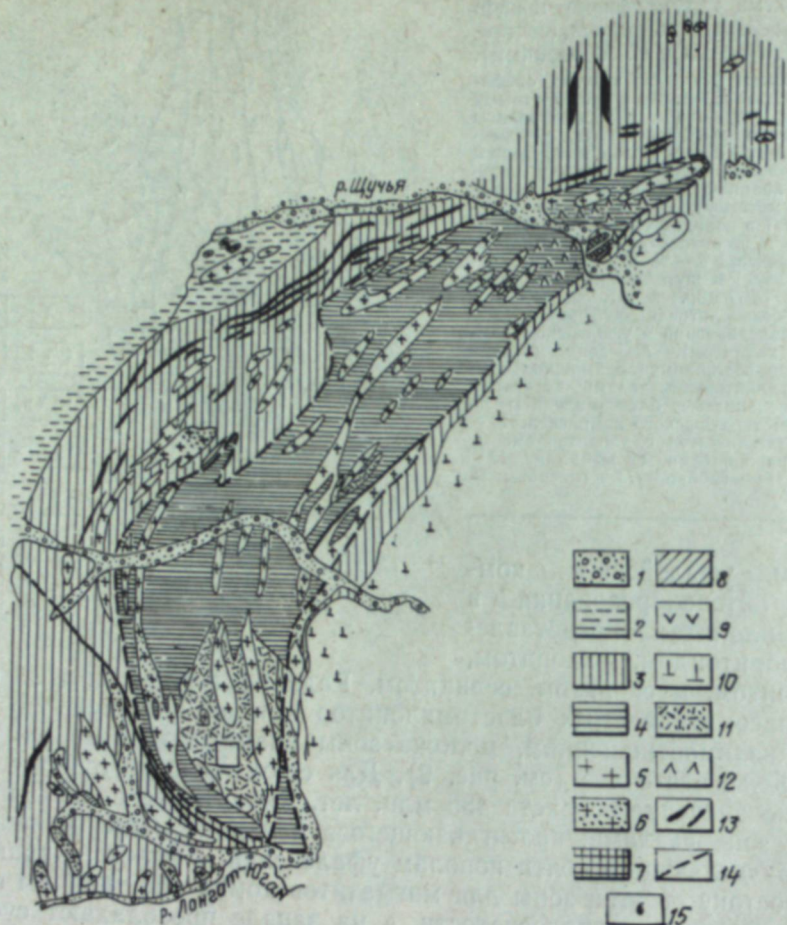


Рис. 10. Схематическая карта Марункеуской структуры (по Н. Г. Удовкиной, 1971).

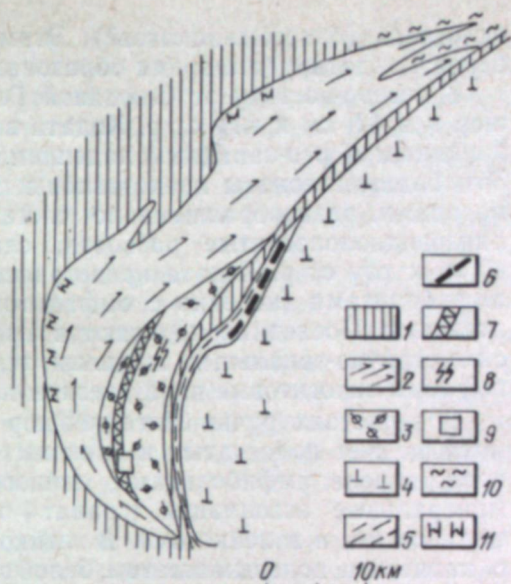
1 — четвертичные отложения, 2 — оранжевая свита (ордовик ?), массивные и тонкополосчатые алевролитовые песчаники с прослоями фиалитовых сланцев и сильно измененных эффузивов, 3 — няровейская свита (кембрий?), кварц-графитовые, кварц-серпичитовые сланцы, конгломераты, серпичит-хлоритовые сланцы с прослоями кварцитов, песчаников и мраморов, кварц-серпичит-хлоритовые тонкополосчатые сланцы с прослоями эффузивов, 4 — марункеуская серия (протерозой), переслаивание амфиболитов (альбитовых, слюдяных, слюдиисто-хлоритовых) с гнейсами, гранито-гнейсами и эклогитами, 5 — граниты, плагнограниты, гнейсо-граниты, 6 — гранитоиды с флюоритом, 7 — фельзит-порфириды, 8 — диориты, 9 — габбро, габбро-диабазы, диабазы, 10 — ультраосновные породы, 11 — районы распространения эклогитов, 12 — породы с глаукофаном, 13 — кварц-графитовые сланцы, 14 — зоны нарушений, 15 — район Слюдяной Горки.

Сьум-Кеу, испытали более интенсивный метаморфизм в условиях фации гранат-глаукофановых сланцев и амфиболитовой.

Петрография и особенности метаморфизма пород марункеуского комплекса, в первую очередь эклогитов, подробно описаны Н. Г. Удовкиной (1971). Установив наличие «биметасоматических» эклогитов в контактах с плагногранитами, геологически и радиологически более молодыми (500—400 млн. лет) по сравнению с другими типами эклогитов (600 млн. лет), Н. Г. Удовкина сделала вывод о многоэтапности процессов метаморфизма (и эклогитообразования) в марункеуском комплексе.

Рис. 11. Схема Марункеуской структуры с элементами метаморфизма.

1 — няровейская свита (то же, что и на рис. 10), 2 — преимущественно амфиболиты и гранитоиды, 3 — площадь развития эклогитов, 4 — гипербазиты, 5 — зеленосланцевые апогаббровые blastsмилониты, 6 — гранат-глаукофановые апогаббровые blastsмилониты, 7 — зона высокотемпературных blastsмилонитов с кианитом, эклогитами, 8 — зона мелкозернистых амфиболитовых blastsмилонитов с жилами эклогитов, 9 — участок Слюдяная Горка, 10 — глаукофановые сланцы апозфизивные, 11 — глаукофаносодержащие blastsмилониты.



В 1975—1977 гг. нами получены дополнительные данные об особенностях метаморфизма марункеуского комплекса и, в частности, выделены зоны разновозрастных blastsмилонитов.

Полевыми наблюдениями установлено, что наиболее древние элементы внутренней структуры марункеуского комплекса (полосчатость ранних мигматитов с будинами амфиболитизированных эклогитов) во многих участках имеют простирание: аз. пад. 200—220°, угол 40—50°. Эти элементы структуры наблюдаются в юго-восточной части комплекса, где широко распространены наиболее ранние эклогиты с порфиробластической роговой обманкой. Вдоль западной границы этой части комплекса, представляющей, по-видимому, обособленный блок (см. рис. 11), прослеживается зона высокотемпературных blastsмилонитов шириной 1,0—1,5 км. В пределах этой зоны залегают блоки (будины) частично эклогитизированных гипербазитов, габбро, диабазов, порфиритов. Эти породы обладают массивной, неправильно полосчатой или пятнистой текстурой. В сохранившихся гипербазитах структура аллотриоморфнозернистая или полигональнозернистая, в габброндах — габбровая или офитовая, в порфиритах — порфировая. Переходы к эклогитам осуществляются через друзиты, отличающиеся исключительным разнообразием строения и состава.

Blastмилониты, вмещающие будины эклогитизированных пород и друзитов, характеризуются линейноориентированной текстурой, среднезернистой гранонематобластовой структурой. Линейность в blastsмилонитах имеет северо-западное простирание, падение грубой полосчатости крутое восточное (аз. пад. 75—90°, угол 80°). Значительная часть blastsмилонитов образована за счет metabазитов. В их составе участвуют реликтовый и новый гранат, реликтовый и новый омфацит, цоизит, каринтин, кианит. Мощная зона blastsмилонитов сопровождается согласными зонами blastsмилонитов меньшей мощности. На западном склоне Слюдяной Горки в таких зонах ранние порфиробластические эклогиты испытали повторную эклогитизацию. Порфиробласты роговой обманки в эклогитах развальцованы и превращены в линзы и веретенообразные агрегаты, содержащие новообразованный гранат, омфацит, цоизит. Н. Г. Удовкиной (1971) были получены данные по калий-аргоновому возрасту амфиболов из цоизит- и кианитсодержащих



эклогитов (бластомилонитов?). Этим возрастом (625—615 млн. лет), вероятно, датируется время образования бластомилонитов.

К северо-востоку от Слюдяной Горки, в верховьях ручья Нягарнеошор и в 4,5 км к югу от р. Ходата встречены зоны бластомилонитов с западным и юго-западным падением (аз. пад. 240—290°, угол 30—70°). Эти бластомилониты представлены преимущественно мелкозернистыми породами, разнообразными по составу и текстуре. Тонкополосчатые, линзовиднополосчатые разности, слагающие зону мощностью около 40 м, к югу от р. Ходата представлены преимущественно гранатовыми амфиболитами (нередко с омфацитом), омфацитовыми гранатами, эклогитами. Последние залегают в амфиболитах в виде полос, линз и симметрично-зональных жильных тел. За пределами бластомилонитовой зоны эклогитовые парагенезисы не прослеживаются.

В верховьях ручья Нягарнеошор сходные бластомилониты образуются за счет полосчатых и блоковых мигматитов, меланосома которых представлена амфиболитами, лейкосома — гранитоидами. Эклогитовые минеральные ассоциации (гранат+омфацит) присутствуют здесь и в меланосоме, и в лейкосоме. В лейкосоме эти минералы ассоциируют с калиевым полевым шпатом, белой слюдой, кварцем. В этой же зоне наблюдается образование каймы эклогитов шириной 2—3 см вокруг будин гранатовых амфиболитов размером от нескольких сантиметров до 30—40 см. По составу гранатов и пироксенов эклогитовые парагенезисы мелкозернистых бластомилонитов близки к эклогитам максютовского комплекса Южного Урала. Материалов по абсолютному возрасту мелкозернистых бластомилонитов пока нет. Судя по геологическим взаимоотношениям и косвенным радиологическим данным, они моложе одного из этапов гранитизации (байкальского?) и древнее следующего этапа гранитообразования (герцинского?). Вероятно, с последним этапом гранитизации связано появление в бластомилонитах келефитовых каем с роговой обманкой вокруг омфацита, обрастание мусковита биотитом и т. д. Образование зон бластомилонитов с эклогитовыми ассоциациями происходило в условиях высоких давлений и относительно низких температур. Интересно, что этот метаморфизм проявлен в толщах пород, которые могут быть отнесены к краевой части континентального основания. Аналогичные процессы описаны в последнее время для зоны Сезия-Ланцо в Альпах (Comagnoni, 1977).

В марункеуском комплексе выделяются еще более молодые зеленосланцевые бластомилониты. Они слагают маломощные зоны, секущие все ранее образованные породы. Значительная часть таких зон приурочена к западному контакту комплекса.

#### ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В последние годы получены данные о существовании различных по возрасту и условиям образования тектонитов (бластомилонитов) в Войкаро-Сыньинском, Райзском и Сыумкеуском габбро-гипербазитовых массивах. Наиболее крупный на Урале Войкаро-Сыньинский массив имеет протяженность 200 км и ширину 10—25 км. Массив охарактеризован в ряде работ (Морковкина, 1967; Савельев, Савельева, 1977; Ефимов и др., 1978). В нем отчетливо выделяются три полосы пород: западная метагабброидная, центральная гипербазитовая и восточная габброидов и диабазов. Наиболее изучены разнообразные тектониты

западной метагабброидной полосы. В истории метаморфизма этих габброидов можно выделить не менее четырех этапов (Ленных и др., 1976; Савельев, Савельева, 1977). На первом этапе преобразования габбро-норитов образуются двупироксеновые кристаллосланцы. Они слагают довольно крупный блок в средней части западной полосы метагабброидов (массив Хорд-Юс, 4×25 км) и обнажаются в южной части западной полосы в верховьях р. Хулги. В этих породах отчетливо проявлена линейно-ориентированная, реже полосчатая текстура, структура их порфирированная. В наиболее свежих разностях порфирированные выделения представляют собой веретенчатые агрегаты гиперстена и клинопироксена, изредка в них присутствует красно-бурый биотит. В составе гранобластовой основной ткани участвуют плагиоклаз (№ 45—80), редкие зерна пироксена, рудный минерал. Железистость гиперстена по оптическим данным 44—45 ( $n_g = 1,723$ ), клинопироксен представлен салитом. Большая часть пород в разной степени амфиболитизирована. Наряду с роговой обманкой в них присутствуют сосюритизированный плагиоклаз, цоизит, иногда кварц.

Интересно, что линейность и полосчатость двупироксеновых кристаллосланцев резко дискордантна по отношению к контактам «вмещающих» гранатовых амфиболитов и всего Войкаро-Сыньинского массива. Полосчатость и линейность в кристаллосланцах имеют северо-восточные или широтные простирания и падают на северо-восток. Кристаллосланцы могут рассматриваться как специфические метаморфиты (флазер-габбро), образовавшиеся за счет габбро-норитов при пластических деформациях в *PT*-условиях гранулитовой фации. А. А. Савельевым, Г. Н. Савельевой (1977) и нами эти породы вначале определялись как высокотемпературные бластомилониты. Но, по-видимому, применение этого названия недостаточно обосновано, поскольку процессы дробления, милонитизации могли и не участвовать в образовании этих пород.

Переход от двупироксеновых кристаллосланцев к метаморфитам следующего этапа, гранатовым амфиболитам, осуществляется не непосредственно, а через зону клинопироксеновых амфиболитов. В верховьях ручья Шершор (массив Хордьюс) такая зона к востоку от кристаллосланцев имеет ширину 200—300 м. Зона представляет собой гигантообломочный «горячий» тектонит. Блоки клинопироксеновых амфиболитов размером до нескольких метров «сварены» в температурных условиях амфиболитовой фации. Полосчатость и линейность в разных блоках имеют различную ориентировку. Характерная особенность зоны — присутствие большого количества жил и линз пироксеновых и пироксенороговообманковых габбро-пегматитов.

Гранатовые амфиболиты образуются за счет двупироксеновых кристаллосланцев и пироксеновых амфиболитов на втором этапе метаморфизма. Сначала возникают друзиты с каймами граната вокруг темноцветных минералов, затем породы приобретают порфирированную структуру за счет образования крупных зерен граната. Полосчатость амфиболитов залегают согласно с общим залеганием метагабброидной полосы, падение преимущественно на юго-восток. Гранат амфиболитов содержит до 30% пироксенового компонента, роговая обманка представлена обыкновенной разностью, плагиоклаз-лабрадором, а пироксен относится к диопсиду.

На следующем, третьем, этапе метаморфизма в западной полосе метагабброидов образуются среднетемпературные бластомилониты:

мелкозернистые гранатые и эпидотовые амфиболиты, гранат-глаукофановые и эпидот-глаукофановые сланцы. В ранних метагабброидах бластомилониты образуют зоны различной мощности, от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров. Количество и мощность бластомилонитовых зон в большинстве разрезов увеличиваются к западу. Зона среднетемпературных бластомилонитов (в том числе и глаукофановых сланцев) достигает максимальной ширины в северной части метагабброидной полосы, в районе р. Ср. Кечпель. В восточной части этой зоны среди гранат-глаукофан-паргасит-клиноцоизитовых сланцев сохраняются блоки, линзы среднезернистых метагабброидов. Западнее выделяется пластина полосчатых пород, где гранат-глаукофановые сланцы, иногда с хлормеланитом, и гранатые амфиболиты «переслаиваются» с плагиогнейсами, содержащими гранат, глаукофан, хлормеланит. Среди этих пород местами сохраняются блоки полосчатых метагабброидов среднезернистой структуры. Гранатые амфиболиты в этой пластине связаны с гранат-глаукофановыми сланцами постепенными переходами и отличаются более низким содержанием натрия в роговой обманке. В рассматриваемом районе бластомилонитизация особенно отчетливо проявлена в крупно- и гигантозернистых роговообманковых габбро-пегматитах. В этих породах зерна роговой обманки разлинзованы, полностью замещены агрегатом глаукофана или обрастают глаукофаном по периферии.

По фенгитам из гранат-глаукофановых сланцев калий-аргоновым методом получены значения возраста 400—420 млн. лет. Учитывая длительную «доглаукофановую» историю метаморфизма габброидов, можно предполагать древний (докембрийский) возраст всего габбро-гипербазитового комплекса.

Наиболее поздним, четвертым, этапом метаморфизма западной метагабброидной полосы является рассланцевание и диафторез в условиях фации зеленых сланцев. Зоны зеленосланцевых бластомилонитов различной мощности (50—300 м) приурочены к контактам различных метагабброидов и разделяют относительно крупные пластины, но иногда залегают и внутри этих пластин.

В восточной габброидной полосе Войкаро-Сыньинского массива бластомилониты менее распространены, чем в западной. Вдоль восточного контакта этой полосы с перерывами прослеживается зона бластомилонитов, представленных плагиоклазовыми амфиболитами, а внутри полосы габброидов выделяются локальные зоны бластомилонитов эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. По температурным условиям и, вероятно, по возрасту указанные бластомилониты отвечают трем последним этапам метаморфизма западной габброидной полосы. Гранулитовых метагабброидов здесь не установлено, однако среди габбро встречаются тела плагиогранитов с голубым кварцем.

Широко развиты различные тектониты и в центральной, гипербазитовой, полосе Войкаро-Сыньинского массива. Этапу образования флазер-габбро, вероятно, соответствует образование линейно ориентированных текстур в гарцбургитах. По данным Г. Н. Савельевой (устное сообщение), веретеновидные агрегаты энстатита таких гарцбургитов, наряду с ранним деформированным, содержат новообразованный энстатит. Второму и третьему этапу метаморфизма габброидов в гипербазитах, по-видимому, соответствуют процессы образования вторичных гарцбургитов пегматоидных дунитов, энстатитов и оливин-антигоритовых пород (войкаритов). Все эти породы нередко несут следы

деформаций и перекристаллизации и имеют сланцеватую или очковую текстуру. Наиболее поздние преобразования гарцбургитов заключаются в образовании зон магнетитсодержащих серпентинитов и серпентинитовых сланцев, особенно в контактах гипербазитовой полосы.

Массив Рай-Из, расположенный к северу от Войкаро-Сыньинского, далеко надвинут на северо-запад и перекрывает многоэпиклиналильные отложения девона и карбона. В серпентиновом меланже, подстилающем массив, залегают крупные линзовидные блоки метаморфических сланцев, кислых эффузивов, полосчатых метагабброидов, апоспелитовых глаукофановых сланцев, а также более мелкие тектонические обломки, представленные измененными основными породами, жадеититами, нефритами, родингитами и другими породами. Следует отметить, что некоторые породы меланжа были описаны еще А. Н. Заварицким (1932), правда, без употребления соответствующих названий, а в качестве меланжа зона выделена в 1975 г. (Дергунов и др., 1975).

Почти все габброиды и гипербазиты массива Рай-Из в разной мере метаморфизованы и тектонитизированы, неметаморфизованных пород в массиве почти нет. Наименее измененные разности пород сохранились лишь в юго-восточной части массива. Здесь, в гарцбургитах, наблюдается полосчатость субмеридионального простирания с падением на восток и юго-восток (аз. пад. 110—150°, угол 60—80°), занимающая секущее положение по отношению к южному контакту массива. Большая же часть контактов между литологическими разностями внутри гипербазитов, сланцеватость оливин-антигоритовых пород имеют субширотное залегание, согласное с залеганием южного контакта. Вдоль южного контакта протягивается полоса мелкозернистых роговообманково-плагиоклаз-цоизитовых полосчатых бластомилонитов шириной 200—400 м. Простирание полосчатости в породах согласное с простиранием контакта, падение южное (аз. пад. 170—200°, угол 45—70°). Особенно отчетливо взаимоотношения ранней субмеридиональной полосчатости в гарцбургитах с субширотными апогаббровыми бластомилонитами устанавливаются в обнажении ручья Кэрдоменшор. Этот контакт был описан А. Н. Заварицким (1932). Им лишь не отмечено, что обнажающиеся южнее мелкозернистых бластомилонитов среднезернистые роговообманковые габброиды также имеют директивные структуры и являются древними тектонитами, причем ориентировка полосчатости и линейности в них согласна со структурными элементами в гарцбургитах этого района (аз. пад. 120—130°, угол 60—70°). Поздние мелкозернистые бластомилониты в этой части разреза образуют в ранних тектонитах зоны мощностью 1—1,5 м. На ста метрах разреза встречается до пяти-шести таких зон.

Для дунитов и гарцбургитов массива характерно широкое развитие гнейсовидных и сланцеватых пород. Они представлены куммингтонит-оливиновыми, тальк-оливиновыми, оливин-антигоритовыми породами и сланцами. Породы часто содержат линзы (будины) мелкозернистых (первичных) и пегматоидных (вторичных) дунитов. Размер линз (очков) различный, от долей сантиметров до нескольких метров. Оливин-антигоритовые сланцы часто смяты в складки разных порядков.

Поскольку подробная характеристика строения и метаморфизма массива Рай-Из не является предметом данной статьи, подчеркнем лишь то, что, на наш взгляд, наиболее важно в рамках обсуждаемых вопросов. Все данные свидетельствуют о том, что наблюдаемая субширотная структура Рай-Из вторична и образование ее есть резуль-

тат неоднократных деформаций и метаморфизма. Интересно, что наиболее древние, реликтовые, структурные элементы имеют более «уральскую», субмеридиональную ориентировку.

Разнообразные и разновозрастные тектониты и бластомилониты характерны также для самого северного на Полярном Урале Ходатинского гипербазитового массива и его обрамления. К востоку от массива широкой полосой развиты апогаббровые метаморфиты малыкского комплекса. Породы этого комплекса очень похожи на метагабброиды западной метагабброидной полосы Войкаро-Сыньинского массива. Здесь также присутствуют двупироксеновые в разной степени амфиболитизированные кристаллосланцы, более поздние гранатовые амфиболиты и гранат-клиноцоизит-амфиболовые и амфибол-плагноклазовые бластомилониты. Поздние бластомилониты приурочены преимущественно к зоне контакта малыкского комплекса с гипербазитами Ходатинского массива. Вдоль западного контакта Ходатинского массива также прослеживается полоса метагабброидов, сложенная гранат-глаукофановыми и зеленосланцевыми бластомилонитами. Гипербазиты Ходатинского массива также неоднократно тектонизированы и метаморфизованы, но детально пока не изучены. По нашим представлениям, Ходатинский массив — ядро гигантской лежащей складки, крылья которой сложены различными метагабброидами, подстилающими гипербазиты.

Таким образом, приведенные материалы свидетельствуют о большой роли разнофациальных деформационных процессов в истории вещественного и структурного преобразования полиметаморфических комплексов Урала. Зоны тектонитов и бластомилонитов фиксируют преимущественно поверхности крупных разрывных нарушений, происходящих на разных глубинах и имеющих значительную горизонтальную составляющую (сдвигов, надвигов, переходящих в шарьяжи). Зоны тектонитов локализованы также и по границам крупных блоков, которые благодаря этому приобрели «уральскую» ориентировку и характерные серповидные или линзовидные формы. Внутри блоков нередко сохраняются элементы древних «доуральских» ориентировок. Рассматриваемые породы возникали на Урале неоднократно, начиная со среднего рифея (1300—1100 млн. лет, тараташский и александровский комплексы) и до позднего палеозоя (<250 млн. лет, среднетемпературные бластомилониты по миаскитам и пегматитам ильменогорского комплекса).

По-видимому, различные тектониты будут обнаружены во многих других полиметаморфических комплексах Урала. Их дальнейшее изучение интересно как для понимания кинетики метаморфических процессов, так и для решения общегеологических задач.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белковский А. И. О формационной принадлежности эколлитов Среднего Урала.— Вопросы биминеральной термобарометрии. Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1975, вып. 130.
- Бондаренко А. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968.
- Гарань М. И. Геологический очерк Бакало-Саткинского района. Труды Урал. науч.-исслед. ин-та геологии и минералогии, 1938, вып. 1.
- Гарань М. И. Геология СССР, т. 12, ч. 1, кн. 1. Стратиграфия. М., «Недра», 1969.

Глебовицкий В. А. Мезозойские деформации и метаморфизм архейских пород в области сочленения Алданского щита и зоны становой орогении.— Труды Якут. фил. СО АН СССР, 1962, № 11.

Дергунов А. Б., Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е. Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал).— Геотектоника, 1975, № 1.

Дзеваневский Ю. К. Алданский щит.— Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта.— Труды Лабор. геологии докембрия АН СССР, 1960, № 11.

Другова Г. М., Талдыкина К. С. Бластомилонитизация и высокотемпературный диафорез в гнейсах кольской серии.— Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.

Евдокимов Б. Н. Наложенный метаморфизм высоких давлений в породах железисто-кремнистой формации Кольского полуострова.— Метаморфизм докембрийских комплексов. Апатиты, 1976.

Ефимов А. А. «Горячая тектоника» в гипербазитах и габброидах Урала.— Геотектоника, 1977, № 1.

Ефимов А. А., Ленных В. И., Пучков В. Н., Савельев А. А., Савельева Г. Н., Язева Р. Т. Путеводитель экскурсии «Офиолиты Полярного Урала», М., «Наука», 1978.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.— Л., 1932.

Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., «Недра», 1974.

Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— Стратиграфия СССР, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1939.

Кориковский С. П., Казмин Ю. Б. Диафориты и милониты зоны станового глубинного разлома (Становой хребет).— Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М., «Наука», 1964.

Ленных В. И. Зональность и этапы метаморфизма, проявившегося в многосинклинальной области Южного Урала.— Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. Труды XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций при ОНЗ АН СССР. М., «Наука», 1966.

Ленных В. И., Петров В. И. Гранулитовый метаморфизм и этапы диафореза пород тараташского комплекса.— Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Третье Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, т. 1. Свердловск, 1974.

Ленных В. И., Пучков В. Н., Вализер П. М. Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5.

Мельников Е. П. Геология и закономерности размещения месторождений гранулированного кварца южной части уфалейского гнейсового комплекса. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1972.

Мишкин Л. М. Метаморфизм.— Геология СССР, т. 12, ч. 1. М., «Недра», 1969.

Молдаванцев Ю. Е. Ассоциации плутолитов и метаморфитов зоны главного Уральского глубинного разлома в связи с проблемой формирования земной коры.— Проблемы петрологии Урала. Свердловск, 1973.

Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 4.

Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967.

Огаринов И. С. Глубинная структура Урала и сопредельных регионов.— Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.

Пыстин А. М. Петрография и метаморфизм пород александровского гнейсово-амфиболитового комплекса (западный склон Южного Урала). Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1977.

Пыстин А. М., Ленных В. И. К проблеме выделения дорифейских метаморфических комплексов на Урале.— Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма. Тезисы докладов Третьего Всесоюзного совещания по метаморфизму, т. 1. Свердловск, 1977.

Решитько В. А. Метаморфизм зон расланцевания и глубинных разломов в районе Качканарского габбро-перидотитового массива на Урале.— Сов. геология,

Савельев А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Войкаро-Сыбинского массива (Полярного Урала).— Геотектоника, 1977, № 6.

Смирнов Г. А. Уфимский амфитеатр, ч. I.— Стратиграфическое описание. М., 1956.

Смирнов Ю. Д., Кукушкин А. И. О строении и составе наиболее глубоких горизонтов земной коры в пределах Уральской складчатой области.— Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.

Соколов Г. А. Гибридный гранито-габбровый Шигир-Тараташский массив на западном склоне Среднего Урала.— Труды Петрогр. ин-та АН СССР, 1935, вып. 5.

Тугаринов А. И., Бибииков Е. В., Краснобаев А. А., Макаров В. А. Геохронология Уральского докембрия.— Геохимия, 1970, № 4.

Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М., «Наука», 1971.

Comptoni R. The Sesia-Lanzo zone: High pressure—low temperature metamorphism in the austroalpine continental margin.— High pressure—low temperature metamorphism of the oceanic and continental crust in the western Alps. Torino, 1977.

К. Т. БУДАНОВА

### ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СТАНОВЛЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО КОМПЛЕКСА МЕТАМАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА

Разрез метаморфических толщ Юго-Западного Памира долгое время считался непрерывным. Мощность его оценивалась в 10—15 км, а весь комплекс относился к амфиболитовой фации метаморфизма. Целенаправленное изучение минеральных парагенезисов и химизма минералов, дополненное составлением детальных литолого-петрографических разрезов и геохронологическими исследованиями, позволило выявить неоднородность метаморфизма на Юго-Западном Памире и отделить относительно слабо метаморфизованные породы чехла (аличурская серия) от пород фундамента (Буданов, 1964; Хорева, Буданова, 1965; Хорева и др., 1971).

Выделение в породах фундамента двух метаморфических серий (горанской и шахдаринской) базировалось в первую очередь на установлении А. Г. Давыдченко (1964) зоны Даршайского разлома, разделяющего области с разной ориентировкой складчатости, существенно различной литологией и вмещающего проявления основного и ультраосновного магматизма, ультраметаморфизма и милонитизации. А. Г. Давыдченко предположил, что основные и ультраосновные породы зоны Даршайского разлома могут отличаться по возрасту и генезису от большей части стратифицированных тел амфиболитов. Однако применение термина «разлом» для обозначения докембрийской глубинной подвижной зоны, заключающей значительный объем пород, привело к дискуссиям по поводу правомочности выделения Даршайского разлома и, как следствие, двух серий пород в фундаменте Юго-Западного Памира. Положение осложнилось еще и тем, что в современной структуре породы, сформированные в этой подвижной зоне, залегают с видимым согласием с подстилающими породами горанской серии и покрывающими породами шахдаринской серии. Поэтому при выделении серий эти породы не были обособлены в самостоятельную структурно-стратиграфическую единицу и включены в шахдаринскую серию (Хорева и др., 1971).

При дальнейших исследованиях нами уделено большое внимание изучению контактов горанской серии с перекрывающими их породами (хорогской свитой по схеме стратиграфии среднемасштабных съемок,

или хорогским ортокомплексом по нашей терминологии<sup>1</sup>). Установлено, что контакты эти отмечены мощными зонами милонизации пород и можно считать их тектоническими. Кроме того, породы хорогского ортокомплекса залегают в разных местах на разных частях разреза горанской серии, в которой выделены три толщи (снизу вверх): мраморно-гнейсово-кварцитовая, мраморно-гнейсовая (с биотитовыми гнейсами и доломитовыми мраморами) и гранито-гнейсово-мраморная (с аплитовидными гранито-гнейсами, биотит-амфиболовыми гнейсами и магнетитовыми мраморами). В долинах рек Вяздара, Горон, Ляджвар породы ортокомплекса залегают на верхней толще, а в бассейнах рек Баршор, Гангедир, среднем течении Абхарв — на нижней. Таким образом, поверхность надвига ортокомплекса срезает деформированные породы горанской серии, однако ввиду проявления посленадвиговых деформаций и метаморфизма породы автохтона и аллохтона смяты конформно, по новому структурному плану, а маркирующие надвиг милониты в значительной степени перекристаллизованы и превращены в бластомилониты. Милониты, не затронутые перекристаллизацией, встречаются редко. Это хрупкие, колющиеся на мелкие плитки, афанитового облика породы с порфиорокlastами полевых шпатов, граната и др. В большинстве случаев милониты подвергались вторичной перекристаллизации: среди милонитовой основной ткани появляются вытянутые полосы или участки неправильной формы, сложенные диагностируемыми кварцем, полевыми шпатами, гранатом, мелкоугольчатым дистеном, фибролитом. В богатых кальцием породах помимо биотита, плагиоклаза и кварца встречается зеленая роговая обманка, гранат. Порфиорокlastы полевых шпатов могут включать участки милонитовой основной ткани. Судя по наличию среди вновь образованных минералов бластомилонитов граната, дистена, силлиманита, роговой обманки, полевых шпатов, перекристаллизация их проходила в условиях высоких температур и давлений — фации силлиманитовых и дистеновых гнейсов.

Верхний контакт ортокомплекса с породами шахдаринской серии также отмечен зонами милонитов и бластомилонитов, широко развитых и в породах шахдаринской серии в отличие от пород горанской, где бластомилонитизация проявлена лишь вблизи контакта с породами ортокомплекса (см. рисунок). Однако трудно судить о том, насколько породы ортокомплекса срезаны надвигом на них пород шахдаринской серии, так как маркирующие пачки и горизонты в ортокомплексе не выделены. Лишь по наименьшей мощности (400—600 м) пород ортокомплекса в северо-западной части региона (реки Нишусп, Биджунт) можно предполагать, что здесь перекрытие наиболее значительно.

Индивидуальность пород ортокомплекса выражена не только в ином составе, но и в резко отличающемся характере их слоистости по сравнению с породами горанской и шахдаринской серий. Если в последних отдельные пачки и горизонты прослеживаются на десятки километров, то в ортокомплексе — это система кулисообразно расположенных тел — будин массивных пород: эклогитоподобных, амфиболитов, метагипербазитов, линзо- и штокообразных тел чарнокитов. Пространство между этими телами заполнено либо тектонически рас-

<sup>1</sup> Ввиду того, что породы хорогской свиты — преимущественно метамагматические образования, причем разновозрастные, правильное применение для них термин свободного пользования «ортокомплекс» вместо термина «свита», употребляемого по отношению к разновозрастным вулканогенно-осадочным образованиям.

Положение ортокомплекса в современной структуре.

1 — кварциты; 2 — мраморы; 3 — гнейсы метапелитового состава; 4 — эклогитоподобные породы, амфиболиты; 5 — милониты, бластомилониты; 6 — гипербазиты; 7 — гнейсы metabазитового состава; 8 — чарнокиты.



сланцованными, либо первично слоистыми гнейсами. На местности этот контраст слоистости проявлен очень отчетливо.

Таким образом, породы ортокомплекса представляют собой тектоническую пластину, залегающую между породами горанской и шахдаринской серий. На современном эрозионном срезе выходы пород ортокомплекса в западной части района имеют морфологически вид останцов покрова, а восточнее, в районе основного распространения ортокомплекса, последовательность залегания такова (снизу вверх): горанская серия, хорогский ортокомплекс, шахдаринская серия (см. рисунок).

В составе ортокомплекса выделено четыре группы метамагматических пород. Первая группа, составляющая объем ортокомплекса, — это metabазиты состава толеитовых базальтов; она объединяет породы вулканического и интрузивного происхождения. Амфиболовые, пироксен-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, имеющие слоистую текстуру и прослаиваемые гнейсами метапелитового состава и карбонатными породами, являются, по всей вероятности, вулканическими образованиями. Они прорывались массивными габброидами, превращенными в процессе метаморфизма и деформаций в будинированные массы эклогитоподобных пород и гранатовых амфиболитов, двупироксен-гранат-амфиболовых сланцев.

Породы второй группы — метагипербазиты и генетически связанные с ними metabазиты состава пикритовых базальтов, пироксенитов и перидотитов (Буданова, Буданов, 1975). Они слагают мелкие будинированные и деформированные тела и имеют секущие и активные контакты с вмещающими породами, в том числе с мигматизированными и деформированными ко времени внедрения гипербазитов metabазитами первой группы. В отличие от последних в метагипербазитах сохранились реликтовые структуры и минералы магматической стадии (оливин, бронзит, хромдиопсид, шпинелиды). Сохождение в одних и тех же телах пород первой и второй групп не установлено. Эклогитоподобные породы различаются как составом минералов, так и петрохимически (Буданова, 1976б). Таким образом, магматические породы второй группы формировались в новый этап магматизма, отделенный от раннего этапа (излияния базальтов и внедрения силлов и даек габброидов) эпохой метаморфизма, ультраметаморфизма и складчатости. Особенности петрохимического состава пород второй группы (пикриты) позволяют предполагать большие глубины (90—100 км) выплавления родоначальной магмы (Грин, Рингвуд, 1968) и, следовательно, существование глубоких расколов в коре, по которым происходило быстрое продвижение недифференцированных пикритовых расплавов.

Гранитоиды чарнокитовой формации выделены нами как третья группа метамагматических пород ортокомплекса. Как и метагипербазиты, они не встречены в горанской и шахдаринской сериях. Образуют мелкие штоки, линзы или жильный материал мигматитов. Более позднее их становление доказывается многочисленными ксенолитами пород второй группы в чарнокитах. По всей вероятности, такие ксенолиты или скиалиты представляют собой тугоплавкие рститы при анатексисе в условиях гранулитовой фации, результатом которого было формирование мелких бескорневых тел гранитоидов и жильного материала мигматитов (Буданова, 1976а).

Тектоническое расщепление чарнокитов привело к образованию очково-порфиобластических бластомилонитов, где крупные вкрапленники полевых шпатов закономерно вытянуты вдоль поверхностей расщепления и имеют линзовидно-очковую форму. В массивных нерасщепленных чарнокитах такие вкрапленники обладают идиоморфной формой и не имеют закономерной ориентировки.

Наиболее поздние проявления магматизма представлены постчарнокитовыми мелкими дайками габброидов, превращенных в амфиболиты, эклогитоподобные породы.

Внутренняя структура выделенных структурно-стратиграфических подразделений в пределах фундамента Юго-Западного Памира определяется наличием крупных, открытых пологих складок, наложенных на структурные элементы ранних генераций: сложные изоклиналильные складки, складки течения, флексуры, зоны бластомилонитизации. По данным А. Г. Давыдченко (1964), в западной части района (поле пород горанской серии) преобладают изоклиналильные лежащие складки с субмеридиональным простиранием осей и опрокидыванием в западном направлении, а на востоке (район распространения шахдаринской серии) — изоклиналильные складки с субширотным простиранием осей и опрокидыванием к югу. По мнению Н. И. Московченко (1975), изоклиналильные складки с субгоризонтальным положением осей сформированы во второй цикл тектогенеза, протекавшего в *PT*-условиях фации альмандиновых амфиболитов. Фрагменты складок первого цикла, сопровождавшего метаморфизм гранулитовой фации высоких давлений, свидетельствуют, по данным Н. И. Московченко, о системе сжатых складок с субвертикальным положением осевых плоскостей. Однако в большинстве случаев эти складки затушеваны складками второго цикла, формирование которых связано с образованием покровно-надвиговой структуры района. Перекристаллизация мионитов в условиях фации дистеновых гнейсов говорит о том, что надвиги предшествовали этому метаморфизму или сопровождалась им. С этим этапом метаморфизма связан высокотемпературный диафорез и повторная мигматизация образований гранулитового этапа (Буданова, Буданов, 1976). Судя по субмеридиональному (северо-западному) простиранию осей изоклиналильных складок и ориентировке полосы распространения пород ортокомплекса, субгоризонтальное тектоническое расслоение метаморфических толщ было вызвано сильнейшим тангенциальным сжатием, ориентированным с юго-запада на северо-восток. В результате этого породы глубинной подвижной зоны заняли наблюдаемое в современной структуре положение между породами горанского и шахдаринского блоков.

Новый цикл деформаций, приведших к образованию крупных пологих структур Юго-Западного Памира, датируется, по-видимому, мезо-

зоом, а возможно, и альпийским временем. Об этом свидетельствуют надвиги докембрия на породы фанерозоя на севере района, по южному обрамлению на докембрий надвинуты мезозойские (верхнетриасовые) отложения. Надвиги предшествовали образованию сводообразной субширотной Ваханской антиклинали, поскольку миониты и бластомилониты как бы бронируют оба ее крыла, в ядерной части складки они установлены лишь на наиболее высоких вершинах. По мнению Н. И. Московченко (1975), деформации этого этапа постметаморфические; по нашим данным (перекристаллизация актинолита, хлорита, серицита, эпидота, альбита), деформации сопровождались низкотемпературным метаморфизмом. Наиболее отчетливо структуры этого цикла выражены в шахдаринском блоке; в горанском блоке наложенные структуры представлены мелкими брахиоморфными субмеридиональными структурами, усложняющими моноклиналино залегающие толщи северо-западного простирания. Принадлежность этих разноориентированных структур горанского и шахдаринского блоков к одному циклу тектогенеза проблематична.

