

ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ УЙМОНСКОЙ ЗОНЫ — СВИДЕТЕЛЬСТВО ОРДОВИКСКИХ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ В ГОРНОМ АЛТАЕ

Н.И. Волкова, С.И. Ступаков*, Г.А. Третьяков*, В.А. Симонов*, А.В. Травин**, Д.С. Юдин**

Институт минералогии и петрографии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт геологии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

*** Аналитический центр Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Петрохимические исследования метабазитов Уймонской зоны Горного Алтая показали существенные различия по содержанию TiO_2 , MgO , Na_2O , K_2O и P_2O_5 между глаукофановыми, винчит-актинолитовыми и актинолитовыми сланцами. Геохимическая дискриминация этих пород свидетельствует о том, что глаукофановые и винчит-актинолитовые сланцы сопоставимы со щелочными базальтами океанических островов (ОИБ), тогда как зеленые (актинолитовые) сланцы отвечают по составу толеитовым базальтам типа N-MORB. Минералогические различия пород (а именно, присутствие в них глаукофана или актинолита) обусловлены химическим составом их протолитов, а не вариациями P - T условий их метаморфизма. При близких P - T параметрах метаморфизма ($T = 350$ — 400 °C, $P = 6$ — 8 кбар) в более железистых породах образуется глаукофан, тогда как в более магниевых породах устойчив актинолит. Присутствие в Уймонской зоне метабазитов с геохимическими характеристиками базальтов океанических островов и MORB, а также обогащенных Mn метачерт, мраморов, метаграувакк и офиолитов (представленных рассланцованными серпентинитами с блоками массивных серпентинизированных дунитов, пироксенитов, габбро и родингитов) позволяет рассматривать эту структуру в целом как коллизионно-аккреционный клин, сформировавшийся в результате коллизии в зоне субдукции. Полученные $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировки по фенгиту и глаукофану (491—484 млн лет) позволили определить возраст глаукофансланцевого метаморфизма уймонской свиты и выделить раннеордовикский (тремадок-аренигский) субдукционный этап эволюции Палеоазиатского океана.

Глаукофановые сланцы, геохимия, субдукция, аккреция, геохронология, Горный Алтай.

BLUESCHISTS FROM THE UIMON ZONE AS EVIDENCE FOR ORDOVICIAN ACCRETIONARY-COLLISIONAL EVENTS IN GORNY ALTAI

N.I. Volkova, S.I. Stupakov, G.A. Tret'yakov, V.A. Simonov, A.V. Travin, and D.S. Yudin

Petrochemical study of metabasites from the Uimon Zone, Gorny Altai, shows significant differences in TiO_2 , MgO , Na_2O , K_2O , and P_2O_5 contents between glaucophane-bearing, winchite-actinolite, and actinolite schists. Geochemical discrimination of these rocks suggests that blueschists are comparable to alkali basalts of oceanic islands (OIB), whereas greenschists correspond in composition to tholeiitic basalts of N-MORB type and their tuffs. Mineralogical distinctions of the rocks (namely, the presence of glaucophane or actinolite) are stipulated by chemical compositions of their protoliths rather than variations in PT -conditions of metamorphism. Under similar PT -conditions (350—400 °C, 6—8 kbar), glaucophane develops in Fe-rich rocks, while actinolite can be stable in Mg-rich rocks. The presence of OIB- and MORB-related metabasites as well as the occurrence of layered metachert, marble, metagraywacke, and plates of serpentinous dunites and pyroxenites indicate that this geologic structure was a collision-accretionary wedge produced by collision in a subduction zone. The obtained $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of phengite and glaucophane (491—484 Ma) allow dating of blueschist metamorphism in the Uimon unit and distinguishing of a new Early Ordovician (Tremadoc-Arenig) subduction stage in the evolution of the Paleasian ocean.

Blueschist, geochemistry, subduction, accretion, geochronology, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Глаукофановые сланцы маркируют важнейшие сuture складчатых поясов и являются ключевыми объектами для исследования процессов субдукции и аккреции в конвергентных зонах. Они присутствуют в составе большинства аккреционных призм, развитых как на современных окраинах континентов, так и во внутриконтинентальных складчатых поясах, где нередко ассоциируют с расчешуенными офиолитами, зонами меланжа и олистостромами. Проблемы образования и эволюции этих высокобарических комплексов оказались в последнее время вновь в центре внимания вследствие возможности их использования в качестве индикаторов при реконструкциях тектонической эволюции складчатых областей.

За исключением эклогитов, встречающихся в серпентинитовом меланже чаган-узунского офиолитового комплекса [1], глаукофановые сланцы Уймонской зоны являются пока единственным проявлением высокобарического метаморфизма, известным в пределах Горного Алтая. Необходимо отметить, что наряду с другими метаморфическими комплексами западной части Алтае-Саянской складчатой области они традиционно рассматривались как выступы позднепротерозойского кристаллического фундамента

© Н.И. Волкова, С.И. Ступаков, Г.А. Третьяков, В.А. Симонов, А.В. Травин, Д.С. Юдин, 2005

[2—4], и лишь в последнее время — в качестве образований неогей, возникших в результате коллизионных и постколлизионных процессов [5]. Поэтому большое значение имеет изотопно-геохронологическое датирование этих высокобарических образований, которое позволяет получить оценку возрастных рубежей для субдукционных процессов при закрытии отдельных участков Палеоазиатского океана.

В данной статье представлены результаты петролого-геохимического исследования и Ag-Ag изотопного датирования метабазитов Уймонской зоны и их геодинамическая интерпретация.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Уймонская зона расположена в центральной части Горного Алтая (рис. 1, Б) к югу от Чарышско-Теректинского разлома. Детальное петрографическое описание пород этой зоны было дано А.И. Родыгиным [2], а специальные метаморфические и структурно-метаморфические исследования проведены Н.Л. Добрецовым с соавторами [6], Г.Г. Лепезиным [3], Г.Г. Дук [4, 7]. В последние годы было показано, что этот район представляет собой среднедевонскую деформированную чешуйчатую структуру, нарушенную позднедевонско-раннекарбовыми сдвигами [8—10]. Эта структура включает в себя несколько крупных структурно-вещественных единиц [8, 10, 11]. 1. Кембро-ордовикские офиолитовые пластины, описанные как рассланцованные серпентиниты с блоками массивных серпентинизированных дунитов, пироксенитов, габбро и родингитов. 2. Блоки или пластины метаморфических пород (сланцы, гнейсы, амфиболиты), *P-T* условия образования которых отвечают эпидот-амфиболитовой фации ($T = 500—650\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4—6\text{ кбар}$). Наиболее известен из них тургундинский метаморфический комплекс [4], располагающийся в восточной части данной структуры. Изотопные датировки возраста метаморфизма этих пород, полученные Ag-Ag методом по амфиболу, составляют 415 ± 3 , 418 ± 3 , 418 ± 2 млн лет [8]. 3. Толща вулканитов и туфогенных пород уймонской свиты, метаморфизованных в условиях, переходных от фации зеленых сланцев к глаукофансланцевой фации. 4. Теректинская свита, сложенная также вулканогенно-терригенными породами, но отличающаяся более низкой степенью метаморфизма, отвечающей зеленосланцевой фации, а также преобладанием метаграувакк и метакarbonатных пород. 5. Позднекембрийская—раннеордовикская вулканогенно-осадочная сугашская свита, представленная туфами, туфогенными песчаниками, кремнистыми породами и известково-щелочными островодужными вулканитами [4]. 6. Неметаморфизованные песчано-сланцевые толщи среднего палеозоя и вулканогенно-осадочные породы раннего—среднего девона.