Изложенный материал позволяет провести некоторые палеорекострукции. Возможно существование двух блоков в архей-нижнепротерозойском фундаменте Юго-Западного Памира, разделяемых подвижной зоной типа рифта или вулканического трога. В обстановке растяжения и высокой проницаемости коры в этой подвижной зоне происходило излияние толентов базальтов и внедрение мелких пластовых залежей габброидов того же состава. В соседних блоках происходило преимущественно карбонатно-терригенное осадконакопление, причем в горанском блоке значительная роль принадлежит кварцитам, магнетитовым мраморам, не известным в шахдаринском блоке. С другой стороны, в последнем широко развиты высокоглиноземистые осадки, редкие в горанском блоке.

Судя по минеральным парагенезисам, метаморфизм в обоих блоках происходил в близких термодинамических условиях. В разделяющей блоку структуре метаморфизм, по-видимому, осуществлялся при относительно более высоких давлениях, так как основное поле распространения эклогитовых гранулитов совпадает с выходами пород ортокомплекса. Оценка термодинамических условий раннего метаморфизма пород ортокомплекса (700—900° и 8—12 кбар; Буданова, Буданов, 1976), как и особенности состава, позволяют предполагать принадлежность их к гранулит-базитовому слою коры. Ранний метаморфизм и складчатость (образование складок первого цикла) происходили, вероятно, в обстановке сжатия, сменившейся режимом растяжения в период внедрения гипербазитов пикритового состава. Образование таких магм многие исследователи объясняют частичным расплавлением верхней мантии при диапировидных ее подъемах; прогрев под влиянием таких диапиров вызывает анатексис на более высоких сечениях коры. По-видимому, с подобным прогревом можно связывать и формирование анатектических гранитоидов чарнокитовой формации. Внедрение постчарнокитовых даек габброидов происходило, вероятно, в условиях расколов жесткой консолидированной коры.

Дальнейшая эволюция режима характеризуется проявлением сильнейшего тангенциального сжатия, в результате чего произошло закрытие подвижной зоны, выдавливание образованных в ней пород в покровно-надвиговую структуру и, по-видимому, частичное сдвоение разреза. В течение этого диастрофизма, сопряженного с метаморфизмом

и ультраметаморфизмом в условиях фации дистеновых гнейсов, были затушеваны проявления гранулитового метаморфизма и складчатости, сформированы сложные изоклинальные складки, многочисленные зоны рассланцевания. Последующее усложнение структуры, выразившееся в образовании крупных пологих структур, деформирующих структурные элементы ранних генераций, по-видимому, было тесно сопряжено во времени с общим воздыманием блока Юго-Западного Памира в альпийское время.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Буданов В. И. Основные черты истории развития магматизма Памира.— Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, 1964.
- Буданова К. Т. Гранитоиды чарнокитовой формации Юго-Западного Памира.— Докл. АН СССР, 1976а, т. 230, № 3.
- Буданова К. Т. Эклогитоподобные породы Юго-Западного Памира.— Докл. АН СССР, 1976б, т. 227, № 5.
- Буданова К. Т., Буданов В. И. Юго-Западный Памир — новая провинция гранатосодержащих гипербазитов.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 5.
- Буданова К. Т., Буданов В. И. Термодинамический режим высокотемпературного диафореза гранулитовой фации на примере метапелитов и метабазитов Юго-Западного Памира.— Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение базальтовых магм.— Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Давыдченко А. Г. К тектонике Юго-Западного Памира.— Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, 1964.
- Московченко Н. И. Роль горизонтальных движений в развитии докембрийских комплексов Юго-Западного Памира.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 2.
- Хорева Б. Я., Буданова К. Т. Минералогические толщи Юго-Западного Памира и методика их изучения.— Тезисы докладов Первого среднеазиатского регионального петрографического совещания. Ташкент, 1965.
- Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Шергина Ю. П. Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным свинцово-изохронного метода.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 8.

В. И. КИЦУЛ, Л. М. БОГОМОЛОВА, В. Л. ДУК,  
А. Н. ЗЕДГЕНИЗОВ, В. С. ШКОДЗИНСКИЙ

### ОТРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА АЛДАНСКОГО ШИТА В МЕТАТОРФИЧЕСКИХ И МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЦИЯХ

Изучение соотношения процессов метаморфизма и тектоники в метаморфических комплексах имеет важное значение для познания истории их развития и металлогении. При анализе условий метаморфизма в породах Алданского щита использована новая диаграмма  $P-T$  для бедных кальцием кварцсодержащих мигматизированных гнейсов, построенная с учетом фазы расплава при виртуальном инертном поведении воды (Шкодзинский, Кицул, 1976). При выделении минеральных фаций и характеристике минеральных парагенезисов гнейсов учитывались плагиоклаз и расплав. Железистость темноцветных минералов в ассоциациях  $Gr+Krd+Gip+Э^1$  и  $Gr+Krd+Sil+Э$  служила показателем давления, а в парагенезисах  $Gr+Krd+Bi+Э$ ,  $Gr+Sil+Bi+Э$  и  $Gr+Gip+Bi+Э$  — преимущественно температуры при прогрессивном и регрессивном метаморфизме. Линии железистости в этих парагенезисах, а также железистость минералов в моновариантных ассоциациях  $Gr+Krd+Sil+Bi+Э$  и  $Gr+Krd+Gip+Bi+Э$ , позволяют определить  $PT$ -условия метаморфизма. Для каждого из районов Алданского щита по минимальной и максимальной железистости граната, вычисленной по данным химических анализов, в указанных парагенезисах определены внешние параметры, максимальные для прогрессивного и минимальные для регрессивного (связанного с выделением воды при кристаллизации анатектического расплава) регионального метаморфизма.

Наименее глубинный максимальный прогрессивный метаморфизм, соответствующий малоглубинной биотит-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фации, зафиксирован в среднем течении р. Чуги, где в парагенезисе  $Gr+Krd+Bi+Э$  общая железистость граната ( $F_{Gr}$ ) 78 ( $P$  5,4 кбар,  $T$  760°C); минимальный регрессивный метаморфизм здесь отвечает малоглубинной биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фации — в парагенезисах  $Gr+Krd+Sil+Bi+Э$  и  $Gr+Sil+Bi+Э$   $F_{Gr}$  88—90 ( $P$  4,4 кбар,  $T$  700°C). Ближайший к р. Чуге район

<sup>1</sup> В статье приняты следующие сокращения: Би — биотит; Гип — гиперстен; Гр — гранат; Кв — кварц; Крд — кордиерит; Ор — ортоклаз; Пл — плагиоклаз; Сил — силлиманит; Э — эвтектика Пл+Ор+Кв.

В тексте названия фаций даны по типоморфным минералам, без учета кварц-полевошпатовой части.

бассейнов рек Нимгеркан и Чампула также характеризуется проявлением той же малоглубинной фации, но с более высокими параметрами. Здесь в ассоциациях  $\text{Гр}+\text{Крд}+\text{Би}+\text{Э}$ ,  $\text{Гр}+\text{Крд}+\text{Сил}+\text{Э}$  и  $\text{Гр}+\text{Гип}+\text{Би}+\text{Э}$  железистость граната соответственно равна 69, 74 и 72, впервые появляется парагенезис  $\text{Гр}+\text{Крд}+\text{Гип}+\text{Би}+\text{Э}$  с  $F_{\text{Гр}}$  69 ( $P$  6,5 кбар,  $T$  825°C). Проявления регрессивного метаморфизма здесь отсутствуют. В 70 км южнее района р. Курумкан максимальный прогрессивный метаморфизм протекал в условиях, пограничных между малоглубинной биотит-кордиерит-гранатовой и кордиерит-гиперстен-гранат-кварц-двуполевошпатовой фациями, в ассоциации  $\text{Гр}+\text{Крд}+\text{Би}+\text{Э}$   $F_{\text{Гр}}$  67, устойчив парагенезис гиперстена с кордиеритом ( $P$  7,1 кбар,  $T$  840°C). Минимальные условия регрессивного метаморфизма соответствуют малоглубинным частям биотит-гранат-кордиеритовой и биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фаций, в парагенезисах  $\text{Гр}+\text{Крд}+\text{Сил}+\text{Би}+\text{Э}$  и  $\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Би}+\text{Э}$   $F_{\text{Гр}}$  соответственно равна 77 и 73 ( $P$  5,9 кбар,  $T$  750°C).

В находящемся южнее р. Курумкан районе водораздела рек Амеди-чи и Алдана максимальный прогрессивный метаморфизм, вероятно, характеризовался более высокими параметрами, чем в районе р. Курумкан, поскольку здесь встречаются реликты тугоплавкого парагенезиса  $\text{Гр}+\text{Гип}+\text{Крд}+\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}$  с вторичным жедритом, в котором  $F_{\text{Гр}}$  56,9. Однако точнее определить параметры максимального метаморфизма не представляется возможным из-за интенсивно проявленного здесь регрессивного метаморфизма в условиях малоглубинных частей биотит-кордиерит-гранатовой и биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фаций с  $F_{\text{Гр}}$  в ассоциациях  $\text{Гр}+\text{Крд}+\text{Сил}+\text{Би}+\text{Э}$  и  $\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Би}+\text{Э}$  соответственно 87 и 78 ( $P$  4,4 кбар,  $T$  700°C).

В верховье рек Б. и М. Нимныр, расположенном в 100 км западнее р. Курумкан, условия максимального прогрессивного метаморфизма близки к пограничным между биотит-кордиерит-гранатовой и гиперстен-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фациями, в парагенезисе  $\text{Гр}+\text{Крд}+\text{Би}+\text{Э}$   $F_{\text{Гр}}$  — 67 ( $P$  6,8 кбар,  $T$  840°C); условия минимального регрессивного метаморфизма соответствуют малоглубинным частям биотит-кордиерит-гранат- и биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фаций,  $F_{\text{Гр}}$  в ассоциации  $\text{Гр}+\text{Крд}+\text{Сил}+\text{Би}+\text{Э}$  76 ( $P$  6 кбар,  $T$  790°C).

В верхнем течении р. Тимптон в бассейнах рек Горбылях и Мелемкен максимальный прогрессивный метаморфизм, судя по  $F_{\text{Гр}}$  в парагенезисах  $\text{Гр}+\text{Крд}+\text{Гип}+\text{Би}+\text{Э}$ ,  $\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Крд}+\text{Би}+\text{Э}$ ,  $\text{Гр}+\text{Крд}+\text{Би}+\text{Э}$  (62,3; 65, 65 и 64,8), также соответствует пограничным условиям между биотит-кордиерит-гранатовой и гиперстен-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фациями ( $P$  7,3 кбар,  $T$  860°C). Минимальный регрессивный метаморфизм отвечает среднеглубинной части пограничной области биотит-кордиерит-гранатовой и биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фациям в парагенезисе  $\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Крд}+\text{Би}+\text{Э}$   $F_{\text{Гр}}$  72 ( $P$  6,5 кбар,  $T$  810°C).

На правом берегу р. Тимптон, особенно в бассейнах рек Сеймдые и Нельгюу, максимальный метаморфизм соответствует наиболее глубинным частям биотит-кордиерит-гранатовой и гиперстен-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фаций. В парагенезисах  $\text{Гр}+\text{Крд}+\text{Би}+\text{Э}$ ,  $\text{Гр}+\text{Гип}+\text{Би}+\text{Э}$  и  $\text{Гр}+\text{Гип}+\text{Крд}+\text{Би}+\text{Э}$   $F_{\text{Гр}}$  равна соответственно 60, 64 и 57 ( $P$  7,5 кбар,  $T$  875°C). В основных кристаллических сланцах устойчив гранат. Условия минимального регрессивного

метаморфизма отвечают менее глубинной части биотит-гранат-кордиерит-двуполевошпатовой фации, в ассоциации  $\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Крд}+\text{Би}+\text{Э}$   $F_{\text{Гр}}$  73 ( $P$  6,4 кбар,  $T$  800°C).

Условия максимального прогрессивного метаморфизма высокоглиноземистых пород в бассейнах рек Курунг-Хонку и Ыллымах близки к таковым в бассейне р. Нельгюу. В парагенезисе  $\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Крд}+\text{Э}$   $F_{\text{Гр}}$  63 и 62 ( $P$  7,6 кбар,  $T$  870°C); регрессивный метаморфизм соответствует условиям, переходным от средне- к малоглубинной части биотит-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фации, в парагенезисе  $\text{Гр}+\text{Крд}+\text{Сил}+\text{Би}+\text{Э}$   $F_{\text{Гр}}$  72 ( $P$  6,8 кбар,  $T$  820°C).

Все рассмотренные районы располагаются в центральной части Алданского щита севернее субширотных протерозойских грабен. Условия максимального прогрессивного метаморфизма в западной части этой территории соответствуют менее глубинной и высокотемпературной, а в восточной части и южной — более глубинной и высокотемпературной частям биотит-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фации. В этом же направлении увеличиваются и минимальные  $PT$ -условия регионального регрессивного метаморфизма от малоглубинной части более низкотемпературной биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фации до малоглубинной части более высокотемпературной биотит-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фации.

Высокоглиноземистые породы, распространенные восточнее и южнее охарактеризованных районов щита, фиксируют максимальный метаморфизм, отвечающий преимущественно биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой и местами гиперстен-силлиманит-кварц-двуполевошпатовой фациям.

Наименее глубинная часть биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фации устанавливается в высокоглиноземистых породах бассейна р. Кюрикан, от р. Джелтула до устья р. Тимптон. В парагенезисе  $\text{Гр}+\text{Крд}+\text{Сил}+\text{Би}+\text{Э}$   $F_{\text{Гр}}$  71 ( $P$  6,6 кбар,  $T$  815°C). Условия минимального регрессивного метаморфизма соответствуют биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фации, в ассоциации  $\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Би}+\text{Э}$   $F_{\text{Гр}}$  81 ( $P$  6,1 кбар,  $T$  795°C).

На всей остальной территории восточной части Алданского щита (бассейны рек Момулай, Гонам, Учур, Суннагин), за исключением района устья р. Гыным, севернее протерозойских грабен максимальный прогрессивный метаморфизм соответствует более глубинной части биотит-гранат-силлиманит-кварц-двуполевошпатовой фации. В парагенезисах  $\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Крд}+\text{Би}+\text{Э}$ ,  $\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Би}+\text{Э}$  и  $\text{Гр}+\text{Гип}+\text{Би}+\text{Э}$   $F_{\text{Гр}}$  соответственно равна 67,65 и 65 ( $P$  7,1 кбар,  $T$  840°C). Минимальный регрессивный метаморфизм отвечает менее глубинной части этой же фации и отчасти малоглубинной части биотит-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фации, в ассоциациях  $\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Крд}+\text{Би}+\text{Э}$ ,  $\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Би}+\text{Э}$   $F_{\text{Гр}}$  72 и 71 соответственно ( $P$  6,5 кбар,  $T$  800°C).

На юге щита, южнее протерозойских грабен (хр. Зверева, бассейны рек Кабакта, Авгенкур, Тыркан, водораздел рек Нуям и Алгома), а также севернее этих грабен в районе устья р. Гыным максимальный метаморфизм соответствует наиболее глубинной части биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фации. В парагенезисах  $\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Крд}+\text{Би}+\text{Э}$ ,  $\text{Гр}+\text{Сил}+\text{Би}+\text{Э}$  и  $\text{Гр}+\text{Гип}+\text{Би}+\text{Э}$   $F_{\text{Гр}}$  равна соответственно 53—59, 57 и 57 ( $P$  8,5 кбар,  $T$  890°C). Условия регрессивного метаморфизма отвечают менее глубинной части этой же фации и отчасти глубинной биотит-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпато-



вой фации, в ассоциациях  $\text{Гр} + \text{Сил} + \text{Би} + \text{Э}$  и  $\text{Гр} + \text{Крд} + \text{Би} + \text{Э}$   $F_{\text{Гр}} 66$  ( $P 7,5 \text{ кбар}, T 850^\circ\text{C}$ ).

Наиболее глубокий и высокотемпературный прогрессивный метаморфизм фиксируется в бассейне верхнего и среднего течения р. Сутам морфизм фиксируется в бассейне верхнего и среднего течения р. Сутам (юг щита), где встречаются парагенезисы нонвариантной точки  $\text{Гр} + \text{Крд} + \text{Сил} + \text{Гип} + \text{Би} + \text{Э}$  ( $P 9 \text{ кбар}, T 925^\circ\text{C}$ ). Минимальная железистость граната в ассоциациях  $\text{Гр} + \text{Сил} + \text{Крд} \pm \text{Би} + \text{Э}$ ,  $\text{Гр} + \text{Гип} \pm \text{Би} + \text{Э}$ ,  $\text{Гр} + \text{Сил} \pm \text{Би} + \text{Э}$  и  $\text{Гр} + \text{Гип} + \text{Крд} + \text{Би} + \text{Э}$  равна соответственно 50, 49, 52 и 50. На ограниченных участках этого района фиксируется наиболее глубокий из известных в гнейсо-мigmatитовых комплексах метаморфизм гиперстен-силлиманит-кварц-двуполевошпатовой фации с парагенезисами  $\text{Гип} + \text{Сил} + \text{Би} + \text{Э}$ ,  $\text{Гип} + \text{Сил} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Э}$  с  $F_{\text{Гр}} 37-42$ . Регрессивный метаморфизм здесь отвечает наиболее глубоким частям биотит-силлиманит-гранатовой и биотит-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фаций, в ассоциации  $\text{Гр} + \text{Крд} + \text{Сил} \pm \text{Би} + \text{Э}$   $F_{\text{Гр}} 56$  ( $P 8,5 \text{ кбар}, T 890^\circ\text{C}$ ).

В пределах мало- и среднеглубинной части биотит-гранат-кордиерит-кварц-двуполевошпатовой фации в основных породах распространены парагенезисы безгранатовой, а в глубокой ее части — гранат-двупироксеновой и гранат-двупироксен-роговообманковой фаций умеренных давлений с основностью плагиоклаза больше 75 (Кицул и др., 1973). На площади распространения биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фации в пределах восточной части щита в основных породах устойчивы ассоциации гранат-двупироксен-роговообманковой и гранат-двупироксеновой фаций умеренных и повышенных давлений с плагиоклазом № 60—75, а в пределах южной части щита — ассоциации повышенных и высоких давлений этих же фаций с плагиоклазом менее основным, чем № 60. В гиперстен-силлиманитовой фации высокоглиноземистых гнейсов широко распространены парагенезисы гранат-двупироксеновой и гранат-двупироксен-амфиболовой фаций высоких давлений с плагиоклазом № 55 и меньше.

Анализ  $PT$ -условий минералообразования свидетельствует, что прогрессивный метаморфизм раннедокембрийских пород Алданского щита в разных его частях осуществлялся при различных геотермических градиентах: более высокотемпературном в западной и менее высокотемпературном в восточной и южной его частях. Последний близок к палеогеотермическому градиенту для метаморфизма архея Восточной Сибири. Выявленные различия в геотермических градиентах свидетельствуют о неодинаковых геотектонических режимах, что подтверждается различным формационным составом метаморфических толщ в этих районах. В западной части щита более широко развиты кислые породы (кварциты, гранито-гнейсы, высокоглиноземистые породы), а в восточной и особенно в южной частях — преимущественно средние и основные по составу гнейсы при подчиненном значении кислых. Различия в термодинамическом режиме метаморфизма и в формационном составе, видимо, обусловлены формированием раннедокембрийских пород в западной части щита на протокаре континентального типа, а в восточной и южной частях — на коре океанического типа.

В пределах распространения биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой и биотит-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фаций, как показано выше, на современном срезе в различных районах оказались выведенными метаморфические толщи, отвечающие различным частям глубинности этих фаций. Районы с неодинаковыми  $PT$ -ус-

ловиями представляют собой тектонические блоки, характеризовавшиеся неодинаковой скоростью выдвигания в период воздымания. Блоковая природа районов с различной глубиной метаморфизма подчеркивается ограничивающими их глубинными внутрикоровыми разломами, образующими орто- и диагональную сетку.

Как показали специальные структурные исследования раннедокембрийских образований Алданского щита с применением методов изучения наложенной складчатости, в различных блоках устанавливается сходная последовательность деформаций, насчитывающая 10 этапов, объединенных в три цикла (Дук, Кицул, 1975). Опираясь на принцип соответствия структурных форм полям напряжений, т. е. считая однообразные структуры отвечающими одному полю напряжений и контролируя при этом их однообразность другими методами, в частности метаморфическим (Миллер, 1976), можно отметить, что во всех блоках распространены коррелирующиеся между собой одинаково ориентированные и морфологически сходные однообразные структурные формы, от самых ранних до поздних региональных складчатых деформаций. В структурной шкале последовательности деформаций в каждом изученном блоке произведена корреляция  $PT$ -условий прогрессивного и регрессивного метаморфизма и образования гранитоидов со структурными формами. Это позволило на основании унифицированной шкалы деформаций определить соответствие кульминационного этапа прогрессивного метаморфизма на Алданском щите для архейских образований самых ранних деформаций второго цикла, для раннепротерозойских — ранним этапам деформаций третьего цикла, а регрессивного метаморфизма — более поздним этапам второго и третьего циклов. Завершающие этапы деформаций третьего цикла, синхронные с локальными складчатыми деформациями, коррелируются с наиболее низкотемпературным приразломным регрессивным метаморфизмом фации зеленых сланцев.

Окончание кристаллизации одноименных групп гранитоидов, образовавшихся в каждом блоке, происходило последовательно во времени, от менее к более глубоко эродированным блокам, так как в этой последовательности блоки достигали термодинамического уровня кристаллизации гранитных расплавов. Так, наиболее ранняя кристаллизация широко распространенных на Алданском щите гранитов второй группы происходила в наименее эродированном Нимырьском блоке, а наиболее поздняя — в наиболее глубоко эродированном Сутамском блоке (Дук и др., 1975а, б).

Сквозное развитие однообразных складчатых структур сходной ориентировки и морфологии в различных блоках указывает, что в период всех этапов региональных складчатых деформаций второго и третьего циклов блоки еще не были обособлены, несмотря на существование разрывных нарушений древнего заложения (Дук и др., 1975а, б). Обособление блоков и автономное их существование началось после завершения региональных складчатых деформаций. Именно с этого времени возрастает скорость выдвигания блоков, характеризующихся глубинным метаморфизмом (блоки южного края щита), по сравнению с блоками с менее глубинным метаморфизмом (центральная часть щита).

Таким образом, в метаморфических и минеральных фациях отражается геотектонический режим формирования гнейсо-мigmatитовых комплексов, их геодинамика в посткульминационный период и их блоковое строение.

Дук В. Л., Кицул В. И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии.— Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, Изд-во Якутского фил. СО АН СССР, 1975.

Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л., 1975а.

Дук В. Л., Балаганский В. В., Зедгенизов А. Н. Последовательность деформаций в архейских образованиях Сутамского блока.— Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, Изд-во Якутского фил. СО АН СССР, 1975б.

Кицул В. И., Шкодзинский В. С., Зедгенизов В. С. Физико-химический анализ условий образования граната в основных кристаллических сланцах гранулитовой фации.— Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М., «Наука», 1973.

Миллер Ю. В. Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм.— Геотектоника, 1976, № 6.

Шкодзинский В. С., Кицул В. И. Диаграмма  $P-T$  для бедных кальцием гнейсов с явлениями плавления.— Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976.

Г. М. ДРУГОВА

## К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ РЕЖИМОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ (на примере Западного Беломорья и Юго-Западного Памира)

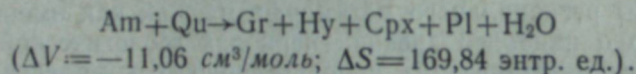
Вопрос о возможных пределах вариаций режимов регионального метаморфизма в раннем докембрии имеет большое значение, так как помогает выявить особенности геологии наиболее древней геологической эпохи. Режим регионального метаморфизма определяется масштабом и характером тектонических движений. Изучение его в раннедокембрийских комплексах осложняется полициклическим, как правило, характером их развития. Для таких комплексов особый интерес представляют ранние этапы регионального метаморфизма, так как именно они дают информацию о наиболее древних периодах геологической эволюции. Ранние этапы метаморфизма в докембрийских комплексах часто осуществляются в условиях гранулитовой фации, причем различные типы гранулитов наблюдаются в областях с различными типами последующего тектоно-метаморфического развития. Таким образом, тектоно-метаморфические особенности подвижной области определяются на ранних этапах и сохраняются на значительный период геологического времени, выражая тем самым унаследованность тектонического режима в подвижных областях. Полученные в последние годы данные по региональному метаморфизму докембрийских комплексов Западного Беломорья и Юго-Западного Памира дают возможность говорить об отклонении режимов метаморфизма в этих комплексах от распространенных в докембрии режимов умеренных давлений. Ранний метаморфизм в Беломорье протекал в условиях гранулитовой фации повышенных давлений.

Субстрат древних мигматитов Беломорья, которые встречаются там, где сохранились участки самых ранних структур, в центральной части Западного Беломорья, содержит парагенезис граната с клинопироксеном и амфиболом и граната с двумя пироксенами в сланцах, оливина со шпинелью и клинопироксеном в кальцифирах и магнезиального граната с биотитом и калиевым полевым шпатом в гнейсах. На ранних этапах гранулитового метаморфизма широко распространены реакции эклогитизации в сланцах. Образующиеся при этом эклогитоподобные сланцы затем подвергаются мигматизации и гранитизации, проходящей в условиях устойчивости гиперстена, так как жильный материал послейных мигматитов в сланцах и гранитизированные сланцы — гранито-гнейсы — постоянно помимо других цветных минералов содержат порфиробласты гиперстена. Метаморфический цикл завершается формированием гиперстенсодержащих крупнозернистых пегматоидных гранитов и гра-

нодиоритов, секущих более раннюю генерацию мигматитов. Этими интрузиями завершается древний, названный доробольским, период развития Беломорид, возраст которого в работе «Земная кора Балтийского щита» (1977) определяется более 3 000 млн. лет. Следующий период развития — ребольский (с возрастом ~ 2 800 млн. лет; Горохов и др., 1973) — отделен от древнего внедрением основных и ультраосновных интрузий (друзитов I группы) и характеризуется метаморфизмом амфиболитовой фации высоких давлений. В этот период также формируются эклогито-гнейсовые комплексы, в которых эклогитоподобные породы чередуются с гранатовыми амфиболитами и глиноземистыми гнейсами. Период завершается интенсивной мигматизацией и гранитизацией, а также формированием плагиомикроклиновых гранитов (гранитов II группы).

Использование различных методов геотермо- и барометрии позволило оценить последовательно все выделенные этапы метаморфической эволюции и провести сравнение докембрийской истории Западного Беломорья и Юго-Западного Памира.

Полный анализ многоминерального парагенезиса (об. 89/3) гранат-двупироксенового плагиогнейса, относящегося к раннему гранулитовому этапу беломорского комплекса, позволил определить примерное положение этого образца на петрогенетической диаграмме: температура образования его 775°C, давление 9,5 кбар. Расчет моновариантной реакции на основании этого образца показал, что при повышении температуры и давления идет превращение



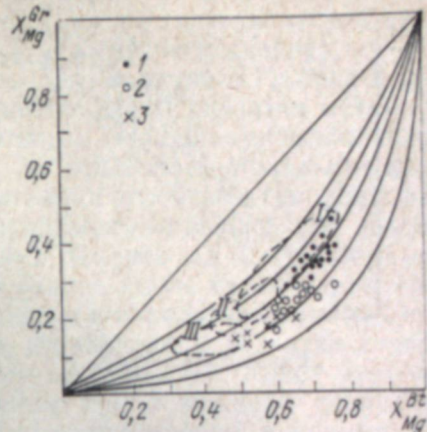
Составы минералов субстрата из ранних мигматитов однозначно свидетельствуют о кристаллизации пород субстрата в условиях высоких температур: высокая магниальность гранатов бедность клинопироксенов марганцем, повышенная титанистость биотитов и амфиболов и т. д. Реакции эклогитизации, относящиеся к наиболее ранней стадии гранулитового метаморфизма, сопровождаются понижением основности плагиоклаза в сланцах от № 50—80 до № 35—40.

Изучение распределения Mg и Fe между Gr и Bt и составление диаграмм фазового соответствия показывают большой разброс точек, относящихся к одной и той же группе пород одного этапа метаморфизма (рис. 1). На основании коэффициента распределения  $K^{Gr-Bt}$  температура образования гнейсов 650—780°C. Однако, учитывая неидеальность распределения Mg и Fe и влияние примеси других компонентов, необходимо вводить поправки к  $K^{Gr-Bt}_{Mg-Fe}$ . Эти поправки были вычислены и составляют  $\Delta K = 0,30(\text{Fe} - 1,80)^{Gr} + 0,97(\text{Mn} 0,03)^{Gr} + 0,23(\text{Ca} - 0,14)^{Gr} - 0,43(\text{Fe} - 0,82)^{Bt}$ . После введения поправок температуры кристаллизации гнейсов повышаются до 750—850°. На диаграмме  $P-T-\ln K$ , составленной В. А. Глебовицким («Термо- и барометрия...», 1977) для высокотемпературной области, точки беломорских гнейсов хотя и занимают большое поле, разброс их значительно меньше (рис. 2). Таким образом, термодинамические условия ранних этапов гранулитового метаморфизма в Беломорье следует оценить в 750—800° и 8—9 кбар.

Об изменении условий на поздних стадиях этого этапа можно судить по изменению состава цветных минералов при мигматизации и гранитизации. В нашем распоряжении имеются анализы гиперстена, граната и биотита. Все Fe — Mg минералы при гранитизации увеличивают железистость, оставаясь тем не менее по составу в пределах составов, характерных для гранулитовой фации. Количество пород с гиперстеном увеличивается, порфиробласты гиперстена появляются даже в маломощных по-слойных жилках сланцев, не содержащих гиперстена. Это говорит о некотором понижении давления в конце гранулитового этапа метаморфизма. На диаграмме  $P-T-\ln K$  точки гранитоидов (с гиперстеном) также отклоняются в сторону более низкого давления. Однако не следует доверять полученным по этой диаграмме цирфам, поскольку жильный материал гранулитовых мигматитов подвергается особо сильным изменениям в следующий этап метаморфизма амфиболитовой фации, и целый ряд петрологических данных заставляет сомневаться в полном фазовом соответствии состава граната и биотита в жильном материале.

Рис. 1. Диаграмма фазового соответствия  $X_{Mg}^{Gr} - X_{Mg}^{Bt}$  для беломорских гнейсов гранулитовой (1), амфиболитовой (2) и низкотемпературной амфиболитовой (3) фаций (с использованием данных О. И. Володичева, 1975).

I—III — поля гранато-биотитовых пар из ваханской серии Юго-Западного Памира I, II и III циклов метаморфизма.



Следующий этап метаморфизма (с возрастом ~ 2 800 млн. лет) выразился в повсеместном наложенном метаморфизме амфиболитовой фации, сопровождавшемся перестройкой структур (Володичев, 1975; «Земная кора Балтийского щита», 1977).

Именно к этому этапу относится появление кванта в слабо глиноземистых гранато-биотитовых гнейсах раннего этапа. При этом наблюдается понижение основности плагиоклаза от № 45—50 до № 22—30, иногда непосредственно вокруг новообразованных призм кванта.

Остальные минеральные превращения обычны для высокотемпературного диафореза: образование биотита по гранату, зеленого амфибола по пироксену, изменение состава и перекристаллизации цветных минералов и плагиоклаза.

Термодинамические условия метаморфизма амфиболитового этапа оценивались по имею-

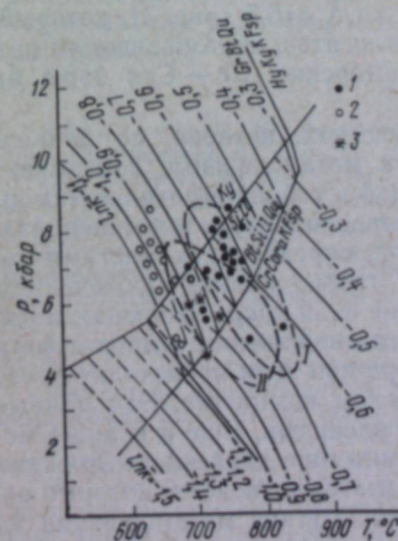


Рис. 2. Диаграмма  $P-T-\ln K$  для беломорских гнейсов гранулитовой (1) и амфиболитовой (2) фации (3 — граниты из жильного материала мигматитов гранулитовой фации Беломорья).

I, II — поля точек из гнейсов Юго-Западного Памира соответственно I и II циклов регионального метаморфизма.

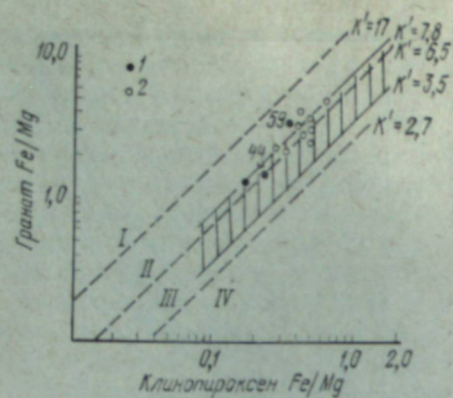


Рис. 3. Распределение Mg и Fe между гранатом и клинопироксеном в эклогитоподобных породах Беломорья (1) и Юго-Западного Памира (2) на диаграмме Чэппела и Уайта (Chappell, White, 1970).

I—IV — поля эклогитов: I — связанных с глаукофановыми сланцами, II — связанных с амфиболитовой фацией, III — связанных с кимберлитами, IV — из трубок варьва и из ксенолитов в базальтах. Заштриховано — поле эклогитов, связанных с породами гранулитовой фации.  $K'$  — коэффициент распределения, 44, 59 — номера образцов.

шимся в литературе (Володичев, 1975) и вновь полученным анализам гранато-биотитовых пар. После введения поправки по формуле:  $\Delta K = 0,43(Fe - 2,12)^{Gr} + 0,20(Mn - 0,10)^{Gr} + 0,23(Ca - 0,19)^{Gr} - 0,38(Fe - 1,06)^{Bt}$  температура оказалась в среднем  $650^\circ C$ , а давление (по диаграмме  $P - T - \ln K$ ) порядка 7,2 кбар. Этап амфиболитового метаморфизма завершается обильной мигматизацией и гранитообразованием (граниты II группы; Володичев, 1975).

Докембрийская ваханская серия Юго-Западного Памира залегает в фундаменте мезо-кайнозойского подвижного пояса, т. е. современное геологическое положение ваханской серии резко отличается от геологии беломорид, слагающих область протерозойской (Свеко-Феннской) завершённой складчатости в докембрийском Балтийском щите. Однако ранние этапы метаморфического развития этих двух серий имеют много общего. Докембрийская метаморфическая история Юго-Западного Памира начинается с первого тектоно-метаморфического цикла, который, как и в Беломорье, протекает в условиях гранулитовой фации повышенного давления (Другова и др., 1976). Среди кристаллических сланцев основного состава много эклогитоподобных пород, образовавшихся на ранних стадиях цикла. По соотношению  $Fe/Mg$  в  $Gr$  и  $Cpx$  ( $K'$ ) памирские сланцы занимают интервал от  $K' = 9$  до  $K' = 6,5$  (рис. 3), который, по Банно (Banno, 1970), характерен для эклогитов, образовавшихся при температурах гранулитовой фации. Беломорские  $Gr - Cpx$  пары на этой диаграмме попадают в ту же полосу.

Соотношение  $Al_2O_3$  и  $MgO$  в ортопироксенах, которое, по данным Вильсона (Wilson, 1976), чувствительно к метаморфизму, показывает принадлежность  $Hu$  обоих регионов к одной и той же ступени метаморфизма. То же можно сказать и о других породообразующих минералах. Температура образования памирских пород, определенная многими независимыми методами (в том числе по газовой-жидким включениям И. С. Седовой), равна  $750 - 850^\circ$ , а давление 8—9 кбар. Эволюция метаморфизма от I ко II и III циклу выражается в понижении температуры и давления. Однако на Юго-Западном Памире при этом происходит более резкое падение давления, чем в беломорском комплексе. Эти данные подтверждаются и петрологическими наблюдениями. Еще в конце I метаморфического цикла на Памире идет понижение давления, выражающееся в образовании  $Cord$  каем вокруг гранатов в гнейсах, которые отсутствуют в беломорских гнейсах. Во время II этапа метаморфизма на

Юго-Западном Памире существуют зоны силлиманит-ортоклазовой и кианит-ортоклазовой субфации, в беломорских же гнейсах второй этап осуществлялся исключительно в области устойчивости кианита.

Сравнение докембрийских комплексов Юго-Западного Памира и Западного Беломорья доказывает, что в ранние этапы развития метаморфизм в обоих регионах происходил в сходных термодинамических условиях, а его эволюция имела одну и ту же тенденцию. Начальные стадии раннего архейского этапа характеризуются условиями гранулитовой фации, отличающимися от условий гранулитового метаморфизма докембрийских щитов повышенными давлениями. Именно эти особенности определяют специфику формирующихся в ранние этапы метаморфических комплексов, выражающуюся в присутствии в них эклогитоподобных пород, своеобразных  $Gr - Cpx$  гнейсов, в ограниченном развитии гиперстенсодержащих сланцев и ряде других особенностей. Конец первого этапа идет вместе с ультраметаморфизмом при понижении давления, зафиксированного в ряде минералогических превращений и формирования жильного материала с гиперстеном. Следующий этап развития начинается опять метаморфизмом повышенного давления при температурах амфиболитовой фации и знаменует начало нового метаморфического цикла. Давление при метаморфизме в конце II цикла на Юго-Западном Памире было ниже, чем в начале, на 1—1,5 кбар, по данным изучения газовой-жидких включений в кианите И. С. Седовой.

Появление того или иного режима метаморфизма в подвижной области определяется тектоническими условиями, а именно, масштабом вертикальных тектонических движений. Повторение тех или иных режимов метаморфизма в следующих циклах свидетельствует об унаследованности в характере тектонического развития и определяет тип формирующихся метаморфических поясов. Сходство метаморфической эволюции двух регионов (Памира и Беломорья) объясняется сходными геологическими условиями, существовавшими в этих регионах в раннем докембрии. Амплитуда вертикальных движений в подвижных областях раннего докембрия, обусловившая появление описанных специфических режимов метаморфизма была ограничена тем уровнем тектонической дифференциации, который был возможен на ранних стадиях развития земной коры. Поэтому маловероятно появление в архее метаморфизма экстремальных режимов, которые документально установлены только с протерозоя.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов на примере Беломорского комплекса. Л., «Наука», 1975.  
 Горохов И. М., Кутявин Э. П., Володичев О. И. и др. Rb — Sr-система в гранитах Западного Беломорья. — Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов. М., 1973.  
 Другова Г. М., Московченко Н. И., Седова И. С., Миллер Ю. В. Эволюция метаморфизма в фундаменте фанерозойских складчатых областей (на примере Юго-Западного Памира). — Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976.  
 Земная кора Балтийского щита. Л., 1977.  
 Термо- и барометрия метаморфических пород. Л., 1977.  
 Banno S. Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin. — Phys. Earth. Planet. Inter., 1970, vol. 3.  
 Chappell B. W., White A. Y. K. Future data on an "eclogite" from the Sittampundi Complex, India. — Miner. Mag., 1970, vol. 37, N 289.  
 Wilson A. F. Aluminium in coexisting Pyroxenes as a sensitive Indicator of Changes in Metamorphic Grade within the Mafic Granulite Terrane of the Froser Range, Western Australia. — Contr. Min. Petr., 1976, vol. 56, N 3.

В. А. МАРКС

**О РЕГИОНАЛЬНОМ ЗЕЛЕНОКАМЕННОМ МЕТАМОРФИЗМЕ  
РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СЕРИЙ ВУЛКАНИТОВ  
ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА И МУГОДЖАР**

Установление формационной принадлежности различных вулканитов эвгеосинклинальной зоны (Иванов и др., 1974, 1975) и их места в общей истории тектонического развития Уральского складчатого сооружения (Пейве и др., 1977) на основе современных мобилистских представлений позволяет обоснованно выделять среди них комплексы определенных структурно-формационных зон. В настоящей статье описаны некоторые главные особенности проявления вещественных преобразований в вулканитах, особенно их раннегеосинклинальных серий, в результате регионального ареального метаморфизма (зеленокаменного), что позволяет, как нам представляется, обнаруживать фациальный зеленосланцевый тип перерождения и отличать его на разных стадиях формирования вулканогенных комплексов, принадлежащих к структурно-формационной зоне океанической стадии развития Уральской эвгеосинклинали.

Вопросы причинности и характера процессов этого метаморфизма, состава минеральных ассоциаций, условий их формирования и фациальной принадлежности неоднократно рассматривались. Тем не менее однозначного их толкования нет. Продукты «зеленокаменных изменений» часто обобщаются в разрезах геосинклинальных вулканитов, накопленных последовательно в течение ордовикского и силуро-девонского периодов. Однако развитие процессов регионального метаморфизма этого фациального уровня должно быть стадияльно разобцено в соответствии с накоплением разновозрастных вулканитов. Попытки дифференцированного подхода в связи с выделением геологических типов регионально-зеленокаменного метаморфизма привели к появлению таких понятий, как региональный зеленокаменный метаморфизм зон погружений, региональный зеленосланцевый динамотермальный синскладчатый метаморфизм, собственно зеленокаменный изохимический метаморфизм (автометаморфический) периода излияния и накопления вулканитов, региональный зеленокаменный метаморфизм, рассматриваемый как пропилитизация. Таким образом, представления о времени, месте и причинности типов метаморфизма остаются пока недостаточно определенными.

Однако общие закономерности развития регионального метаморфизма при формировании подвижных поясов геосинклинального типа установлены. Впервые это сделали на основании геотектонических признаков Рид (Read, 1957) и геохимических — А. А. Маракушев (1965). Рид выделил орогенический и плутонический типы метаморфизма, показав

их связь со стадиями геосинклинального развития, А. А. Маракушев — ранний «догранитный» метаморфизм формации А и последующий метаморфизм формации Б-I и Б-II, связанный с гранитоидным магматизмом. По мнению А. А. Маракушева, областью широкого развития метаморфических формаций ряда А является, в частности, Уральская эвгеосинклинальная зона с приуроченными к ней зеленокаменными комплексами вулканитов. С. Н. Ивановым и В. М. Нечеухиным (1964, 1969) в результате детального изучения метаморфизованных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ уральской эвгеосинклинали на Южном Урале было установлено, что ранним доорогенным региональным зеленокаменным перерождением охвачены только вулканиты доверхнедевонского возраста, эти изменения обусловлены завершающей деятельностью в подводных условиях тех же вулканических очагов и представляют собой среднетемпературную пропилитизацию. В дальнейшем зеленокаменные толщи подвергались лишь рассланцеванию в связи с динамометаморфизмом орогенного этапа. Эти выводы принципиальны, имеют значение не только для эвгеосинклинальной области Урала. Однако они дискуссионны («региональный зеленокаменный метаморфизм» отождествляется с «пропилитизацией») и не вскрывают реального последовательного проявления метаморфизма в разновозрастных вулканитах, формирующихся на длительном силурийско-девонском интервале геологической истории эвгеосинклинали. Анализ результатов исследований последних лет позволяет рассчитывать на установление критериев выделения в зеленокаменноизмененных вулканитах различных типов зеленокаменного метаморфизма одной фациальной принадлежности или нескольких, но близких по термодинамическим условиям. Формационная же принадлежность метаморфических образований в геосинклиналях должна быть обусловлена особенностями первичного залегания (положения) метаморфитов, их составом, промежуточным и конечным геологоструктурным положением, отразившим геотектоническое развитие области (пояса). С этих позиций целесообразно рассмотреть ряд разрезов (нижних частей) раннегеосинклинальных серий вулканитов Западно-Мугоджарского, Магнитогорского и Тагильского синклиналиев.

Западно-Мугоджарский синклиналий или Западная зеленокаменная зона Мугоджар представляет собой южное продолжение Магнитогорской зоны развития базальтоидного геосинклинального магматизма Урала. Нижняя часть этого разреза сложена раннегеосинклинальной спилит-диабазовой формацией океанической стадии раннего этапа, которая отвечает по петрохимическому составу толентовой натриевой серии пород. По данным С. Н. Иванова и других (1973б) и В. Г. Кориневского (1969, 1976), это подушечные лавы базальтоидов с подчиненными прослоями гналокластитов и яшм (верхнеордовикско-нижнесилурийская мугоджарская свита), согласно налегающие на них диабазовые покровы (канатные лавы) и выдержанные горизонты яшмоидов (верхнесилурийская куркудукская свита), а также комплекс сближенных многократных диабазовых даек, пронизывающих основные вулканиты мугоджарской свиты и замещаемых снизу габброидами. К тем же полосам роев диабазовых даек приурочен комагматичный толентовый вулканической серии пород ордовика — силура комплекс габбро-плаггиогранитов силура — раннего девона и сопровождающих их также сближенных многократных даек кварцевых диабазов и плаггиогранит-порфиоров. Выше по разрезу развиты образования порфиритовой (андезито-базальтовой) формации переходной стадии, отвечающие по петрохимическому составу калиево-нат-

риевой серии пород. Это порфириновые лавы и туфы нижнедевонской млыашинской свиты, залегающие на недеформированных образованиях океанической стадии (устное сообщение В. Г. Кориневского).

Обстоятельное изучение метаморфизма вулканогенных образований Западной зеленокаменной зоны Мугоджар (Ярославцева, 1975) показало широкое развитие регионального зеленокаменного метаморфизма в начальных вулканитах эвгеосинклинальной зоны, представленных образованиями комплекса сближенных многократных даек (а не актогайской свиты; Кориневский, 1972), мугоджарской и куркудукской свит, и наложенного на них зонального динамотермального регионального метаморфизма, достигающего андезин-роговообманкового уровня. Свежие породы млыашинской свиты нижнего девона испытали значительные вещественные преобразования лишь в условиях пренит-пумпеллитовой фации. Из нижележащих образований этим изменениям подверглись в ряде мест преимущественно вулканогенные породы верхних частей куркудукской свиты. В зеленокаменноизмененных вулканитах мугоджарской свиты Н. С. Ярославцевой указываются замещения пироксена, как и другими метаморфическими минералами фации зеленых сланцев, пумпеллитом и отчасти пренитом, а также отмечается незначительное развитие пумпеллита в миндалинах вариолитов периферических частей подушек и кровли покровов. На этом основании в ордовикско-силурийских вулканитах выделяется альбит-хлорит-эпидотовая (пумпеллитовая) субфация фации зеленых сланцев, предшествующая развитию зонально более высокотемпературного метаморфизма, который не затрагивал млыашинских вулканитов. Однако появление пумпеллита и реже пренита отражает скорее всего в породах ордовика — силура поздние регрессивные изменения. В целом минеральные ассоциации метаморфизованных вулканитов ордовика — силура отвечают актинолит-эпидотовой и эпидот-хлоритовой ступеням. Данные о метаморфизме вулканогенных пород Западной зеленокаменной зоны Мугоджар свидетельствуют о том, что вулканиты океанической стадии и комагматичные им габбро-плагиогранитные формации, как и комплексы меридиональных параллельных даек, формировавшиеся в условиях растяжения земной коры (Иванов и др., 1973б, 1974), претерпели в глубоководных условиях широкое площадное и равномерное зеленокаменное перерождение в зеленосланцевой фации. Для них установлена тесная пространственная связь процессов изохимического и аллохимического метаморфизма и их зависимость от неравномерного пропитывания пород растворами, обогащенными натрием (Ярославцева, 1975). Следует отметить, что отсутствие синхронных зеленокаменным изменениям деформаций — отличительный признак метаморфизма этих комплексов. Изменение тектонического режима в переходную стадию развития эвгеосинклинальной зоны, характеризующегося условиями начинающегося сжатия и тектонического скупивания (Пейве, 1974; Иванов и др., 1974), привело к изменению характера проявления вулканизма и состава его производных. Базальтоиды недифференцированных формаций ордовика — силура, представляющие комплекс регионального ареального зеленокаменного метаморфизма, сменились вулканитами андезито-базальтовой фации нижнего девона. В последних отмеченный выше тип метаморфизма не проявлялся. Для них характерны региональные минеральные преобразования различной интенсивности в условиях пренит-пумпеллитовой фации, завершившиеся гидротермальными изменениями. Метаморфизм этого низкотемпературного фациального уровня (особенно его пренитовых субфаций) определялся, ве-

роятно, более низким общим давлением, чем при типичном зеленокаменном перерождении (в более глубоководных условиях), иным режимом давления летучих, в частности, углекислоты, а также связью на завершающих стадиях с поствулканической деятельностью. Самый общий обзор особенностей низкотемпературного метаморфизма образований вулканогенных формаций океанической и переходной стадий в Западных Мугоджарах указывает на его как будто существующую разобщенность по этим стадиям и разнохарактерность как в вещественном, так и в пространственном проявлении.

**Магнитогорский синклиниорий (мегасинклиниорий)** по современным геологическим и геофизическим данным структурно подразделяется на четыре среднепалеозойских поднятия (вулканические пояса), сложенных преимущественно силуро-девонскими вулканогенными образованиями (Прокин, Огарин, 1975). Формационное расчленение последних рассмотрено Д. С. Штейнбергом (1963, 1970), Т. И. Фроловой (1968), Г. Ф. Червяковским (1972), С. Н. Ивановым и другими (1973а, 1975), М. Б. Бородаевской и другими (1973), В. А. Прокиным и И. С. Огаринным (1975). На Южном Урале в силуре и девоне развиты три основные вулканогенные формации. Это недифференцированная спилит-диабаз-кремнистая или формация ранней океанической стадии, контрастная спилито-кератофировая или формация поздней океанической стадии и андезито-базальтовая или формация островных дуг. Высказывается предположение об эволюционной взаимосвязанности первой и второй формаций (Пейве и др., 1977).

Вулканогенные породы нижней части эвгеосинклинального разреза, относимые к силурийской спилит-диабаз-кремнистой формации в Магнитогорском мегасинклинории, развиты широко и устанавливаются во всех вулканогенных поясах. Из контрастных серий пород силурийские вулканиты спилито-кератофировой формации установлены наиболее определенно в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория и в Присакмарской синклинальной зоне (Захаров, Захарова, 1972). Вулканиты недифференцированной формации ассоциируют с кремнистыми образованиями при отсутствии пирокластик, а дифференцированной — с яшмами и пирокластикой, роль которой возрастает с увеличением вверх по разрезу вулканитов среднего и кислого состава. Из островодужных формаций наиболее развита позднесилурийско-раннедевонская андезито-базальтовая, представленная пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами.

Ассоциации силурийских вулканитов недифференцированной вулканогенной формации и отчасти, видимо, спилито-кератофировой представлены в западной части Магнитогорского мегасинклинория и в Присакмарской зоне сакмарской и поляковской свитами. Развитие вулканогенных пород свиты ограничено, они известны в долинах рек Сакмары, Дергамыша и Ташлы. В составе ее отложений развиты преимущественно диабазы, диабазовые порфириты, спилиты и их туфы с простоями кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев. В формировании вулканогенных комплексов силура в Присакмарской синклинальной зоне установлен предлудловский перерыв (Захаров, Захарова, 1972), что с учетом состава лудловского вулканогенного комплекса (наряду с диабазами и спилитами в нем развиты андезито-базальтовые и андезитовые порфириты) позволяет исключить лудловские вулканиты из состава сакмарской свиты и отнести этот комплекс к андезито-базальтовой формации. Зеленокаменное перерождение сакмарских вулканитов основного состава

ва выражено главным образом в развитии в породах эпидота, хлорита, альбита. Устанавливается спорадическое появление в метаморфизованных диабазах и их порфиритовых разностях актинолита. Минеральные ассоциации характеризуют метаморфизм фации зеленых сланцев, в основном ее эпидот-хлоритовую субфацию и в незначительной мере — актинолит-эпидотовую.

Вулканогенные породы, объединяемые под названием поляковской свиты, развиты и в западной части Учалинского района и в окрестностях с. Поляковки. Нижняя часть их разреза представлена реликтами сближенных параллельных диабазовых даек (Семенов и др., 1975) среди наиболее распространенных мелкозернистых диабазов с прослойками яшмовидных кремнистых туфов и туффитов. Среди этой серии нередки более крупнозернистые породы, приближающиеся к габбро-диабазам. Подчиненную роль играют диабазовые порфириты и их туфы. По составу эти породы характерны для недифференцированной вулканогенной формации силура. Выше по разрезу среди диабазов и диабазовых порфиритов увеличивается количество пирокластических пород, кремнистых и углесто-кремнистых сланцев, а также альбитофиров, кварцевых альбитофиров и их туфов. Такая ассоциация скорее отвечает контрастной серии вулканитов и, видимо, относится к формации позднего этапа океанической стадии. Метаморфизм раннегеосинклинальных вулканитов выражен в их равномерном (одной интенсивности) зеленокаменном преобразовании. В тонкозернистых диабазах, часто напоминающих спилиты, наиболее широко развита минеральная ассоциация актинолит+альбит+эпидот+сфен, менее — альбит+эпидот+хлорит+сфен. Реликты пироксена редки. В более крупнозернистых разностях диабазов нижней части разреза свиты, как и в диабазовых порфиритах, наблюдаются те же минеральные преобразования. Отличительная особенность — сохранение реликтов плагиоклаза с отчетливым замещением плагиоклаза альбитом, клиноцоизитом и хлоритом или альбитом, клиноцоизитом и серицитом. Иное преобразование диабазов, тяготеющих к верхним частям разреза (южнее дер. Абзакова) и представляющих собой как бы переходные разности к диабазам, развитым севернее и северо-западнее дер. Абзакова. Они становятся более мелкозернистыми, в них сохраняется пироксен и устанавливаются пумпеллиит и пренит в ассоциации с другими метаморфическими минералами. Актинолит в них отсутствует, пироксен лишь изредка и частично замещен пумпеллиитом. Иногда отчетливо наблюдается развитие альбита и пренита по крупным зернам плагиоклаза, тогда как мелкие лейсты альбита в основном свободны от пренита, развитого неравномерно в основной массе. Подобные минеральные преобразования диабазов приводят к формированию ассоциаций альбит+пумпеллиит+хлорит+клиноцоизит, альбит+пумпеллиит+пренит+(клиноцоизит) и альбит+клиноцоизит+пренит+хлорит. В целом рассмотренная ассоциация вулканитов метаморфизована в условиях фации зеленых сланцев с тенденцией преобразования некоторых из них (поздних?) в условиях эпидот-хлоритовой субфации и пумпеллиит-хлоритовой и пренитовой минеральных ступеней пренит-пумпеллиитовой фации. Следует отметить, что условия последней при зеленокаменном перерождении вулканитов спилито-кератофировых и более поздних андезито-базальтовых формаций в эвгеосинклинальной зоне Южного Урала распространены широко (Нечухин, Маркс, 1969; Нечухин, 1969) и отражают, вероятно, существенное изменение физико-химических условий последующего метаморфизма в отличие от зеленосланцевой фации.

Тагильский синклиниорий сложен эвгеосинклинальными сериями вулканитов Западной и Восточной зон. На Среднем Урале в этих зонах в развитии верхнеордовикско-нижнедевонского вулканизма установлена многофазность его проявления и разнообразие пространственных и временных соотношений формационно различных эффузивных ассоциаций (Каретин, 1967, 1969а, б; Червяковский, 1972). Раннегеосинклинальные серии Западной зоны представлены верхнеордовикско-раннеландоверийской недифференцированной спилит-диабазовой формацией I фазы вулканизма (по Ю. С. Каретину). Это преимущественно диабазовые порфириты, диабазы, редко с прослоями туфов и спилитов. Породы испытали, как правило, в разной степени зеленокаменное перерождение. Часто в значительных объемах амфиболитизированы. В более южных районах Среднего Урала образования этой вулканогенной формации представлены сериями аповулканогенных зеленокаменноизмененных и отчасти уже амфиболитизированных базитов, обрамляющих с запада габбро-гипербазитовые ассоциации Платиноносного пояса. В Первоуральском и Полевском районах к этой части эвгеосинклинального разреза относятся также различные метабазиты (по базальтовым порфиритам, туффитам и туфам), которые входят в состав так называемой невьянской (зюзельской) свиты и среди которых известен комплекс вертикальных параллельных диабазовых даек горы Азов (Иванов и др., 1973б). Западнее Ревдинского массива (разрезы горы Угольной) фиксируются сближенные и рассекающие в субмеридиональном направлении вмещающие базиты дайки основного состава (диабазовые и габбро-диабазовые). Метаморфизованные вулканиты спилито-диабазовой формации западного обрамления Качканарского, Нижнетагильского и Ревдинского массивов платиноносного комплекса, как и зеленокаменноизмененные базиты недифференцированной вулканогенной серии верхнего ордовика — нижнего силура восточного обрамления, в частности Ревдинского массива, характеризуются прежде всего однородностью исходного метаморфизируемого субстрата. Это главным образом измененные диабазовые порфириты (порфиритоиды), диабазы, габбро-диабазы. Вполне вероятно наличие в разрезе пород спилитового типа. Спорадически отмечаются признаки метаморфизованных кремнистых образований. Для обеих зон устанавливается почти полное отсутствие первоначального пирокластического и обломочного материала. Фациальный уровень метаморфизма базитов отвечает в основном фации зеленых сланцев (актинолит-эпидотовой и эпидот-хлоритовой субфаций) и в западной зоне достигает фации эпидотовых амфиболитов и местами амфиболитовой фации. Непрерывная зональность в них отсутствует, а неравномерная региональная амфиболитизация наложена на зеленокаменные изменения и не связана с термическим воздействием габбро-гипербазитовых массивов Платиноносного пояса, в отличие от встречающихся прерывисто в полосе метабазитов западного обрамления продуктов высокотемпературного метаморфизма — двупироксеновых роговиков (Ефимов, Ефимова, 1967). Прогрессивный процесс региональной амфиболитизации протекал в условиях развития фациальных серий повышенных давлений, натрового геохимического фона метаморфизма (Маркс, Яковлева, 1977) и сопровождался неравномерной тектонической проработкой. Структурно-текстурные перестройки характерны для рассматриваемых метабазитов на заключительных стадиях их преобразования. Они, по-видимому, предшествовали и сопровождали амфиболитизацию с образованием фиксируемых

зон развития сланцеватости различной интенсивности и бластомилонитизации и связаны с проявлением метаморфизма зон разломов (Русин, Маркс, 1977). Петрохимические и нормативные составы (по 96 пробам) диабазов и метабазитов в западной и восточной экзоконтактовых зонах указывают на их некоторое различие. В западной полосе, прилегающей к зоне Главного Уральского разлома, их составы отвечают толеитам (с нормативными кварцем и гиперстеном), оливиновым толеитам (с нормативными гиперстеном и оливином) и щелочным базальтам (с нормативными оливином и нефелином), а в восточной — только толеитам. Сопоставление их коэффициентов океаничности, щелочности и глиноземистости (Добрецов, 1975) с коэффициентами современных океанических и континентальных базальтов показало, что большинство составов палеобазальтов (метабазитов) соответствует составам плагиобазальтов срединно-океанических хребтов и только единичные из них отвечают высокоглиноземистым базальтам андезитобазальтовых серий островных дуг. Последнее обстоятельство, как и некоторые отклонения в составах метабазитов западного обрамления, свидетельствует скорее всего лишь о неравномерном, местами аллохимическом их метаморфизме. Есть все основания полагать, что рассматриваемые метабазиты относятся к вулканитам раннегеосинклинальных серий. При метаморфизме таких образований на Южном Урале и в Мугоджарах развиваются, как уже было отмечено, минеральные ассоциации с пумпеллитом и (или) пренитом. В среднеуральских начальных основных вулканитах проявления метаморфизма пренит-пумпеллитовой фации не обнаружено, в том числе и вне зон наложенного прогрессивного метаморфизма. На Среднем Урале в главной зеленокаменной полосе пренит-пумпеллитовые преобразования характерны для вулканогенных пород вышележащей именной серии, относимой к порфириновой формации, и для более молодых вулканитов. Здесь же развиты продукты поствулканической деятельности — пропилиты и различные низкотемпературные метасоматиты. На этом основании на Среднем Урале в вулканогенных породах эвгеосинклинальной зоны устанавливается по глубинности граница между пренит-пумпеллитовой фацией и фацией зеленых сланцев (Логинов, 1969).

История метаморфического преобразования комплексов начальных вулканитов во всей эвгеосинклинальной зоне достаточно сложна и окончательно не выяснена. Однако в общем виде можно констатировать существование в них некоторой вертикальной зональности распределения метаморфических минеральных ассоциаций. Это преимущественно актинолит-эпидотовая ступень преобразования вулканитов недифференцированных формаций со слабой и редкой пумпеллитизацией в верхних частях их разрезов, заметное появление в ассоциациях метаморфических минералов в породах дифференцированных контрастных серий пумпеллита и отчасти пренита, интенсивное развитие преобразований главным образом эпидот(клиноцоизит)-хлоритовой ступени и минеральных ступеней пренит-пумпеллитовой фации в вулканитах последовательно-дифференцированных и порфириновых (андезитобазальтовых) формаций. Такое распределение метаморфических минералов в перечисленных комплексах может быть обусловлено, например, различными величинами общего и парциального давления флюидов (в частности, углекислоты) при одинаковых или близких температурах метаморфизма. Развитие зон наложения зеленосланцевого метаморфизма орогенного этапа без изменений метаморфических ас-

социаций (Иванов, Нечеухин, 1964) и прогрессивного преобразования эпидот-амфиболитового фациального уровня, природа которого обусловлена проявлением метаморфизма зон разломов (дифференциально подвижных зон) или контактового, обнаруживает латеральную зональность.

Рассмотрение особенностей метаморфизма раннегеосинклинальных вулканитов показывает, что в эволюции их регионального зеленокаменного перерождения фиксируется более ранняя, обособленная фаза. Она сопровождается формированием ранних недифференцированных диабазовых, спилит-диабазовых вулканогенных формаций, подобных базальтовой формации ордовика, вулканогенно-кремнистой (офиолитовой) формации ландовера — раннего лудлова уральских раннегеосинклинальных серий, накопление которых завершается тектоническими движениями (шарьированием), формирующими покровы додевонского возраста (Пейве и др., 1971). Это нашло отражение в более высокой степени метаморфизма таких вулканитов (актинолит-эпидотовая субфация) и подтверждается нахождением обломков пород этих комплексов вместе с обломками измененных ультрабазитов, серпентинитов, габброидов в верхах отложений этой части эвгеосинклинального разреза (Захарова, 1967). На ту же особенность в развитии процессов регионального метаморфизма на Среднем Урале (в Тагильской структуре) указывают, на наш взгляд, приводимые Г. Ф. Червяковским (1972) сведения по данным разных авторов о возможном наличии послеландоверийского перерыва в накоплении вулканогенных отложений и о некоторой структурно-тектонической перестройке в венлокское время. Приводятся данные и о смещении областей активного проявления вулканизма к востоку на границе ландоверского и венлокского времен (Каретин, 1969б).

Раннегеосинклинальные толеитовые палеобазальты, испытавшие ранний максимальный метаморфизм актинолит-эпидотовой субфации, обнаруживают петрохимическое сходство с абиссальными толеитами современных срединно-океанических хребтов (Иванов и др., 1973б, и др.). Их преобразования по *PT*-условиям соответствовали тем, которые могли возникать в низах океанической коры в обстановке высокого теплового потока с учетом давления водяного столба. Аналогичные особенности таких преобразований, как и установление метаморфизованных и неизмененных базальтоидных формаций различной формационной принадлежности, фиксируются в рифтовых зонах современных океанов (Чернышева, 1970; Чернышева, Рудник, 1970; Miyashiro и др., 1971; Сапп, 1971). В связи с этим отмеченные особенности состава субстрата метабазитов, их положения в разрезе раннегеосинклинальных серий и вещественного преобразования приобретают важное значение. Они указывают на возможную сопоставимость метаморфизма рассматриваемых базитов с метаморфизмом океанического дна, в понимании Миясиро (1976). Такие комплексы метаморфических пород в палеозойских геосинклиналях, сформированных на океанической коре, следует рассматривать как самостоятельные, формационно разобщенные этапом метаморфизма и тектоническими процессами с метаморфическими (метабазитовыми) комплексами последующих стадий.

#### ЛИТЕРАТУРА

Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К., Маренина Т. Ю., Саглов В. В., Ширай Е. П., Агеева С. Г., Штейнберг А. Д. Базальтоидные формации раннегеосинклинального этапа колчеданосных подвижных



поясов (на примере Магнитогорского мегасинклиория).—Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973.

Добрецов Н. Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклиальных базальтоидов.—Геология и геофизика, 1975, № 2.

Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытымский платиноносный массив. М., «Недра», 1967.

Захаров А. А., Захарова А. А. Стратиграфическое расчленение и петрохимическая характеристика силурийских вулканогенных образований Присакмарской синклиальной зоны на восточном склоне Южного Урала.—Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 16. Уфа, 1972.

Захарова А. А. Петрографический состав силуро-девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского мегасинклиория (на примере Бурибайского района).—Материалы I Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1967.

Иванов С. Н., Нечехин В. М. О времени зеленокаменных изменений и происхождении натриевых и существенно калиевых серий в геосинклиальных образованиях Урала.—Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 3.

Иванов С. Н., Нечехин В. М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ.—Геология рудных месторождений, 1969, № 1.

Иванов С. Н., Червяковский Г. Ф., Нечехин В. М., Дианова Т. В. Основные особенности развития эвгеосинклиалей (по данным палеовулканических исследований на Урале).—Эволюция вулканизма в истории Земли. Материалы I Всесоюзного палеовулканического симпозиума. М., 1973а.

Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале.—Докл. АН СССР, 1973б, т. 211, № 4.

Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечехин В. М., Смирнов Г. А., Ефимов А. А., Ферштагер Г. Б. Палеозойская история Урала.—Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.

Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Нечехин В. М., Смирнов Г. А., Червяковский Г. Ф., Челноков В. П. О принципах формационного расчленения эвгеосинклиальных вулканических образований Южного Урала.—Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа, 1975.

Каретин Ю. С. Новая схема развития силурийского вулканизма северной части Среднего Урала.—Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 5.

Каретин Ю. С. Условия формирования и геоструктурная позиция эффузивных формаций Тагильского погружения.—Сов. геология, 1969а, № 2.

Каретин Ю. С. Силурийский вулканизм северной части Среднего Урала.—Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1969б.

Кориневский В. Г. Нижнедевонская вулканогенная формация Западных Мугоджар. Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1969.

Кориневский В. Г. Принципиальный вопрос стратиграфии силура Мугоджар.—Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1971г. Свердловск, 1972.

Кориневский В. Г. Раннегеосинклиальный дайковый комплекс Мугоджар.—Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Труды Ильменского гос. заповедника УНЦ АН СССР, вып. 15. Свердловск, 1976.

Логинов В. П. Пренит-пумпеллитовая фация регионального метаморфизма в Главной зеленокаменной полосе Среднего Урала.—Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Урал. петрогр. совещ., т. 5. Свердловск, 1969.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.

Маркс В. А., Яковлева О. М. О роли давления при формировании metabазитов западного обрамления габбро-гипербазитовых комплексов Урала.—Тезисы докладов Третьего Всесоюзного симпозиума по метаморфизму, т. 2. Свердловск, 1977.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М., «Мир», 1976.

Нечехин В. М. Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале.—Метаморфизм горных пород Главной вулканогенной зоны Урала. М., «Наука», 1969.

Нечехин В. М., Маркс В. А. Метаморфизм горных пород западного крыла Магнитогорского синклиория на Южном Урале.—Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Урал. петрогр. совещ., т. 5. Свердловск, 1969.

Пейве А. В. Урал и Аппалачи—сравнительная характеристика.—Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М., «Наука», 1974.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Урала.—Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.

Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечехин В. М., Перфильев А. С., Пучков В. Н. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала. М., «Наука», 1977.

Прокин В. А., Огаринов И. С. Палеотектонические условия формирования силуро-девонских вулканогенных формаций на Южном Урале.—Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа, 1975.

Русин А. И., Маркс В. А. Вопросы геолого-тектонической типизации метаморфических комплексов Урала.—Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977.

Семенов И. В., Гревцов Г. А., Бельков Ю. П., Бобров В. Н. Новые реликты комплекса параллельных диабазовых даек в раннегеосинклиальных образованиях Урала.—Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1974г. Свердловск, 1975.

Фролова Т. И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании.—Сов. геология, 1968, № 11.

Червяковский Г. Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., «Наука», 1972.

Чернышева В. И. Зеленокаменноизмененные породы рифтовой зоны срединных хребтов Индийского океана.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 9.

Чернышева В. И., Рудник Г. Б. О формационной принадлежности основных эффузивных, интрузивных пород и гипербазитов рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана.—Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 2.

Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала.—Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.

Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм геосинклиальных областей и его металлогения.—Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.

Ярославцева Н. С. Метаморфизм магматических пород зеленокаменной зоны Мугоджар. Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1975.

Cann J. R. Petrology of basement rocks from Palmer Ridge, NE Atlantic.—Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1971, vol. A 268, N 1192.

Miyashiro A., Shido F., Ewing M. Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24 and 30° N.—Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1971, vol. A 268, N 1192.

Read H. H. The granite controversy. London, Thomas Murby, 1957.

А. И. РУСИН

## МИГМАТИТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА

В метаморфических комплексах Урала либо в их высокотемпературных зонах давно известны мигматиты — породы смешанного состава, сложенные двумя составляющими: интенсивно метаморфизованным субстратом и кварц-полевошпатовым гранитоидным материалом. Указания на их широкое развитие можно найти почти во всех работах по геологии глубокометаморфизованных толщ. С различной детальностью приводятся петрографическая и морфологическая характеристики и высказываются неоднозначные мнения об их происхождении, отражающие почти все существующие гипотезы генезиса мигматитов. Присутствие мигматитов в метаморфических комплексах часто использовалось для доказательства их докембрийского возраста либо, напротив, объяснялось развитием «мигматитового фронта» в связи с гранитоидным магматизмом палеозойской эвгеосинклинали (Романов, 1958). Общая особенность большинства публикаций по мигматитам — практически полное отсутствие петрохимических данных об их составляющих — палеосоме и неосоме. Приводимые многими авторами химические анализы общего состава мигматитов, без указания характера распределения и количества кварц-полевошпатового материала, бесполезны для генетических реконструкций и, например, для неравномерно мигматизированных амфиболитов, сопоставимы с абстрактным анализом «габбро-гранита». Сведения о раздельном опробовании субстрата и гранитоидных обособлений содержатся в единичных работах (Левин, Левина, 1972; Русин, 1972, 1974; Ферштатер, 1977).

Опубликованные в сводных работах (Романов, 1958; Кейльман, 1974) унифицированные модели формирования высокотемпературных комплексов Урала не включают детальной сравнительной характеристики развитых в них мигматитов. Использование же в качестве главных морфологических и петрографических признаков и очень общее определение процессов гранитизации создают, по мнению автора, ложное впечатление о единообразии мигматитов во всех комплексах и соответственно единстве их генезиса.

Проведенные нами исследования по типизации метаморфических комплексов Урала (Русин, Маркс, 1977), специальное изучение мигматитов и их корреляции позволяют говорить о наличии генетических связей мигматитов с определенными типами метаморфических комплексов. Такие связи устанавливаются по ряду признаков (см. табл. 10), отражающих пространственные и термодинамические характеристики,

парагенетические соотношения составляющих мигматитов, специфику и общую направленность высокотемпературных аллохимических процессов, тектоническое положение, связи с гранитоидным магматизмом и особенности метаморфогенной минерации. Несмотря на некоторую условность отдельных характеристик, они дают возможность выделять мигматиты ареальных комплексов, зональных комплексов и комплексов бластокатаклизитов. Особое место занимают мигматитоподобные породы, которые в данной статье детально не рассматриваются.

## МИГМАТИТЫ АРЕАЛЬНЫХ (НЕЗОНАЛЬНЫХ) КОМПЛЕКСОВ

Ареальные комплексы развиты в различных зонах и в общей структуре Урала (Пейве и др., 1977) представляют собой разобщенные глыбы кристаллического фундамента платформы. Они занимают площади от нескольких сотен до десятка тысяч квадратных километров. В период формирования палеозойской эвгеосинклинали эти глыбы, сложенные «доуральскими» метаморфическими комплексами пород, в силу своей консолидированности (жесткости) испытывали главным образом разломные деформации и сохранили основные признаки раннего метаморфизма, позволяющие коррелировать их с однотипными образованиями нижнего докембрия (Русин, 1976; Русин, Маркс, 1977). Имеющиеся различия в геологическом строении и фациальных уровнях высокотемпературного метаморфизма не мешают в большинстве случаев выявлению характерной их особенности — регионального проявления процессов ультраметаморфизма с определенной последовательностью (плагмиогматизация-эндербитизация, гранитизация-чарнокитизация, анатексис) и химической направленностью. Наиболее изучены в настоящее время мугоджарский и тараташский комплексы. Имеются преимущественно геологические и петрографические материалы о мигматитах ильменогорского и салдинского комплексов. С некоторой условностью к этому типу мигматитов относятся образования уфалейского, харбейского и хобейского комплексов.

Мугоджарский комплекс, обнажающийся на территории более десяти тысяч квадратных километров в южной оконечности Урала, составляет две глыбы (Улыталдыкскую и Карабутакскую), разделенные со значительным смещением меридиональным Балкымбайским грабеном. Метаморфизм его характеризуется однородностью на высокотемпературном уровне альмандин-амфиболитовой фации в режиме давления дистен-силлиманитовой серии. *PT*-параметры, по данным И. А. Ефимова и Г. И. Бурда (1970), соответствуют 8—9 *кбар* и 530—690°C. Мигматиты развиты регионально и обладают рядом особенностей, выделение которых в других комплексах из-за худшей обнаженности и значительно меньших размеров не всегда возможно.

По морфологическим особенностям среди мигматитов, в соответствии с классификациями Н. Г. Судовикова (1964) и К. А. Шуркина (1957), выделяются полосчатые, порфиробластические, линзовые, ветвисто-жилковатые, сетчатые, агматитовые и птигматитовые разновидности (рис. 1—7). Наиболее широко представлены полосчатые, линзовые и порфиробластические мигматиты. Гранитоидные обособления в полосчатых мигматитах колеблются по мощности от нескольких миллиметров до 5—10 см, иногда выклиниваются и приобретают линзовидную форму. Контакты их с субстратом в большинстве случаев четкие. В субстрате, вблизи контактов с кварц-полевошпатовыми обособ-

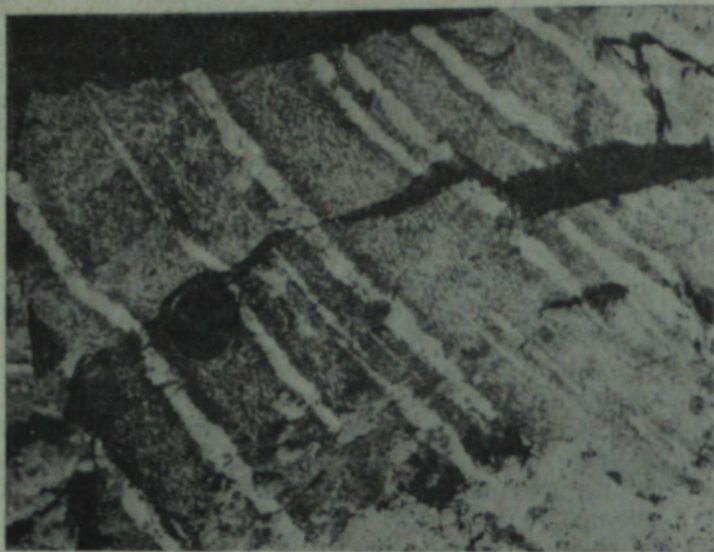


Рис. 1. Полосчато-мигматизированный амфиболит с меланократовыми каемками у контактов гранитоидных обособлений. Верхнее течение р. Улыталдык.



Рис. 2. Полосчатый мигматит по биотитовому гнейсу. Верховья р. Мильсай.

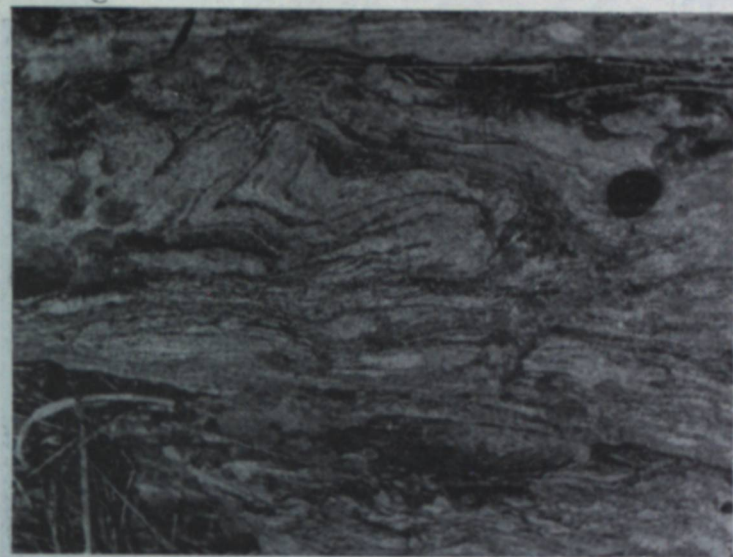


Рис. 3. Тонкополосчато-мигматизированный складчатый биотитовый гнейс. Нижнее течение р. Карасай.

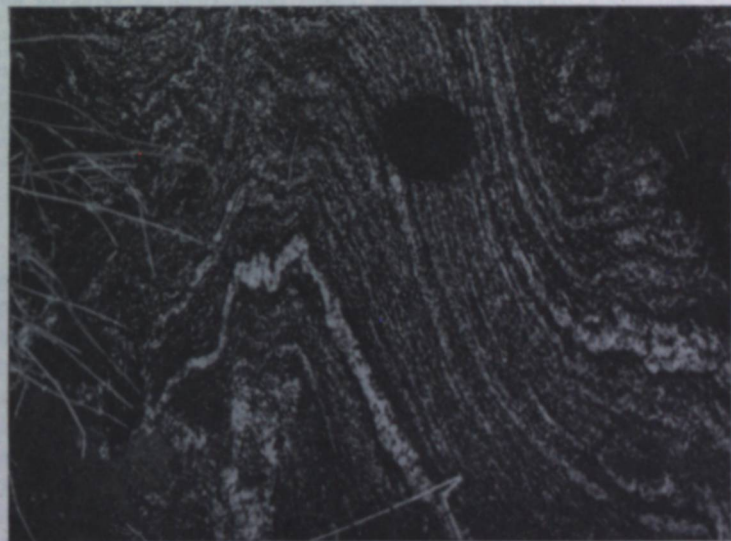


Рис. 4. Складчатый тонкополосчатый мигматит по биотит-амфиболовому гнейсу. Р. Улыталдык; выше устья Тулепсая.