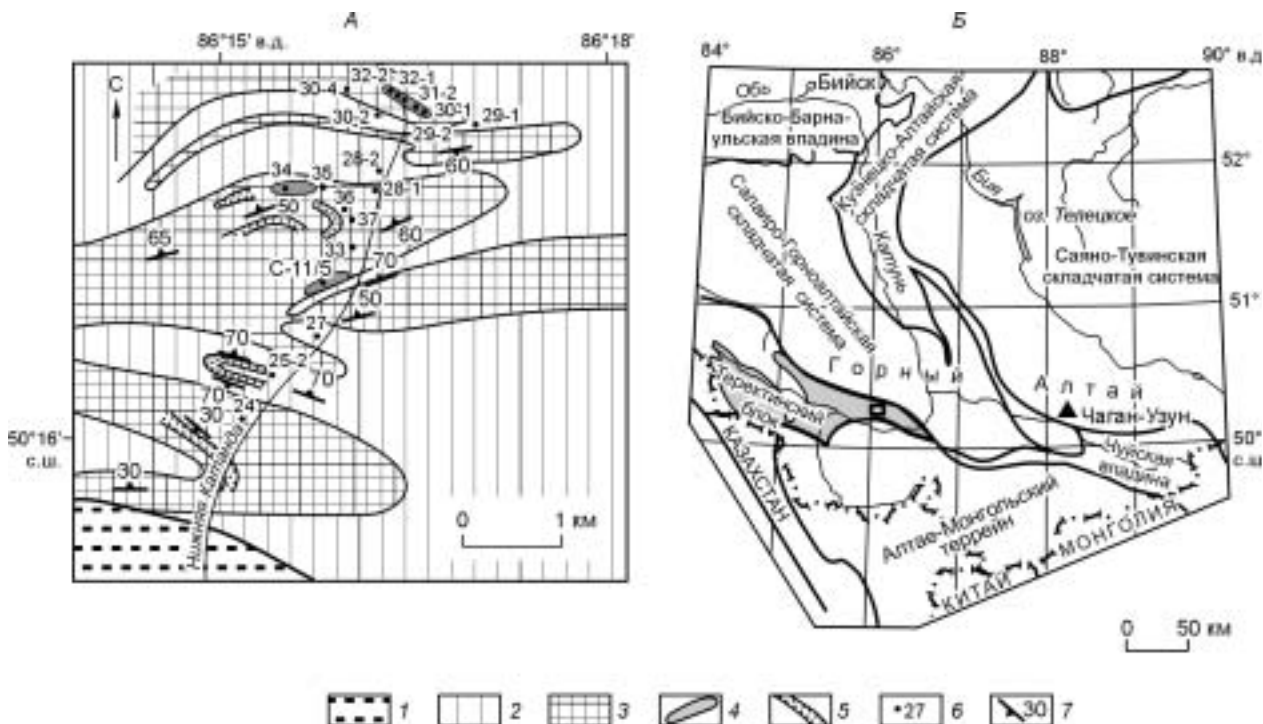


Рис. 1. А — положение точек отбора проб на схеме геологического строения уймонской свиты на участке Ниж. Катанда, по [4].

1 — вулканогенно-осадочные породы сугашской свиты; 2—5 — уймонская свита: 2 — актинолитовые (зеленые) сланцы, 3 — винцит-актинолитовые сланцы, 4 — глаукофановые сланцы, 5 — кварциты; 6 — точки отбора проб; 7 — сланцеватость.

Б — расположение опробованного участка на карте геологических структур Горного Алтая.

Нами были детально опробованы разрезы уймонской свиты на западном берегу р. Катунь вдоль ее притоков — р. Ниж. Катанда (см. рис. 1) и р. Деты-Кочек. Эти разрезы представлены пакетом пластин, сложенных главным образом метабазитами, которые чередуются с метаграувакками, метачертами со спессартином и пьедонтитом, а также маломощными линзами мраморов. Между отдельными пластинами иногда фиксируются маломощные зоны зеленосланцевых бластомилонитов. Структурно-геологическое описание данных разрезов приведено в монографии Г.Г. Дук [4], а петрохимические анализы пород наряду с информацией по содержанию ряда редких элементов содержатся в работе Л.Г. Кузнецовой [12].

Метабазиты уймонской свиты представляют собой тонкосреднезернистые (до 2 мм) сланцеватые (сланцеватость обычно выражается в ориентировке слюды, хлорита, амфибола), реже массивные породы. Слагающие их минеральные ассоциации включают в себя Na- и Na-Ca-амфиболы, актинолит, фенгит, эпидот, хлорит, альбит, кварц, кальцит; редко встречаются стильпномелан и пумпеллиит. Сфен присутствует в качестве аксессуарной фазы в большинстве образцов. Гематит или магнетит, но не оба вместе, встречаются в небольших количествах в некоторых образцах. Такие минералы, как лавсонит, омфациит, арагонит, которые характерны для HP/LT метаморфизма, не обнаружены. Наиболее распространенной минеральной ассоциацией является $Amph + Ep + Chl + Phe + Ab + Qtz \pm Mag (Hem) \pm Cal^*$. В зависимости от состава амфибола данные породы можно разделить на глаукофановые, винчит-актинолитовые и актинолитовые сланцы.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы минералов из пород уймонской свиты были исследованы на электронном микроанализаторе „Самбах-Миско“ в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск (аналитик Е.Н. Нигматулина). Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток поглощенных электронов — 40 нА, диаметр зонда 2—3 мкм и время счета 10 с на каждой аналитической линии. Стандартами служили природные и синтетические минералы, подобного образцам состава, проверенные на однородность. Погрешность определения для всех компонентов находилась в пределах 2 отн.%. Отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} для амфиболов рассчитывалось, исходя из предположения, что сумма катионов, за исключением K, Na и Ca, равна 13 ($O = 23$). Формула стильпномелана рассчитывалась на основе 15 IV и VI катионов и $O = 23,813$, согласно процедуре, описанной в [13].

Содержания петрогенных компонентов в породах уймонской свиты, а также Rb, Sr, Nb, Zr, Y, Ba в пробах с участка Деты-Кочек были определены методом РФА (аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова, В.А. Бобров). Пробы с участка Деты-Кочек были также проанализированы на Cs, Hf, Ta, U, Th, РЗЭ методом ИНАА (аналитик В.А. Бобров). Все анализы выполнены в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск) по стандартным методикам.

Образцы пород, отобранные на участке Ниж. Катанда, анализировались на редкие и редкоземельные элементы методом ICP-MS. Эта методика основана на применении индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием. Измерения содержаний проводились в ЦКП ИНЦ СО РАН (г. Иркутск) на „VG Plasmquad PQ-2“ (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова).

Для определения возраста метаморфизма пород уймонской свиты нами были проведены $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопные исследования в АЦ ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск). Выделенные мономинеральные фракции (фенгит и глаукофан) были завернуты в алюминиевую фольгу и запаены после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора Томского политехнического института. В качестве мониторов использовались навески стандартных образцов биотита МСА-11 и LP-6. Нейтронный градиент не превышал 0,5 % на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Выделенные газы очищались с помощью двух последовательных Ti-геттеров и двух SAES-геттеров. Измерения изотопного состава аргона проводились на масс-спектрометре „Micromass 5400“. Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по ^{40}Ar не превышал $n \cdot 10^{-10}$ нсм³.

СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

В ходе обработки собранного материала были проанализированы составы практически всех минералов из метабазитов уймонской свиты.

* Принятые сокращения минералов здесь и далее: Ab — альбит, Amph — амфибол, An — анортит, Cal — кальцит, Chl — хлорит, Czo — клиноцоизит, Di — диопсид, Ep — эпидот, Gln — глаукофан, Jd — жадеит, Hem — гематит, Lws — лавсонит, Mag — магнетит, Pg — парагонит, Phe — фенгит, Pmp — пумпеллиит, Ppr — пироп, Qtz — кварц, Tr — тремолит, Str — стильпномелан, Ttn — титанит, Pl — плагиоклаз, Win — винчит, Act — актинолит.

Таблица 1.

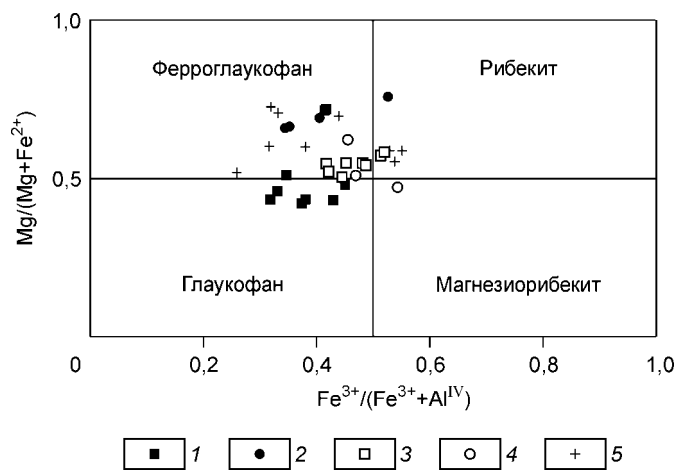
Представительные микрозондовые анализы амфиболов