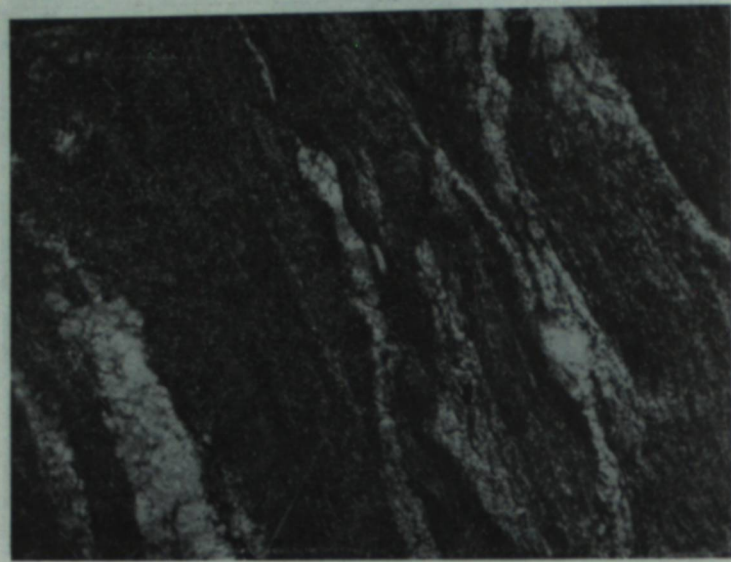


Рис. 5. Пегматондные обособления мигматизированного амфиболита. Верховья р. Улыталдык.

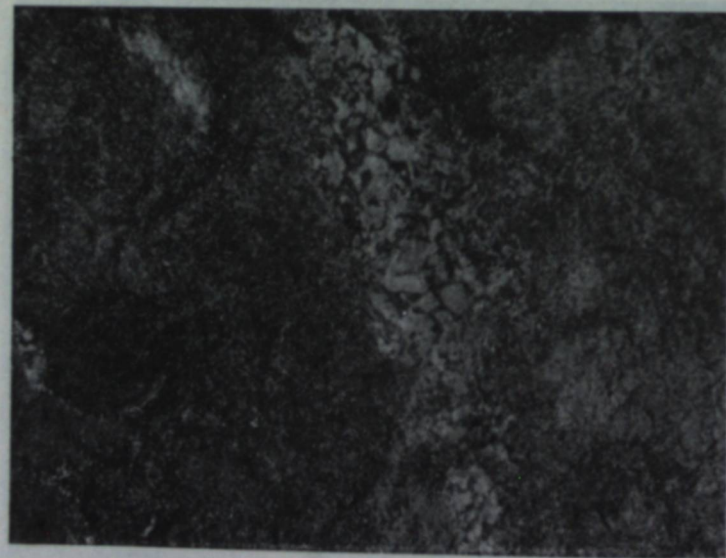


Рис. 6. Кварц-полевошпатовые обособления в массивном амфиболите. Среднее течение р. Каинды.

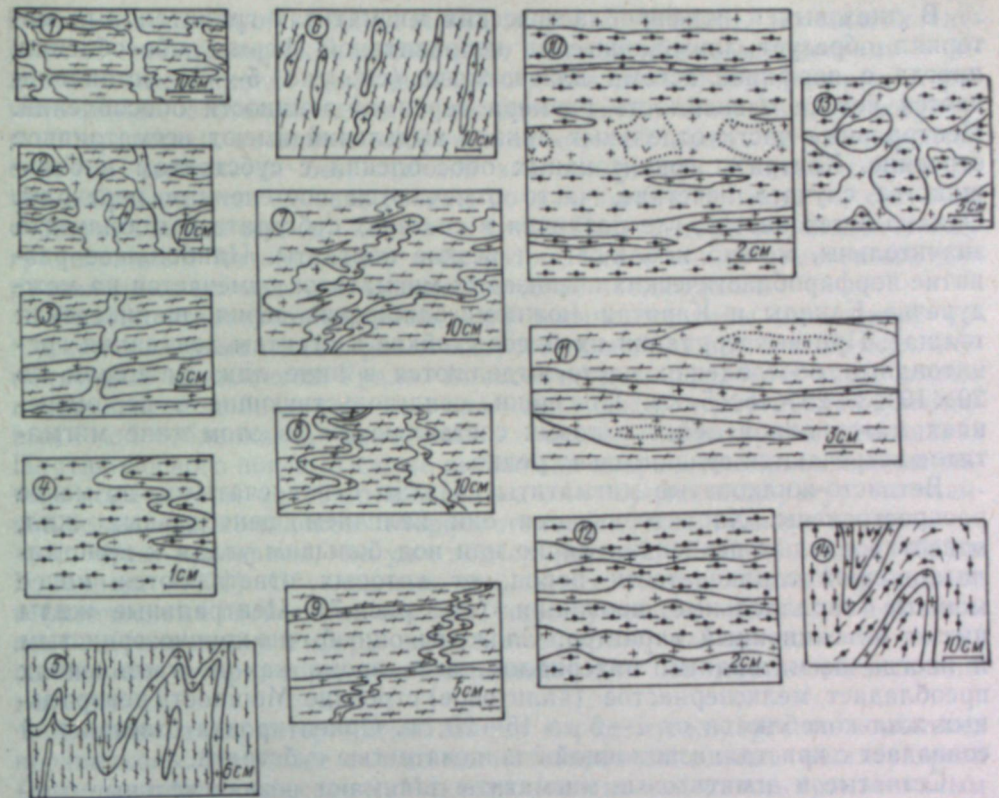


Рис. 7. Характер мигматизации пород мугоджарского комплекса.

1 — сетчатый мигматит по биотитовому гнейсу, междуречье Каинды и Карасая; 2 — ветвисто-жилковатый мигматит, там же; 3 — полосчато-мигматизированный биотитовый гнейс с секущими прожилком («центральным»), нижнее течение р. Карасая; 4 — птигматитовый прожилок в амфиболите, р. Тулепсай; 5 — сопряженный птигматитовый прожилок в полосчатом мигматите, р. Улыталдык; 6 — линзовый мигматит, там же; 7, 8 — птигматитовый мигматит, р. Улыталдык; 9 — сопряженные птигматитовые прожилки в полосчатом мигматите, р. Улыталдык; 10 — полосчатый мигматит по амфиболиту (в мощном прожилке показаны обособления, обогащенные кварцем и роговой обманкой), р. Каинды; 11 — линзовый мигматит с пегматондными центральными частями обособлений, р. Карасая; 12 — порфиробластический (полосчатый) мигматит с амфиболитовым субстратом, р. Каинды; 13 — агматитовый мигматит по амфиболиту, р. Каинды; 14 — полосчато-мигматизированный складчатый амфиболит, р. Тулепсай.

лениями, часто наблюдаются каемки с увеличенным содержанием темноцветных минералов (см. рис. 1), образующиеся в результате метаморфической дифференциации (Судовников, 1964) либо селективной мобилизации (Менерт, 1971). Каемки, подчеркивающие контрастность составляющих мигматитов, отмечаются главным образом в меланократовых разностях пород. В лейкократовых гнейсах, составы субстрата и гранитоидных обособлений которых близки, они могут отсутствовать (см. рис. 2). Во многих местах полосчатые мигматиты собраны в складки с характерным увеличением мощностей в шарнирах (см. рис. 3 и 4). Иногда в гранитоидных прожилках наблюдается микро-складчатость, свидетельствующая о частичном перемещении материала внутри лейкократовых полос. В целом мигматизация носит синкинематический характер. Часто можно видеть постмигматитовые деформации, в результате которых происходит нарушение целостности полос и усложнение мигматизации.

В линзовых и порфиробластических мигматитах гранитоидный материал образует линзовидные и неправильной формы обособления, иногда с порфиробластами плагиоклаза (см. рис. 5—7). Устанавливается четкая зависимость размера зерен от мощности обособлений. Центральные части отдельных линз и выделений имеют пегматоидное строение. Контакты гранитоидных обособлений с субстратом в большинстве случаев нечеткие, часто отмечаются постепенные переходы. Однако в тех местах, где различия в составах субстрата и мобилизата значительны, можно наблюдать и резкие контакты. Наибольшее развитие порфиробластических и линзовых мигматитов отмечается на междуречье Каинды и Карасая (южноугоджарская серия, шанкенская толща). При выветривании их более стойкие к агентам денудации гранитоидные обособления часто отделяются в виде линз размером до  $20 \times 10 \times 3$ ,  $25 \times 15 \times 5$  см. Признаки, свидетельствующие о перемещениях материала в лейкократовых составляющих, в этом типе мигматитов встречаются сравнительно редко.

Ветвисто-жилковатые мигматиты связаны с полосчатыми, но менее распространены. Характеризуются они наличием центральных жил, ориентированных перпендикулярно или под большим углом к кристаллизационной сланцеватости пород, от которых ответвляются менее мощные параллельные прожилки (см. рис. 7). Центральные жилы имеют инъекционный характер. Сложены они обычно крупнозернистым и иногда пегматоидным материалом, в то время как в ответвлениях преобладает мелкозернистое (аплитовое) строение. Мощности центральных жил колеблются от 1—2 до 15—20 см. Ориентировка ответвлений совпадает с кристаллизационной сланцеватостью субстрата.

Сетчатые и агматитовые мигматиты занимают незначительные площади, и распространение их часто ограничивается небольшими участками обнажения. При большой концентрации жил, ориентированных под значительными углами к сланцеватости пород, можно наблюдать постепенные переходы от ветвисто-жилковатых мигматитов к сетчатым, а увеличение в последних количества гранитоидного материала приводит к возникновению агматитовых разновидностей. Такие преобразования обуславливаются составом пород субстрата, степенью их трещиноватости и интенсивностью проявления процессов мигматизации. Иногда отмечаются постепенные переходы от агматитовых мигматитов к полосчатым, при которых состав гранитоидных обособлений практически не изменяется. Размеры обломков в агматитах непостоянны. Наряду с мелкими (1—2 см) часто присутствуют глыбы до 0,5 м и более. Контакты их с гранитоидным материалом в большинстве случаев резкие. Форма обломков и глыб угловатая, реже округлая. В гранитоидном материале иногда можно видеть полосчатое строение и структуры обтекания, свидетельствующие об его инъекционном происхождении. Однако перемещение материала, по-видимому, происходит на небольшие расстояния.

Птигматитовые мигматиты встречаются сравнительно редко, хотя отдельные птигматитовые прожилки вполне обычны. Морфология прожилков очень разнообразна (см. рис. 7). Они отличаются мощностями, интенсивностью складчатости, амплитудами складок и характером структурных взаимоотношений с субстратом. Наиболее часто можно видеть интенсивно складчатые, с крутыми углами падения и увеличенными мощностями в шарнирах птигматитовые прожилки, напоминающие складки скольжения. Осн складок в них ориентированы согласно

кристаллизационной сланцеватости пород субстрата. Во многих случаях отмечаются прожилки со строго выдержанными мощностями и более пологими, иногда синусоидальными складками, сопряженные с гранитоидными составляющими полосчатых мигматитов. Иногда встречаются прожилки, на отдельных участках которых мощность их и характер складок изменяется без видимой закономерности. Контакты прожилков в большинстве случаев резкие, но в породах с близким им составом субстрата выражены они не всегда четко. Постепенных переходов между гранитоидным материалом и субстратом, аналогичных отмеченным для других типов мигматитов, в птигматитах не наблюдалось.

Кратко охарактеризованные морфологические типы мигматитов мугоджарского комплекса в различных соотношениях развиты во всех мигматитовых комплексах Урала. Аналогичную морфологию часто имеют и мигматитоподобные породы с плагиоклазовыми и плагиоклаз-цоизитовыми обособлениями, известные в высокотемпературных тектонитах Платиноносного пояса, а также выделения кварца, иногда с незначительным количеством полевого шпата, в низко-, среднетемпературных сланцах зональных комплексов. Морфологические типы не могут служить генетическим критерием, что уже подчеркивали Н. Г. Судовиков (1964) и К. Менерт (1971). Обусловлены они, скорее, тектоническими причинами и физическими свойствами пород. Существующие же аналогии в возникновении однотипных форм в разнотемпературных зонах могут иметь, по мнению автора, определенное значение для понимания генезиса мигматитов.

Степень и характер мигматизации пород мугоджарского комплекса неодинаковы. Наиболее сильно мигматизированы нижние части разреза (южноугоджарская серия). Максимальная насыщенность гранитоидным материалом отмечается в крупнозернистых биотитовых гнейсах шанкенской толщи, развитой на междуречье Каинды и Карасая. Содержание гранитоидного материала достигает здесь местами 50—70% (см. рис. 3). Интенсивно мигматизированы также лейкократовые и магнетитовые гнейсы шагырской толщи, что устанавливается только при тщательном наблюдении, так как состав и окраска составляющих мигматиты в большинстве случаев очень схожи. Иногда только в свежем сколе отчетливо наблюдается мигматизация этих пород, в отличие от биотитовых гнейсов, где гранитоидные составляющие лучше видны на выветрелой поверхности. Сильная, но неравномерная мигматизация, обусловленная пестротой состава, отмечается в породах ортокарасайской толщи.

В преимущественно амфиболитовой части разреза южноугоджарской серии наибольшее насыщение гранитоидным материалом наблюдается в различных типах гнейсов. Амфиболиты в целом мигматизированы слабее. В западной части Карабутацкого блока макроскопически не всегда удается однозначно отделить тонкополосчатые разности амфиболитов от тонкополосчатых мигматитов. В местах повышенной мигматизации зависимость морфологии мигматитов от характера субстрата проявлена наиболее отчетливо.

В породах талдыкской серии мигматизация проявлена слабо, что может быть связано с экранирующим влиянием амфиболитов, как и в мигматитах беломорского комплекса (Шуркин, 1957). В то же время в высокоглиноземистых кристаллических сланцах борлинской свиты довольно часто можно видеть послойные кварц-полевошпатовые обособления с крупными кристаллами кианита.

Минеральный состав гранитоидных обособлений колеблется от пла-

гнограна до кварцевого диорита и изменяется часто даже в пределах одного прожилка. При полевых исследованиях во многих случаях устанавливается его зависимость от состава субстрата. Так, в полосчатых линзовых и порфиробластических мигматитах, образованных по амфиболитам, биотитовым и магнетитовым гнейсам либо высокоглиноземистым кристаллическим сланцам, темноцветные минералы мобилизатов представлены соответственно более крупными зернами роговой обманки, биотита, магнетита и кианита. При переслаивании пород разного состава эта закономерность может наблюдаться в одном обнажении, что трудно объяснить гипотезой анатектической дифференциации или селективного выплавления гранитоидного материала, так как нужно допускать в этом случае существование независимого термодинамического режима в ограниченных и пространственно сближенных объемах, различающихся литологией.

Зависимость состава мобилизатов от исходного субстрата отчетливо подтверждается детальным изучением количественных соотношений и петрографических особенностей минералов (палеосомы — неосомы) мигматитов с различным субстратом (Русин, 1972). Незначительное понижение основности плагиоклазов в гранитоидных обособлениях, хорошо известное и для других районов развития мигматитов подобного типа (Менерт, 1971; Крылова и др., 1972; Шкодзинский, 1976), сходство оптических характеристик калиевых полевых шпатов и темноцветных минералов свидетельствуют о парагенетической равновесности мобилизатов и субстрата. Внутренняя равновесность составляющих мигматитов с «рассеянным гранитным материалом» убедительно доказывается В. С. Шкодзинским (1976) на примере ареального гранулитового комплекса Алданского щита.

Изучение искусственных шлихов с отдельным опробованием мобилизатов и субстрата показывает генетические связи в распределении акцессорных минералов. Так, во всех пробах гранитоидных обособлений мигматитов по биотитовым гнейсам присутствуют, г/т: циркон до 6,2, апатит 1,2—193, ильменит до 28, рутил 0,1—0,9, гранат до 103, гематит 24—30, пирит до 6; реже встречаются: сфен до 2,1, ортит до 0,2, монацит до 13, ксенотим до 1,4, турмалин до 2,7, мартит, лейкоксен, кианит. В субстрате мигматитов по гнейсам биотитовым отмечаются: циркон до 16, апатит до 227, ильменит до 49, сфен до 0,2, ортит до 2,9, монацит до 7,6, рутил до 0,2, гранат до 7,4, гематит 1,8—11, пирит до 2,7, турмалин, кианит, т. е. почти один и тот же набор акцессорных минералов; различия заключаются лишь в количественных соотношениях.

В гранитоидных составляющих мигматизированных амфиболитов акцессорные минералы представлены, г/т: цирконом 1,5—11, апатитом 24—59, ильменитом до 67, магнетитом, сфеном до 5, рутилом до 20, гранатом до 81, гематитом до 46, пиритом до 0,6, а в субстрате отмечаются: циркон до 0,7, апатит 11—16, ильменит, магнетит, сфен до 1,3, рутил до 7,7, гранат до 0,5, гематит и пирит. Как и в мигматитах по биотитовым гнейсам, здесь отмечается сходство наборов акцессорных минералов в составляющих мигматитов, некоторое количественное их преобладание в мобилизатах и меньшее разнообразие, чем в мигматизированных гнейсах.

В мобилизатах магнетитовых гнейсов в качестве акцессориев присутствуют, г/т: циркон 0,3—0,9, апатит, ильменит до 271, магнетит, монацит до 23, ксенотим 0,4—8,7, гранат до 1,6, мартит до 16, гематит

65—97, пирит. Близкий качественно, но с количественными различиями набор акцессориев наблюдается в субстрате и этих пород, г/т: циркон до 0,4, апатит до 1,9, ильменит до 784, монацит до 8,8, гранат, пирит до 1, мартит до 515, магнетит и гематит до 731.

Таким образом, мигматиты содержат акцессорные минералы, свойственные конкретным группам пород (мигматизированным амфиболитам, биотитовым гнейсам, магнетитовым гнейсам). Наибольшее качественное разнообразие устанавливается в мигматизированных биотитовых гнейсах и наименьшее — в амфиболитах. Важно с точки зрения их генезиса качественное сходство наборов акцессорных минералов в составляющих мигматитов, свидетельствующее о их заимствовании в процессе мобилизации гранитоидного материала из первичного субстрата.

Структуры гранитоидных составляющих мигматитов разнообразны: наиболее распространены аплитовая, гранитовая, пегматитовая, реже отмечаются гипидиоморфнозернистая и порфиробластовая. Часто встречаются реликты гранобластовой и гетеробластовой структур, причем переходы от них к гранитовым не всегда четкие. Лейкократовые прослои тонкополосчатых мигматитоподобных пород всегда гранобластовой структуры. В мобилизатах мигматитов в отдельных случаях можно наблюдать ориентированное расположение минералов, совпадающее с простиранием кристаллизационной сланцеватости. Хорошо видны в мигматитах наложенные метасоматические преобразования, представленные антипертитамы замещения, а также межгранулярно и порфиробластически развитыми зернами калиевого полевого шпата, часто наиболее отчетливо проявленные в гранитоидных составляющих. Как в субстрате, так и в мобилизатах отмечаются ранние катакластические явления, фиксируемые по мозаичному погасанию кварца, изогнутости двойниковых полосок плагиоклаза и чешуек слюды, и более поздние, устанавливаемые по раздробленности зерен с заполнением микротрещин калишпатовым, кварцевым и кварц-эпидотовым материалом. В гранитоидных обособлениях эти явления выражены более резко, что можно объяснить различной пластичностью составляющих мигматитов.

Химический состав гранитоидных обособлений мигматитов очень непостоянен (табл. 1). Наблюдаются значительные колебания в содержаниях почти всех окислов. Максимальные отклонения от средних содержаний характерны для мобилизатов амфиболитов (см. табл. 1 и 4). Общая, наиболее яркая особенность всех кварц-полевошпатовых обособлений — постоянное преобладание окиси натрия над окисью калия, обуславливающее плагиогранитоидный состав мобилизатов и позволяющее определять породы как плагиомигматиты, а ультраметаморфические процессы, приводящие к мобилизации плагиогранитоидного материала при формировании плагиомигматитов, — как плагиомигматизацию, в отличие от плагиогранитизации и гранитизации, ведущих к формированию массивов гранитоидных пород.

Устанавливается отчетливая зависимость химического состава мобилизатов от субстрата (см. табл. 1 и 4). Так, плагиогранитоидные обособления амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов характеризуются повышенным содержанием окисей кальция и магния, а также закисного железа, которое увеличено и в высокоглиноземистых кристаллических сланцах. Повышенное содержание щелочей, объясняемое присутствием калишпата, отмечается в обособлениях гнейсов биотито-

Химический состав плагиогнибматитов мугаджарского комплекса, вес. %

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Сумма	Ab/An	Минеральные парагенезисы
Плагиогнибматиты по амфиболитам															
508-10в	50,76	0,71	14,70	3,72	7,06	0,05	8,30	10,40	2,50	1,00	0,30	0,70	100,20		С. Pl <sub>28</sub> —Pog—Kв
508-10г	73,55	0,08	15,35	0,42	0,58	—	0,31	3,48	4,50	0,68	—	0,69	99,64	2,3	М. Pl <sub>23</sub> —Кв—Pog
Pу37-2	52,92	0,82	15,87	3,54	5,45	0,40	7,35	11,21	1,10	0,60	0,12	0,70	100,03		С. Pl <sub>27</sub> —Pog—Кв
Pу37-3	76,14	0,15	13,37	0,68	1,01	0,05	1,11	4,15	2,20	0,41	0,08	0,84	100,19	1,0	М. Pl <sub>30</sub> —Кв—Pog
Pу16-9	48,08	1,47	19,70	3,40	6,47	0,16	7,69	7,08	1,60	1,43	0,25	2,40	99,52		С. Pl—Pog—Би—Кв
Pу16-10	69,68	0,45	14,97	1,29	1,50	0,03	3,50	3,59	2,33	1,20	0,10	1,21	99,85	1,2	М. Pl <sub>30</sub> Кв—Би—Pog
521-4а	43,22	1,01	16,23	7,28	7,78	0,17	8,22	13,59	1,25	0,62	0,25	1,04	100,54		С. Pl <sub>42</sub> —Pog—Кв
521-4б	68,00	0,26	15,30	0,72	2,10	0,05	1,35	6,93	3,40	0,50	0,07	1,10	99,86	1,2	М. Pl <sub>27</sub> —Кв—Pog
148-2	51,46	1,25	14,27	6,81	3,96	0,11	5,03	9,19	4,00	1,58	1,00	1,96	100,62		С. Pl <sub>26</sub> —Pog—Кв
148-1	74,90	0,25	11,81	3,52	—	—	0,77	3,76	4,20	0,56	0,24	0,50	100,51	3,2	М. Pl <sub>23</sub> —Кв
Плагиогнибматиты по биотит-амфиболовым гнейсам															
Pу30-2	64,02	0,65	16,72	1,70	4,20	0,10	3,39	5,36	1,75	0,60	0,13	1,84	100,46		С. Pl <sub>41</sub> —Кв—Pog—Би
Pу30-3	71,77	0,14	15,63	1,43	1,67	0,04	1,25	4,80	2,50	0,50	0,05	0,53	100,31	0,9	М. Pl <sub>27</sub> —Кв—Би—Pog
Pу66-1	63,50	0,55	17,14	1,70	3,15	0,10	2,00	5,32	4,10	1,35	0,30	0,78	99,99		С. Pl <sub>40</sub> —Кв—Pog—Би
Pу66-2	70,40	0,22	16,67	0,68	1,26	0,03	0,86	4,26	4,50	0,62	0,12	0,68	100,30	2,0	М. Pl <sub>23</sub> —Кв—Би
P7-9	62,86	0,75	15,33	1,84	4,79	0,09	3,25	3,82	3,06	1,04	—	2,23	99,06		С. Pl <sub>24</sub> —Кв—Pog—Би—Гр
P7-10	72,34	0,07	15,48	0,10	2,38	0,02	0,45	3,31	4,10	0,78	—	0,42	99,45	2,3	М. Pl <sub>20</sub> —Кв—Би
Плагиогнибматиты по биотитовым гнейсам															
431а	63,86	0,64	16,74	3,71	2,01	0,06	2,37	4,88	4,10	1,10	0,27	0,68	100,42		С. Pl <sub>28-25</sub> —Кв—Кшп—Би
431б	74,01	0,11	14,43	1,08	0,14	0,01	0,72	4,06	4,60	0,09	0,90	0,47	100,62	2,6	М. Pl <sub>20</sub> —Кв—Кшп—Би
Pу26-1	73,70	0,23	12,67	0,64	0,43	—	0,74	0,70	3,33	5,90	0,19	0,61	99,34		С. Pl <sub>28</sub> —Кв—Би—Кшп
Pу26-2	73,66	0,16	15,92	1,06	0,52	0,02	0,77	1,39	2,45	3,50	0,06	0,43	99,94	3,4	М. Pl <sub>23</sub> —Кшп—Кв—Би
Pу27-1	70,68	0,23	14,69	2,88	1,08	0,01	0,59	1,40	4,30	3,66	0,19	0,67	100,38		С. Pl <sub>28</sub> —Кв—Би—Кшп
Pу27-2	73,48	0,13	16,42	0,84	0,64	0,02	0,55	1,40	3,10	2,41	0,10	0,42	99,52	4,1	М. Pl <sub>27</sub> —Кв—Би
521-2	70,54	0,40	14,45	1,44	1,58	0,03	2,32	0,20	4,80	1,50	0,20	0,68	99,50		С. Pl <sub>24</sub> —Кв—Би—Кшп
521-5	73,83	—	13,80	1,37	0,36	—	1,30	—	6,22	2,25	—	0,42	99,55		М. Pl <sub>20</sub> —Кв—Би—Му
Плагиогнибматиты по гнейсам лейкократовым (магнетитовым)															
Pу38-3	73,15	0,25	16,63	2,97	0,54	0,02	0,21	0,90	3,80	1,36	0,07	0,19	100,09		С. Pl <sub>29</sub> —Кв—Кшп—Ви—Мг
Pу38-4	72,68	0,11	16,56	1,54	0,68	—	0,33	1,11	4,20	1,72	0,07	0,73	99,73	7,4	М. Pl <sub>27</sub> —Кв—Кшп—Би
Pу15-1	74,36	0,22	17,20	1,22	0,30	0,01	0,56	1,96	2,40	2,50	0,04	0,32	101,19		С. Pl <sub>22</sub> —Кв—Кшп—Мг
Pу15-2	74,05	0,10	16,57	0,85	0,27	—	0,36	1,29	3,11	2,73	0,04	0,36	99,73	4,4	М. Pl <sub>20-27</sub> —Кв—Кшп—Мг
Плагиогнибматиты по кианитовым кристаллическим сланцам															
P10-1а	63,84	0,92	16,64	2,47	4,82	0,09	2,34	1,12	2,48	1,45	—	2,89	99,06		С. Pl <sub>20</sub> —Кв—Би—Ки—Сил
P10-1б	72,50	0,31	16,07	0,91	2,57	0,04	0,76	1,18	2,92	1,26	—	1,30	99,82	4,5	М. Pl <sub>18</sub> Кв—Ки—Би
P12-1	54,45	1,24	20,10	4,91	4,95	0,09	3,35	1,40	2,50	2,88	—	3,38	99,25		С. Pl <sub>24</sub> —Кв—Би—Му—Ки
P138-3	77,58	0,20	12,64	0,22	2,28	0,03	0,47	1,06	3,08	0,88	—	0,57	99,01	6,4	М. Pl <sub>13</sub> —Кв—Ки—Би

Примечание. В табл. 1 и последующих приняты следующие сокращения названий минералов и составляющих гнибматитов: С. — субстрат, М. — мюлит, лезит (проджало), Pl<sub>23-28</sub> — плагиоклаз и его номер, Кв — кварц, Би — биотит, Му — мусковит, Pog — розовая обманка, Амф — амфибол, МПн — моноклинный пироксен, Гид — гидротерм, Кшп — кианит, Сил — силлманит, Гр — графит, Мг — магнетит.

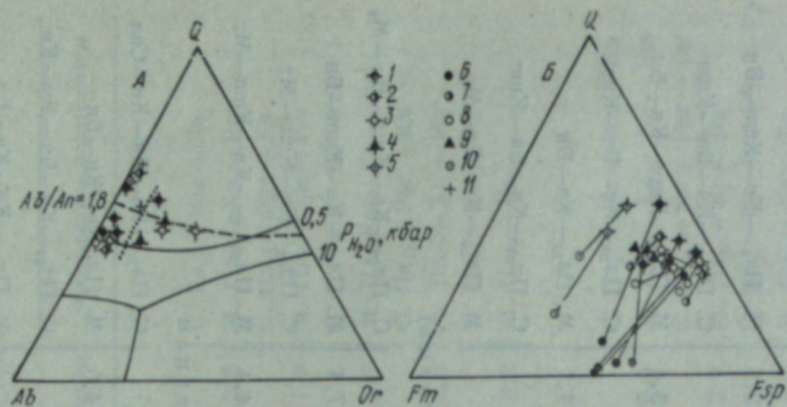


Рис. 8. Нормативные составы мигматитов мугоджарского комплекса на диаграммах кварц—альбит—ортоклаз (А) и кварц—полевые шпаты—фемические минералы (Б).

Мобилизаты: 1 — амфиболитов, 2 — биотит-амфиболовых гнейсов, 3 — биотитовых гнейсов, 4 — магнетитовых (лейкократовых) гнейсов, 5 — кианитовых кристаллических сланцев; Субстрат: 6 — амфиболиты, 7 — гнейсы биотит-амфиболовые, 8 — гнейсы биотитовые, 9 — гнейсы магнетитовые, 10 — кианитовые кристаллические сланцы; 11 — кварц-полевошпатовые прожилки из глиноземистых гнейсов беломорского комплекса (Нагайцев, 1974).

вых и магнетитовых, а в последних, кроме того, количество окисного железа в отдельных случаях достигает величины, характерной для мобилизатов амфиболитов. Максимальное значение кремнезема устанавливается в прожилках кианитовых кристаллических сланцев и гнейсов биотитовых. Содержание окиси титана закономерно понижается от мобилизатов амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов (присутствует сфен) до биотитовых и магнетитовых гнейсов и затем резко возрастает, за счет развития рутила, в глиноземистых кристаллических сланцах. С повышением кислотности и щелочности мобилизатов связано постепенное уменьшение окисей кальция и магния от амфиболитов к биотитовым, магнетитовым гнейсам и кианитовым кристаллическим сланцам.

Интересно соотношение ряда коэффициента на диаграммах распределения субстрат — мобилизат (см. рис. 17). Отчетливо видно повышение щелочности в мобилизатах мигматитов, за исключением двух анализов биотитовых гнейсов с более высокой щелочностью субстрата. Отношение окиси натрия к сумме щелочей также повышено в лейкосомах. Распределение в составляющих мигматитов нормативного анортита и магнезиальности несколько неожиданно. При общем более высоком содержании анортита в субстрате мигматитов, в породах, бедных кальцием, наблюдается некоторое увеличение нормативного анортита в мобилизатах, а повсеместно устанавливаемое уменьшение содержания окиси магния в лейкосомах не связано прямой зависимостью с изменением магнезиальности в составляющих мигматитов.

Рассмотрение составов калиево-натриевой части мобилизатов плагиомигматитов (рис. 8, А) показывает, что почти все они со значительным разбросом располагаются в кварц-альбитовой области диаграммы выше котектических линий, определенных для системы  $Q-Ab-Or-H_2O$  (Tuttle, Bowen, 1958). Эта область отчасти совпадает с намеченным Винклером и другими (Winkler и др., 1977) для системы  $Q-Ab-Or-An-H_2O$  при  $T=700-730^\circ C$  и  $P_{H_2O}=5$  кбар полем кри-

сталлизации кварц-плагиоклазовых пород с небольшим количеством ортоклаза, присутствующим в твердом растворе и не образующим самостоятельной фазы, что согласуется с плагиогранитным составом мобилизатов. Расплавы такого состава при полной кристаллизации не достигают котектической линии. Повышенные содержания кварца для части мобилизатов находят объяснение в экспериментах Г. Платена (1967), из которых вытекает необходимость возрастания количества кварца при повышении известковистости плагиоклаза. Однако и с поправкой на анортит ( $Ab/An=1,85$ ;  $P_{H_2O}=2$  кбар) анализы некоторых плагиогранитоидных обособлений дают некотектические соотношения полевых шпатов и кварца, что можно объяснить непоследовательностью анатектических процессов при формировании плагиомигматитов. Составы мобилизатов, которые могли проходить стадию расплавления, видимо, формировались при  $P_{H_2O}$  не более 3—4 кбар. Интересно, что анализы кварц-полевошпатовых обособлений из глиноземистых гнейсов беломорского комплекса (Нагайцев, 1974) располагаются в одной области с мобилизатами плагиомигматитов мугоджарского комплекса. Привлечение дополнительных данных могло бы явиться подтверждением сходства условий формирования этих комплексов и правомерности их корреляции (Русин, Марк, 1977).

Нормативные составы мобилизатов и субстрата плагиомигматитов на диаграмме  $Q-Fsp-Fm$  (см. рис. 8, Б) располагаются преимущественно в кварц-полевошпатовой ее части. Гранитоидные составляющие образуют нерезко выраженное поле, как бы окаймляющееся породами субстрата. Несколько обособленно располагаются мигматизированные глиноземистые кристаллические сланцы, мобилизаты которых обогащены кварцем, и амфиболиты. В поле мобилизатов наибольший разброс точек отмечается для обособлений амфиболитов.

Приведенные материалы, свидетельствующие об образовании кварц-полевошпатовых обособлений мигматитов за счет пород субстрата, подтверждаются и геохимическими данными (Русин, 1974) и позволяют рассчитывать баланс вещества (привнос — вынос) при мигматизации различных типов пород. Проведенные ранее расчеты (Русин, 1972), дополненные новыми материалами, дают стабильную картину постоянного привноса Si, Na и выноса остальных компонентов, что характеризует общую химическую направленность процессов плагиомигматизации. Такая направленность устанавливается для многих ареальных комплексов раннего докембрия с регионально развитыми плагиомигматитами амфиболитовой фации (Другова и др., 1959; Кориковский, 1967; Крылова и др., 1972; Судовиков, 1964), по химизму она аналогична процессам эндербитизации, протекающим в условиях гранулитовой фации (Другова и др., 1972).

Максимальное проявление процессов плагиомигматизации в мугоджарском комплексе обуславливает гомогенизацию исходных толщ и формирование крупных (до 240 км<sup>2</sup>) массивов плагиогнейсо-гранитов. Во времени они сменяются региональной гранитизацией, с различной интенсивностью накладывающейся на плагиомигматизированные породы и имеющей свою химическую направленность, заключающуюся в привносе Si, Na, K, Al (Русин, 1974). Анатектические процессы в мугоджарском комплексе проявились ограниченно и не привели к генерации магмы в больших объемах.

Тараташский комплекс слагает глыбу сравнительно небольших размеров (около 400 км<sup>2</sup>), залегающую со смещением среди рифейских



толщ западного склона Южного Урала. Этот выход фундамента Русской платформы — на Урале единственный представитель ареальных комплексов гранулитовой фации. Ранний метаморфизм его, характеризующийся режимом умеренных давлений (алданская фация глубинности) и возрастом 2,7 млрд. лет, местами в значительной степени затушеван высокотемпературными преобразованиями в условиях амфиболитовой фации и широким развитием гранитоидных пород чарнокитовой серии (Ленных, Петров, 1974). Двухэтапность высокотемпературного метаморфизма, обилие гиперстенсодержащих гранитоидных пород (эндербитов, чарнокитов и др.) сложного происхождения затрудняют выяснение характера и последовательности процессов региональной мигматизации. Однако наблюдения в хорошо обнаженных участках (карьер «Радостный», водораздельный гребень Б. и М. Куватала и др.) над взаимоотношениями лейкократовых составляющих мигматитов и гранитоидных пород позволяют выявить некоторые особенности мигматитообразования.

По морфологическим признакам в тараташском комплексе выделяются все типы мигматитов, отмечаемые и в мугоджарском комплексе, но распространенность их иная. При преимущественном развитии полосчатых мигматитов, формирующихся в два этапа, часто встречаются агматитовые, сетчатые и линзовые разновидности. Наиболее сходны с мугоджарскими полосчатые плагиомигматиты первого этапа. Для них отчетливо устанавливается зависимость состава мобилизатов от субстрата, выражающаяся в аналогии темноцветных минералов и в небольшом поокислении плагиоклаза лейкосом, широком развитии реститовых каемок, равновесности минеральных парагенезисов в составляющих мигматитов условиях гранулитовой фации и общем синкинематическом характере мигматизации. Мощности лейкократовых составляющих колеблются от миллиметров до 5, реже 10 см. Насыщение гранитоидным материалом 30—60%. Иногда можно видеть переходы к тeneвым гранитоидам с просвечивающими полосчатыми текстурами. Перемещение материала мобилизатов фиксируется редко в виде тонких секущих ответвлений, соединяющих отдельные лейкосомы. Наряду с гранитовыми структурами лейкократовых обособлений, часто встречаются участки гранобластовых, иногда с крупными (до 1—2 см) порфиробластами плагиоклаза. В мощных обособлениях сохраняются реликты субстрата. Наложенные постмигматитовые деформации усложняют взаимоотношения и в зонах интенсивной дифференциальной подвижности преобразуют плагиомигматиты первого этапа в линзокластические породы, играющие роль субстрата при последующем мигматитообразовании.

Мигматиты второго (основного) этапа характеризуются плагиогранитоидным и гранитоидным составом мобилизатов и по времени образования, видимо, синхронны с процессами эндербитизации и чарнокитизации. Плагиомигматиты полосчатого типа выделяются более крупнозернистым строением лейкократовых прожилков и значительно большими пределами колебания мощностей образуемых ими полос (от миллиметров до 1 м и более). Контакты их преимущественно резкие, но в отдельных случаях можно встретить и расплывчатые. Переходы к агматитовым, сетчатым и другим типам плагиомигматитов постепенные. Многочисленны примеры переходов в секущие тела гранитоидных пород с характерным зеленоватым оттенком плагиоклаза. Зависимости размеров зерен в прожилках от их мощности не устанавливается. В агматитовых мигматитах зерна в кварц-плагиоклазовом материале иног-

да достигают 5—7 мм, при мощности прожилков 2—3 см. Состав гранитоидного материала во многих случаях не зависит от состава субстрата, что позволяет выделять эти плагиомигматиты в группу парагенетически неравновесных, хотя минеральные ассоциации их изофациальны и соответствуют условиям гранулитовой и высокотемпературной части амфиболитовой фации. Наряду с инъекционными плагиомигматитами с однозначными признаками перемещения кварц-плагиоклазового материала на значительные расстояния встречаются кварц-плагиоклазовые обособления грубозернистого сложения, часто с нечеткими контактами, содержащие те же темноцветные, что и субстрат, и характеризующиеся близкой основностью плагиоклаза. Линзовидные и линзовидно-полосчатые мобилизаты в биотит-гранатовых гнейсах часто имеют пегматоидное строение и обогащены калиевым полевым шпатом. Независимость от состава субстрата устанавливается для прожилков гранитоидного состава, обогащенных калием. Характерно, что ксенолиты двупироксеновых кристаллических сланцев в эндербитах представлены в основном плагиомигматитами первого этапа. При полевых исследованиях в хорошо обнаженных участках можно встретить почти все отмеченные типы мигматитов, но из-за внешнего сходства макроскопически не всегда удается выделять среди них разности, обогащенные калием. В керне скважин в большинстве случаев сложный характер взаимоотношений не устанавливается.

Данные о химическом составе составляющих (палеосом и неосом) мигматитов тараташского комплекса не позволяют с одинаковой детальностью охарактеризовать выделяемые разновидности. Так, для плагиомигматитов первого этапа можно указать уверенно лишь одну пару анализов (P246-2 — субстрат, P246-3 — мобилизат) с пониженным содержанием кремнезема в плагиогранитоидном мобилизате двупироксенового кристаллического сланца (табл. 2). Анализы из коллекции Г. Б. Ферштатера (1977), взятые по скважинам, видимо, характеризуют плагиомигматиты и мигматиты инъекционного типа, для которых зависимость химического состава лейкократовых прожилков и субстрата строго не выдерживается. Имеющиеся материалы позволяют по химическому составу лейкократовых обособлений выделять две группы: плагиомигматиты и мигматиты (см. табл. 2 и 4). На диаграмме  $Q - Ab - Or$  (рис. 9, А) эти группы хорошо обособляются, причем лейкократовые составляющие плагиомигматитов подразделяются намеченной Винклером и другими (Winkler и др., 1977) границей на кварц-плагиоклазовые и кварц-плагиоклаз-ортоклазовые с калишпатом в самостоятельной фазе. С учетом поправки на содержание анортита можно говорить о котектических соотношениях калиевых частей для большинства лейкократовых обособлений. По содержанию фемических компонентов прожилки мигматитов и плагиомигматитов не различаются. Они образуют компактное поле в кварц-полевошпатовой области (см. рис. 9, Б). На диаграмме  $CaO - (Fe_2O_3 + FeO) - MgO$  (рис. 10), на которую нанесены все известные нам для тараташского комплекса химические анализы составляющих мигматитов и кварц-полевошпатовых гранитоидных пород (эндербитов и чарнокитов), отчетливо видно значительное перекрытие их полей, что не подтверждает заключения Г. Б. Ферштатера (1977) о некоторой исключительности состава лейкосом. Несколько пониженные содержания окислов магния и железа по сравнению с фанерозойскими гранитоидами характерны для всех пород и могут быть объяснены спецификой гранитообразования в раннем

Химический состав мигматитов и гранитоидных пород тараташского комплекса, вес. %

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	П. п. п.	Сумма	Ab/An	Минеральные парагенезисы
P246-2	48,06	2,19	12,46	5,83	10,92	0,26	5,47	8,18	2,63	0,96	0,16	2,04	99,16		С. Рог—Пл <sub>36</sub> —МПш—Гип—Кв—Мт
P246-3	69,84	0,29	16,01	1,59	1,44	0,04	1,01	3,66	4,03	1,18	0,09	1,31	100,49	2,0	М. Пл <sub>33</sub> —Кв—Рог
P246-4	48,64	1,63	12,77	4,40	11,49	0,21	5,57	8,46	2,48	0,99	0,25	2,50	99,39		С. Рог—Пл <sub>40</sub> —Мпш—Гип—Мт
P246-5	72,12	0,17	12,58	2,48	1,72	0,03	0,81	3,38	3,41	2,22	0,25	1,01	100,18	2,4	М. Пл <sub>36</sub> —Кв—Гип—Ви
Б1117/676	55,20	0,72	14,88	1,32	9,05	0,16	5,87	7,25	3,31	1,20	—	1,21	100,17		С. Пл <sub>36</sub> —Гип—МПш—Би—Рог—Кв
А1117/676	72,98	0,10	14,98	0,18	1,79	<0,05	0,29	3,85	3,96	0,96	—	0,46	99,55	1,9	М. Пл <sub>36</sub> —Би—Рог—Кв
Б163/310	47,94	0,82	14,83	3,53	7,63	0,17	8,75	8,87	1,41	2,60	0,58	2,33	99,46		С. Пл <sub>33</sub> —Рог—Би
А163/310	72,22	0,23	14,38	0,84	1,01	0,03	0,84	3,08	5,11	0,90	0,44	0,76	99,84	3,4	М. Пл <sub>33</sub> —Би—Кв
Б48/658	50,76	1,44	14,27	2,97	10,08	0,20	7,29	4,70	1,95	3,17	0,34	2,27	99,44		С. Пл <sub>33</sub> —Гип—Рог—Би—Кв
А48/658	74,22	0,04	15,16	0,14	0,60	0,01	0,30	4,03	4,28	0,41	0,27	0,14	99,60	1,9	С. Пл <sub>33</sub> —Кв
Б163/637	50,35	0,68	11,59	1,94	8,92	0,18	10,80	10,98	1,90	1,00	0,24	1,09	99,47		С. Пл <sub>30-35</sub> —Гип—МПш—Рог—Кв
А163/637	73,20	0,09	13,85	0,56	1,87	0,04	1,05	3,42	2,76	1,95	0,32	0,34	99,45	1,5	М. Пл <sub>33</sub> —Рог—Би—Кв
Р246-6	72,58	0,11	13,43	1,08	2,08	0,06	0,81	3,66	3,09	1,31	0,23	1,28	100,32	1,5	М. Пл <sub>30</sub> —Кв
А1117/470	73,28	0,08	15,80	2,05	2,05	0,04	0,20	3,58	4,54	1,01	0,20	0,78	101,51	2,3	М. Пл <sub>30</sub> —Би—Кшп—Кв—Мт
А1117/478	76,23	0,13	11,49	2,12	2,12	0,05	0,23	2,34	3,28	1,13	0,23	0,89	98,12	2,5	М. Пл <sub>30</sub> —Кв—Би

## Мигматиты

P246-11	64,84	0,90	14,85	3,31	3,30	0,09	1,62	3,38	3,72	2,11	0,16	1,17	99,45		С. Пл <sub>33</sub> —Кв—Би—Гр—Кш
P246-12	73,40	1,18	13,31	0,79	1,44	0,04	0,40	1,97	2,92	4,68	0,48	0,16	99,77	2,9	М. Пл <sub>33</sub> —Кв—Би—Кшп
Б163/70	50,22	1,18	13,95	5,45	7,99	0,18	5,82	8,62	2,71	1,42	0,33	1,50	99,48		С. Пл <sub>30</sub> —Рог—Би—Кв
А163/70	74,38	0,12	14,09	0,37	0,75	0,02	0,42	2,15	2,91	3,87	0,28	0,34	99,53	2,5	М. Пл <sub>30</sub> —Кв—Би—Кшп
Б1117/418	66,06	0,53	15,53	0,41	3,72	<0,05	1,30	2,15	3,21	5,51	—	1,43	99,85		С. Пл <sub>33</sub> —Би—Рог—Кшп—Кв—Мт
А1117/418	72,14	0,07	14,56	0,25	0,14	0,05	0,19	1,21	3,02	6,77	—	0,60	98,92	5,2	М. Пл <sub>33</sub> —Кв—Кшп
Р246-8	74,22	0,07	13,90	0,16	1,29	0,02	0,30	2,11	2,92	3,56	0,05	0,71	99,31	2,5	М. Пл <sub>30</sub> —Кв—Кшп—Би

## Продолжение таб. 2

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	П. п. п.	Сумма	Ab/An	Минеральные парагенезисы
P181-1	70,08	0,22	14,57	0,16	3,62	0,03	0,60	2,82	4,06	2,39	—	0,49	99,04	2,6	Пл <sub>35</sub> —Кв—Ми—Гип—Би
P249-3	66,09	0,33	15,73	0,59	4,96	0,05	1,42	4,14	3,63	1,90	—	0,54	99,36	1,6	Пл <sub>35</sub> —Кв—Ми—Гип—Рог—Би
P183-7	67,94	0,32	15,82	0,53	4,11	0,03	0,99	2,75	3,18	3,89	—	0,10	99,56	2,1	Пл <sub>31</sub> —Кв—Ми—Гип—Би—Мт
P254-4	72,99	0,06	12,89	0,22	2,82	0,02	0,12	0,68	2,96	6,30	—	0,10	99,06	7,8	Пл—Кв—Ми—Вт

Примечание. Анализ проб с буквами А и Б из коллекции Г. Б. Ферштатера (1977). Сокращения те же, что и в табл. 1.

докембри. В характере распределения некоторых коэффициентов в субстрате и лейкократовых прожилках плагиомигматитов и мигматитов тараташского комплекса (см. рис. 17) устанавливаются те же закономерности, которые отмечены для плагиомигматитов ареального комплекса Мугоджар, и лишь наблюдаются более высокие значения отношения окиси натрия к сумме щелочей в субстрате мигматитов с прожилками гранитоидного состава.

Устанавливаемая при пересчетах химических анализов общая химическая направленность процессов плагиомигматизации (эндербитизации) характеризуется привнесением Si, Na, а мигматизация — Si, K при неоднозначном поведении алюминия и натрия. Для процессов чарнокитизации характерен привнос Si, Na, K и реже Al. Следует подчеркнуть, что говоря о химической направленности процессов, мы имеем в виду относительное различие в составах субстрата и гранитоидных новообразований, не обсуждая способов перемещения и масштабов миграции вещества, так как имеющиеся возможности определения исходного субстрата для ареальных комплексов лишь по петрохимическим данным явно недостаточны. Заключение о «наиболее ярком подтверждении изохимического характера мигматизации» (Ферштатер, 1977, стр. 413) на основании сходства общих анализов мигматитов по пробам керна длиной 0,5 и 100 м из скв. 163 вряд ли может считаться убедительным. При относительно равномерном распределении в полосчатых мигматитах заведомо привнесенного лейкократового материала представительного отобранная небольшая проба из 100-метрового интервала должна отражать средний состав интервала, т. е. доказать изохимичность таким опробованием нельзя. Столь же не строгим в данной работе выглядит заключение о изохимичности метаморфизма, осно-

Таблица 3

Химический состав мигматитов ильменогорской свиты, вес. %

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
P172-1	54,18	0,46	15,75	2,09	7,97	0,10	6,37	8,52	3,28	0,37	0,91	99,96
P172-4	68,70	0,27	17,04	0,35	2,06	0,03	0,37	2,89	6,58	0,14	0,34	99,13
ЛП	68,61	0,42	15,73	0,70	3,01	0,02	0,84	3,07	5,12	1,24	0,77	99,80

Примечание. P172-1 — субстрат (Pог—Пл<sub>24</sub>—Кв); P172-4 — мобилизат (Пл<sub>22-23</sub>—Кв—Pог); ЛП — анализ мобилизата из коллекции В. Я. Левина и Ю. Д. Панкова (1963).

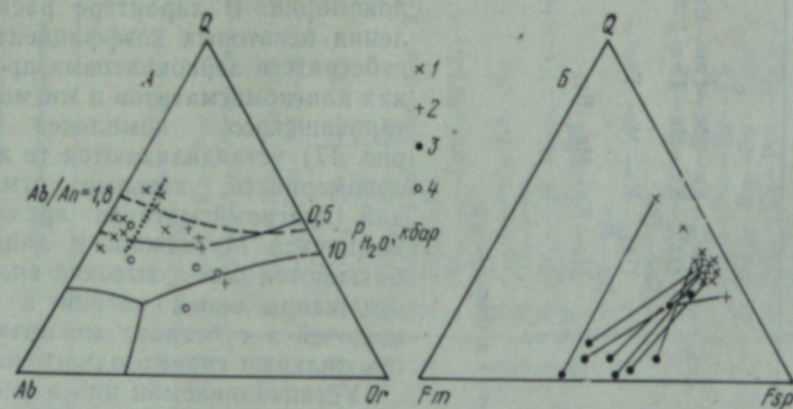


Рис. 9. Нормативные составы мигматитов тараташского комплекса на диаграммах кварц — альбит — ортоклаз (А) и кварц — полевые шпаты — ферритические минералы (Б).

1 — плагногранитоидные мобилизаты, 2 — гранитоидные мобилизаты, 3 — субстрат мигматитов, 4 — мобилизаты двупироксеновых кристаллических сланцев Антарктиды (Равич, Каменев, 1972).

вывающееся на сходстве составов текстурно неоднородных гнейсов и мигматитов, так как причины текстурной неоднородности однозначно не установлены.

Приведенная характеристика мигматитов мугоджарского и тараташского комплексов отражает основные их особенности, устанавливаемые и в других мигматитовых комплексах ареального (незонального) типа, менее благоприятных для изучения.

В ильменогорском комплексе, слагающем крупный тектонический клин, ограниченный зонами бластокатаклазитов и пересекаемый меридиональными зонами линзокластических гранитоидов, плагномигматиты ареального типа устанавливаются в селянчинской и амфиболитовой (ильменогорской, в понимании автора) свитах, возраст метаморфизма которых 1850 млн. лет (Краснобаев и др., 1974). В глиноземистых гнейсах селянчинской свиты плагномигматизация преимущественно тонкополосчатая (типа lit par lit). Редко выделяются пегматоидные обособления мощностью до 10 см, иногда содержащие ответвления во вмещающий субстрат. Часты пегматитовые прожилки. Зависимость составов мобилизатов от субстрата отчетливая. Мобилизаты хорошо видны на выветрелых поверхностях и значительно хуже в свежих сколах из-за лейкократовой окраски субстрата. В амфиболитах ильменогорской свиты плагногранитоидные мобилизаты тараташского комплекса: 1 — плагномигматитов (9 анализов), 2 — мигматитов (4 анализа); 3 — 7 — мобилизаты мугоджарского комплекса: 3 — амфиболитов (5 анализов), 4 — гнейсов биотит-амфиболовых (3 анализа), 5 — гнейсов биотитовых (4 анализа), 6 — гнейсов магнетитовых (2 анализа), 7 — квантитовых кристаллических сланцев (2 анализа); 8 — мобилизаты амфиболитов (2 анализа), ильменогорский комплекс.

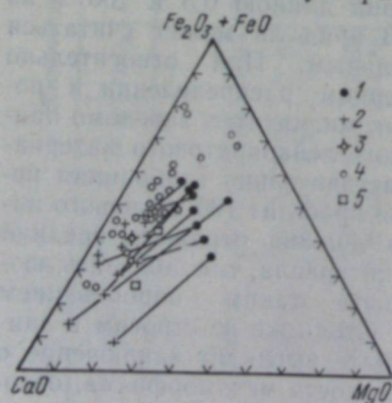


Рис. 10. Мигматиты и гранитоидные кварц-полевошпатовые породы на диаграмме CaO — (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO) — MgO.

1 — субстрат мигматитов, 2 — мобилизаты мигматитов, 3 — средний состав плагногранитоидных мобилизатов, 4 — гранитоидные кварц-полевошпатовые породы (эндербиты, чарнокиты и др.), 5 — плагногранитоиды, по Г. М. Саранчиной и Н. Ф. Шинкареву (1973). На диаграмму нанесены анализы проб из коллекций В. И. Ленинских, В. И. Петрова (1974), Г. Б. Ферштатера (1977) и автора.

тоидные полосы часто более мощные, гнейсовидного облика, что вообще характерно для всех гранитоидных пород района. Контакты с субстратом относительно резкие. Иногда по простиранию лейкократовых полос можно видеть увеличение зернистости и появление пегматоидного материала с крупными выделениями амфибола. Среди амфиболитов отмечаются прослои амфиболовых гнейсов, внешне сходные с мобилизатами амфиболитов, но содержащие нечетко выраженные кварц-полевошпатовые обособления. Общая картина характера мигматизации часто осложняется широким развитием гнейсовидных палеозойских гранитоидов и жил пегматитов. Зависимость состава мобилизатов от субстрата в мигматизированных амфиболитах отражается в химическом составе (табл. 3, 4).

Следует отметить, что в многочисленных публикациях, обсуждающих мигматиты данного района, приводятся сводные характеристики для мигматитов «древнего блока», палеозойских зональных комплексов и мигматизированных зон в бластокатаклазитах. О необходимости раздельной характеристики разновозрастных комплексов уже говорилось (Русин, 1977). Мигматиты в них различаются по генезису.

В салдинском комплексе характер плагномигматизации пород наблюдался нами по долине р. Тагила, западнее пос. Тагильский кордон.

Таблица 4

Средний химический состав мобилизатов мигматитов ареальных комплексов, вес. %

Компонент	1 *	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	72,96	73,52	72,50	71,50	73,74	73,36	75,04	68,66
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,11	0,24	0,14	0,10	0,10	0,25	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,19	13,96	14,15	15,93	15,14	16,56	14,36	16,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,07	0,39	1,32	0,74	1,09	1,19	0,56	0,52
FeO	1,50	0,90	1,04	1,77	0,44	0,47	1,43	2,53
MnO	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01	—	0,03	0,02
MgO	0,62	0,33	1,41	0,85	0,83	0,34	0,61	0,78
CaO	3,44	1,85	4,38	4,12	1,74	1,20	1,12	2,98
Na <sub>2</sub> O	3,83	2,94	3,33	3,70	4,09	3,65	3,00	5,65
K <sub>2</sub> O	1,23	4,72	0,69	0,63	2,26	2,22	1,07	0,69

\* 1, 2 — мобилизаты тараташского комплекса: 1 — плагномигматитов (9 анализов), 2 — мигматитов (4 анализа); 3 — 7 — мобилизаты мугоджарского комплекса: 3 — амфиболитов (5 анализов), 4 — гнейсов биотит-амфиболовых (3 анализа), 5 — гнейсов биотитовых (4 анализа), 6 — гнейсов магнетитовых (2 анализа), 7 — квантитовых кристаллических сланцев (2 анализа); 8 — мобилизаты амфиболитов (2 анализа), ильменогорский комплекс.

В хорошо обнаженных скальных выходах устанавливаются преимущественно полосчатый и линзовый типы плагиомигматитов. Насыщение плагиогранитоидным материалом пород неравномерное и в отдельных участках достигает 30—40%. В подчиненном количестве присутствуют все другие морфологические разновидности плагиомигматитов. В характере взаимоотношений мобилизатов и субстрата, в особенностях их минерального состава и структурах наблюдаются закономерности, устанавливаемые в плагиомигматитах мугоджарского комплекса. Отчетливо выражена парагенетическая равновесность плагиогранитоидных обособлений и субстрата. Несколько чаще, чем в Мугоджарах, в мобилизатах плагиомигматитов по квантовому кристаллическим сланцам и амфиболитам совместно с другими темноцветными минералами отмечается гранат, что, видимо, связано с повышенной глиноземистостью субстрата. Данные о химическом составе мобилизатов плагиомигматитов салдинского комплекса в настоящее время отсутствуют. Плагиомигматизация пород комплекса имеет синкинематический характер, что уже отмечалось Р. А. Крыловым и В. П. Закуржниковым (1970).

В работах, рассматривающих петрографию и геологию пород уфалейского комплекса, содержатся лишь общие сведения о мигматизации уфалейской свиты, для которой установлен однородный высокотемпературный метаморфизм на уровне амфиболитовой фации (Виноградская, 1964; Кейльман, 1974). Процессы собственно плагиомигматизации не выделяются, а появление полосчатости в амфиболитах связывается с ранними этапами гранитизации. Пересечения уфалейского комплекса привели нас к выводу о незначительном развитии полосчатых плагиомигматитов в амфиболитах уфалейской свиты, что, возможно, обусловлено преимущественно основным составом пород. Чаще можно видеть инъекционные прожилки, связанные с гранитоидами гнейсовидного облика, внешне напоминающие жилы в зональном еланчикском комплексе. В значительно большем масштабе породы уфалейского комплекса затронуты метасоматическими преобразованиями, обуславливающими развитие в амфиболитах различных по размерам линзовидных и пятнистых обособлений, обогащенных биотитом, иногда гранатом, развивающимся и по прожилкам.

Мигматиты дорифейских комплексов Северного Урала (харбейского и хобейского) специально не изучались и к данному типу относятся условно.

#### МИГМАТИТЫ ЗОНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Зональные комплексы в палеозойской эвгеосинклинальной области Урала образуют три метаморфических пояса, различающиеся по режиму давления (Русин, Маркс, 1977). Мигматиты в них представлены всеми морфологическими типами, отмечаемыми и для ареальных комплексов, но распространены они нешироко и приурочены главным образом к высокотемпературным зонам. Больше развиты различные мигматитоподобные породы, наблюдаемые в низко- и среднетемпературных зонах и образующие последовательный ряд, описанный в петрографической классификации К. Менерта (1971). По внешнему виду и морфологии обособлений эти породы практически не отличимы от мигматитов (рис. 11), но имеют менее метаморфизованный субстрат и не содержат кварц-полевошпатовых обособлений гранитоидного состава. Собственно мигматиты в высокотемпературных зонах часто ассоциируют с боль-

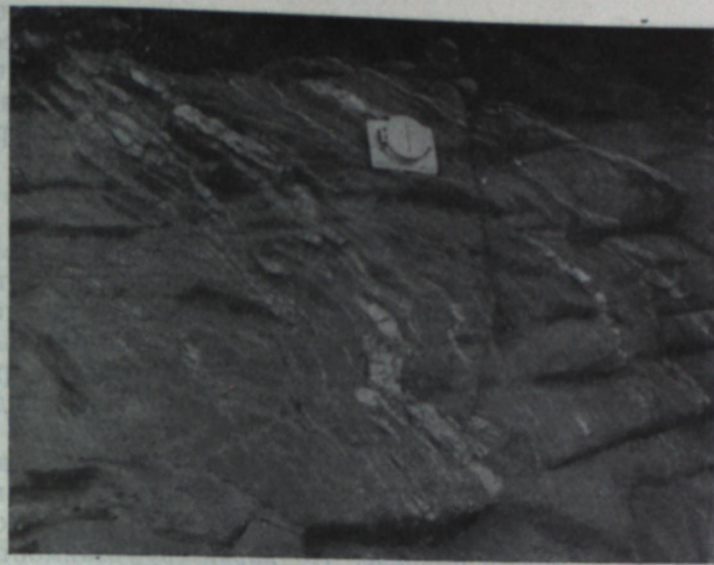


Рис. 11. Кварцевые мобилизаты в биотитовом кристаллическом сланце борсыксайского комплекса. Среднее течение р. Балаталдык.

шим количеством интрузивных тел гранитоидов, с которыми они связаны генетически, либо приурочены к экзоконтактам крупных массивов гранитов. Насыщенность мигматитов гранитоидным материалом в различных комплексах очень неравномерная — от локализованных участков с небольшим количеством прожилков в экзоконтактах отдельных массивов до интенсивно послойно мигматизированных пород с содержанием гранитоидного материала до 60—70%. Если инъекционная природа мигматитов в связи с отдельными интрузивами не вызывает сомнения, то интенсивно мигматизированные, преимущественно силлиманитовые зоны метаморфических комплексов, не содержащих крупных плутонов, интерпретируются неоднозначно. Одни исследователи их рассматривают как «инъекционные гнейсы», другие — как уровни зарождения глубинных водных гранитных магм. Основное внимание нами уделено характеристике именно таких зон.

Еланчикский комплекс представляет собой серию термальных куполов Западного метаморфического пояса (Русин Маркс, 1977) и пространственно сближен с ильменогорским комплексом. В многочисленных публикациях эти два комплекса описаны под последним названием, процессы мигматизации в них рассмотрены как единое целое, плагиомигматиты, сформированные почти на 1,5 млрд. лет раньше, не выделены. В отдельных работах в одном ряду с разновозрастными мигматитами анализировались и линейные зоны линзочластических гранитоидов, которым давалось неточное название «гранитные мигматиты» (Левин, Левина, 1972). В зависимости от детальности и районов исследования предлагались различные модели проявления метаморфизма и генезиса мигматитов, поэтому не во всех случаях удается использовать результаты ранних работ.

Наиболее отчетливо характер мигматизации этого комплекса устанавливается в собственно Еланчикском куполе, более чем 10-километро-

вый поперечный разрез которого хорошо обнажен вдоль тракта г. Уфа — г. Челябинск. Мигматиты устанавливаются преимущественно в силлиманитовой зоне (около 6 км), сложенной мелко- и крупнозернистыми биотитовыми кристаллическими сланцами с незначительным количеством амфиболовых сланцев. Насыщенность субстрата гранитоидными прожилками мигматитов возрастает по направлению к сводовой части купола и изменяется от первых процентов до 30—40%. Однако в центральной части купола, в районе северной оконечности оз. Еланчик, мигматиты отсутствуют, и сложена она очень грубозернистыми биотитовыми кристаллическими сланцами линзовидной текстуры, напоминающими местами по внешнему облику теньевые гранитоиды со скиалитами биотит-амфиболовых пород. Зона развития мигматитов на крыльях купола насыщена многочисленными дайками плагиогранитов, гранитов и пегматитов. Интрузивные породы повсеместно имеют гнейсовидную текстуру, что вообще характерно для еланчикского комплекса, и часто залегают согласно либо кососекуще со сланцеватостью вмещающих пород. Количество их также несколько увеличивается к центральной части купола, но в целом распространены они неравномерно и местами составляют 60—70% объема выходов. По характеру взаимоотношений, хорошо видных в обнажениях, последовательность внедрения следующая: мелкозернистые биотитовые плагиограниты; биотитовые и биотит-мусковитовые, иногда порфирировидные граниты; пегматиты и гранатовые аплиты. Интрузивные тела гранитоидов часто расщепляются, содержат многочисленные ответвления и апофизы различной формы, мощности и протяженности, которые и придают вмещающим кристаллическим сланцам облик мигматитов. Инъекционная природа этих мигматитов описана А. Н. Заварицким (1939); выводы об их происхождении распространялись и на докембрийские плагиомигматиты ильменогорского комплекса.

Содержание инъекционных прожилков в мигматитах коррелируется главным образом не с количеством тел гранитоидов, а с пространственным их положением по отношению к центральной части купола, что может быть объяснено физическими и механическими (степенью пластичности) свойствами субстрата во время интрузий. С высокой пластичностью субстрата центральной части купола, где фиксируется максимум прогрева, связывает отсутствие в ней обособленных прожилков гранитоидного материала. Видимо это тот случай, когда интенсивность прогрева недостаточна для выплавления кварц-полевошпатового материала, а условия среды неблагоприятны для инъекций.

Морфология прожилков сравнительно однообразна. Это послонные и секущие обособления с ответвлениями, частыми раздувами и пережимами. Широко развиты пегматитовые прожилки невыдержанной мощности, типа жил нагнетания. На торцовых срезах кристаллических сланцев иногда можно видеть кварц-полевошпатовые выделения линзовидной формы, которые, однако, по сланцеватости пород прослеживаются вглубь до соединения с более мощными жилами. Для всех прожилков характерна выдержанность состава и независимость его от субстрата. Контакты резкие. Реликты гранобластовых структур в прожилках, как это отмечалось для мигматитов ареальных комплексов, здесь не устанавливаются. Часто наблюдается ориентированное расположение минералов, не совпадающее со сланцеватостью субстрата. В прожилках плагиогранитоидного состава мощностью до 10—20 см в эндоконтактах (2—3 см) иногда можно видеть некоторое увеличение содержания биотита, мелкие чешуйки которого также располагаются согласно контак-

Таблица 5

Химический состав мигматитов и гранитоидных пород еланчикского комплекса, вес. %

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п. Сумма	Ab/An	Минеральные парагенезисы	
													С	М
Плагиомигматиты														
P169-1	62,00	0,71	17,05	0,68	6,17	0,11	2,34	3,59	3,36	2,77	1,09	100,07	3,3	С: П <sub>12</sub> <sup>26</sup> —Кв—Би
P169-3	70,10	0,26	15,59	0,26	3,43	0,05	0,95	2,84	4,70	1,13	0,37	99,68	3,3	М: П <sub>12</sub> <sup>25</sup> —Кв—Кшп—Би
P168-1	61,14	0,75	16,94	0,14	6,21	0,12	3,28	3,48	3,89	2,24	0,96	99,16	2,1	С: П <sub>12</sub> <sup>25</sup> —Би—Кв
P168-2	72,22	0,16	15,11	0,19	2,59	0,03	0,36	3,48	4,02	0,68	0,38	99,22	2,1	М: П <sub>12</sub> <sup>25</sup> —25—Кв—Би—Кшп
	71,67	0,18	15,01	0,48	1,70	—	0,80	2,84	4,60	1,23	—	98,51	3,1	С:
	70,96	Сл.	16,60	—	1,30	—	0,10	3,30	5,66	0,83	—	98,76	3,1	М:
	74,34	Сл.	15,11	—	0,90	—	0,11	3,24	5,62	Сл.	—	99,32	3,1	М: (в амфиболите)
Интрузивные тела плагиогранитов														
P168-4	70,50	0,27	13,96	0,15	5,00	0,06	0,77	2,84	4,00	1,68	0,10	99,33	2,5	П <sub>12</sub> <sup>25</sup> —25—Кв—Би—Кшп
Ш2048	71,46	0,32	14,76	1,51	2,26	0,03	0,08	2,16	5,81	1,15	0,44	100,65	4,9	
Ск7-20	70,60	0,18	16,59	0,40	1,03	0,06	0,95	3,07	5,34	1,06	0,61	99,92	3,1	
	72,77	0,12	16,57	0,30	0,61	—	0,55	2,84	4,82	1,42	—	100,11	3,1	
	72,76	0,17	16,85	0,36	0,53	—	0,62	2,80	4,46	1,51	—	100,04	2,9	
Пегматоидные обособления (прожилки) мигматитов														
P166-10	72,26	0,05	14,54	0,10	4,17	0,05	0,11	0,78	4,52	3,47	0,10	99,95	10,3	М: П <sub>12</sub> <sup>25</sup> —Кв—Ми—Би—Гр
	72,71	Сл.	14,57	0,95	—	—	0,07	1,05	4,52	4,17	—	98,04	9,6	М:
Интрузивные тела гранитов														
P168-5	71,51	0,26	14,88	0,05	3,34	0,04	0,75	1,63	3,08	4,20	0,36	100,11	3,4	П <sub>12</sub> <sup>25</sup> —Кв—Би—Ми
P166-9	72,72	0,16	14,87	0,17	1,78	0,03	0,26	1,02	3,40	4,31	0,36	99,08	6,0	П <sub>12</sub> <sup>25</sup> —Кв—Ми—Би—Му
P166-5	72,58	0,25	13,90	0,31	2,57	0,05	0,38	1,18	3,58	4,26	0,32	99,34	5,5	П <sub>12</sub> <sup>25</sup> —Кв—Ми—Би
	74,61	Сл.	13,80	0,28	0,86	—	0,13	0,63	3,99	4,85	—	99,15	11,1	Гранит Му

Примечание. Сокращения те же, что и в табл. 1. Анализ проб Ш2048 и Ск7-20 из коллекции Ю. Д. Павлова (1971). Анализ проб без номеров из коллекции В. Я. Левина, И. А. Левинной (1972).

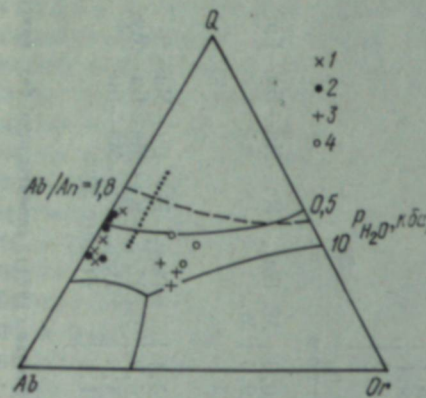


Рис. 12. Составы калиево-кальциевой части прожилков мигматитов и интрузивных тел гранитоидов еланчикского комплекса на диаграмме кварц — альбит — ортоклаз.

1 — плагиогранитоидные прожилки мигматитов, 2 — интрузивные тела плагиогранитов, 3 — пегматоидные прожилки (обособления) мигматитов, 4 — интрузивные тела гранитов.

при полевых наблюдениях не всегда удается уверенно различать плагиогранитоидные составы маломощных обособлений от гранитоидных. Общий же характер двухэтапной инъекционной мигматизации выражен отчетливо. Изредка в биотитовых кристаллических сланцах отмечаются мономинеральные полевошпатовые, иногда кварцевые гнездобразные обособления, заключенные в минерализованную оболочку биотитового слюдита и располагающиеся согласно со сланцеватостью.

Независимость состава гранитоидных прожилков от состава субстрата отчетливо выражена в их химическом составе, так же как и несомненная аналогия составов прожилков интрузивным породам плагиогранитного и гранитного состава (табл. 5 и 7). Подразделение на плагиомигматиты и магматиты в данном случае несколько условно, так как встречаются они в одних и тех же обнажениях, но оно позволяет определить химическую направленность процессов, приводящих к изменению среднего состава преобразуемых толщ. Примечательно, что плагиомигматизация, сопровождающаяся инъекциями плагиогранитного материала, выражается в привносе Si, Na, а мигматизация — Si, Na, K, Al. Отсюда вытекает очень важный вывод, что химическая направленность общего преобразования субстрата мигматитовых комплексов не зависит от способа перемещения вещества (инъекции, метаморфическая дифференциация, площадная фельдшпатизация) и одинакова в комплексах ареального и зонального типов.

Очень наглядна диаграмма Q — Ab — Or, на которой отчетливо проявлены котектические соотношения в гранитоидных прожилках и интрузивных породах еланчикского комплекса, дискретность составов плагиогранитоидов и нормальных гранитов и несомненная связь прожилков плагиомигматитов и мигматитов с плагиогранитным и гранитным этапами интрузивного магматизма (рис. 12). Приближенность калиево-кальциевых частей пегматоидных прожилков и обособлений в биотит-муковитовых гнейсогранитах к эвтектоидным, а также близость их составов позволяют допускать возможность выплавления низкотемпературных (минимальных) эвтектик для тех случаев, когда перемещение пегматоидного материала не устанавливается.

Интересно сопоставление характера мигматизации Еланчикского купола с другими купольными структурами Западного метаморфического пояса. В расположенном южнее Ларинском куполе мигматизация инъекционного типа проявлена сравнительно слабо, а в северном Шу-

там. Пегматоидные выделения невыдержанной мощности, часто согласные гнейсовидности, наблюдаются в отдельных телах гранитоидов. Петрографически аналогия составов мелких прожилков инъекционных мигматитов с крупными телами гранитоидов устанавливается однозначно, что подчеркивал еще А. Н. Заварицкий (1939), но



Рис. 13. Тонкополосчатый инъекционный мигматит. Среднее течение р. Есекжал.



Рис. 14. Ветвисто-жилковатый мигматит. Среднее течение р. Есекжал.

Таблица 6

Химический состав мигматитов и гранитоидных пород есекжальского комплекса, вес. %

№ пробы	Плагиомигматиты										Ab/An	Минеральные парагенезисы	
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O			П. п. п. Сумма
P140-3	65,60	0,68	14,49	0,21	5,95	0,09	2,28	3,41	3,29	1,74	1,39	99,13	С. Пл <sub>25-30</sub> -Кв-Би-Рог-Гр
P140-11	70,18	0,16	16,17	0,10	3,47	0,04	0,40	3,29	4,56	0,72	0,38	99,47	М. Пл <sub>26</sub> -Кв
P140-1	61,00	1,24	17,25	1,24	5,59	0,10	2,46	4,93	3,40	1,65	1,19	100,05	С. Пл <sub>24</sub> -Рог-Би-Кв
P141-1	63,00	0,52	17,63	1,10	4,14	0,08	1,87	4,19	4,24	1,65	0,69	99,11	М. Пл <sub>26</sub> -Кв-Би
P193-6а	49,22	1,61	18,81	3,20	7,18	0,15	3,45	5,36	3,72	4,45	2,30	99,45	С. Пл <sub>30</sub> -Кшп-Би
P193-66	64,40	0,93	17,05	0,09	4,59	0,05	1,01	5,07	4,65	1,09	1,34	100,27	М. Пл <sub>32</sub> -Кв-Би
P193-9	63,86	0,88	15,11	2,99	3,23	0,19	2,27	3,10	3,56	1,99	2,09	99,27	С. Пл <sub>32</sub> -Би-Кв
P193-10	74,66	0,11	12,78	0,31	1,15	0,02	—	2,54	4,13	1,50	2,18	99,38	М. Пл <sub>24</sub> -Кв-Би-Кшп
Интрузивные тела плагиогранитов													
P193-4	57,00	1,18	18,61	—	4,67	0,11	5,07	6,49	3,72	1,59	2,01	100,45	Пл <sub>34</sub> -Рог-Би-Кв
P193-5	67,54	0,67	16,20	0,48	3,16	0,06	3,04	2,26	4,13	1,58	1,39	100,51	Пл <sub>30</sub> -Кв-Би
P193-7	70,34	0,06	16,66	0,31	1,87	0,02	0,61	2,82	4,96	1,69	0,53	99,87	Пл <sub>24</sub> -Кв-Би-Кшп
* 286-С/а	64,26	0,59	16,79	1,61	2,67	—	1,64	3,84	4,35	2,00	1,19	98,94	Тоналит
* 121/65	72,65	0,20	14,09	1,12	0,80	0,04	0,56	1,39	3,75	2,27	2,16	99,03	Биотитовый плагиогранит
* 2008/65	75,10	0,18	12,87	1,38	1,22	0,06	0,07	1,27	5,78	1,64	0,42	99,99	Плагиогранит
Интрузивные тела гранитоидов													
P193-3	68,14	0,47	13,06	1,28	3,16	0,06	2,03	3,10	3,72	3,18	2,15	100,35	Пл <sub>22</sub> -Кв-Би-Кшп
* Ю-888	67,80	0,55	14,97	1,03	2,55	0,08	0,40	2,78	3,79	3,70	1,57	99,23	Гранодиорит
* 285-С	72,34	0,33	14,40	0,10	2,35	0,04	0,47	1,77	3,48	3,80	0,66	99,74	Биотитовый гранит

\* Анализ проб из коллекции В. Д. Старкова и Н. Д. Знаменского (1977).  
Сокращения те же, что и в табл. 1.

Таблица 7

Средний химический состав прожилков мигматитов и интрузивных гранитоидных пород зональных комплексов, вес. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	66,06	67,82	69,43	71,80	71,62	72,48	72,60
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,46	0,45	0,11	0,21	0,03	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,91	15,87	14,14	15,48	15,75	14,55	14,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,81	0,80	0,18	0,54	2,61	0,20
FeO	3,35	2,40	2,69	2,31	1,39	—	2,16
MnO	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04
MgO	0,82	1,83	0,97	0,38	0,59	0,09	0,38
CaO	3,77	3,01	2,55	3,21	2,74	0,92	1,10
Na <sub>2</sub> O	4,39	4,45	3,66	5,00	4,89	4,52	3,50
K <sub>2</sub> O	1,24	1,79	3,56	0,66	1,36	3,82	4,40

\* 1—3— есекжальский комплекс: 1— лейкократовые прожилки плагиомигматитов (4 анализа), 2— интрузивные тела плагиогранитоидного состава (6 анализов), 3— то же гранитоидного состава (3 анализа); 4—7— еланчикский комплекс: 4— лейкократовые прожилки плагиомигматитов (4 анализа), 5— интрузивные тела плагиогранитов (5 анализов), 6— пегматоидные обособления мигматитов (2 анализа), 7— интрузивные тела гранитов (4 анализа).

михинском насыщение гранитоидным материалом достигает 60% и более. Еще далее к северу, на широте г. Свердловска, центральную часть купольной структуры слагает громадный, согласный по отношению к слабомигматизированным вмещающим основным породам, перемещенный и сложнопостроенный Верхисетский массив, в составе которого широко развиты породы плагиогранитоидного и гранитоидного состава (Бушляков, Соболев, 1976). Намечается увеличение эрозийного среза с юга на север Западного метаморфического пояса, в связи с чем кажется вероятным, что еланчикский комплекс представляет собой надкупольную зону нескрытого гранитоидного массива.