Компонент	C-1/15				32-1				DK-4			28-1			
	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Win	Win	Win	Act
SiO ₂ , мас. %	55,49	54,25	54,84	56,88	55,79	56,48	56,96	56,93	54,87	54,31	54,22	51,34	53,05	53,30	55,02
TiO ₂	0,01	0,04	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,02	0,07	0,09	0,03	0,08	0,09	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	8,47	8,32	7,98	7,67	6,69	8,77	8,86	8,48	6,79	6,46	6,58	4,36	3,44	3,42	1,63
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,05	0,00	—	—	—	—
FeO*	19,56	21,21	20,51	14,46	15,05	15,06	14,75	14,66	18,09	19,36	18,85	17,94	17,36	16,65	12,92
MnO	0,08	0,09	0,11	0,11	0,14	0,09	0,08	0,09	0,32	0,21	0,28	0,25	0,24	0,23	0,33
MgO	6,09	5,83	6,13	10,51	10,93	9,36	9,26	9,33	8,00	8,10	8,33	11,44	11,89	12,39	14,89
CaO	0,41	0,49	0,42	0,45	2,00	0,42	0,43	0,24	0,80	1,50	1,29	8,38	8,86	9,26	11,17
Na ₂ O	6,99	7,03	7,29	7,53	5,87	6,77	6,86	7,14	7,22	6,99	6,79	3,00	2,57	2,36	0,95
K ₂ O	0,07	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,00	0,01	0,19	0,17	0,17	0,08
Сумма	97,18	97,28	97,36	97,64	96,52	97,00	97,26	96,92	96,22	97,07	96,38	96,98	97,67	97,88	96,98
Si, ф.е.	7,93	7,79	7,87	7,89	7,83	7,86	7,91	7,95	7,90	7,81	7,80	7,52	7,70	7,70	7,93
Ti	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Al ^{IV}	0,07	0,21	0,13	0,11	0,17	0,14	0,09	0,05	0,10	0,19	0,20	0,48	0,30	0,30	0,07
Al ^{VI}	1,36	1,20	1,22	1,14	0,94	1,30	1,36	1,35	1,06	0,90	0,92	0,27	0,29	0,28	0,21
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	0,005	0,005	0,000	—	—	—	—
Fe ²⁺	1,70	1,65	1,71	0,87	0,73	0,87	0,97	1,01	1,42	1,47	1,28	1,52	1,62	1,58	1,42
Fe ³⁺	0,63	0,90	0,75	0,81	1,04	0,88	0,74	0,70	0,76	0,86	0,99	0,68	0,49	0,43	0,13
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
Mg	1,30	1,25	1,31	2,17	2,28	1,94	1,92	1,94	1,72	1,74	1,79	2,50	2,57	2,67	3,20
Ca	0,06	0,08	0,07	0,07	0,30	0,06	0,07	0,04	0,12	0,23	0,20	1,31	1,38	1,43	1,72
Na	1,94	1,96	2,03	2,02	1,60	1,83	1,85	1,93	2,01	1,95	1,89	0,85	0,72	0,66	0,27
K	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	0,03	0,03	0,01
Mg#	0,43	0,43	0,43	0,71	0,76	0,69	0,66	0,66	0,55	0,54	0,58	0,62	0,61	0,63	0,69
Na (B)	1,94	1,93	1,94	1,93	1,60	1,83	1,85	1,93	1,88	1,79	1,80	0,69	0,62	0,57	0,28

Примечание. Здесь и в табл. 2—3 FeO* = FeO + 0,9 Fe₂O₃.

Амфиболы. Натровые амфиболы представлены главным образом глаукофаном и ферроглаукофаном, реже рибекитом; Na-Ca-амфиболы — винчитом, реже — барруазитом и Ca-амфиболы — актинолитом (табл. 1), согласно классификации ИМА [14].

Содержание Na(B) в натровых амфиболах варьирует от 1,53 до 1,96 ф.е., Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺) — от 0,41 до 0,78 и отношение Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al^{VI}) — от 0,27 до 0,55. Небольшие зерна Na-амфибола в глаукофановых сланцах обычно незональные или имеют слабо выраженную зональность, проявляющуюся в изменении окраски и увеличении Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al^{VI}) и, в меньшей степени, Mg/(Mg + Fe²⁺) от центра к краю зерна, что свидетельствует об их образовании при повышении температуры и уменьшении давления. Возможно, что наблюдаемые вариации составов отчасти обусловлены неопределенностями при расчетах трехвалентного железа. Но в целом амфиболы в глаукофаносодержащих сланцах не выходят за пределы составов натровых амфиболов (рис. 2).



В винчит-актинолитовых сланцах Na-Ca-амфиболы обычно встречаются вместе с актинолитом; иногда наблюдаются зональные зерна с винчитовым ядром и актинолитовой каемкой. Содержание Na(B) в этих амфиболах варьирует от 0,51 до 0,69 ф.е., а Mg/(Mg + Fe²⁺) — от 0,52 до 0,66 (рис. 3, табл. 1). Следует отметить, что наиболее железистые винциты (Mg# = 0,52—0,54) встречаются в ассоциациях со стильпно-меланом.

Рис. 2. Химический состав натровых амфиболов из метабазитов уймонской свиты.

1 — обр. C-1/15, 2 — обр. 32-1, 3 — обр. DK-4; 4 — по [6]; 5 — по [4].

из метабазитов уймонской свиты (Горный Алтай)

30-4				DK-2a				DK-7			25-2		
Win	Win	Act	Act	Win	Win	Act	Act	Win	Act	Act	Act	Act	Act
50,94	50,66	51,82	52,92	54,59	52,94	51,90	54,60	51,71	53,10	55,12	54,25	53,68	54,51
0,08	0,07	0,04	0,01	0,09	0,05	0,07	0,00	0,09	0,07	0,00	0,05	0,03	0,01
4,01	3,95	2,28	1,38	3,50	3,44	3,71	1,30	5,40	1,66	1,12	2,88	2,53	1,25
—	—	—	—	0,25	0,05	0,08	0,09	0,03	0,02	0,04	—	—	—
20,9	20,52	19,58	17,77	16,40	15,85	15,53	15,17	18,16	14,06	12,31	15,56	15,03	12,6
0,23	0,21	0,25	0,18	0,26	0,24	0,44	0,32	0,23	0,41	0,45	0,28	0,28	0,29
9,74	9,84	11,09	12,27	11,53	12,48	12,76	14,26	10,21	14,84	15,52	12,45	12,94	15,89
9,20	9,35	10,09	11,47	5,86	9,48	10,39	9,83	7,40	11,65	11,97	11,25	11,24	11,73
2,10	2,07	1,49	0,64	3,66	2,11	1,52	1,73	3,29	0,95	0,53	0,98	0,98	0,50
0,20	0,17	0,08	0,04	0,02	0,17	0,10	0,08	0,16	0,07	0,01	0,10	0,09	0,04
97,40	96,84	96,71	96,68	96,17	96,80	96,50	97,37	96,68	96,84	97,08	97,79	96,80	96,82
7,54	7,54	7,69	7,83	7,88	7,73	7,60	7,85	7,58	7,73	7,94	7,88	7,86	7,84
0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	<0,01	<0,01
0,46	0,46	0,31	0,17	0,12	0,27	0,40	0,15	0,42	0,27	0,06	0,12	0,14	0,16
0,24	0,23	0,09	0,07	0,48	0,32	0,24	0,07	0,51	0,01	0,13	0,37	0,30	0,05
—	—	—	—	0,029	0,006	0,010	0,010	0,003	0,002	0,004	—	—	—
1,92	1,95	1,86	1,94	1,22	1,58	1,48	1,28	1,62	1,38	1,40	1,89	1,83	1,16
0,66	0,60	0,56	0,26	0,76	0,35	0,42	0,54	0,61	0,33	0,08	0,00	0,01	0,35
0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04
2,15	2,18	2,45	2,71	2,48	2,71	2,79	3,06	2,23	3,22	3,33	2,70	2,82	3,40
1,46	1,49	1,60	1,82	0,91	1,48	1,63	1,51	1,16	1,82	1,85	1,75	1,76	1,81
0,60	0,60	0,43	0,18	1,02	0,60	0,43	0,48	0,93	0,27	0,15	0,28	0,28	0,14
0,04	0,03	0,02	0,01	<0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01	<0,01	0,02	0,02	0,01
0,53	0,53	0,57	0,58	0,67	0,63	0,65	0,70	0,58	0,70	0,70	0,59	0,61	0,75
0,54	0,51	0,40	0,18	1,02	0,52	0,37	0,49	0,84	0,18	0,15	0,25	0,24	0,14

Са-амфиболы соответствуют по составу актинолиту и встречаются вместе с винчитом в винчит-актинолитовых сланцах, а также в виде единственного амфибола в актинолитовых сланцах. Актинолиты