Есекжальский комплекс развит в западном экзоконтакте Кайрактинского массива и наиболее хорошо обнажен в обрывах среднего течения р. Есекжал (Мугоджары). На востоке он отделяется от раннедокембрийского Улыталдыкского блока грабеном шириной около 2 км, выполненным силурийскими вулканитами тойманской свиты и красноцветными отложениями карбона. Контакты грабена тектонические с неширокими зонами бластомилонитов.

Мигматизация мелкозернистых очень однородных биотитовых, реже амфибол-биотитовых кристаллических сланцев проявлена с большой интенсивностью и характеризуется преимущественно послойным распределением плагиогранитоидного материала. Наряду с тонкополосчатыми мигматитами (рис. 13) часто можно встретить ветвисто-жилковатые (рис. 14), сетчатые и птигматитовые. Контакты кварц-полевошпатовых прожилков с субстратом резкие и расплывчатые. Мощности прожилков иногда не выдержаны. В отдельных случаях отчетливо выражено ориентированное расположение минералов согласно контактов. Составы отдельных прожилков хорошо выдерживаются по простиранию, однако в целом состав их непостоянен и не зависит от состава субстрата. На небольшом участке можно встретить пересекающиеся прожилки с различным содержанием темноцветных, плагиоклаза и кварца. Иногда наблюдается как бы послойное пропитывание пород кварц-плагиоклазовым материалом. Состав прожилков и обособлений плагиогранитоидный. Устанавливается огромное количество даек (до 4 генераций), нахо-

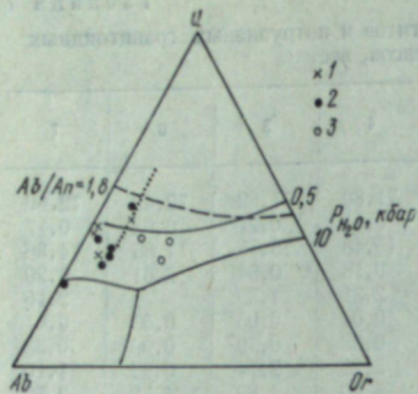


Рис. 15. Салические части плагиогранитоидных прожилков мигматитов и интрузивных гранитоидных пород есекжальского комплекса на диаграмме кварц — альбит — ортоклаз.

1 — плагиогранитоидные прожилки мигматитов, 2 — интрузивные тела плагиогранитоидного состава, 3 — интрузивные тела гранитоидного состава.

данных в сложных взаимоотношениях. Многие дайки содержат апофизы и тонкие ответвления во вмещающие кристаллические сланцы, что и обуславливает инъекционный характер и неоднородность состава лейкократовых обособлений мигматитов. Местами количество даек достигает таких размеров, что вмещающие породы остаются лишь в виде ксенолитов. В отличие от еланчикского комплекса, тела гранитов здесь ограничены и явно преобладают плагиогранитоидные дайки различной основности.

Отсутствие четкой зависимости гранитоидных прожилков от субстрата и связь их с различными интрузивными телами плагиогранитоидов хорошо отражается в химическом составе пород и этого комплекса (табл. 6, 7). Как для прожилков плагиомигматитов, так и для плагиогранитоидных даек характерен несколько более основной состав пород, чем в еланчикском комплексе, что, возможно, связано с большей глубиной их формирования. Колебания составов плагиогранитоидных пород отражаются в сравнительно большом разбросе точек их составов в кварц-альбитовой части диаграммы (рис. 15), однако соотношения салических частей в них остаются котектическими. Как в таблице химических составов, так и на диаграмме  $Q - Ab - Or$  ясно видно, что для каждого проанализированного прожилка мигматитов легко находится соответствующий интрузивный аналог.

Общие закономерности, вытекающие из характеристики инъекционных мигматитов еланчикского и есекжальского комплексов устанавливаются и в других зональных комплексах Урала. Главные различия их заключаются в степени насыщенности пород гранитоидным материалом, которая связана, с одной стороны, с глубиной эрозионного среза, а с другой — перемещенностью (аллохтонностью) глубинных водных гранитоидов от мест зарождения. Например, в отличие от описанных, кумакский комплекс практически не содержит мигматитов в высокотемпературной зоне, в то время как в сложном построенном адамовском комплексе мигматизация местами очень интенсивная. В Центральном андалузит-силлиманитовом метаморфическом поясе, совпадающем с Главным гранитным поясом Урала, где наиболее широко развиты глубинные водные гранитоиды (Ферштатер, Бородина, 1975), инъекционные мигматиты встречаются в контактовых зонах некоторых интрузивов, и в целом развиты нешироко. В Западном (Зауральском) метаморфическом поясе, для которого характерна зональность дистен-силлиманитового типа, мигматиты приурочены к локальным высокотемпературным зонам отдельных комплексов (борсыксайского, мариновского), но и

здесь имеются свидетельства их инъекционного происхождения и связи с конкретными телами гранитов либо пегматитов. По всей вероятности, в зональных метаморфических комплексах Урала мы не имеем эрозионных срезов, на которых возможны анатектическая дифференциация либо локальный анатексис, приводящие к зарождению гранитоидных магм.

### МИГМАТИТЫ КОМПЛЕКСОВ БЛАСТОКАТАКЛАЗИТОВ

Комплексы бластокатаклизитов в общей структуре Урала образуют линейные меридиональные зоны шириной до нескольких километров, прослеживающиеся по простиранию на сотни километров. Они контролируют крупные региональные разломы, которые, по последним интерпретациям геофизических данных, могут рассматриваться как глубинные надвиги либо поверхности покровных структур. Слагающие эти зоны бластокатаклизиты (бластомилониты) формируются по породам различного состава и генезиса в интервале температур от зеленосланцевой до амфиболитовой фации в режиме высоких давлений при интенсивной дифференциальной подвижности. В высокотемпературных зонах проявлены процессы мигматизации и гранитизации. Бластокатаклизиты, слагающие такие зоны, обычно рассматривались в составе гнейсово-сланцевых комплексов, делались попытки их стратификации, а на геологических картах они показывались в большинстве случаев как выходы докембрия. Характерные особенности аллохимического преобразования этих пород в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций можно видеть во многих районах Урала (Мугоджары — долины рек Акбура, Токбура, Шолак-Кайракты, Тикбутак; Южный Урал — вдоль рек Берсуат, Каменный Дол, Ильменские горы; Средний Урал — вдоль тракта г. Карабаш — г. Касли, долина р. Нейвы в районе дер. Путилова и др.).

Мигматиты в комплексах бластокатаклизитов проявлены нешироко, и по времени формирования, они, видимо, синхронны более ярко выраженным процессам гранитизации, протекающим в тектонически активной обстановке. Главная особенность всех пород — широкое развитие катакластических деформаций, отражающих все возможные соотношения деформаций и бластеза. Структуры типа бластоцементной, очковой, линзокластической, лентиккулярной и гранулитизированных породах, только в субстрате мигматитов, но и в гранитизированных породах, кварц-полевошпатовых обособлениях и прожилках. С высокотемпературными бластокатаклизитами постоянно ассоциируют очень своеобразные тела линзокластических гранитоидов, иногда полностью слагающие широкие зоны (в Ильменском заповеднике, верховьях Каменного Дола), и обособленные жилы линзокластических пегматитов, с линзовидными порфиорокластами полевых шпатов размером до 10—15 см.

По морфологии мигматиты подразделяются на полосчатые, линзовые порфиробластические и реже пегматитовые. Мощности прожилков колеблются от миллиметров до 0,5—1 м и более. Насыщение жильным кварц-полевошпатовым материалом неодинаково и в отдельных комплексах (токбураинском, каменнодольском, мурзинском) достигает 60—70%. Контакты гранитоидных прожилков с субстратом резкие и чараспывчатые в пределах одного обнажения, а иногда и прожилка. Частотливо выражена их инъекционная природа и связь с расщепляющимися телами линзокластических пегматитов и гранитоидов, но в других случаях формирование кварц-полевошпатовых обособлений кор-



релируется с интенсивностью гранитизации субстрата. Почти повсеместно инъекционные и метасоматические обособления пространственно сближены. Ясно видно непостоянство состава кварц-полевошпатовых прожилков. Иногда даже ответвления от крупных тел в маломощных прожилках имеют иные соотношения щелочей и феррических компонентов и макроскопически выглядят более меланократовыми. Неоднородны структуры кварц-полевошпатовых обособлений. Наряду с равномерно-зернистыми гранитовыми часто отмечаются структуры с отчетливо выраженным ориентированным расположением минералов, иногда слагающих тонкие невыдержанные по мощности мономинеральные прослойки, обтекающие порфирокласты полевых шпатов.

Субстрат мигматов редко не гранитизирован. Как правило, гранобластовая матрица бластокатаклазитов и бластомилонитов, включающая разломно деформированные порфирокласты, в той или иной степени пропитана калиевым полевым шпатом, иногда замещающим и порфирокласты. При интенсивном развитии этих процессов порфирокластическая природа пород часто затушевывается, и они приобретают облик очковых гнейсов. Очень характерна грануляция кварца и обособление его в виде тонких линзовидных выделений, как бы обтекающих крупные обломки. Это явление характерно не только для гранитизированных бластокатаклазитов, но и для неизменных их разностей, а также для низкотемпературных зон, к которым приурочены известные месторождения гранулированного кварца. В обнажениях часто можно видеть постепенные переходы от слабо гранитизированных пород к линзовидным обособлениям кварц-полевошпатового материала, соединяющимся в полосы согласно сланцеватости. По простиранию мощности таких полос иногда резко увеличиваются до одного и более метров, и породы приобретают облик линзокластических гранитоидов и пегматитов.

Тела линзокластических пегматитов мощностью до 20—30 м с резкими, иногда секущими контактами в разрезах высокотемпературных зон бластокатаклазитов составляют местами до 30—40% их объемов. В каменнодольском комплексе в них изредка устанавливаются участки с графическими структурами. Ведущая роль анатектических процессов в формировании линзокластических пегматитов, в большинстве случаев синхронных интенсивным тектоническим процессам со сдвигами деформациями, представляется несомненной, как и инъекционная природа связанных с ними мигматов. Существенные же колебания их состава в различных комплексах позволяют предполагать значительное влияние исходного субстрата. Широкие зоны линзокластических гранитоидов, закартированные А. Г. Баженовым, Б. Н. Ивановым, Б. М. Роненсоном и другими в Ильменогорско-Вишневогорском антиклинории под названием «гранитные мигматиты», тоже характеризуются очень непостоянным составом, отражающим, видимо, степень предшествующей метасоматической проработки. Отмечаемое местами развитие в линзокластических гранитоидах послонных обособлений пегматоидного материала говорит о том, что анатектические явления протекали неоднократно и продолжались в отдельных случаях в стабилизировавшихся тектонических условиях.

Особенности химического состава мигматов и гранитоидных пород отражены в табл. 8 и 9. Хорошо видны значительные отклонения в содержаниях почти всех окислов в гранитоидных обособлениях мигматов и линзокластических пегматитов по сравнению со средними составами и нечеткая зависимость их от исходного субстрата. В большинстве

Таблица 8

Химический состав мигматов, гранитизированных пород и линзокластических пегматитов комплексов бластокатаклазитов, вес. %

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. н.	Сумма	Ab/An	Минеральные парагенезисы
Мигматиты														
P194-12	71,00	0,21	14,21	0,05	3,10	0,02	0,42	1,47	4,23	4,52	0,10	99,80	—	С. Пл <sub>15</sub> —Кв—Би—Кшп
P194-13	72,16	0,07	13,84	0,46	2,93	0,03	0,09	0,56	4,98	3,91	0,65	99,68	16,3	М. Пл <sub>10</sub> Кв—Ми—Ви
P58-3	66,08	0,42	16,47	0,46	3,60	0,05	2,33	3,27	3,99	1,34	1,03	99,04	—	С. Пл <sub>20</sub> —Кв—Би—Рог
P58-6	71,64	0,28	15,11	0,10	3,18	0,03	0,68	2,22	3,87	3,09	0,34	100,05	—	С. Пл <sub>25</sub> —Кв—Би—Кшп
P58-5	72,92	0,07	15,08	0,12	1,67	0,02	0,17	1,45	3,62	4,16	0,18	99,46	3,3	М. Пл <sub>23</sub> —Кв—Би—Кшп
P208-1	62,56	0,52	15,10	1,35	4,30	0,08	3,22	5,59	5,02	0,71	0,71	99,16	—	С. Пл <sub>27</sub> —Кв—Рог
P208-2	63,88	0,46	15,52	1,09	3,49	0,06	2,94	3,78	4,50	2,73	0,60	99,05	—	С. Пл <sub>24</sub> —Кв—Рог
P208-6	72,96	0,11	13,89	0,47	2,52	0,03	0,16	1,02	4,52	3,43	0,10	99,11	7,9	М. Пл <sub>11</sub> —Кв—Кшп
P91-1	65,05	0,76	15,80	0,11	6,50	0,11	2,12	3,28	3,78	1,64	1,31	100,46	—	С. Пл <sub>23</sub> —Кв—Бт
P91-2	71,50	0,19	14,03	0,19	3,57	0,04	0,37	2,50	5,89	0,39	1,00	100,30	2,8	М. Пл <sub>26</sub> —Кв—Кшп—Би
P91-7	51,90	1,27	19,03	2,26	6,66	0,12	4,17	6,69	3,97	1,66	1,41	99,14	—	С. Пл—Рог—Кв—Би
P91-6	70,70	0,22	14,81	0,20	3,74	0,06	0,55	2,45	3,46	3,06	0,41	99,68	2,5	М. Пл <sub>28</sub> —Кв—Кшп—Би
P91-4	70,26	0,11	14,53	0,32	2,91	0,04	0,19	0,68	2,04	7,87	0,43	99,38	5,1	М. Пл <sub>17</sub> —Кв—Кшп
P82-4	57,70	0,96	16,66	0,94	7,34	0,10	2,39	4,50	3,00	4,31	1,44	99,36	—	С. Пл—Рог—Кв—Кшп
Бластокатаклазиты гранитизированные														
P194-4	69,76	0,25	14,98	0,36	2,98	0,03	0,38	1,47	4,36	4,04	0,46	99,76	5,4	Пл <sub>16</sub> —Кв—Би—Кшп
P194-9	69,40	0,24	15,85	0,11	2,78	0,04	0,45	1,81	5,52	3,15	0,30	99,65	5,5	Пл <sub>15</sub> —Кв—Би—Кшп
P91-3	69,36	0,44	14,12	0,28	5,89	0,08	1,00	2,50	4,02	1,43	0,64	99,76	—	Пл <sub>20</sub> —Кв—Би—Кшп
P91-11	72,90	0,11	14,60	0,08	2,12	0,02	0,26	1,80	3,88	3,07	0,27	99,11	3,9	Пл <sub>20</sub> —Кв—Кшп—Би
P84-2	68,37	0,25	15,58	0,71	3,38	0,06	0,93	2,10	3,53	3,52	0,71	99,14	3,0	Пл <sub>25</sub> —Кв—Кшп—Би—Му
P85-1	69,62	0,27	15,85	0,99	2,22	0,04	0,90	2,28	3,57	3,45	0,76	99,65	2,8	Пл <sub>27</sub> —Кв—Би—Кшп
Линзокластические пегматиты														
P194-3	75,11	0,04	11,74	0,13	3,28	0,03	0,12	0,30	2,05	6,31	0,10	99,11	4,4	Пл <sub>22</sub> —Кшп—Кв—Гр—Му
P194-8	71,22	0,03	14,48	0,09	2,42	0,03	0,10	0,96	4,46	4,99	0,26	99,04	8,5	Пл <sub>11</sub> —Кв—Кшп
P208-5	70,80	0,09	14,52	0,52	2,39	0,03	0,28	0,30	2,34	7,86	0,30	99,43	14,4	Пл <sub>17</sub> —Кв—Кшп
P208-8	75,39	0,09	12,62	0,31	1,97	0,03	0,13	1,68	4,82	1,98	0,10	99,52	6,1	Пл <sub>13</sub> —Кв—Кшп
P81-4	72,46	0,03	15,41	0,10	1,41	0,02	0,08	0,33	3,42	6,40	0,33	99,89	18,0	Пл <sub>5</sub> —Кв—Кшп—Гр

Примечание. Сокращения те же, что и в табл. 1. Пробы: P194—Р. Токбура, P88 и P208—Р. Тикбутак, P91—Р. Берсуат, P81—P85—Р. Камен-мыв Дюл.

Таблица 9

Средний химический состав гранитоидных прожилков мигматитов (1), гранитизированных пород (2) и линзокластических пегматитов комплексов бластокатаклизитов (3), вес. %

Компонент	1 (6) *	2 (6)	3 (5)	Компонент	1 (6) *	2 (6)	3 (5)
SiO <sub>2</sub>	71,75	69,90	73,00	MnO	0,04	0,05	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,26	0,06	MgO	0,25	0,65	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,35	15,16	13,75	CaO	1,30	1,98	0,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29	0,42	0,23	Na <sub>2</sub> O	3,52	4,15	3,42
FeO	2,89	3,23	2,29	K <sub>2</sub> O	4,72	3,11	5,51

\* В скобках — количество анализов.

анализов отчетливо проявлена тенденция увеличения количества окисей калия и кремнезема по отношению к субстрату и уменьшения содержания окисей магния, кальция и суммарного железа в гранитоидных породах. Пересчеты анализов показывают, что химическая направленность процессов, обуславливающих гранитизацию бластокатаклизитов и формирование гранитоидных прожилков и линзокластических пегматитов, практически одинакова и заключается в привносе Si, K при неоднозначном поведении алюминия.

Составы калиевых частей гранитоидных прожилков мигматитов, гранитизированных пород и линзокластических пегматитов на диаграмме Q — Ab — Or характеризуются значительным разбросом (рис. 16), что связано с очень неравномерным содержанием в породах калиевого полевого шпата. Почти все прожилки в мигматитах и гранитизированные породы показывают котектические соотношения кварца и полевых шпатов, хотя стадию расплавления гранитизированные бластокатаклизиты, часто являющиеся субстратом мигматитов, не проходили. Это подтверждает выводы Рубо и де ля Роша (1972) об ограниченности применения пофобных диаграмм для генетических реконструкций и необходимости привлечения дополнительных данных. Часть анализов линзокластических пегматитов характеризуется пониженными количествами нормативного кварца. Наибольшая приближенность к эвтектоидным составам хорошо выражена для прожилков мигматитов. На диаграмме Q — Fm — Fsp прожилки мигматитов, гранитизированные породы и линзокластические пегматиты образуют компактное поле в кварц-полевошпатовой области, окаймляющееся неизменными бластокатаклизитами.

Четкое отличие мигматитов комплексов бластокатаклизитов от мигматитов ареальных комплексов проявляется на диаграммах распределения ряда коэффициентов в субстрате и кварц-полевошпатовых обособлениях (рис. 17). Мигматиты комплексов бластокатаклизитов характеризуются повышенной щелочностью, а отношение натрия к сумме щелочей у них выше в субстрате. Резко выражены очень низкая магнезиальность прожилков по сравнению с мобилизатами мигматитов ареальных комплексов и более низкие содержания в них нормативного анортита.

Общие различия в составах лейкократовых обособлений мигматитов ареальных и зональных комплексов, а также комплексов бластокатаклизитов видны на сводной диаграмме Q — Ab — Or (рис. 18). Гранитоидные составляющие мигматитов, развитых в метаморфических комп-

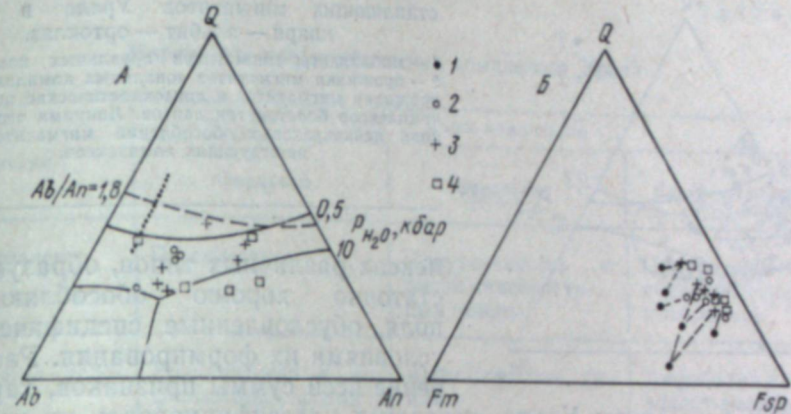


Рис. 16. Нормативные составы мигматитов и гранитоидных пород комплексов бластокатаклизитов на диаграммах кварц — альбит — ортоклаз (А) и кварц — полевые шпаты — феррические минералы (Б). 1 — субстрат мигматитов, 2 — гранитизированный субстрат мигматитов, 3 — гранитоидные прожилки мигматитов, 4 — линзокластические пегматиты.

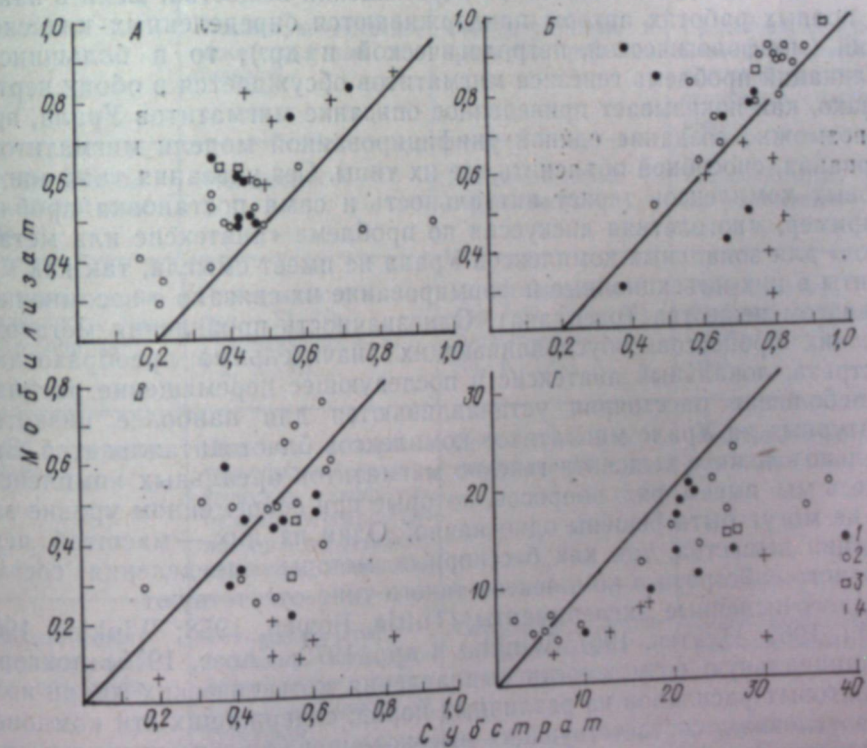
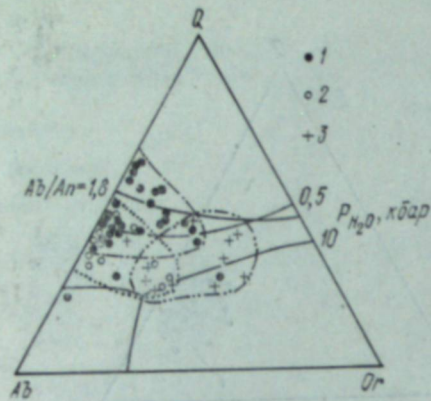


Рис. 17. Распределение коэффициентов  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$  (А)  $\text{Na}_2\text{O} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (Б),  $\text{MgO} / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$  (В),  $\text{An}$  нормативный (Г) в составляющих мигматитов ареальных комплексов и комплексов бластокатаклизитов. 1 — мигматиты: 1 — тараташского комплекса, 2 — мугуджарского комплекса, 3 — альменгорского комплекса, 4 — комплекса бластокатаклизитов.

Мигматиты метаморфических комплексов Урала

Признаки	Типы комплексов		
	Ареальные	Зональные	Бластокатаклазитов
Распространение	Повсеместное	Приуроченность к высокотемпературным зонам	Приуроченность к высокотемпературным зонам
Фациальные условия	Гранулитовая и амфиболитовая фации	Амфиболитовая фация	Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации
Режим давления	Умеренные	Низкие	Высокие
Характер субстрата	Амфиболиты, гнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы	Биотитовые и амфиболовые кристаллические сланцы	Бластокатаклазиты, бластомилониты
Лейкосома	Плагиигранитоидные, реже гранитные мобилизаты	Плагиигранитные и гранитные прожилки	Гранитоидные и пегматоидные породы линзокластической структуры («очковые»)
Парагенетические соотношения палеосома	Равновесные	Преимущественно неравновесные	Неравновесные, реже равновесные
Химическая направленность процессов (привнос)	Плагииомгматизация — Si, Na Гранитизация — Si, Na, K, Al	Плагииомгматизация — Si, Na, (Al) Мигматизация — Si, Na, K, (Al)	Мигматизация и фельдшпатизация субстрата — Si, K, (Al)
Способ переноса вещества	Процессы ультраметаморфизма (метаморфическая дифференциация, перекристаллизация, метасоматоз, анатексис, инъекции)	Преимущественно инъекционный	Инъекционно-метасоматический
Преобладающие морфологические типы мигматитов	Тонкополосчатые, линзовые, порфиробластические, сетчатые (зависимость от субстрата)	Послойные, ветвисто-жилковатые, птигматитовые	Полосчатые, порфиробластические
Комплексы	Мугоджарский, тараташский, ильменогорский, саддинский, харбейский	Есекжальский, борсыксайский, кумакский, мариновский, еланчикский	Токбуриинский, тикбутакский, каменнодольский, увельдинский, мурзинский

Рис. 18. Салические части лейкократовых составляющих мигматитов Урала в системе кварц — альбит — ортоклаз.



1 — мобилизаты мигматитов ареальных комплексов, 2 — прожилки мигматитов зональных комплексов, 3 — прожилки мигматитов и линзокластические пегматиты комплексов бластокатаклазитов. Линиями ограничены поля лейкократовых обособлений мигматитов соответствующих комплексов.

лексах различных типов, образуют достаточно хорошо обособляющиеся поля, обусловленные специфическими условиями их формирования. Рассмотрение всей суммы признаков, характеризирующих мигматиты Урала, позволяет классифицировать их по типу метаморфических комплексов (табл. 10).

### О ПРОИСХОЖДЕНИИ МИГМАТИТОВ

Вопросы генезиса мигматитов неоднократно обсуждались в литературе (Судовиков, 1964; Кинг, 1967; Менерт, 1971; Шкодзинский, 1976, и др.). Основные различия в развиваемых представлениях сводятся к выяснению главенствующей роли тех или иных высокотемпературных процессов, масштабов и способов перемещения вещества. Если в наиболее полных работах авторы придерживаются определенных классификаций (морфологической, петрологической и др.), то в большинстве публикаций проблема генезиса мигматитов обсуждается в обоих чертах. Однако, как показывает приведенное описание мигматитов Урала, вряд ли возможно создание единой унифицированной модели мигматитообразования, способной объяснить все их типы. Без указания типа мигматитовых комплексов теряет актуальность и сама постановка проблем. Например, многолетняя дискуссия по проблеме «анатексис или метасоматоз» для зональных комплексов Урала не имеет смысла, так как мигматиты в них инъекционные и формирование их связано с несомненным привнесением вещества (расплава). Однозначность проявления метасоматических процессов, обуславливающих значительные преобразования субстрата, локальный анатексис и последующее перемещение расплава на небольшие расстояния устанавливаются для наиболее низкотемпературных на Урале мигматитов комплексов бластокатаклазитов. Значительно сложнее выяснить генезис мигматитов ареальных комплексов, и здесь мы имеем ряд вопросов, которые при современном уровне знаний не могут быть решены однозначно. Один из них — масштаб перемещения вещества, так как бесспорные методы определения состава исходного субстрата в комплексах такого типа отсутствуют.

Многочисленные эксперименты (Tuttle, Bowen, 1958; Winkler, 1961; Steuhl, 1962; Платен, 1967; Winkler и др., 1972; Chose, 1975) показали принципиальную возможность выплавления котектических кварц-полевошпатовых расплавов из различных пород, содержащих эти компоненты, в условиях, соответствующих высокотемпературным уровням метаморфизма. Это привело многих исследователей к выводу о ведущей роли анатектической дифференциации и локального анатексиса при формировании мигматитов. Вместе с тем геологические петрографические данные, как убедительно показано Б. К. Кингом (1967), не согла-

Признаки	Типы комплексов		
	Ареальные	Зональные	Бластокатаклазитов
Тектоническое положение	Доуральские блоки (глыбы)	Надкупольные зоны гранитоидных массивов («термальные купола»)	Зоны региональных надвиговых и разломных структур
Полезные ископаемые	Мусковитовые и керамические пегматиты, кианит, графит, антофиллит-асбест, железо, титан	Редкометалльная минерализация (пегматиты и др.)	Редкометалльная и редкоземельная минерализация, керамическое сырье, гранулированный кварц

суются с последовательностью анатектических процессов, вытекающих из экспериментов, и требуют предварительной метасоматической подготовки лейкократовых обособлений мигматитов к плавлению. Дополнительные данные, противоречащие гипотезе простого выплавления, приведены выше при характеристике мигматитов ареальных комплексов.

Предложенная К. Менертом (1971) петрографическая классификация мигматитов (понятие термина «мигматит» в ней очень расширено), основанная на определении минеральной фации неосомы, сглаживает остроту дискуссии, так как показывает несущественность физического состояния мобилизаторов в период их формирования. Намеченный последовательный ряд мобилизации вещества в процессе повышения температуры хорошо объясняет широкое развитие кварцевых, кварц-карбонатных, кварц-альбитовых, калишпатовых и других прожилков и обособлений в низко- и среднетемпературных комплексах. Последовательность появления кварц-полевошпатовых мобилизаторов с повышающейся основностью при возрастании температуры, по-видимому, возможна в комплексах с однородным субстратом. Однако отмеченные, например для Мугоджар, случаи совместного развития в пределах одного обнажения с пестрым составом пород мобилизаторов различной основности нельзя объяснить последовательным повышением температуры. Здесь, видимо, следует учитывать данные В. С. Шкодзинского (1976) о поведении воды в мигматитовых комплексах. Если же принять, что ареальные комплексы возникли не мгновенно, а в процессе формирования испытывали последовательные преобразования с мобилизацией разнотемпературных прожилков, то наиболее вероятно обособление в них лейкосом в результате метаморфической дифференциации либо по принципу латеральной секреции и лишь последующее переплавление подготовленного материала при достижении соответствующих температур. Этому не противоречат эксперименты по плавлению, а инертное поведение воды в период анатексиса способно объяснить возникновение пространственно сближенных мобилизаторов разного состава. В этом случае вполне понятны также сохранность реликтов субстрата и постепенные переходы к гранобластовым структурам в лейкократовых обособлениях мигматитов.

Перемещение расплавленного материала на небольшие расстояния в мигматитовых комплексах ареального типа хорошо известно. В то же время регионально проявляющиеся процессы плагиомигматизации не завершаются формированием лишь плагиомигматитов либо мигмати-

тов для формаций повышенной щелочности (Кориковский, 1967), а в конечном итоге приводят к формированию крупных автохтонных массивов плагиогнейсо-гранитов, либо эндербитов в гранулитовых комплексах. Объяснить их образование без значительного привноса кремнезема и натрия только за счет перераспределения материала внутри комплексов очень трудно. Это позволяет предполагать, что и при образовании плагиомигматитов вполне возможен дополнительный привнос компонентов. Отмечаемое многими исследователями региональное развитие в ареальных комплексах процессов гранитизации, проявляющихся в межгранулярной и порфиробластической фельдшпатизации плагиомигматитов и плагиогнейсо-гранитов и обуславливающих образование гнейсо-гранитов в плагиомигматитовых комплексах амфиболитовой фации и метасоматических чарнокитондов в гранулитовых комплексах, с еще большей очевидностью свидетельствует о значительных масштабах миграции вещества.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бушляков И. Н., Соболев И. Д. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М., «Наука», 1976.
- Виноградская Г. М. Петрология гранитоидов Уфалейского района на Урале.— Материалы по геологии Урала. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1964, т. 119.
- Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д., Михайлов Д. А., Судовиков Н. Г. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района.— Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, 1959, вып. 8.
- Другова Г. М., Глебовицкий В. Л., Никитина Л. П., Прияткина Л. А., Климов Л. В. Гранулитовая фация (вопросы геологии и петрографии). Л., «Наука», 1972.
- Ефимов И. А., Бурд Г. И. Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар.— Сов. геология, 1970, № 1.
- Заварицкий А. Н. Геологический и петрологический очерк Ильменогорского минералогического заповедника и его копей. М., 1939.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., «Недра», 1974.
- Кинг Б. К. Природа происхождения мигматитов; метасоматоз или анатексис.— Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967.
- Краснобаев А. А., Бибилова Е. В., Грачева Т. В. Беломорский метаморфизм гнейсов Сысертско-Ильменогорского антиклинория.— Третье Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, т. 2. Свердловск, 1974.
- Крылова М. Д., Седова И. С., Крылов И. Н., Глебовский С. С., Галибин В. А. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л., «Наука», 1972.
- Крылов Р. А., Закуржников В. П. Геологическое строение и метаморфические фации Салдинского комплекса.— Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1970.
- Левин В. Я., Левина И. А. Состав лейкократовых мобилизаторов в гранитных мигматитах Ильменогорского комплекса.— Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1971г. Свердловск, 1972.
- Левин В. Я., Панков Ю. Д. Вопросы мигматизации и гранитизации пород района восточной и южной части Ильменских гор.— Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.
- Ленных В. И., Петров В. И. Гранулитовый метаморфизм и этапы диафтореза пород тараташского комплекса.— Тезисы докладов III Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1974.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971.
- Нагайцев Ю. В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л., Изд-во ЛГУ, 1974.
- Панков Ю. Д. Ильменогорский метаморфический комплекс.— Труды Ильменского гос. заповедн. УНЦ АН СССР, вып. 9. Свердловск, 1971.
- Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечехун В. М., Перфильев А. С., Пуч-

ков В. Н. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала. М., «Наука», 1977.

Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматов.— Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.

Равич М. Г., Каменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., Гидрометеоздат, 1972.

Романов Б. М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Рубо М., Рош Г. де ля. Гнейсы, мигматиты и граниты в системе кварц-ортоклаз—альбит.— Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972.

Русин А. И. Мигматиты Восточно-Мугоджарского антиклинория.— Изв. АН КазССР, сер. геол., 1972, № 1.

Русин А. И. Гранитоиды докембрия Восточно-Мугоджарского антиклинория.— Проблемы докембрийского магматизма. Л., «Наука», 1974.

Русин А. И. Процессы ультраметаморфизма в высокотемпературных комплексах Мугоджар.— Материалы к V Всесоюзному петрографическому совещанию, т. 1. Алмата, «Наука», 1976.

Русин А. И. К геологической интерпретации метаморфизма ильменогорского комплекса.— Тезисы докладов III Всесоюзного симпозиума по метаморфизму, т. 1. Свердловск, 1977.

Русин А. И., Маркс В. А. Вопросы геолого-тектонической типизации метаморфических комплексов Урала.— Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977.

Сараичина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л., «Недра», 1973.

Старков В. Д., Знаменский Н. Д. Гранитоидный магматизм Восточно-Мугоджарского поднятия. М., «Наука», 1977.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.

Ферштатер Г. Б. Изохимическая мигматизация и генезис кварц-полевошпатовых пород тараташского метаморфического комплекса (Южный Урал).— Геохимия, 1977, № 3.

Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М., «Наука», 1975.

Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск, «Наука», 1976.

Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности (по материалам исследований Зап. Беломорья).— Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, 1957, вып. 7.

Chose N. C. Experimental study on the melting relationships between neosome and paleosome of a migmatite from Dypvag, S. Norway at 4 kb pressure and its bearing on the genesis of granitic magma.— *Rev. Phys. Chem. Jap.*, 1975, Spec. Issue.

Steuhl H. H. Die experimentelle Metamorphose und anatexis eines Parabiolitgneiss aus dem Schwarzwald.— *Chem. Erde*, 1962, Bd 21, N 3—4.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O.— *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1958, vol. 74.

Winkler H. G. F. Genesen von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente.— *Geol. Rundschau*, 1961, Bd 51, N. 2.

Winkler H. G. F., Das V. K., Breitbart R. Further data of low—temperature melts existing on the quartz+plagioclase+liquid+vapour isobaric cotectic surface within the system Qz—Or—An—H<sub>2</sub>O.— *Neues Jb. Mineral. Monatsh*, 1977, N 6.

А. И. БЕЛКОВСКИЙ, И. Н. ЛОКТИНА

## К ПРОБЛЕМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ СЛАНЦЕВЫХ ОБРАМЛЕНИЙ В ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

В последние годы при описании полиметаморфических комплексов стали широко использоваться термины «гнейсовое ядро» и его «сланцевое обрамление» (Бубнов, 1960; Кейльман, 1971, 1974; Мельников, 1972; Мельников, Мельникова, 1973; Добрецов, 1974). Появлению этой терминологии способствовали работы Вегманна (Wegmann, 1935), А. Бертельсона, А. Нью-Югорда (1968), В. Гамильтона и Майерса (Hamilton, Myers, 1967). В СССР сланцевое обрамление как самостоятельная структурная единица было показано на уфалейском метаморфическом комплексе (Кейльман, 1963, 1974), находящемся на Среднем Урале в северной части Уралтауского мегантиклинория. Древнее ядро комплекса представлено контрастными сериями кварц-альбитофирово-диабазовой формации, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Ядро сложено плагиоклазовыми амфиболитами, мигматитами, гранито-гнейсами, фельдшпатизированными кристаллическими сланцами, выделенными Г. А. Кейльманом в составе уфалейской свиты. К сланцевому обрамлению относятся породы таганайской, уреньгинской, указарской, козинской (шунутской), куртинской и шайтанской свит, рассматриваемых в составе верхнего структурного этажа. Наиболее древние среднерифейские образования таганайской и уреньгинской свит, распространенные исключительно по западному и юго-западному крылу уфалейского антиклинория, отделены от пород гнейсо-мигматитового ядра серией субмеридиональных разломов. На северо-восточном крыле антиклинория сланцевое обрамление представлено вендскими образованиями указарской свиты (Смирнов, 1956; Гарань, 1960), имеющих тектонические контакты с породами ядра и с угловым несогласием перекрывающейся нижнеордовикскими образованиями козинской свиты. Последняя в восточном направлении без углового или азимутальности. Последняя в последовательности сменяется серицит-кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми, серицит-карбонатно-кварцевыми сланцами куртинской свиты (O<sub>1-2</sub>) и углистыми филлитами шайтанской свиты (O<sub>3</sub>).

Восточная часть комплекса сложена различными по составу кристаллическими сланцами, также относимыми к куртинской свите. Последние, по мнению Г. А. Кейльмана (1963), на породах ядра залегают с угловатым несогласием. Считается, что субстратом для образования

метапелитов явились миогеосинклинальные толщи среднего рифея и нижнего палеозоя. В среднем палеозое породы ядра подверглись регрессивному метаморфизму в условиях амфиболитовой фации, а терригенно-глинистые толщи обрамления при этом были прогрессивно метаморфизованы в условиях той же фации с образованием зональности типа Барроу.

От гнейсо-мигматитового ядра в сланцевом обрамлении метаморфическая зональность фиксируется сменой следующих минеральных ассоциаций:

- 1) кварц+плагиоклаз+биотит+гранат+(кианит);
- 2) кварц+биотит+мусковит+гранат+(ставролит);
- 3) кварц+мусковит+гранат;
- 4) кварц+мусковит+оттрелит+(гранат);
- 5) кварц+мусковит+карбонат.

Для пород куртинской свиты также предполагается увеличение степени метаморфизма с севера на юг, что сопровождается сменой низкотемпературных метапелитов среднетемпературными.