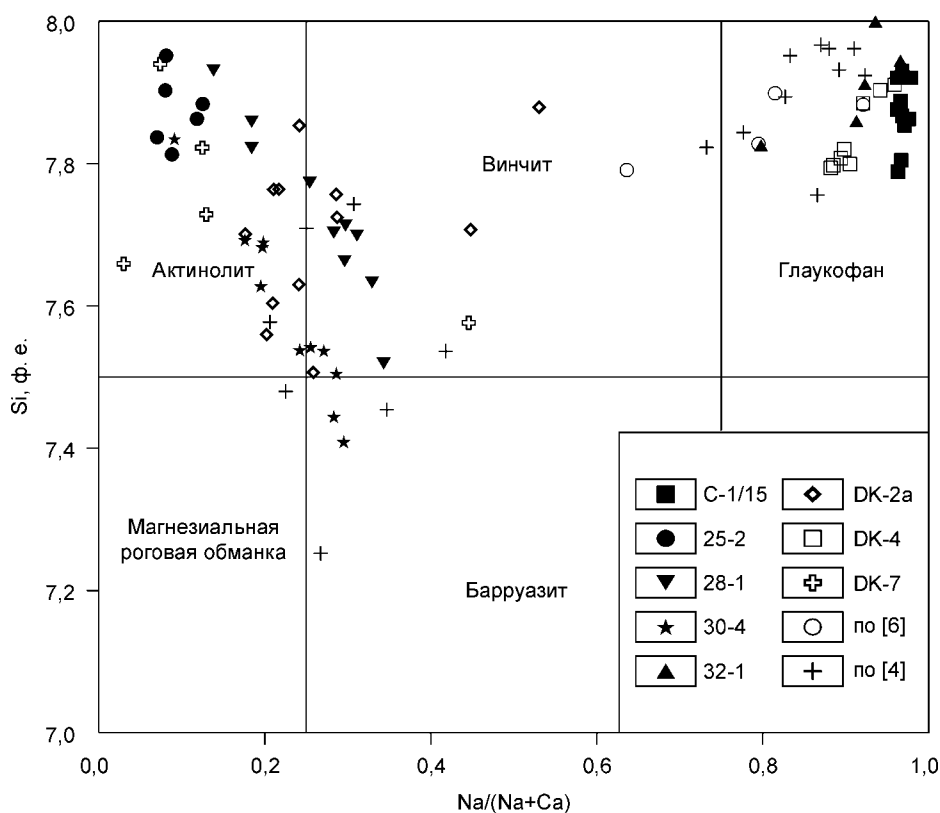


Рис. 3. Диаграмма Si—Na/(Na + Ca) для амфиболов из метабазитов уймонской свиты.

Таблица 2.

Представительные анализы фенгитов из метабазитов уймонской свиты

Компонент	C-1/15			32-1			DK-4		28-1			DK-2a		
	1	2	3	1	2	3	1	2	1	2	3	1	2	3
SiO ₂ , мас.%	49,89	50,10	49,14	49,97	50,48	49,76	48,64	49,01	50,66	51,13	50,48	50,41	50,14	49,86
TiO ₂	0,17	0,16	0,32	0,15	0,12	0,19	0,23	0,22	0,16	0,11	0,13	0,23	0,16	0,12
Al ₂ O ₃	26,73	27,23	26,93	27,92	27,93	27,03	25,66	26,00	26,45	26,42	26,01	26,61	25,25	24,95
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,00	0,04	—	—	—	0,07	0,03	0,03
FeO*	5,79	4,97	5,43	3,90	3,98	4,57	6,36	6,04	3,41	4,72	3,83	4,44	4,77	4,09
MnO	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,01	0,06	0,02	0,03	0,02	0,04	0,00	0,04	0,06
MgO	2,28	2,17	2,35	2,83	2,66	2,85	2,70	2,28	3,39	3,26	3,39	2,81	3,17	3,11
CaO	0,00	0,00	0,06	0,02	0,01	0,02	0,03	0,06	0,08	0,03	0,05	0,02	0,06	0,02
Na ₂ O	0,44	0,45	0,47	0,39	0,36	0,33	0,39	0,39	0,27	0,14	0,24	0,35	0,26	0,16
K ₂ O	10,61	10,67	10,60	10,17	10,09	10,22	10,63	10,99	10,2	9,95	10,37	10,52	10,59	10,85
Сумма	95,91	95,78	95,28	95,35	95,64	94,98	94,70	95,04	94,64	95,77	94,53	95,46	94,46	94,24
Si, ф.е.	3,362	3,376	3,333	3,341	3,363	3,351	3,326	3,358	3,410	3,392	3,341	3,392	3,416	3,415
Ti	0,009	0,008	0,016	0,008	0,006	0,010	0,012	0,011	0,008	0,005	0,006	0,012	0,008	0,006
Al	2,124	2,163	2,153	2,201	2,194	2,146	2,069	2,100	2,099	2,067	2,072	2,111	2,028	2,015
Cr	—	—	—	—	—	—	0,000	0,002	—	—	—	0,004	0,001	0,001
Fe ³⁺	0,065	0,000	0,061	0,081	0,061	0,110	0,171	0,040	0,043	0,174	0,060	0,026	0,058	0,068
Fe ²⁺	0,261	0,28	0,247	0,137	0,161	0,147	0,193	0,307	0,148	0,088	0,157	0,224	0,214	0,223
Mn	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001	0,004	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,003
Mg	0,229	0,218	0,238	0,282	0,264	0,286	0,275	0,233	0,340	0,322	0,341	0,282	0,322	0,317
Ca	0,000	0,000	0,004	0,001	0,001	0,001	0,002	0,004	0,005	0,002	0,003	0,002	0,004	0,001
Na	0,057	0,058	0,062	0,050	0,047	0,043	0,051	0,052	0,035	0,018	0,031	0,046	0,035	0,022
K	0,913	0,918	0,918	0,868	0,859	0,879	0,928	0,962	0,877	0,843	0,895	0,904	0,921	0,949
Сумма	7,020	7,023	7,034	6,970	6,956	6,973	7,032	7,069	6,967	6,912	6,980	7,001	7,010	7,022

из парагенезисов с винцитом обогащены натрием и показывают более широкий диапазон значений железистости по сравнению с актинолитами из зеленых актинолитовых сланцев (см. табл. 1, рис. 3).

Таблица 3. Представительные анализы хлоритов, эпидотов, плагиоклазов, стильномеланов и сфена из метаморфических пород уймонской свиты

Компонент	C-1/15			32-1					DK-4				
	Chl	Chl	Ep	Chl	Chl	Ep	Ep	Pl	Chl	Chl	Ep	Ep	Pl
SiO ₂ , мас.%	27,53	26,07	38,08	28,57	27,18	37,55	38,13	68,13	24,89	25,60	37,03	37,11	68,71
TiO ₂	0,01	0,00	0,08	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,22	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	20,22	20,10	23,58	17,99	20,79	23,52	24,06	20,47	18,92	18,76	21,51	22,65	19,48
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	0,05	0,04	0,00	0,00
FeO*	23,83	24,69	12,49	18,88	19,16	12,56	12,24	0,13	27,80	26,84	14,01	13,14	0,04
MnO	0,40	0,43	0,26	0,48	0,34	0,29	0,23	0,00	0,73	0,75	0,46	0,51	0,01
MgO	16,02	16,89	0,03	22,43	20,15	0,04	0,07	0,03	14,62	14,63	0,06	0,03	0,00
CaO	0,00	0,00	23,43	0,12	0,05	22,82	21,99	0,12	0,03	0,08	22,73	22,59	0,08
Na ₂ O	0,13	0,03	0,05	0,04	0,03	0,07	0,07	11,70	0,02	0,00	0,05	0,04	12,01
K ₂ O	0,04	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,26	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Сумма	88,18	88,22	98,03	88,55	87,75	96,88	97,07	100,63	87,01	86,74	96,11	96,11	100,40
	O = 14	O = 14	O = 12,5	O = 14	O = 14	O = 12,5	O = 12,5	O = 8	O = 14	O = 14	O = 12,5	O = 12,5	O = 8
Si, ф.е.	2,852	2,715	2,994	2,867	2,765	2,985	3,012	2,960	2,681	2,762	3,194	3,175	2,992
Ti	0,001	0,000	0,005	0,002	0,003	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001	0,014	0,003	0,001
Al	2,470	2,468	2,185	2,128	2,494	2,204	2,241	1,048	2,401	2,385	2,186	2,283	1,000
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	0,005	0,003	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,110	0,809	0,143	0,000	0,827	0,801	0,005	0,240	0,085	0,403	0,367	0,001
Fe ²⁺	2,065	2,040	0,013	1,442	1,630	0,008	0,008	0,000	2,259	2,333	0,051	0,055	0,000
Mn	0,035	0,038	0,017	0,041	0,029	0,019	0,015	0,000	0,066	0,069	0,033	0,037	0,000
Mg	2,474	2,621	0,004	3,355	3,055	0,004	0,008	0,002	2,345	2,351	0,007	0,004	0,000
Ca	0,000	0,000	1,974	0,013	0,005	1,944	1,861	0,005	0,003	0,010	2,100	2,070	0,004
Na	0,026	0,006	0,007	0,007	0,006	0,011	0,020	0,986	0,003	0,000	0,008	0,006	1,014
K	0,005	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,026	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Сумма	9,927	10,000	8,010	10,000	9,989	8,006	7,984	5,010	9,999	10,001	8,000	8,0000	5,015

Компо- нент	28-1					30-4							DK-2a	
	Chl	Chl	Ep	Ep	Pl	Chl	Chl	Ep	Ep	Ab	Stp	Stp	Chl	Chl
SiO ₂ , мас. %	26,26	26,36	38,74	38,57	69,46	25,41	25,36	38,43	37,63	68,54	44,51	45,04	25,99	25,16
TiO ₂	0,05	0,02	0,09	0,08	0,01	0,04	0,04	0,09	0,05	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	18,14	17,98	24,83	25,93	19,67	19,08	19,10	25,74	22,92	20,03	6,22	6,12	18,28	19,14
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,01
FeO*	27,08	26,81	10,23	9,23	0,06	31,62	31,86	9,87	12,96	0,13	29,04	29,15	24,48	24,09
MnO	0,39	0,38	0,20	0,25	0,01	0,20	0,18	0,17	0,16	0,01	0,71	0,76	0,44	0,44
MgO	15,58	15,30	0,03	0,03	0,01	11,43	11,18	0,04	0,04	0,01	5,48	5,31	16,00	16,96
CaO	0,08	0,08	23,37	23,25	0,06	0,08	0,06	23,39	23,10	0,04	0,46	0,41	0,08	0,02
Na ₂ O	0,04	0,05	0,03	0,04	10,75	0,00	0,05	0,00	0,02	11,38	0,12	0,02	0,20	0,00
K ₂ O	0,06	0,03	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	1,26	0,95	0,01	0,00
Сумма	87,68	87,02	97,54	97,39	100,05	87,86	87,84	97,72	96,88	100,26	87,82	87,78	85,57	86,83
	O = 14	O = 14	O = 12,5	O = 12,5	O = 8	O = 14	O = 14	O = 12,5	O = 12,5	O = 8	O = 23,81	O = 23,81	O = 14	O = 14
Si, ф.е.	2,790	2,824	3,036	3,016	3,015	2,772	2,770	3,000	2,995	2,983	7,867	7,935	2,803	2,768
Ti	0,004	0,002	0,006	0,004	0,000	0,003	0,004	0,005	0,003	0,000	0,003	0,002	0,001	0,000
Al	2,272	2,271	2,294	2,390	1,007	2,454	2,460	2,369	2,151	1,028	1,295	1,270	2,323	2,387
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,007	0,001
Fe ³⁺	0,157	0,094	0,650	0,598	0,002	0,000	0,004	0,638	0,854	0,000	0,091	0,109	0,107	0,075
Fe ²⁺	2,149	2,308	0,021	0,006	0,000	2,885	2,907	0,006	0,009	0,005	4,194	4,178	2,097	2,053
Mn	0,035	0,035	0,013	0,016	0,000	0,018	0,017	0,011	0,011	0,000	0,106	0,114	0,040	0,040
Mg	2,467	2,443	0,003	0,004	0,001	1,858	1,820	0,004	0,004	0,001	1,443	1,393	2,570	2,673
Ca	0,009	0,009	1,962	1,948	0,003	0,009	0,007	1,957	1,970	0,002	0,086	0,077	0,009	0,002
Na	0,009	0,011	0,005	0,007	0,905	0,000	0,001	0,000	0,004	0,960	0,041	0,006	0,042	0,000
K	0,008	0,003	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,284	0,213	0,002	0,000
Сумма	10,000	10,000	7,990	7,989	4,935	10,000	10,000	7,990	8,001	4,981	15,410	15,297	10,000	10,000

Компо- нент	DK-2a			DK-7						25-2				
	Ep	Ep	Pl	Chl	Chl	Ep	Ep	Pl	Ttn	Ep	Ep	Chl	Chl	Ab
SiO ₂ , мас. %	38,20	37,85	68,58	26,34	27,79	37,75	37,17	68,58	30,06	39,31	39,07	26,08	26,50	69,74
TiO ₂	0,09	0,06	0,00	0,00	0,03	0,08	0,03	0,00	38,24	0,08	0,07	0,01	0,04	0,01
Al ₂ O ₃	25,06	22,56	19,52	18,39	17,76	23,53	22,43	19,57	1,09	27,27	26,76	19,76	19,51	19,67
Cr ₂ O ₃	0,02	0,06	0,04	0,02	0,10	0,10	0,15	0,02	0,03	—	—	—	—	—
FeO*	10,36	13,34	0,20	25,78	21,65	11,76	13,57	0,05	0,66	8,10	8,18	26,20	25,66	0,06
MnO	0,22	0,10	0,00	0,43	0,49	0,32	0,19	0,01	0,06	0,20	0,21	0,38	0,33	0,00
MgO	0,02	0,02	0,01	16,70	18,63	0,01	0,06	0,00	0,10	0,04	0,22	13,81	14,32	0,01
CaO	22,91	22,77	0,08	0,09	0,40	23,09	22,70	0,06	28,22	22,78	23,47	0,11	0,08	0,04
Na ₂ O	0,06	0,04	11,65	0,07	0,09	0,00	0,01	12,18	0,04	0,07	0,04	0,05	0,02	10,69
K ₂ O	0,00	0,00	0,18	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,003	0,04
Сумма	96,93	96,80	100,25	87,84	86,93	96,64	96,32	100,47	98,49	97,87	98,03	86,41	86,46	100,26
	O = 12,5	O = 12,5	O = 8	O = 14	O = 14	O = 12,5	O = 12,5	O = 8	O = 5	O = 12,5	O = 12,5	O = 14	O = 14	O = 8
Si, ф.е.	3,164	3,217	2,992	2,771	2,905	3,177	3,183	2,986	0,998	3,037	3,026	2,806	2,838	3,019
Ti	0,005	0,004	0,000	0,000	0,002	0,005	0,002	0,000	0,955	0,005	0,004	0,001	0,003	0,000
Al	2,446	2,260	1,003	2,280	2,188	2,334	2,263	1,005	0,04	2,484	2,444	2,507	2,463	1,004
Cr	0,001	0,004	0,001	0,001	0,009	0,006	0,010	0,001	0,001	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	0,223	0,301	0,007	0,193	0,006	0,295	0,360	0,002	0,000	0,518	0,507	0,000	0,000	0,002
Fe ²⁺	0,099	0,125	0,000	2,071	1,884	0,077	0,077	0,000	0,018	0,005	0,023	2,358	2,298	0,000
Mn	0,015	0,007	0,000	0,039	0,043	0,023	0,014	0,000	0,002	0,013	0,013	0,034	0,030	0,000
Mg	0,003	0,002	0,001	2,617	2,901	0,001	0,007	0,000	0,005	0,005	0,026	2,215	2,285	0,001
Ca	2,032	2,073	0,004	0,010	0,045	2,081	2,082	0,003	1,004	1,886	1,948	0,012	0,009	0,002
Na	0,010	0,007	0,985	0,013	0,017	0,000	0,002	1,028	0,002	0,010	0,005	0,010	0,004	0,897
K	0,000	0,000	0,010	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000	0,002
Сумма	8,000	8,000	5,003	10,000	10,000	8,000	8,000	5,025	3,027	7,963	7,998	9,946	9,930	4,927

Проанализированные **фенгиты** (табл. 2) содержат значительные количества селадонитового компонента, Si варьирует от 3,33 до 3,42 ф.е. Отчетливо выраженной зональности не наблюдается, только иногда в глаукофансодержащих сланцах отмечается уменьшение содержания Al и увеличение содержаний Si и Fe от центра к краю, что является следствием изоморфного замещения $2Al \rightarrow (Mg, Fe^{2+})Si$, которое идет с увеличением давления. **Хлорит** присутствует в виде субгедральных кристаллов, ориентированных параллельно сланцеватости, практически во всех исследованных образцах. Магнезиальность хлоритов варьирует от 39 до 55 % и зависит от химического состава породы. Отмечается увеличение железистости минерала от глаукофансодержащих сланцев к винчит-актинолитовым и далее к актинолитовым сланцам. Хлориты с максимальной железистостью ($Mg\# = 39\%$) отмечаются в ассоциации со стильпномеланом (табл. 3). **Эпидот** встречается в виде субгедральных, реже эвгедральных кристаллов желто-зеленого цвета. Содержание пистацитового компонента варьирует от 32,2 до 17,0 %, при этом его минимальные содержания (17,0—20,0 %) фиксируются в эпидотах из актинолитовых сланцев. **Плаггиоклаз** представлен чистым альбитом, содержащим не более 1 % анортитового компонента. **Стильпномелан**, встречающийся как в виде радиально-лучистых агрегатов, так и в виде отдельных призматических кристаллов коричневого цвета, обычно секущих сланцеватость, был обнаружен только в нескольких образцах. Отвечает по составу ферростильпномелану (см. табл. 3).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И ПРИРОДА ПРОТОЛИТА

Возможность диагностики состава и природы протолита пород уймонской свиты базируется, с одной стороны, на доказательствах существенно изохимического характера глаукофансланцевого метаморфизма в отношении основных петрогенных компонентов [15—17 и др.] и на исследованиях дифференциальной подвижности элементов при попадании океанических базальтов и осадков в субдукционную зону [18, 19 и др.], с другой. В этих работах было показано, что породы, подвергшиеся глаукофансланцевому метаморфизму, деплетированы или обогащены по сравнению с протолитом только в отношении легко подвижных компонентов, тогда как большинство петрогенных компонентов, Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Nd, Sm и совместимые элементы устойчивы к этим процессам и их содержания находятся практически на том же уровне, что и в исходных породах.