Авторами настоящей статьи получен оригинальный фактический материал по геологическому строению восточной части уфалейского метаморфического комплекса, где широко развиты эклогиты, позволивший по-новому подойти к проблеме выделения сланцевых обрамлений в полиметаморфических комплексах высоких давлений.

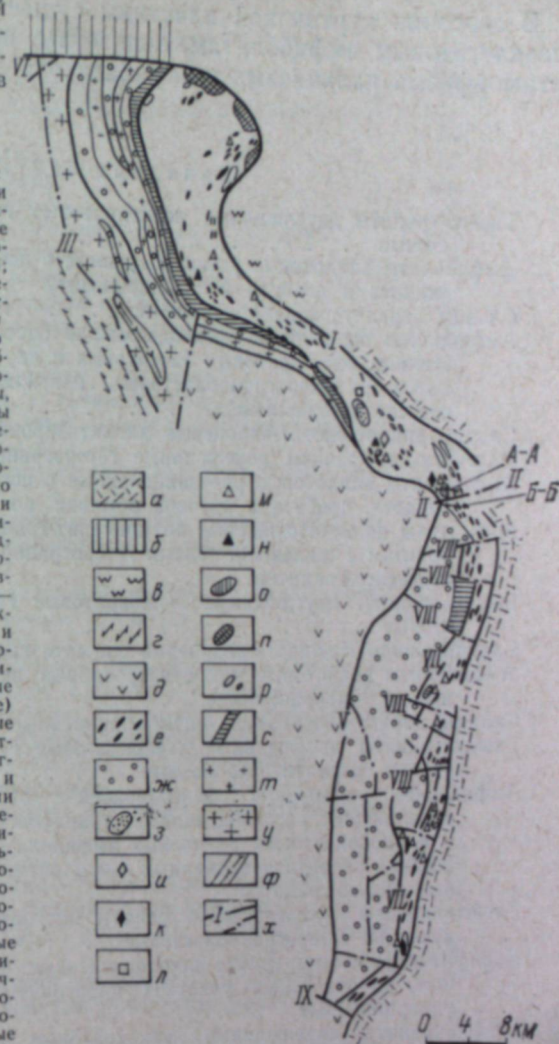
Восточная часть уфалейского метаморфического комплекса (Белковский, Локтина, 1978) представляет собой тектоническую пластину (1,5—11×90 км), западной границей которой является система разломов, отделяющих гранат-слюдяно-кварцевые сланцы от вендских образований указарской свиты и досреднерифейских амфиболитов и гнейсов уфалейской свиты, восточная граница проходит по Главному уральскому глубинному разлому (см. рисунок). На севере пластина срезается Аюшским разломом. Тектонический контакт кристаллических сланцев с терригенно-глинистыми толщами Сакмаро-Лемвинской зоны трассируется полого залегающими телами баститовых серпентинитов Главного уральского глубинного разлома. На юге, на широте пос. Серебряный, пластина ограничена Ольховским разломом, отделяющим кристаллические сланцы от пород уфалейской свиты (см. рисунок). Ввиду того, что контуры рассматриваемой пластины совпадают с площадью распространения пород куртинской свиты, мы предлагаем сохранить за ней одноименное название.

В строении куртинской пластины участвуют гранат-слюдяно-кварцевые сланцы с включенными в них многочисленными мелкими телами (0,5×2,5 км<sup>2</sup>), пластообразными телами и будинами апоэклогитовых амфиболитов, в ассоциации с которыми отмечаются диопсидовые клинопироксениты, ферропаргаситовые и гастингситовые горнблендиты, эклогитоподобные породы, эклогиты, антигоритовые апопироксенитовые серпентиниты, хлорит-актинолитовые, магнетит-хлоритовые и тальк-карбонатные породы.

На широте пос. Маука пластина разделена на два блока — северный и южный (см. рисунок). В пределах северного блока кристаллические сланцы имеют северо-западное простирание и смяты в пологие изоклинальные складки, осевые поверхности которых запрокинуты на юго-запад. На широте г. Верхнего Уфалея они полого надвинуты на вендские и дорифейские образования. Зона надвига между Блаштинским и Суховязским разломами представлена мигматизированными

Геологическое строение восточной части уфалейского полиметаморфического комплекса (карта составлена по материалам авторов с использованием данных Г. А. Кейльмана, 1963, 1967).

*a* — вулканогенно-осадочные образования Тагильской зоны, S—D<sub>1</sub>; *b* — песчано-сланцевые, глинисто-сланцевые и карбонатные отложения Сакмаро-Лемвинской зоны (O<sub>1</sub>—O<sub>2</sub>); *в* — зеленые сланцы, филлиты и железистые кварциты билимбаевской (?) свиты (O<sub>2</sub>?); *г* — серицит-кварцевые, эпидот-кварцевые, серицит-альбитовые, актинолит-альбитовые и хлорит-альбитовые сланцы указарской свиты с телами плагиоклазитов, микроклин-пертитовых субщелочных гранитов (oCm); *д* — гнейсо-видные плагиоклазовые амфиболиты, мигматиты и гнейсы Уфалейской свиты (дорифей); *е* — гранат-слюдяно-кварцевые сланцы, слюдястые кварциты, кварцевые граниты с телами апоэклогитовых амфиболитов; *ж* — мигматиты по гранат-слюдяно-кварцевым сланцам и апоэклогитовым амфиболитам; *з* — диопсидовые клинопироксениты; *и* — рудные клинопироксениты диопсид-салитовые и горнблендиты с телами массивных ильменит-магнетитовых руд; *к* — гранатовые клинопироксениты; *л* — эклогитизированные горнблендиты и эклогитоподобные породы рубинсодержащие; *м* — гроссуляр-альмандин-омфациитовые и эденит-клиноцоизитовые эклогиты; *н* — рудные (ильменитовые) эклогиты и вашингтонит-гранатовые келифит-амфиболиты; *о* — вашингтонит-гранатовые келифит-амфиболиты мигматизированные, эпидотизированные и окварцованные с пластовыми телами магнетит-кварцевых и гематит-кварцевых руд; *п* — антигоритовые серпентиниты с баститом зоны Главного Уральского разлома; *р* — антигоритовые апопироксенитовые серпентиниты, антофилитовые, тальковые и тальк-карбонатные породы; *с* — очковые апогаббровые амфиболиты; *т* — лейкократовые мелкозернистые гнейсо-граниты биотитовые и двуслюдяные; *у* — субщелочные микроклин-пертитовые порфирировидные гнейсо-граниты и blastomylonitы; *ф* — эпидот-амфибол-альбитовые сланцы неустановленного генезиса; *х* — разломы установленные и предполагаемые; I — Главный Уральский глубинный разлом, II — Маукский, III — Блаштинский, IV — Суховязский, V — Серебрянский, VI — Аюшский, VII — Агардяшский, VIII — Слюдяногорский, IX — Ольховский. Разрезы. А—А — немигматизированной части кристаллических сланцев, Б—Б — то же мигматизированной части.



кристаллическими сланцами, апосланцевыми мигматитами, диафторированными апоэклогитовыми амфиболитами, среди которых отмечаются дайкообразные тела субщелочных и нормальных микроклин-пертитовых гнейсо-гранитов (Белковский, Локтина, 1974) и апогаббровых уральское субмеридиональное простирание и крутое моноклинальное восточное падение (от 40 до 55°). Разломная зона между Серебрянским и Агардяшским разломами также представлена апосланцевыми мигматитами, гранатовыми апоэклогитовыми амфиболитами с жильными и пластовыми телами гетерогранобластовых гнейсо-гранитов, реже пластовыми телами апогаббровых амфиболитов.

В строении куртинской пластины существенная роль принадлежит апоэклогитовым амфиболитам, эклогитам, продуктам зеленосланцевого метаморфизма кальциевых ультрабазитов:

	Видимая мощность, м
Западная часть	
Гнейсо-граниты двуслюдяные лейкократовые гетерогранобластовые	30
Амфиболиты эпидотовые рассланцованные с псевдоморфозами эпидота и альбита по клиноцоизиту	60
Сланцы гранат-слюдяно-кварцевые	40
Амфиболиты эпидотовые сфенсодержащие рассланцованные с жилами лейкократовых биотитовых и двуслюдяных гранитов и гетерогранобластовых плагногнейсо-гранитов спессартинсодержащих	60
Сланцы эпидот-биотит-кварцевые мигматизированные	25
Плагногнейсо-граниты двуслюдяные гетерогранобластовые	15
Амфиболиты эпидотовые рассланцованные с псевдоморфозами эпидота, альбита и роговой обманки по клиноцоизиту	25
Мигматиты полосчато-теневые по ильменит-гранатовым амфиболитам с жильными телами гетерогранобластовых плагногнейсо-гранитов	210
Гнейсо-граниты двуслюдяные лейкократовые гетерогранобластовые	50
Сланцы эпидот-слюдисто-кварцевые мигматизированные	20
Амфиболиты гранатовые мигматизированные, эпидотизированные и окварцованные	95
Сланцы эпидот-биотитовые мигматизированные	30
Гнейсо-граниты двуслюдяные лейкократовые гетерогранобластовые пегматитизированные	35
Амфиболиты эпидотовые сфенсодержащие рассланцованные с реликтами рассланцованных гранат-клиноцоизитовых и клиноцоизитовых рутиловых амфиболитов, а также с жилами пегматитизированных лейкократовых мусковитовых гнейсо-гранитов	210
Гнейсо-граниты и плагногнейсо-граниты мусковитовые лейкократовые гетерогранобластовые	70
Келифит-амфиболиты гранат-клиноцоизитовые рутилсодержащие, на отдельных участках парагонитизированные и окварцованные	35
Гнейсо-граниты двуслюдяные лейкократовые, на отдельных участках аплитовидные	3
Амфиболиты гранат-клиноцоизитовые и клиноцоизитовые рутилсодержащие с псевдоморфозами альбита и роговой обманки по клиноцоизиту	40
Восточная часть	
Амфиболиты ильменит-гранатовые мигматизированные, эпидотизированные и окварцованные с реликтами рудных амфиболитов, а также с пластовыми телами магнетит-кварцевых, магнетит-гематит-кварцевых, гематит-кварцевых, рутил-кварцевых руд и лейкократовых спессартинсодержащих гнейсо-гранитов и пегматитов.	135
Амфиболиты гранат-клиноцоизитовые мелкозернистые рассланцованные эпидотизированные	25
Сланцы эпидот-биотит-кварцевые гранатсодержащие фельдшпатизированные	65
Сланцы гранат-слюдяно-кварцевые с маломощными (до 3—5 м) прослоями графитистых сланцев, графитистых и слюдяных кварцитов	90
Амфиболиты клиноцоизитовые, тонко-мелкозернистые рассланцованные, с псевдоморфозами амфибол-эпидотового агрегата по гранату	12

Сланцы эпидот-биотит-кварцевые, гранатсодержащие фельдшпатизированные	35
Келифит-амфиболиты гранат-клиноцоизитовые с рутилом и пойкилобластическим гранатом	10
Сланцы гранат-слюдяно-кварцевые	10
Келифит-амфиболиты гранат-клиноцоизитовые с линзами симплектит-эклогитов	35
Сланцы гранат-слюдяно-кварцевые	10
Келифит-амфиболиты рутиловые	10
Сланцы гранат-слюдяно-кварцевые	15
Келифит-амфиболиты гранат-клиноцоизитовые рутиловые	10
Сланцы гранат-слюдяно-кварцевые	25
Кварцевые эпидотизиты амфиболсодержащие	20
Сланцы гранат-слюдяно-кварцевые с рутилом	14
Амфиболиты гранатовые рутиловые, тонко-мелкозернистые, рассланцованные	6
Сланцы гранат-слюдяно-кварцевые с рутилом	5
Тальк-карбонатные породы и актинолитовые породы	15
Сланцы гранат-биотит-кварцевые амфиболсодержащие фельдшпатизированные	20
Амфиболиты гранат-клиноцоизитовые с псевдоморфозами эпидота по гранату	20
Сланцы гранат-слюдяно-кварцевые фельдшпатизированные, те же сланцы амфиболсодержащие с рутилом	80
Тальк-карбонатные породы	40
Келифит-амфиболиты гранат-клиноцоизитовые с мелкозернистым пойкилобластическим гранатом	10
Тальк-актинолитовые породы	13
Сланцы гранат-слюдяно-кварцевые фельдшпатизированные, те же сланцы с амфиболом и хлоритом с редкими прослоями графитистых сланцев, слюдяных и графитистых кварцитов, жилами мусковит-микроклиновых пегматитов	240
Амфиболиты гранат-клиноцоизитовые рассланцованные	20
Сланцы гранат-слюдяно-кварцевые	20
Амфиболиты клиноцоизитовые рутиловые биотитизированные	15
Тальк-актинолитовые породы	15
Актинолит-хлоритовые породы с кварцевыми прожилками	10
Сланцы эпидот-биотитовые фельдшпатизированные	15
Амфиболиты клиноцоизитовые рутиловые рассланцованные (рутил сфенизирован)	80
Сланцы гранат-хлорит-слюдяно-кварцевые с рутилом	40
Кварциты графитистые с тонкими прослоями гранат-слюдяно-кварцевых сланцев	105
Амфиболиты клиноцоизитовые рутиловые рассланцованные	20
Кварциты графитистые и слюдяные, кварцевые гранатиты	20

Эти особенности не типичны для стратотипных разрезов нижнего ордовика Сакмаро-Лемвинской зоны (Варганов и др., 1973) и тем более не характерны для миогеосинклинальных разрезов вообще.

Изучение взаимоотношений пород, слагающих куртинскую пластину, показало, что клинопироксениты, горнблендиты, эклогиты, келифит-амфиболиты, амфиболиты, не содержащие келифитовых структур, и амфиболиты образуют единый генетический ряд, который рассматривается нами как уфалейская клинопироксенит-эклогит-амфиболит-сланцевая ассоциация (Белковский, Локтина, 1978). Установлено, что эклогиты метасоматически развиваются по Са-метаультрабазитам. Диафторез эклогитов сопровождается замещением их келифитам. Диафторез эклогитов сопровождается образованием амфиболитов, не содержащих келифитовых структур. Последние в свою очередь превращаются в метасоматиты полиминерального состава. Образованные по апоэклогитовым амфиболитам метасоматиты полиминерального состава, как

и Б. В. Чесноков (1961), мы условно называем кристаллическими сланцами. В уфалейском комплексе нами выделены и впервые описаны новые фации глубинного кислотного выщелачивания: кварц-парагонитовая и кварц-ферримусковитовая (Белковский, Айзикович, 1969; Белковский, 1976а, б; Белковский и др., 1976). Исследование структуры и рентгеновских констант светлых диоктаэдрических слюд, замещающих апоэклогитовые амфиболиты, показало (Звягин и др., 1973), что образцы парагонита, «содержащие» до 0,5 форм. ед. калия в группе X, являются псевдоморфозами мусковита по парагониту. Кристаллохимические и рентгенографические характеристики слюд, образующих по составу все «переходы» от парагонита к мусковиту, позволяют сделать очень важный вывод об общей направленности процессов глубинного кислотного выщелачивания: в общей истории процессов диафтореза апоэклогитовых амфиболитов эклогит-сланцевых комплексов натриевый (парагонитовый) тип выщелачивания сменяется калиевым (мусковитовым, ферримусковитовым, фенгитовым, феррифенгитовым). Сказанное подтверждается тем, что в изученном районе реликты парагонитовых сланцев распространены исключительно широко. Генезис метасоматитов кварц-парагонитовой и кварц-ферримусковитовой фации также контрастно подчеркивается компонентным составом гранатов выщелачиваемых пород и образующихся по ним метасоматитов. Нами установлено, что для эклогитоподобных пород, эклогитов и апоэклогитовых келифит-амфиболитов характерны гроссуляр-альмандины, для апоэклогитовых амфиболитов, не содержащих келифитовых структур и замещающих их полиминеральных метасоматитов, — Са-альмандины, для апоамфиболитовых сланцев, не содержащих реликтовый парагонит и роговую обманку, — альмандины и реликтовые Са-альмандины. Нахождение последних в «кристаллических сланцах» следует рассматривать как связующее звено единого метасоматического ряда горных пород: эклогит-апоэклогитовый амфиболит-апоамфиболитовый сланец. Динамика изменения компонентного состава гранатов по результатам статистической обработки 190 анализов мономинеральных фракций следующая:

Пир<sub>9,8</sub>Альм<sub>63,4</sub>Спесс<sub>2,1</sub>Са-компонент<sub>24,7</sub> — гроссуляр-альмандины эклогитов и апоэклогитовых келифит-амфиболитов;

Пир<sub>11,3</sub>Альм<sub>65,7</sub>Спесс<sub>5,7</sub>Са-компонент<sub>17,3</sub> — Са-альмандины парагонитизированных и окварцованных апоэклогитовых амфиболитов;

Пир<sub>13,4</sub>Альм<sub>64,7</sub>Спесс<sub>4,8</sub>Са-компонент<sub>17,1</sub> — Са-альмандины мусковитизированных и окварцованных апоэклогитовых амфиболитов и полиминеральных апоамфиболитовых метасоматитов (кристаллических сланцев с реликтовой роговой обманкой);

Пир<sub>10,0</sub>Альм<sub>69,9</sub>Спесс<sub>6,2</sub>Са-компонент<sub>13,9</sub> — реликтовый Са-альмандин из апоамфиболитовых сланцев, не содержащих роговую обманку.

Познанию процессов метаморфизма также способствовало проведение гранатометрической съемки, которая нами выполнена для всей площади куртинской пластины. Наиболее изменчивым составом обладают гранаты из кристаллических сланцев. Присутствие в них Са-альмандинов, типоморфных для бескелифитовых апоэклогитовых амфиболитов, и резкая изменчивость компонентного состава «сланцевых» гранатов по профилям подчеркивают метасоматическую природу полиминеральных пород, вмещающих эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты. Общая картина метаморфической зональности куртинской пластины определяется наличием в ней реликтовых областей сланцев, содер-

жащих Са-альмандины и парагонит (район горы Красный Камень, оз. Большой Агардяш). Совершенно очевидно, что метаморфическая зональность типа Барроу, выявленная для уфалейского комплекса Г. А. Кейльманом (1967, 1974), нашими материалами не подтверждается. Установленные в восточной части комплекса изограды не фиксируют прогрессивную метаморфическую зональность. В частности, «изограда» кианита совпадает с подошвой куртинской пластины и по существу трассирует поверхность надвига кристаллических сланцев на гнейсово-амфиболиты уфалейской свиты. «Изограды» ставролита по восточной периферии комплекса, а также оттрелита и карбоната отсутствуют. Появление этих минералов связано с локальным диафторезом кристаллических сланцев в условиях зеленосланцевой фации. Описанные на широте Аюшского нарушения Г. А. Кейльманом (1974) «фациальные переходы» низкометаморфизованных ордовикских образований в гранат-слюдяно-кварцевые сланцы также отсутствуют. В действительности южнее Аюшского нарушения наблюдаются кристаллические сланцы с телами эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов (см. рисунок). Выделенные в составе уфалейской свиты кристаллические сланцы, образовавшиеся за счет пород кварц-альбитофиристо-диабазовой формации, по всем характеристикам не отличаются от «среднепалеозойских» кристаллических сланцев обрамления, в котором эти же образования связаны с прогрессивным метаморфизмом миогеосинклинальных толщ нижнего — среднего ордовика (Кейльман, 1974). Изучение взаимоотношений «допалеозойских» и «среднепалеозойских» кристаллических сланцев показало, что как те, так и другие развиваются в процессе ослюденения и окварцевания апоэклогитовых амфиболитов. По нашим данным, кристаллические сланцы уфалейской свиты, слагающие западную часть куртинской пластины и затронутые процессами мигматизации и гранитизации (см. рисунок), отношения к породам ядра не имеют.

Генетическая связь уфалейских эклогитов с диопсидовыми и альмандин-пироповыми клинопироксенитами (Белковский, Локтина, 1975) позволяет предположить, что метасоматические эклогиты уфалейского типа формируются в условиях верхней мантии или в основании океанической коры. В этом отношении крайне важны данные, опубликованные В. А. Кутониным и В. М. Фроловой (1972, 1974). Включения ультрабазитов, в том числе и зеленых клинопироксенитов, встреченные в щелочных базальтоидах Минусинской впадины и Забайкалья, ими рассматриваются как ксенолиты верхней мантии. Этот вывод хорошо согласуется с материалами, полученными при изучении минерального состава включений из кимберлитов, в которых прослежены практически все переходы от гранатовых оливинитов через перидотиты до гранатовых пироксенитов (эклогитов). Следует отметить, что за рубежом одновременно появились публикации (Irvine, Findley, 1972; Greenbaum, 1972; Malpas, 1973), в которых горизонт пироксенитов с «перекрывающими их комуплятивными дунитами и хромитами рассматривался как генетическая граница коры и верхней мантии («петрологической Мохо»). В древних комплексах массивы дунит-клинопироксенитов гранатовых амфиболитов гранатовых клинопироксенитов-корундовых гранатовых амфиболитов (Scharbert, 1973; Morgan Benjamin, 1974) стали относиться к мантийным образованиям, выведенным на поверхность в виде тектонических блоков. Уфалейская ассоциация кальциевых метаультрабазитов-эклогитов-апоэклогитовых амфиболитов и кристаллических сланцев уникаль-



на — в ней прослежены все переходы от мантийных ультрабазитов к эклогитам, от эклогитов к амфиболитам и от амфиболитов к сланцам. Такие взаимоотношения определенно указывают на то, что процессы деэклогитизации происходили под воздействием флюидов подкорового происхождения. Участки, на которых эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты уничтожены кристаллическими сланцами, характеризуют фрагментарный переход океанической коры в континентальную. Процессы ослюденения и окварцевания эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов характерны для всех эклогит-сланцевых и эклогит-глаукофан-сланцевых комплексов без исключения. Замещение эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов сланцами отмечали И. А. Ефимов (1964) в Северном и Южном Казахстане, Г. Д. Афанасьев, В. В. Плошко, Н. П. Шпорт (1969), Н. Ф. Татришвили (1970), Д. М. Шенгелия (1973а, б), Е. Л. Москалев (1973), В. В. Плошко, Н. П. Шпорт, Д. Н. Князева (1977) на восточном окончании Передового хребта Центрального Кавказа, А. И. Белковский, И. Н. Локтина (1975, 1978) на Среднем Урале, Б. В. Чесноков (1959, 1961, 1963), В. И. Ленных (1968, 1977), Н. Л. Добрецов и другие (1971), Н. Л. Добрецов (1974) на максютовском комплексе, Макбальском поднятии и Атбашинском хребте на Северном и Южном Тянь-Шане, в Чарской зоне Зейской складчатой области. Генезис и масштабность этих процессов все исследователи не рассматривают. Лишь И. А. Ефимов (1964) для зерендинской серии Северного Казахстана сделал предположение о замещении апоэклогитовых амфиболитов кристаллическими сланцами по всей площади развития пород эклогитовой формации. Авторы настоящей статьи считают, что некоторые полиметаморфические комплексы высоких давлений были сформированы в верхней мантии и выведены на поверхность с больших глубин в виде тектонических пластин. Все изложенное позволяет по-новому рассмотреть историю формирования эклогит-сланцевых и эклогит-гнейсо-сланцевых комплексов, в которых в качестве самостоятельной структурной единицы некоторыми исследователями выделяется сланцевое обрамление.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д., Плошко В. В., Шпорт Н. П. Эклогит Передового хребта Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, сер. геол., 1969, т. 187, № 6.
- Белковский А. И. О формационной принадлежности эклогитов Среднего Урала.— Проблемы биминеральной геотермобарометрии. Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1976а, вып. 130.
- Белковский А. И. Рутилы кварцевых метасоматитов.— Аксессуары и рудные минералы Урала. Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1976б, вып. 118.
- Белковский А. И., Айзикович А. Н. Фазовый состав и оптические свойства парагонита из пород альбит-эпидот-амфиболитовой фации.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 5.
- Белковский А. И., Айзикович А. Н. Парагонит из уфалейского метаморфического комплекса.— Рентгенография минерального сырья. М., «Недра», 1970.
- Белковский А. И., Локтина И. Н. Раннепалеозойская ассоциация щелочных гранитов — нефелиновых сиенитов западного склона Среднего Урала.— Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 5.
- Белковский А. И., Локтина И. Н. Эклогиты восточного обрамления уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса (Средний Урал).— Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 4.
- Белковский А. И., Локтина И. Н., Ленных В. И. Кварц-парагонитовая фация щелочно-кварцевого метасоматоза.— Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1975 г. Свердловск, 1976.

- Белковский А. И., Локтина И. Н. Уфалейская клинопироксенит-эклогит-амфиболит-сланцевая ассоциация.— Вопросы петрологии метабазитов Урала. Труды Ильменского гос. заповедника УНЦ АН СССР, вып. 23, Свердловск, 1978.
- Бертельсон А., Нью-Ньюгорт А. Докембрий Гренландии.— Докембрий Канады, Гренландии и Британских островов. М., 1968.
- Бубинов С. Н. Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960.
- Варганов В. Г., Анцыгин Н. Я., Наседкина В. А., Милицина В. С., Шурыгина М. В. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. М., «Недра», 1973.
- Гарань М. И. Докембрий и кембрий Урала.— Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. МГК, XXI сессия, докл. сов. геологов, проблема 8. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Добрецов Н. Л. Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Н. В., Соболев В. С. Особенности минералогии и генезиса эклогит-глаукофановых комплексов.— Геология и геофизика, 1971, № 7.
- Ефимов И. А. Закономерности распространения и образования пород эклогитовой формации Северного и Южного Казахстана.— Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., «Наука», 1964.
- Звягин Б. Б., Соболева В. С., Белковский А. И. О структурном и дифракционном своеобразии парагонита.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 5.
- Ленных В. И. Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород максютовского комплекса (Южный Урал).— Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
- Кейльман Г. А. Геологическое строение Уфалейского гранитного массива на Урале.— Сов. геология, 1963, № 3.
- Кейльман Г. А. Результаты картирования метаморфических комплексов Урала.— Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967.
- Кейльман Г. А. Гнейсовые комплексы Урала.— Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., «Недра», 1974.
- Кутолин В. А., Фролова В. М. Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусинской впадины и Забайкалья и состав верхней мантии Земли.— Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972.
- Кутолин В. А., Фролова В. М. Пироксениты в верхней мантии.— Геология и геофизика, 1974, № 2.
- Ленных В. И. Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Урал-Тау.— Путеводитель Урал-Тауской экскурсии. Свердловск, 1968.
- Ленных В. И. Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М., «Наука», 1977.
- Мельников Е. П. Геология и закономерности размещения месторождений гранулированного кварца южной части Уфалейского гнейсового комплекса. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1972.
- Мельников Е. П., Мельникова Н. И. Применение метода многократной статистической корреляции рассеянных элементов для определения первичной природы метаморфических пород Уфалейского гнейсового комплекса.— Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1973.
- Москалев Е. Л. Эклогиты восточного окончания Передового хребта Центрального Кавказа.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 2.
- Плошко В. В., Шпорт Н. П. Формации эклогитов Большого Кавказа.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 12.
- Плошко В. В., Шпорт Н. П., Князева Д. Н. Новые находки эклогитов на Кавказе.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 5.
- Смирнов Г. А. Уфимский амфитеатр. Стратиграфическое описание.— Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1956, вып. 25.
- Татришвили Н. Ф. Об открытии эклогитов на Большом Кавказе.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 4.
- Чесноков Б. В. Рутилосодержащие эклогиты Шубинского месторождения на Южном Урале.— Изв. Высш. учебн. завед., Геология и разведка, 1959, № 4.
- Чесноков Б. В. Изменение состава гранатов при метаморфизме эклогитов Южного Урала.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 7.
- Чесноков Б. В. Эклогиты Южного Урала и их практическое значение.— Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.

Шенгелия Д. М. Богатый железом мусковит из палеозойских диафторитов Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1973а, т. 209, № 4.

Шенгелия Д. М. О равновесии роговой обманки и мусковита в палеозойских диафторитах Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1973б, т. 210, № 1.

Greenbaum D. Magmatic processes at oceanic rridges: Evidence from the Troodos Massif, Cyprus.— Nature, Phys. Sci., 1972, vol. 238, N 80.

Forbes R. B., Swainbank R. C. Garnet-clinopyroxenite from the Red Mountain pluton, Alaska.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, N 2.

Hamilton W., Myers W. B. The nature of batholiths. Washington, 1967.

Irvine T. N., Findley T. C. Alpine peridotite with particular refence to the Bay of Islands Ygneuos Complex.— In the ancient oceanic lithosphere. Pub. Earth Physics Branch., E. M. R., Ottawa, 1972, vol. 32, N 3.

Malpas J. A restored section of oceanic crust and mantle in western Newfoundland (abst).— Geol. Soc. Amer., Ann., Mat., N. E. Sect., Abst. with Prog., 1973, vol. 5, N 2.

Morgan Benjamin A. Chemistry and mineralogy of garnet pyroxenites from Sabah, Malaysia.— Contrib. Mineral. Petrol., 1974, vol. 48, N 4.

Scharbert H. G. Pyrop-rich garnets from Moldanubian garnet pyroxenites, Bohemian Massif of Lower Austria, Austria.— Neues Jb. Mineral., Monatsh., 1973, N 2.

Wegmann C. E. Zur Dentung der Migmatite.— Geol. Rundschau, 1935, Bd 26, N. 5.

А. М. СМИРНОВ

### НЕКОТОРЫЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТИХООКЕАНСКОГО ДОКЕМБРИЯ

Крупнейшие элементы тихоокеанского сегмента Земли, окружающие ложе океана — Тихоокеанский подвижный пояс и его платформенная рама — структурно и исторически взаимосвязаны, и анализ докембрийской минерагении этих элементов целесообразно проводить совместно. Последние исследования позволили выделить и сопоставить здесь все возрастные подразделения докембрия, наметить главные особенности их минерализации и основные тенденции ее развития (см. рисунок). Удалось установить, что набор полезных компонентов закономерно меняется вверх по стратиграфическому разрезу, а их концентрации зависят от тех условий, которые господствовали на поверхности Земли и в ее недрах на разных этапах. Бедность и однообразие минерализации катархея сменились в позднем протерозое разнообразием полезных ископаемых и типов месторождений, что присуще минерализации мезо-кайнозоя («Докембрий...», 1973; Смирнов, 1975).

Причина таких закономерностей, видимо, заключена в структурно-вещественной эволюции верхних геосфер. В этом процессе намечается несколько взаимообусловленных направлений. Дифференциация вещества Земли привела к обособлению в коре «базальтового», «гранитного» и «осадочного» слоев, а их становление определялось структурной эволюцией коры в течение трех мегастадий.

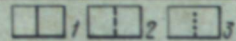
На планетарной мегастадии (катархейский этап) сложилась первичная базальтовая кора, рассеченная регматической системой разломов космического (?) происхождения (Смирнов, 1976).

Нуклеарная мегастадия (раннеархейский этап) началась с возникновения вулканических поднятий (зон эрозии) и зон опускания и осадконакопления. Погружающиеся более кислые осадки на глубинах испытывали метаморфизм, ультраметаморфизм, селективное плавление и процессы реоморфизма. Нарушение изостатического равновесия между поднятиями и впадинами привело к инверсии вертикальных движений. В результате на месте впадин сформировались округлые в плане поднятия (раннеархейские ядра «гранитного» слоя), сложенные складчатými кислыми образованиями, метаморфизованными в условиях от гранулитовой до амфиболитовой фации. Катархейский базальтовый субстрат зон погружения подвергся преобразованиям в обстановке больших температур и давлений, что привело к метаморфизму в условиях сутамской субфации гранулитовой фации (Кастрыкина, 1974).

Главные типы месторождений полезных ископаемых тихоокеанского докембрия.

	I II III IV V VI					
	а б в г д е ж	з	и	к л м н	о	п
Ph	1					
Pt <sub>3</sub>						
Pt <sub>2</sub>						
A <sub>2</sub>						
A <sub>1</sub>						
KA						

I — месторождения установленные, 2 — месторождения предполагаемые и рудопроявления, 3 — рассеянная минерализация. Типы месторождений: I — собственно магматические (а — в гипербазитах, б — в ультраосновных щелочных породах и карбонатитах, в — в габброидах, г — в базальтах — медная вкрапленность, д — в анортозитах, е — в порфирах — медно-порфировые руды, ж — в щелочных гранитоидах); II — пегматитовые; III — гидротермальные; IV — скарновые; V — метаморфические (з — ультраметаморфических «пегматитов», и — альпийских жил); VI — метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные месторождения и месторождения выветривания, частично метасоматически переработанные (к — в джеспилитах, л — в итабиритах, м — в эвлизитах — гондитах, н — бороносные, о — другие). Этапы развития (минерогенные эпохи) докембрия: KA — катархей, A<sub>1</sub> — ранний архей, A<sub>2</sub> — поздний архей, Pt<sub>1</sub> — ранний — средний протерозой, Pt<sub>2</sub> — поздний протерозой, Ph — фанерозой.



Платформенно-геосинклинальная мегастадия наступила в позднем архее вслед за инверсией, когда поднятия превратились в вытянутые зоны погружения (краевые «эогеосинклинали»), а «гранитные» ядра стали поднятиями (эоплатформами). Геосинклинальные образования, регионально метаморфизованные в амфиболитовой фации, были мио- и эвгеосинклинального типа. Катархейско-раннеархейский субстрат, опущенный на большие глубины, был изменен в условиях сутамской и чогорской субфаций (Карсаков, 1973). На платформах возникли протяжения, давшие начало внутренним геосинклиналям — зеленокаменным поясам. Их осадки и эффузивы метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Обстановка, видимо, была сходной в изолированных изометричных прогибах — зачатках платформенного чехла. Позднеархейский этап был временем становления двухслойной континентальной коры.

На среднедокембрийском этапе кое-где начал отлагаться платформенный чехол, краевые геосинклинали были близки к позднеархейским, но внутренние геосинклинали отличались разнообразием типов, и появились структуры активизации (Смирнов, 1976). Платформенные и миогеосинклинальные образования или не изменены, или метаморфизованы в низкотемпературных субфациях зеленосланцевой фации, а эвгеосинклинальные — изменены в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации («Докембрий...», 1973).

Позднепротерозойский этап характеризуется отложением на больших площадях практически не метаморфизованного платформенного чехла. Близки по характеру и миогеосинклинальные осадки. Эвгеосинклинальные толщи изменены в условиях зеленосланцевой, изредка, до амфиболитовой фации. К фанерозою окончательно сложилась трехслойная кора континентального типа (Смирнов, 1976).

На протяжении докембрия степень регионального метаморфизма в комплексах, выведенных в верхние слои земной коры, уменьшалась. Существование на определенных горизонтах в недрах Земли обстановки, отвечающей наиболее глубинным условиям метаморфизма, сомнения не вызывает. Наблюдаемая, казалось бы, парадоксальная эволюция метаморфизма, возможно, связана не только с глубиной эрозионного среза, но и с направленным во времени перераспределением *PT*-условий в литосфере.

Процессы метаморфизма и метасоматоза, присущие отдельным докембрийским этапам, а также особенности магматизма, выветривания

и литогенеза приводили в различной структурной обстановке к развитию в метаморфических комплексах характерной минерализации.

Катархейские (?) гранулитовые комплексы Сибирской платформы (кабактинская серия), Верхояно-Чукотской области (низы охотского комплекса и ауланджинской серии) и Антарктической платформы (серия Раггат) практически безрудны; исключение составляют прослои магнетитовых кварцитов неясного генезиса в верхах кабактинской серии. Судя по исходному базито-ультрабазитовому составу кристаллических сланцев и эклогитов, с ними может быть связана магматогенная минерализация: соединения сидерофильных и халькофильных элементов (меди, мышьяка, серы), хрома и титана.

Раннеархейские образования, распространенные повсеместно на платформах, известны во внешних и даже во внутренних зонах Тихоокеанского пояса. Независимо от условий метаморфизма, в гранулитовой или амфиболитовой фации, они сходны по минерализации. В метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных месторождениях большую роль играют магнетит, гематит, ильменит и рутил, но крупные месторождения (на Алданском массиве и в зоне Иматака) не обычны. Характерны турмалиновые породы — метаморфизованные бороносные осадки (Кулиш, 1970); обогащены бором также некоторые мраморы. К мраморам и диопсидовым кварцитам приурочен апатит. Графит в сланцах, возможно, органогенный, а силлиманит и кордиерит — производные высокоглиноземистых кор выветривания и осадков. Промышленные концентрации железа (Омолонский массив), графита, магнетита и талька часто возникали в результате метасоматоза (Гельман и др., 1974).

Эндогенная минерализация представлена рудами никеля и хромитом в дунитах, пирротином, пентландитом, ильменитом и апатитом в анортозитах, марганецсодержащими эвлизитами (?), редкометалльными и редкоземельными минералами, сульфидами и слюдами в пегматитах. С магнезиальными скарнами связаны месторождения флогопита, апатита и флюорита. Примеры гидротермального оруденения в раннем архее редки (apatит в гранитах Алданского массива). Олово, типичный элемент тихоокеанских гидротермальных месторождений, известно в основных сланцах Алданского массива и в гнейсах Ханкайского массива в повышенных кларковых содержаниях; для Ханкайского массива отмечены повышенные кларки вольфрама, цинка и свинца.

Позднеархейская минерация метаморфических толщ краевых геосинклиналей (станового типа) и зеленокаменных поясов различна.

К толщам станового типа приурочены метаморфизованные и частью метасоматически переработанные вулканогенно-осадочные тела железистых кварцитов, месторождения кианита, андалузита и силлиманита в высокоглиноземистых породах и графитовые сланцы. С обогащенностью фтором, вероятно, связана флогопитоносность некоторых мраморов.

Магматогенные месторождения в габброидах сложены сульфидами никеля. К пегматитам, частично ультраметаморфическим, иногда с турмалином приурочены месторождения мусковита, а диафториты, одновозрастные посткинematическим гранитам, золотоносны и содержат гидротермальные жилы с сульфидами меди, молибдена и свинца.

Минерализация зеленокаменных поясов много богаче. В итабиритах, джеспилитах и гондитах (серии Йеллоунайф, Риу-дас-Вельяс, Калгурли) залегают частично переотложенные руды марганца и о-

ромные месторождения железа (гематит, магнетит). Аналогичны по типу железные руды изолированных вулканогенных прогибов (Аньшань).

Разнообразная магматогенная минерализация включает хромит, платину и сульфиды никеля в ультрабазитах, магнетит (часто с ванадием, титаном) и сульфиды меди в метагаббро, медно-порфировые руды, а также пирротин, пентландит и халькопирит в толетовых метабазальтах (Калгурли — Пилбара). Карбонатиты пояса Калгурли несут аномально высокие содержания Cu, Ni, Co и Cr. С пегматитами Уоджиина (блок Пилбара) связаны месторождения Sn, а также минералы Ta, Nb, TR и берилл. Большую роль играют гидротермальные месторождения золота, частично связанные с сиенитами (Йеллоунайф, Калгурли), золото сопровождается серебром, мышьяком, сурьмой и висмутом или же бором и сульфидами Pb и Zn; отмечена урановая минерализация (Henderson и др., 1971).

Среднедокембрийские метаморфические комплексы различных структурных типов обладают своими минерагеническими особенностями. Протоплатформенные толщи или не изменены, или метаморфизованы в условиях цеолитовой или зеленосланцевой фации. В них залегают крупные месторождения железа осадочного генезиса, золотоносные и ураноносные конгломераты (надсерия Гурон). К преимущественно базитовым интрузивным и экстррузивным телам (лополит Садбери) приурочены месторождения сульфидов Ni, Co, Cu, Pb Zn. В протоплатформенных осадках Ханкайского массива, измененных в условиях амфиболитовой фации, находится рассеянное олово в количествах, превышающих кларковые.