Судя по валовому химическому составу пород, протолитами метабазальтов уймонской свиты в основном являлись базальты с содержанием $SiO_2 = 44,6—49,5$ мас.%, и только единичные образцы отвечают по составу пикробазальтам и андезитобазальтам. Сравнительный анализ петрохимии метабазальтов уймонской свиты показал существенные различия между голубыми и зелеными сланцами в отношении содержаний TiO_2 , MgO, Na_2O , K_2O и P_2O_5 [20]. При этом глаукофановые сланцы наиболее обогащены титаном, фосфором и щелочами и обеднены магнием по сравнению с зелеными сланцами; в то время как винчит-актинолитовые сланцы характеризуются промежуточными значениями величин концентраций этих компонентов (табл. 4). Установленные различия составов пород подтверждаются анализом ранее опубликованных данных по содержанию петрогенных и редких элементов в этих породах [4, 12].

Поведение редких элементов рассматривается многими петрологами как наиболее чувствительный индикатор для определения природы протолита и геодинамических условий формирования базальтовых пород даже в тех случаях, когда они подверглись высокоградиядентному метаморфизму. Унаследованность метабазальтами уймонской свиты первичного состава магматического субстрата подтверждается высокой положительной линейной корреляцией между содержаниями высокочargedных некогерентных элементов — Zr, Hf, Nb,

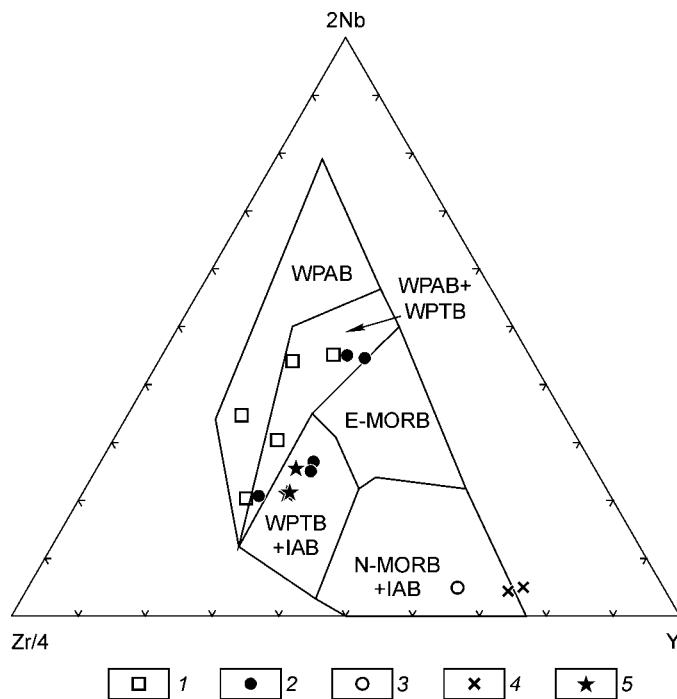


Рис. 4. Положение метабазальтов уймонской свиты на диаграмме Zr—Nb—Y.

Поля, по [21]: WPAB — внутриплитные щелочные базальты; WPTB — внутриплитные толеитовые базальты; E-MORB и N-MORB — обогащенные и „нормальные“ толеиты океанического дна; IAB — базальты островных дуг. 1 — глаукофановый сланец; 2 — винчит-актинолитовый сланец; 3 — то же, со стильпномеланом; 4 — актинолитовый сланец; 5 — метаграувакки.

Таблица 4. Химический состав метаморфических пород уймонской свиты (Горный Алтай)

Компонент	р. Нижняя Катанда														
	Глаукофановые сланцы							Винчит-актинолитовые сланцы							
	29-2	30-1	31-2	32-1	32-2	34	C-1/15	24	28-1	28-2	30-4	33	35	36	37
SiO ₂ , мас. %	45,24	46,10	46,00	45,85	46,73	42,39	44,63	45,60	46,92	45,71	46,08	45,48	48,08	46,80	45,13
TiO ₂	3,36	3,13	2,72	2,24	3,47	2,65	1,98	1,46	2,05	1,56	1,80	2,15	1,90	1,84	1,91
Al ₂ O ₃	14,23	13,37	16,11	15,28	14,88	14,59	18,52	11,71	14,05	15,18	9,88	14,57	14,90	14,69	14,71
Fe ₂ O ₃	15,8	15,2	14,91	11,95	13,83	15,42	12,7	11,59	11,77	10,39	14,95	12,77	11,62	11,66	12,46
MnO	0,22	0,24	0,27	0,22	0,17	0,23	0,23	0,51	0,22	0,18	0,22	0,22	0,18	0,21	0,23
MgO	5,42	5,57	5,43	6,56	4,4	6,32	3,17	6,71	7,16	7,73	6,92	6,41	6,70	6,82	8,45
CaO	6,65	9,07	4,81	10,42	6,31	12,06	14,01	11,06	10,66	14,27	10,35	10,71	8,41	9,05	9,59
Na ₂ O	3,18	2,36	3,49	2,32	3,64	3,67	0,63	4,62	3,13	1,97	3,16	3,63	4,39	5,70	4,13
K ₂ O	1,88	1,44	1,89	1,66	3,28	0,98	1,37	0,61	1,07	0,34	0,19	0,72	0,69	0,55	0,24
P ₂ O ₅	0,43	0,49	0,47	0,33	0,58	0,36	0,18	0,25	0,30	0,20	0,15	0,33	0,23	0,26	0,25
П.п.п.	3,04	1,81	3,02	2,67	2,83	1,68	2,32	3,25	2,97	2,83	5,42	2,49	2,41	2,26	2,78
Сумма	99,45	98,77	99,11	99,50	100,12	100,34	99,74	100,04	100,30	100,36	99,12	99,48	99,51	99,84	99,88
Rb, ф.е.	53,7	31,5	—	—	71,4	—	48,3	—	20,3	9,0	8,7	—	—	—	—
Cs	1,91	1,19	—	—	2,3	—	2,34	—	1,2	1,02	3,0	—	—	—	—
Sr	307	415	—	—	148	—	695	—	285	432	100	—	—	—	—
Ba	725	452	—	—	972	—	644	—	319	90	162	—	—	—	—
Zr	397	237	—	—	494	—	295	—	136	78	114	—	—	—	—
Hf	13,87	9,01	—	—	18,48	—	10,42	—	5,55	3,50	5,36	—	—	—	—
Nb	60,8	45,6	—	—	37,2	—	26,5	—	28,1	17,6	2,3	—	—	—	—
Ta	4,85	4,33	—	—	4,14	—	4,05	—	2,53	1,10	0,12	—	—	—	—
Y	55,2	51,6	—	—	50,8	—	26,1	—	34,5	24,1	59,6	—	—	—	—
U	2,39	1,20	—	—	1,69	—	1,02	—	1,12	0,65	0,50	—	—	—	—
Th	5,41	5,60	—	—	5,48	—	2,89	—	3,67	2,20	0,48	—	—	—	—
La	44,83	43,79	—	—	42,33	—	16,24	—	27,87	18,42	6,61	—	—	—	—
Ce	92,8	85,8	—	—	84,9	—	44,0	—	52,2	36,3	14,2	—	—	—	—
Pr	13,18	12,32	—	—	12,89	—	4,81	—	7,40	5,08	3,25	—	—	—	—
Nd	51,8	49,0	—	—	51,69	—	17,88	—	29,8	20,74	16,59	—	—	—	—
Sm	11,46	11,32	—	—	12,4	—	5,11	—	6,98	4,66	6,15	—	—	—	—
Eu	4,02	3,39	—	—	3,61	—	1,75	—	2,24	1,74	1,99	—	—	—	—
Gd	12,59	12,08	—	—	11,33	—	4,97	—	7,41	4,92	9,21	—	—	—	—
Tb	2,10	1,91	—	—	1,87	—	0,82	—	1,15	0,88	1,69	—	—	—	—
Dy	10,44	9,97	—	—	9,99	—	4,58	—	6,37	4,19	10,43	—	—	—	—
Ho	2,33	2,24	—	—	2,19	—	1,03	—	1,37	0,94	2,48	—	—	—	—
Er	6,64	6,19	—	—	5,84	—	3,26	—	4,18	2,60	7,83	—	—	—	—
Yb	4,71	4,83	—	—	5,11	—	2,79	—	3,35	2,27	7,27	—	—	—	—
Lu	0,77	0,75	—	—	0,75	—	0,38	—	0,44	0,30	1,12	—	—	—	—

Ta, Y, HREE, Ti (см. табл. 4). На различных дискриминантных диаграммах, позволяющих оценить геодинамические условия формирования базальтового протолита этих пород, фигуративные точки составов глаукофановых и винчит-актинолитовых сланцев располагаются главным образом в поле базальтов океанических островов, тогда как зеленые (актинолитовые) сланцы попадают в поле толеитовых базальтов океанического дна типа N-MORB. Для примера мы здесь приводим диаграмму Zr/4—2Nb—Y [21], где большинство metabasalts, содержащих голубые амфиболы, располагаются в поле внутриплитных щелочных базальтов, а зеленые сланцы и винчит-актинолитовый сланец со стильномеланом лежат в поле N-MORB (рис. 4).

Компонент	р. Нижняя Катанда					р. Деты-Кочек						
	Актинолитовые сланцы				Метадиабаз	Глаукофановые сланцы		Винчит-актинолитовые сланцы			Метаграувакки	
	25-2	27	29-1	30-2		38	DK-4-02	DK-5	DK-2a	DK-3-02	DK-7	DK-1
SiO ₂ , мас.%	46,34	45,45	46,8	47,26	53,01	54,35	48,92	46,30	46,67	49,53	59,47	56,10
TiO ₂	1,26	1,86	1,64	0,80	0,93	2,44	2,86	2,04	1,93	2,86	0,95	1,01
Al ₂ O ₃	13,56	13,23	13,53	14,18	14,71	12,88	13,51	15,25	15,57	13,34	16,74	17,67
Fe ₂ O ₃	12,46	15,54	13,9	10,38	8,97	13,71	14,57	13,38	13,09	14,35	8,94	9,95
MnO	0,23	0,25	0,25	0,20	0,18	0,19	0,19	0,20	0,19	0,19	0,15	0,16
MgO	8,6	8,54	7,86	9,51	9,26	2,99	5,24	5,77	5,33	5,45	4,29	5,21
CaO	12,49	8,88	11,37	13,30	4,41	6,76	6,71	11,62	11,63	8,05	1,29	1,36
Na ₂ O	2,64	2,34	2,33	1,97	2,79	4,39	3,06	1,79	2,16	3,42	1,55	1,52
K ₂ O	0,04	0,06	0,03	0,07	1,63	0,90	0,07	0,31	0,29	0,09	2,72	2,30
P ₂ O ₅	0,11	0,16	0,13	0,05	0,18	0,36	0,50	0,27	0,22	0,32	0,20	0,21
П.п.п.	2,31	3,17	2,27	2,21	3,88	1,00	4,24	2,98	2,9	2,25	3,60	4,34
Сумма	100,04	99,49	100,12	99,93	99,97	99,98	99,86	99,9	99,99	99,85	99,90	99,82
Rb	3,3	—	2,8	—	24,6	19,4	17,0	7,5	7,0	2,8	79,4	65,2
Cs	0,99	—	1,27	—	0,60	2,19	1,03	0,55	0,75	0,83	4,32	2,15
Sr	186	—	143	—	270	185	158	404	401	258	219	139
Ba	20	—	23	—	576	238	40	78	79	40	601	409
Zr	43	—	62	—	134	370	279	257	152	212	202	183
Hf	1,85	—	3,10	—	—	6,0	5,8	4,1	4,0	5,2	5,8	4,7
Nb	1,3	—	1,4	—	6,5	17,1	23,6	12,2	11,2	17,0	11,2	13,1
Ta	нпо	—	нпо	—	—	0,83	1,17	0,58	0,54	0,90	0,63	0,61
Y	38,2	—	47,5	—	38,0	42,4	38,0	29,2	28,7	38,7	32,4	30,7
U	0,21	—	0,21	—	—	0,5	0,4	0,7	0,5	0,4	2,03	2,0
Th	0,33	—	0,24	—	—	3,1	1,5	1,4	2,0	1,2	5,3	8,5
La	3,15	—	3,88	—	13,4	15,0	16,78	11,5	11,6	13,81	27,57	24,11
Ce	8,3	—	11,0	—	39,0	36,1	45,5	27,0	27,0	35,58	54,2	53,0
Pr	1,71	—	2,27	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nd	8,86	—	12,22	—	—	28,0	32,0	17,0	16,0	27,0	39,0	37,0
Sm	3,76	—	4,73	—	—	6,9	9,3	5,4	5,5	7,5	8,1	6,2
Eu	1,23	—	1,55	—	—	1,6	2,5	1,4	1,7	3,1	1,5	1,7
Gd	5,58	—	7,03	—	—	5,7	8,3	4,8	5,8	8,0	7,0	5,5
Tb	0,97	—	1,32	—	—	1,44	1,75	1,06	1,05	1,40	1,1	0,92
Dy	6,23	—	8,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ho	1,55	—	1,95	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Er	4,82	—	6,33	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	3,8	—	5,32	—	—	5,0	6,3	3,8	3,7	5,5	3,6	3,9
Lu	0,66	—	0,87	—	—	0,70	0,87	0,52	0,52	0,68	0,53	0,52

Примечание. Содержания петрогенных компонентов определялись методом РФА в АЦ ОИГТМСО РАН, г. Новосибирск (аналитик Н.М. Глухова); редкие элементы для участка Ниж. Катанда — методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН, г. Иркутск (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова); редкие элементы для участка Деты-Кочек — методами ИНАА и РФА в АЦ ОИГТМСО РАН, г. Новосибирск (аналитик В.А. Бобров); нпо — ниже порога обнаружения.

Выделенные три группы пород показывают существенные различия как по уровню содержания редких земель, так и по характеру их распределения. Глаукофановые сланцы разреза Ниж. Катанда содержат резко повышенные концентрации редких земель по сравнению с хондритами (так, содержания La и Ce обычно превышают хондритовую норму более чем в 100 раз). Кривые распределения редко-

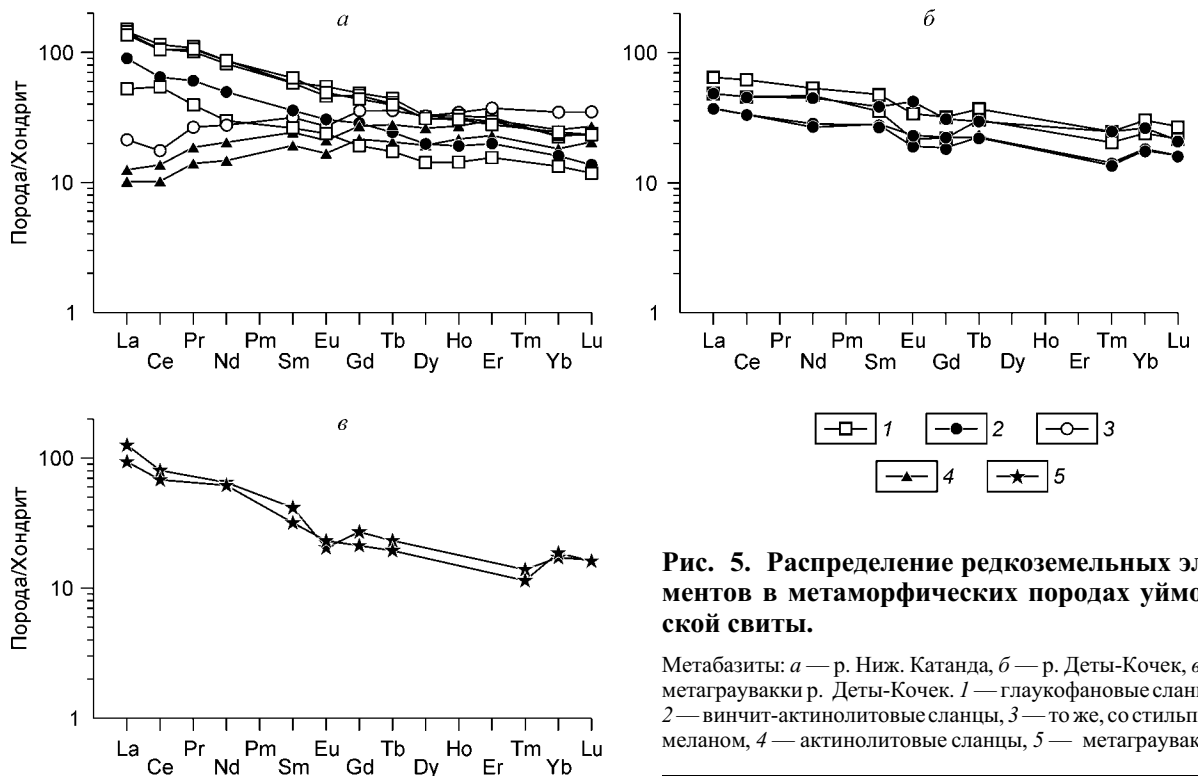


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в метаморфических породах уймонской свиты.