Слабо метаморфизованы и толщи многих внутриплатформенных подвижных прогибов и миогеосинклиналей (Наллагайн, Ляохэ, Кодаро-Удоканский прогиб). К ним приурочены осадочно-метасоматические месторождения магнетита, магнезита, руды Mn, Cu, Pb, а также апатит, графит и метасоматический тальк. В более метаморфизованных толщах (серия Намдэчхон) известны турмалин-альбитовые горизонты, в которых залегают сингенетичные тела пирита и альпийские (?) турмалин-альбит-кварцевые жилы с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, апатитом, шеелитом (Финашин, 1974). К рвущим телам габброндов приурочены месторождения ильменита и титаномагнетита. Щелочные гранитоиды (например, улканские) содержат рассеянные Sn, W и TR в количествах, превышающих кларковые, а пегматиты и гидротермальные жилы — уран.

В краевых протогоеосинклиналях формировалась богатая минерализация. В зоне Маунт-Айза крупное стратиморфное месторождение, вероятно, имеет первично осадочный генезис и сложено сульфидами Cu, Ag, Pb, Zn с примесью Cd, Ti, Se; в контактово-метасоматических условиях формировались скарны с ортитом и уранинитом; в базальтах содержатся вкрапленные медные руды. Возможно, что и минерализация Брокен-Хилла (Ag, Pb, Zn, Cd, Se) среднедокембрийского возраста, но генезис ее дискуссионен, как и возраст вмещающих осадков серии Уиллиама (Браун и др., 1970; «Докембрий...», 1973). Пегматиты, связанные с гранитами, в мощных вулканогенно-терригенных толщах Центральных Скалистых гор содержат руды Sn, Ta и Li, берилл и слюды (Шульдинер, 1973). Широко распространены гидротермальные жилы.

Позднепротерозойская минерализация обладает специфическими особенностями как в связи с различиями в структурном положении,

так отчасти и с возрастом — раннерифейским или среднерифейским — вендским.

Платформенный чехол и миогеосинклинальные толщи, близкие в литолого-формационном отношении, или не изменены, или метаморфизованы в условиях цеолитовой и зеленосланцевой фаций. Полезные ископаемые представлены сингенетичными осадкам рудами железа, марганца, меди и полиметаллов (стратиморфные месторождения Сулдиван, серии Санвон), золотоносными, ураноносными и алмазоносными конгломератами, битумами и шунгитом. Многие толщи перспективны на нефть и газ. В базальтах иногда содержится вкрапленная самородная медь (серия Кивино). С интрузивами центрального типа, сложенными ультраосновными-щелочными породами, связаны минералы редких земель, а с гранитами — касситерит, например в грейзенах и кварцевых жилах Рондонии (Priem и др., 1971), берилл или вольфрамит, а также руды U, Ag, Bi, Ni, Co, Cu и Pb.

Раннерифейская минерализация рудиментарных геосинклиналей, например бамьянтунской свиты и серии Минас (Смирнов, 1976), а в известной мере и зон активизации характеризуется развитием осадочных, метасоматически переработанных месторождений гематита в железистых и итабиритах, марганца в гондитах, а также бокситов и апатита. Золото содержится в альпийских жилах и, как алмаз, в конгломератах. В ультрабазитах отмечены сегрегационные залежи магнетита и хромита, а судя по присутствию гарньерита, возможны и сульфиды никеля. Граниты часто турмалиноносны; иногда с ними связаны жильные месторождения вольфрамит (серия Хатчес-Крик).

Эвгеосинклинальные отложения, преимущественно среднерифейско-вендского возраста, содержат железо-марганцево-фосфорное оруденение осадочного генезиса, которое в ослабленном виде свойственно и нижнему кембрию (Шехоркина, 1976). Здесь же развиты рутиловые сланцы, месторождения графита и шеелит в карбонатных толщах. В ультрабазитах имеются мелкие месторождения хромита и талька, а с гранитами связаны гидротермальные жилы и грейзены с касситеритом, вольфрамитом, минералами лития, мусковитом, флогопитом и бериллом, а также магнетитсодержащие скарны с людвицитом. Пегматиты иногда богаты минералами Ta, Nb, Li и Be (Ebert, 1970).

Эволюция минерагении метаморфических комплексов тихоокеанского докембрия шла по двум направлениям. С одной стороны, увеличивалось число полезных компонентов и роль халькофильных и литофильных элементов по сравнению с сидерофильными (Смирнов, 1975), с другой — появились новые типы месторождений и эволюционировали старые. Резкое ускорение этого процесса произошло дважды — на рубеже катархея и раннего архея и между ранним и поздним археем. Одновременно «вымирали» специфически докембрийские типы месторождений, и на рубеже фанерозоя минерагения и по набору полезных компонентов, и по типам месторождений стала типично тихоокеанской.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970.  
Гельман М. Л., Титов В. А., Фадеев А. П. Омолонская железорудная провинция. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2.  
Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1973.

Карсаков Л. П. Особенности метаморфизма гранулитового комплекса восточного Становика и вопросы глубинности гранулитовой фации.— Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.

Кастрыкина В. М. Петрология сутамского метаморфического комплекса. Автореф. канд. дисс. М., 1974.

Кулиш Е. А. Нижнеархейские высокоглиноземистые турмалиновые породы Алданской плиты.— Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.

Смирнов А. М. Некоторые минерогенические особенности тихоокеанского докембрия.— Металлогения докембрия. Л., 1975.

Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1976.

Финашин В. К. О рудной минерализации в турмалинсодержащих метаморфических породах.— Проблема метаморфоженного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974.

Шехоркина А. Ф. Формации и рудоносность нижнего кембрия хребта Джарды. М., «Наука», 1976.

Шульдинер В. И. Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.

Ebert H. The Precambrian geology of the "Borborema" belt (states of Paraiba and Rio Grand do Norte, northeastern Brazil.) and the origin of its mineral provinces.— Geol. Rundschau, 1970, Bd 59, N 3.

Henderson J. B., Cecile M. P., Kamineni D. C. Yellowknife and Hearne Lake map-areas, District of Mackenzie, with emphasis on the Yellowknife Supergroup (Archean).— Pap. Geol. Surv. Can., 1971 (1972), N 1.

Priem H. N. A., Boelrijk N. A., Hebeda E. H., Verdurmen E. A. Th., Verschure R. H., Bon E. H. Granitic complexes and associated tin mineralization of "Grenvill" age in Rondonia, western Brazil.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 4.

Б. В. ПЕТРОВ

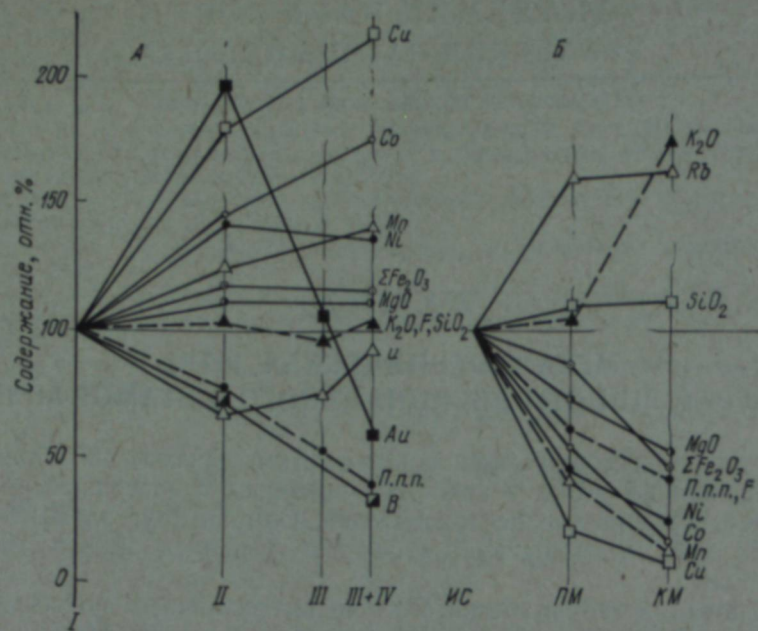
### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ ПРОГРЕССИВНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Влияние процессов регионального метаморфизма на образование месторождений полезных ископаемых признают в настоящее время подавляющее большинство исследователей. Однако круг элементов, мигрирующих при метаморфизме, масштабы переноса и его механизм дискуссионны.

На основании геохимического изучения различных по составу пород, подвергшихся прогрессивному зональному метаморфизму кианит-силлиманитового типа в Патомском нагорье, установлены главные закономерности изменения состава наиболее распространенных осадочно-метаморфических пород в разных зонах метаморфизма. Проведено опробование 12 разновидностей пород в четырех участках с секущей метаморфической зональностью при увеличении степени метаморфизма пород от серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации до ставролит-кианит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации. Использовались данные анализа проб весом 5—10 кг. Единичная проба состояла из 15—30 образцов, отобранных в пределах характерных свит и горизонтов раздельно по каждой из литологических разновидностей пород, слагающих свиту. Вес проб и их количество, необходимое для надежной оценки средних содержаний элементов в пределах метаморфической зоны, устанавливались эмпирически. В 360 пробах химическим анализом определены содержания всех петрогенных элементов, а также концентрации Co, Ni, Cr, V, Pb, Li, Cs, Pb, Sn, Zn, Ba, Sr, TR, Be, F, Cl, U, Th, Au, Tl, Zr, Sc, Cu и B (количественный анализ). Эти результаты опубликованы (Петров, Макрыгина, 1975, табл. 22, 23, 25, 26, 37, 38).

Если средние содержания какого-либо элемента оставались устойчивыми во всех метаморфических зонах и эта закономерность повторялась в породах нескольких участков, то считалось доказанным инертное поведение данного элемента. При наличии систематических изменений средних содержаний выяснялась их статистическая значимость и далее устанавливались причины (литологические или метаморфические), влияющие на миграцию элемента. Только в том случае, если направленность в изменении концентраций повторялась в породах различного состава и разных участках, принималась гипотеза, что миграция элемента обусловлена метаморфизмом.

Общей и давно установленной закономерностью является уменьшение содержаний воды и углекислоты с повышением степени метаморфизма пород. На примере Патомского нагорья было показано, что вы-



Характер изменения состава пород в процессе прогрессивного регионального метаморфизма патомской серии (А) и гранитизации чуйской толщи (Б) в Байкало-Патомском нагорье.

I — зеленосланцевая фация, II — эпидот-амфиболитовая фация, III — ставролит-альмандиновая, IV — кнаит-альмандиновая субфация амфиболитовой фации. За 100% приняты содержания элементов в породах зеленосланцевой фации. ИС — породы чуйской толщи, не подвергшиеся гранитизации, ПМ — зона плаггиомигматитов, КМ — зона калишпатовых мигматитов.

деление летучих компонентов происходит скачкообразно при различной температуре и лишь при протекании соответствующей реакции в количестве, отвечающем уравнению реакции.

Полученный материал позволяет сделать вывод, что большинство петрогенных и редких элементов инертны в процессе метаморфизма низких и средних ступеней. Отмеченные изменения их концентраций чаще всего объясняются литологическими факторами. В то же время установлено, что содержания магния, железа, марганца, кобальта, урана, золота, меди и бора закономерно меняются в разных метаморфических зонах и контролируются в значительной степени характером метаморфизма (см. рисунок).

Литературные данные о поведении редких и петрогенных элементов в процессе прогрессивного метаморфизма весьма ограничены и лишь немногие из них допускают возможность однозначного истолкования. Тем не менее обработка результатов геохимического изучения метаморфических пород Северного Приладожья (Предовский и др., 1967; Нагайцев, 1974) подтвердила миграцию железа, магния, кобальта, никеля и урана. В метаморфических породах Иртышской зоны смятия установлена подвижность меди и урана (Головня, 1975). Перераспределение золота и урана в процессе метаморфизма отмечают многие авторы (Буряк, 1964, 1970; Чайка, Нежданова, 1969; Моисеенко и др., 1971; Ножкин и др., 1976; Мельгунов и др., 1971; «Радиогеохимические исследования», 1974). Миграция железа, бора, кобальта, никеля, меди установлена также в контактовых ореолах вокруг гранитных интрузий (Петров, 1974; Маликова и др., 1976). Таким образом, как региональ-

ный, так и контактовый метаморфизм во многих случаях приводит к миграции ряда элементов, причем круг этих элементов ограничен, а интенсивность перераспределения вещества существенно меняется на разных объектах.

Учитывая ряд эмпирических закономерностей, установленных при изучении геохимии элементов в разных участках и породах Патомского нагорья, можно предполагать, что транспорт вещества осуществлялся преимущественно метаморфогенными углекисло-водными растворами (флюидами), источником которых явились сами метаморфизующиеся породы. Флюид двигался преимущественно вдоль плоскостей напластования от оси теплового потока в сторону низкотемпературных зон, благодаря существованию значительного градиента давления летучих компонентов вдоль метаморфического профиля (8 кбар в амфиболитовой и 2—3 кбар в зеленосланцевой фации). Значительного обмена газовой фазой между пластами не происходило. Каждый из пластов представляет собой изолированную химическую систему. Состав газовой фазы во многом определяет специфику миграции вещества. Такие элементы как железо, кобальт, медь, золото переносятся лишь водными растворами. Для урана отличий в степени переноса углекислыми или водными растворами не отмечается. Роль фтора, хлора, фосфора, углеводородных газов в транспорте вещества незначительна. Во-первых, эти компоненты содержатся в породах в незначительном количестве; во-вторых, их собственная миграция прямо не связана с *PT*-условиями метаморфизма (Петров, Макрыгина, 1975). На регрессивной стадии метаморфизма (особенно в высокотемпературных зонах) могли иметь значение растворы глубинного происхождения, поднимающиеся снизу по разломам.

Сброс давления газовой фазы произошел в пределах высокотемпературной части зеленосланцевой фации в области развития кливажа осевой плоскости (кливажа скальвания). В участках развития кливажа поток летучих локализовался вдоль отдельных тектонических зон. В пределах зеленосланцевой фации хотя и имеет место перенос вещества, но он не затрагивает толщу в целом. Поэтому здесь обычно сохраняются содержания элементов и корреляционные связи между ними, характерные для осадочных пород. На флангах метаморфической зональности частично фиксируются элементы, вынесенные из высокотемпературных зон.

Ограниченный круг элементов, мигрирующих в прогрессивную стадию метаморфизма, включает литофильные, халькофильные, сидерофильные элементы с разными химическими свойствами и сродством к сере и кислороду. Единственным свойством, которое их объединяет, является минимальная величина атомных объемов: на кривой атомных объемов они занимают самое низкое положение. По-видимому, плотные малопроницаемые горные породы играют роль фильтра-мембраны и позволяют мигрировать лишь самым мелким атомам. Большие объемные атомы могут перемещаться на значительные расстояния лишь по зонам тектонических нарушений, главная часть которых формируется в поздне- или постметаморфическую стадию. Здесь набор подвижных элементов значительно расширяется.

Геохимия процесса гранитизации по направленности резко отличается от процесса прогрессивного регионального метаморфизма. Многочисленные работы убедительно доказывают, что гранитизация не является изохимическим процессом. Она сопровождается значительным вы-

носом железа, магния, кальция, марганца, титана, кобальта, никеля, хрома, ванадия, меди, лития и привносом кремния, калия, натрия, рубидия, свинца, тория, урана, иногда лантаноидов (Петров, Макрыгина, 1975; Крылова и др., 1972; Петрова, Пожарицкая, 1971; Миловский, Матвеева, 1971; Зленко, Головня, 1971; Флерова, 1971). Во многих регионах (Алданский, Украинский, Балтийский щиты, Байкало-Патомское нагорье, Прибайкалье и др.) отмечается, что калишпатовая гранитизация и в конечном итоге образование плагиомикроклиновых гранито-гнейсов и гранитов по отношению к этапу прогрессивного регионального метаморфизма более поздние, наложенные процессы. Иногда гранитизация проявляется на регрессивном этапе того же цикла, а нередко связана с наложенным метаморфизмом следующей эпохи. Гранитизация всегда контролируется зонами глубинных разломов (Половинкина, 1970; Петров, Макрыгина, 1975; Саранчина, 1971; Петрова, Пожарицкая, 1971).

Вынесенные при гранитизации элементы лишь частично фиксируются в базификатах. Подавляющая их часть выносится в более верхние структурные этажи, где и рассеивается. Увеличение содержания ряда элементов в высокотемпературной части метаморфической колонки в Патомском нагорье, возможно, результат выноса фемических компонентов из ниже расположенной зоны гранитизации. Источником элементов, привносимых в породы при гранитизации, служат глубинные растворы, генерирующиеся в нижних частях земной коры или в верхней мантии. На это указывает, в частности, изотопный состав кислорода в продуктах гранитизации (Миасиро, 1976).

Таким образом, процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма приводят к мобилизации огромных масс вещества, которое может переноситься на значительные расстояния. При этом на прогрессивном этапе метаморфизма мигрируют преимущественно элементы с минимальными атомными объемами, и этот процесс захватывает всю толщу метаморфизующихся осадочных пород. В регрессивную стадию поток вещества локализуется вдоль тектонических зон, существенно расширяется круг подвижных элементов, и они группируются по общности химических свойств.

Миграция вещества в процессе регионального метаморфизма — лишь одно из необходимых условий для концентрации рудных элементов. Однако для образования месторождений требуется сочетание благоприятных факторов: особенности *PT*-условий и флюидного режима метаморфизма, наличие в разрезе специфических пачек пород, обогащенных полезным компонентом или играющих роль геохимических барьеров, характер складчатой и разрывной тектоники и др. Отложение рудного вещества всегда происходит на регрессивной стадии метаморфизма при снижении температуры и давления и формирования постметаморфических разломов. Условия протекания регрессивной стадии всегда теснейшим образом связаны с характером прогрессивного метаморфизма (Петров, Макрыгина, 1975; Салье, 1977). Наиболее благоприятны для отложения вещества условия амфиболитовой или зеленосланцевой фации.

Таким образом, на фоне общей закономерной миграции ряда элементов в процессах прогрессивного метаморфизма и гранитизации конкретные условия формирования месторождений, а также интенсивность изменения состава пород при протекании метаморфических процессов чрезвычайно разнообразны. Поэтому выявленные закономерно-

сти носят статистический, вероятностный характер. Поскольку большинство докембрийских комплексов в той или иной степени затронуто процессами метаморфизма, анализ металлогенических особенностей докембрия дает объективный материал для оценки роли метаморфизма при образовании месторождений полезных ископаемых. Статистические данные показывают, что с докембрийскими комплексами связан специфический круг месторождений, имеющих важное экономическое значение. К их числу относятся месторождения железа, золота, урана, кобальта, никеля, полиметаллов, меди, марганца, большинство мировых запасов флогопита и мусковита (Билибина и др., 1975). Другие месторождения в докембрийских породах встречаются редко и не являются ведущими. Некоторые из перечисленных месторождений имеют магматический генезис, но большинство связаны с процессами метаморфизма: или собственно метаморфические (ортотаморфические), когда их генезис прямо обусловлен процессами метаморфизма, или осадочно-вулканогенно-метаморфические, когда метаморфизм приводит к дополнительному обогащению полезными компонентами.

Уже перечисление докембрийских месторождений показывает, что региональный метаморфизм имеет огромное металлогеническое значение, а круг месторождений практически ограничен теми элементами, которые подвижны в этом процессе.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Билибина Т. В., Титов В. К., Кратц К. О., Соколов Ю. М., Лавров Н. П., Полуэктов В. Н., Беляев К. Д. Металлогения докембрия и металлогенические эпохи.— Металлогения докембрия. Л., «Наука», 1975.
- Буряк В. А. О влиянии процессов региональной метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района.— Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., «Наука», 1964.
- Буряк В. А. Некоторые особенности метаморфогенного рудообразования.— Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.
- Головня С. В. Поведение урана, молибдена, ртути и меди в процессе локального динамотермального метаморфизма песчано-глинистых пород. Автореф. канд. дисс. М., 1975.
- Зленко Б. Ф., Головня С. В. Поведение породообразующих элементов в процессе локального динамотермального метаморфизма и генезис медно-пирротиновых месторождений на Рудном Алтае.— Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов, т. 2. М., 1971.
- Крылова М. Д., Седова И. С., Другова Г. М. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Л., «Наука», 1972.
- Макагон В. М., Макрыгина В. А., Петров Б. В. Режим летучих при метаморфизме—главная причина образования мусковитовых пегматитов.— Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975.
- Маликова И. Н., Маликов Ю. И., Зеркалова М. И., Сухаренко А. В. Редкие элементы в породах контактового ореола Аду-Чолонского гранитного массива.— Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Мельгунов С. В., Митропольский А. С., Кулик Н. А. Уран и торий в процессе прогрессивного метаморфизма пород нижнепалеозойских флишoidных толщ Алтае-Саянской складчатой области.— Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов, т. 2. М., 1971.
- Миасиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М., «Мир», 1976.
- Миловский А. В., Матвеева С. С. Некоторые особенности распределения элементов в процессе гранитизации пород.— Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов, т. 2. М., 1971.
- Моисеенко В. Г., Щека С. А., Фатьянов И. И., Иванов В. С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971.

Нагайцев Ю. В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л., Изд-во ЛГУ, 1974.

Ножкин А. Д., Кренделев Ф. П., Миронов А. Г. Золото в процессах магматизма и метаморфизма на примере северо-востока Енисейского кряжа.— Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск, «Наука», 1976.

Петров Б. В. Поведение редких элементов в процессе контактового метаморфизма.— Ежегодник Сибирского ин-та геохимии 1973г. Иркутск, 1974.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, «Наука», 1975.

Петрова З. И., Пожарицкая Л. К. Геохимия процесса ультраметаморфизма в основных сланцах.— Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов, т. 2. М., 1971.

Половинкина Ю. И. Ультраметаморфизм и его роль в истории развития земной коры.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, II сер., 1970, ч. 99, вып. 5.

Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Сев. Приладожья). Л., «Наука», 1967.

Радиогеохимические исследования. М., 1974.

Салье М. Е. Формации магнезиальных скарнов и пегматитов докембрия и роль регрессивного метаморфизма в их образовании. Автореф. докт. дисс. М., 1977.

Саранчина Г. М. Глубинные разломы и их значение в познании магматизма и метаморфизма докембрия.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 8.

Флерова К. В. Поведение редких элементов в процессе метасоматически-палингенического образования гранитоидов (Западное Прибайкалье).— Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов, т. 2. М., 1971.

Чайка В. М., Нежданова Г. Е. О миграции золота при метаморфизме сульфидсодержащих графитоидно-кианитовых сланцев серии кейв на Кольском полуострове.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 2.

### СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
А. И. Русин, В. А. Маркс, О. М. Яковлева. Катаклатические деформации и термодинамический режим метаморфизма зон разломов . . . . .	3
В. И. Ленных. Бластомилониты различных уровней метаморфизма в полиметаморфических комплексах Урала . . . . .	16
К. Т. Буданова. Тектонический режим становления докембрийского комплекса метамагматических пород Юго-Западного Памира . . . . .	35
В. И. Кицул, Л. М. Богомоллова, В. Л. Дук, А. Н. Зедгенизов, В. С. Шкодзинский. Отражение тектонической структуры фундамента Алданского щита в метаморфических и минеральных фациях . . . . .	41
Г. М. Другова. К вопросу о возможности экстремальных режимов регионального метаморфизма в раннем докембрии (на примере Западного Беломорья и Юго-Западного Памира). . . . .	47
В. А. Маркс. О региональном зеленокаменном метаморфизме раннегеосинклинальных серий вулканитов восточного склона Урала и Мугоджар . . . . .	52
А. И. Русин. Мигматиты метаморфических комплексов Урала . . . . .	62
А. И. Белковский, И. Н. Локтина. К проблеме выделения сланцевых обрамлений в полиметаморфических комплексах высоких давлений. . . . .	101
А. М. Смирнов. Некоторые минерагенические черты метаморфических комплексов тихоокеанского докембрия . . . . .	111
Б. В. Петров. Металлогеническая роль прогрессивного регионального метаморфизма. . . . .	117



**Катакlastические деформации и термодинамический режим метаморфизма зон разломов.** Русин А. И., Маркс В. А., Яковлева О. М. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Приведена характеристика метаморфизма зон разломов или линейных дифференциально подвижных зон, который авторы рассматривают как самостоятельный геологический тип метаморфизма, сопоставимый по значимости с региональным и контактовым. На многочисленных примерах по кристаллическому фундаменту платформ и складчатым поясам фанерозоя эмпирически показано существование связи катакlastических деформаций и режима высоких давлений с метаморфизмом зон разломов. Проявление этого типа метаморфизма в истории развития земной коры имеет эволюционный характер, а его продукты, определяемые под общим названием «комплексы бластокатакlastитов», различаются по стадиям формирования подвижных поясов. С комплексами бластокатакlastитов натрового геохимического фона связаны глаукофановые бластомилониты и эклогиты. Для высокотемпературных зон комплексов бластокатакlastитов с калиевым геохимическим фоном характерно проявление процессов мигматизации и гранитообразования в условиях интенсивной дифференциальной подвижности. Выделение метаморфизма зон разломов и анализ его проявления в разновозрастных поясах позволяют разобраться в геологических причинах формирования метаморфических серий высоких давлений и рассмотреть некоторые вопросы металлогении.

Таблица 1. Библиогр. 8 назв.

УДК 552.16(470.5)

**Бластомилониты различных уровней метаморфизма в полиметаморфических комплексах Урала.** Ленных В. И. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

В метаморфических комплексах Южного, Среднего и Полярного Урала (тараташского, александровского, уфалейского, марункеуского) и габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала (Войкаро-Сыньинского, Рай-Из, Ходатинского) установлено региональное развитие различных по мощности. *PT*-условиям и возрасту зон бластомилонитов (рассланцованных и полностью или частично перекристаллизованных пород, преимущественно диафторитов). Дана характеристика бластомилонитов, показаны роль и значение этих образований для выяснения строения, истории становления и металлогении полиметаморфических комплексов Урала.

Иллюстраций 11. Библиогр. 35 назв.

УДК 552.4:551.24(235.211)

**Тектонический режим становления докембрийского комплекса метамагматических пород Юго-Западного Памира.** Буданова К. Т. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Описывается комплекс метамагматических пород, имеющих тектонические контакты с подстилающими и покрывающими породами в современной структуре. Приводятся доказательства формирования пород ортокомплекса в древней подвижной зоне типа рифта или вулканического трога, разделявшего блоки с карбонатно-терригенным осадконакоплением. Предполагается, что выжимание пород ортокомплекса в покровно-надвиговую структуру и частичное сдвигание разреза вызвано тангенциальным сжатием, обусловившим также формирование изоклинальных складок с субгоризонтальными осевыми плоскостями.

Иллюстраций 1. Библиогр. 10 назв.

УДК 552.16

**Отражение тектонической структуры фундамента Алданского щита в метаморфических и минеральных фациях.** Кицул В. И., Богомолова Л. М., Дук В. Л., Зедгензюв А. Н., Шкодзинский В. С. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Рассмотрены *PT*-условия метаморфизма бедных кальцием кварцсодержащих мигматизированных гнейсов Алданского щита на основе диаграм-

мы, построенной с учетом фазы расплава при виртуальном инертном поведении воды. Анализ пространственных соотношений *PT*-параметров позволил выявить существование связей распределения метаморфических и минеральных фаций с тектонической структурой фундамента. Выделены блоки, ограниченные глубинными разломами, условия метаморфизма в которых отличаются различными уровнями глубинности биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой и биотит-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовой фаций, последовательность деформаций в которых сходна. Показано, что прогрессивный региональный метаморфизм раннедокембрийских пород осуществлялся при неодинаковых геотермических градиентах — при более высокотемпературном в западной и менее высокотемпературном в восточной и южной частях Алданского щита, различающихся и формационным составом метаморфических толщ.

Библиогр. 6 назв.

УДК 552.163

**К вопросу о возможности экстремальных режимов регионального метаморфизма в раннем докембрии (на примере Западного Беломорья и Юго-Западного Памира).** Другова Г. М. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Особенности режима метаморфизма в древнедокембрийских подвижных областях проявляются уже на ранних этапах развития и сохраняются в течение длительного отрезка геологического времени, определяя специфику формирующегося метаморфического пояса. Новые данные по Западнему Беломорью и Юго-Западному Памиру показывают отклонение режимов метаморфизма в этих комплексах в сторону повышенных давлений от распространенных в докембрии режимов умеренных давлений. Однако амплитуда вертикальных движений в подвижных областях раннего докембрия была ограничена тем уровнем тектонической дифференциации, который был возможен на ранних стадиях развития земной коры. Маловероятно появление в архее экстремальных режимов серии  $B_2$  и  $B$  (по схеме В. А. Глебовицкого), которые документально установлены только с протерозоя.

Иллюстраций 3. Библиогр. 8 назв.

УДК (552.163—552.181): 552.313(470.5—574)

**О региональном зеленокаменном метаморфизме раннегеосинклинальных серий вулканитов восточного склона Урала и Муголжар.** Маркс В. А. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Приводится закономерное распределение ассоциаций низкотемпературных метаморфических минералов в разновозрастных зеленокаменноизмененных вулканогенных формациях Уральской эвгеосинклинальной зоны. При региональном ареальном зеленокаменном метаморфизме для вулканитов недифференцированных формаций характерны преобразования преимущественно высокой степени (актинолит-эпидотовой) фации зеленых сланцев. В вулканогенных породах дифференцированных контрастных серий при определяющих изменениях низкой степени (эпидот-хлоритовой) этой фации фиксируются устойчивые ассоциации с пумпеллитом и появление пренита. Интенсивные преобразования в условиях эпидот(клиноэпидот)-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации и пренит-пумпеллитовой фации характерны для вулканитов последовательно дифференцированных и порфиритовых (андезито-базальтовых) формаций.

Намечающаяся вертикальная зональность низкотемпературного регионального метаморфизма, петрографическое и петрохимическое сходство палеобазальтовых формаций с базальтовыми формациями срединно-океанических хребтов (СОХ) современных океанов, однотипность метаморфического преобразования тех и других, установление в СОХ метаморфизованных и неизмененных базальтоидных формаций различной формационной принадлежности позволили высказать предположение о правомерности выделения в палеозойских геосинклиналях, сформированных на океанической коре, комплексов метаморфических пород, которые самостоятельны, формационно разобщены этапом метаморфизма и тектоническими пе-

рестройками от метабазитовых комплексов последующих стадий и по характеру метаморфизма сопоставимы с метаморфизмом океанического дна. Библиогр. 39 назв.

УДК 552.16(470.5)

**Мигматиты метаморфических комплексов Урала.** Русин А. И. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Приведена общая характеристика мигматитов метаморфических комплексов Урала, содержащая наиболее полные сведения о химическом составе гранитоидных обособлений и субстрата (неосом и палеосом). На основании анализа ряда признаков, отражающих пространственные и термодинамические характеристики, парагенетические соотношения составляющих мигматитов, специфику и общую химическую направленность высокотемпературных аллохимических процессов, тектоническое положение и связи с гранитоидным магматизмом, обосновывается необходимость классификации мигматитов по типам метаморфических комплексов. Выделяются мигматиты арельных (незональных) и зональных комплексов, а также комплексов бластокатаклизмов, обладающие специфическими особенностями, связанными с условиями образования. Такое подразделение позволяет сократить элементы гипотетичности в моделях мигматитообразования и высказать некоторые существенные замечания по проблеме генезиса мигматитов.

Таблиц 10. Иллюстраций 18. Библиогр. 40 назв.

УДК 522.16:552.48+553.22+552.43(470.5)

**К проблеме выделения сланцевых обрамлений в полиметаморфических комплексах высоких давлений.** Белковский А. И., Локтина И. Н. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Рассмотрена геологическая история одного из полиметаморфических комплексов Центрально-Уральского поднятия, на примере которого ранее было выделено сланцевое обрамление как самостоятельная структурная единица (уфалейский гнейсо-мигматитовый комплекс). Детальное изучение геологических разрезов пород обрамления показало, что отдельные фрагменты верхнего структурного этажа имеют тектонические контакты с гнейсо-мигматитовым ядром или же являются образованиями «нижнего структурного этажа». В связи с этим можно объяснить отсутствие фациальных переходов низкометаморфизованных ордовикских толщ в образования амфиболитовой фации метаморфизма. Выделенные ранее высокометаморфизованные ордовикские породы обычно образуют переходы с образованиями нижнего структурного этажа. Полиметаморфические комплексы, в которых широко распространены метаультрабазиты, эклитоподобные породы, эклиты, апоэклитовые амфиболиты и полиминеральные метасоматиты, рассматриваются как блоки мантийных пород, выведенные на поверхность с больших глубин.

Иллюстрация 1. Библиогр. 46 назв.

УДК 552.16:553

**Некоторые минерогенетические черты метаморфических комплексов тихоокеанского докембрия.** Смирнов А. М. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Рассмотрены вопросы формирования земной коры докембрия Тихоокеанского сегмента. Дифференциация вещества, приведшая к обособлению «базальтового», «гранитного» и «осадочного» слоев, была связана со структурной эволюцией коры в течение трех мегастадий (планетарной, нулевой, платформенно-геосинклинальной). Воздействие регионального метаморфизма на исходные породы на протяжении докембрия ослабевало. Процессы метаморфизма и метасоматоза, присущие отдельным докембрийским этапам, а также особенности магматизма и литогенеза приводили в различной структурной обстановке к развитию в метаморфических комплексах характерной минерализации. Эволюция минералогии метаморфических комплексов тихоокеанского докембрия шла по двум направлениям:

увеличивалось число полезных компонентов и появлялись новые типы месторождений.

Иллюстрация 1. Библиогр. 14 назв.

УДК 552.16:553

**Металлогенетическая роль прогрессивного регионального метаморфизма.** Петров Б. В. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

В результате геохимического изучения 360 проб из различных по составу пород, подвергшихся прогрессивному зональному метаморфизму кинит-силлиманитового типа в Патомском нагорье, устанавливается статистическая зависимость содержания в них петрогенных и редких элементов от литологических и метаморфических факторов. На фоне общей закономерной миграции ряда элементов процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, приводят к их мобилизации и переносу на большие расстояния. Для образования месторождений требуется сочетание ряда благоприятных факторов (РТ-условий, флюидного режима метаморфизма, специфики литологического состава пород, особенностей складчатой и разрывной тектоники и др.).

Иллюстрация 1. Библиогр. 24 назв.

рестройками от метабазитовых комплексов последующих стадий и по характеру метаморфизма сопоставимы с метаморфизмом океанического дна.

Библиогр. 39 назв.

УДК 552.16(470.5)

**Мигматиты метаморфических комплексов Урала.** Русин А. И. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Приведена общая характеристика мигматитов метаморфических комплексов Урала, содержащая наиболее полные сведения о химическом составе гранитоидных обособлений и субстрата (неосом и палеосом). На основании анализа ряда признаков, отражающих пространственные и термодинамические характеристики, парагенетические соотношения составляющих мигматитов, специфику и общую химическую направленность высоко-температурных аллохимических процессов, тектоническое положение и связи с гранитоидным магматизмом, обосновывается необходимость классификации мигматитов по типам метаморфических комплексов. Выделяются мигматиты ареальных (незональных) и зональных комплексов, а также комплексов blastokataklazitov, обладающие специфическими особенностями, связанными с условиями образования. Такое подразделение позволяет сократить элементы гипотетичности в моделях мигматитообразования и высказать некоторые существенные замечания по проблеме генезиса мигматитов.

Таблиц 10. Иллюстраций 18. Библиогр. 40 назв.

УДК 522.16:552.48+553.22+552.43(470.5)

**К проблеме выделения сланцевых обрамлений в полиметаморфических комплексах высоких давлений.** Белковский А. И., Локтина И. Н. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Рассмотрена геологическая история одного из полиметаморфических комплексов Центрально-Уральского поднятия, на примере которого ранее было выделено сланцевое обрамление как самостоятельная структурная единица (уфалейский гнейсо-мигматитовый комплекс). Детальное изучение геологических разрезов пород обрамления показало, что отдельные фрагменты верхнего структурного этажа имеют тектонические контакты с гнейсо-мигматитовым ядром или же являются образованиями «нижнего структурного этажа». В связи с этим можно объяснить отсутствие фациальных переходов низкометаморфизованных ордовикских толщ в образования амфиболитовой фации метаморфизма. Выделенные ранее высокометаморфизованные ордовикские породы обычно образуют переходы с образованиями нижнего структурного этажа. Полиметаморфические комплексы, в которых широко распространены метаультрабазиты, эклогитоподобные породы, эклогиты, апоэклогитовые амфиболиты и полиминеральные метасоматиты, рассматриваются как блоки мантийных пород, выведенные на поверхность с больших глубин.

Иллюстрация 1. Библиогр. 46 назв.

УДК 552.16:553

**Некоторые минерогенетические черты метаморфических комплексов тихоокеанского докембрия.** Смирнов А. М. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Рассмотрены вопросы формирования земной коры докембрия Тихоокеанского сегмента. Дифференциация вещества, приведшая к обособлению «базальтового», «гранитного» и «осадочного» слоев, была связана со структурной эволюцией коры в течение трех мегастадий (планетарной, нуклеарной, платформенно-геосинклинальной). Воздействие регионального метаморфизма на исходные породы на протяжении докембрия ослабевало. Процессы метаморфизма и метасоматоза, присущие отдельным докембрийским этапам, а также особенности магматизма и литогенеза приводили в различной структурной обстановке к развитию в метаморфических комплексах характерной минерализации. Эволюция минералогии метаморфических комплексов тихоокеанского докембрия шла по двум направлениям:

увеличивалось число полезных компонентов и появлялись новые типы месторождений.

Иллюстрация 1. Библиогр. 14 назв.

УДК 552.16:553

**Металлогенетическая роль прогрессивного регионального метаморфизма.** Петров Б. В. «Метаморфизм горных пород Урала». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

В результате геохимического изучения 360 проб из различных по составу пород, подвергшихся прогрессивному зональному метаморфизму кинит-силлиманитового типа в Патомском нагорье, устанавливается статистическая зависимость содержания в них петрогенных и редких элементов от литологических и метаморфических факторов. На фоне общей закономерной миграции ряда элементов процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма приводят к их мобилизации и переносу на большие расстояния. Для образования месторождений требуется сочетание ряда благоприятных факторов (PT-условий, флюидного режима метаморфизма, специфики литологического состава пород, особенностей складчатой и разрывной тектоники и др.).

Иллюстрация 1. Библиогр. 24 назв.

**МЕТАМОРФИЗМ  
ГОРНЫХ ПОРОД УРАЛА**

Труды Института геологии и геохимии  
УНЦ АН СССР, вып. 146

*Утверждено к печати  
Редакционно-издательским советом  
Уральского научного центра АН СССР*

Редактор В. Е. Каюкова  
Техн. редактор Н. Р. Рабинович  
Корректоры Л. А. Урядова, И. М. Мигачёва

---

РИСО УНЦ № 958—33(79). Сдано в набор 3.1.79.  
ИС 19220. Подписано к печати 23.X.79 г. Формат  
70×100<sup>1/16</sup>. Усл.-печ. л. 10,4. Уч.-изд. л. 10,5. Заказ 76.  
Бумага типографская № 1. Тираж 700. Цена 1 р.

---

РИСО УНЦ АН СССР, Свердловск, ГСП-169,  
Первомайская, 91.  
Типография изд-ва «Уральский рабочий»,  
Свердловск, просп. Ленина, 49.

1 руб.

2020