Метабазиты: *а* — р. Ниж. Катанда, *б* — р. Деты-Кочек, *в* — метаграувакки р. Деты-Кочек. 1 — глаукофановые сланцы, 2 — винчит-актинолитовые сланцы, 3 — то же, со стильпно-меланом, 4 — актинолитовые сланцы, 5 — метаграувакки.

земельных элементов (рис. 5) имеют отрицательный наклон, что свидетельствует об относительном обогащении легкими РЗЭ (La/Yb варьирует от 5,6 до 6,4). В целом они сопоставимы с распределением редкоземельных элементов, характерных для щелочных базальтов океанических островов (ОИВ). Актинолитовые (зеленые) сланцы, наоборот, характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ (концентрации La и Ce не превышают 10—13 хондритовых норм) и положительным наклоном кривых распределения ($La/Yb = 0,5—0,6$), типичным для базальтов типа N-MORB. Винчит-актинолитовые сланцы на графике распределения РЗЭ занимают промежуточную позицию между глаукофановыми и зелеными сланцами. Обычно они имеют сходный с глаукофановыми сланцами спектр редкоземельных элементов, но отличаются их пониженными содержаниями ($La_n = 60—90$; $Ce_n = 45—65$). Метабазиты р. Деты-Кочек характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ и показывают более пологие кривые распределения, напоминающие спектры распределения редких земель для базальтов типа E-MORB.

Геохимические различия между типами метабазитов уймонской свиты отчетливо видны и на мультиэлементной спайдер-диаграмме (рис. 6). В целом глаукофановые и винчит-актинолитовые сланцы, отображенные на участке Ниж. Катанда, имеют спектр распределения редких элементов, типичный для щелочных базальтов океанических островов (ОИВ), а актинолитовые сланцы сопоставимы с толеитовыми базальтами типа N-MORB, за исключением содержаний легкоподвижных компонентов (Ba, Rb). Глаукофановые и винчит-актинолитовые сланцы с участка Деты-Кочек показывают более пологие кривые распределения на мультиэлементных диаграммах, сходные с базальтами E-MORB. Возможно, что различия между метабазитами участков Ниж. Катанда и Деты-Кочек по уровню содержаний несовместимых элементов LIL-группы связаны с тем, что данные образцы анализировались разными методами (ICP-MS и РФА, ИНАА). Тем не менее в обоих случаях кривые распределения глаукофановых сланцев занимают более высокие позиции на спайдер-диаграммах. На этом же рисунке для сравнения приведены мультиэлементные спектры метаграувакк участка Деты-Кочек.

Обращает на себя внимание также большое сходство химического состава пород, в том числе распределения редких земель, между метабазитами уймонской свиты и базальтами засурьинской свиты. Засурьинская свита расположена также в Чарышско-Теректинской шовной зоне, но к северо-западу от Уймонской зоны. Она представлена тектоническими чешуями, сложенными базальтами типа ОИВ и N-MORB, измененными в условиях фации зеленых сланцев, туфами, песчаниками и кремнистыми породами [9, 22, 23]. Можно предположить, что толщи, относящиеся к уймонской и засурьинской свитам, являются тождественными образованиями, но с различной последующей тектонометаморфической историей.

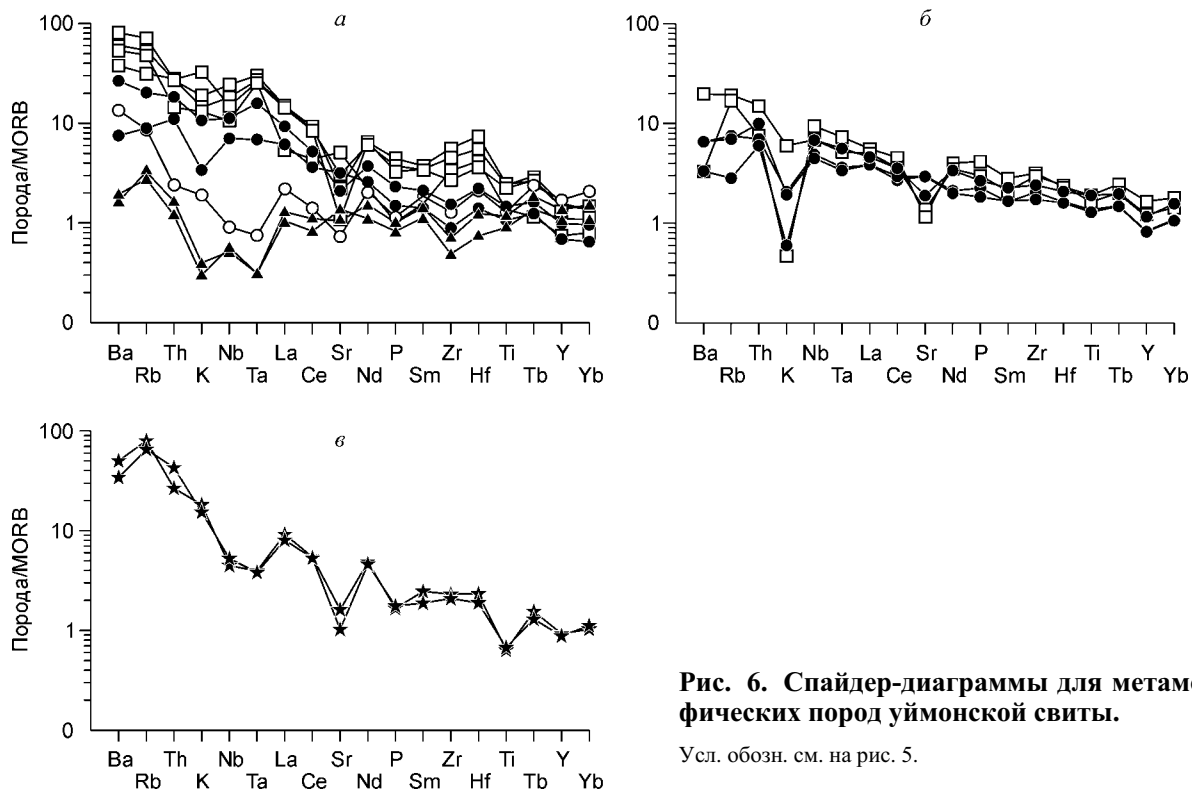


Рис. 6. Спайдер-диаграммы для метаморфических пород уймонской свиты.

Усл. обозн. см. на рис. 5.

ОЦЕНКА P - T ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА

Как известно, различия минерального состава метаморфических пород обусловлены различиями P - T условий метаморфизма или исходным химическим составом пород, либо оба фактора действуют одновременно.

P - T параметры метаморфизма можно оценить только грубо, поскольку независимые геотермометры для рассматриваемых пород практически отсутствуют. Отсутствие некоторых индекс-минералов помогает ограничить P - T условия образования рассматриваемых пород. Отсутствие натрового пироксена (омфацита или жадеита) указывает на то, что комплекс не подвергался давлениям свыше 9—10 кбар [24]. Отсутствие метаморфической роговой обманки свидетельствует о том, что температуры не превышали ~500 °С [25]. Кроме того, отсутствие олигоклаза и анортита указывает на то, что температуры метаморфизма были ниже 450—550 °С [26].

При использовании (Na-Ca) амфибол-альбит-хлорит-эпидот-кварцевого геотермометра [27] P - T параметры метаморфизма оцениваются в 350—400 °С и 6—8 кбар. Оценки неопределенности составляют не более ± 80 °С и 1,5 кбар. Оценки P - T условий метаморфизма, полученные с использованием программы THERMOCALC [28], показали близкие значения давлений, но более высокие температуры (~400—450 °С).

Таким образом, можно сделать вывод, что наблюдаемые вариации состава амфиболов метабазитов уймонской свиты определяются, в первую очередь, различиями химического состава исходных пород, а не изменениями физико-химических параметров метаморфизма. При метаморфизме субщелочных базальтов развивается глаукофан, тогда как при близких P - T условиях (350—400 °С и 6—8 кбар) в толеитовых базальтах еще устойчив актинолит. Этот вывод наглядно подтверждается при нанесении полученных для метабазитов уймонской свиты оценок P - T параметров метаморфизма на соответствующие нашим минеральным парагенезисам петрогенетические решетки Б.В. Эванса [29], рассчитанные для низкотемпературных основных пород различного химического состава (рис. 7). Всего Б.В. Эвансом было рассчитано шесть P - T диаграмм, однозначно показывающих, что поле устойчивости глаукофановых сланцев существенно сокращается для магнезиальных составов. Экспериментальные данные также подтверждают вывод о стабилизации глаукофана в железистых системах при более низких P - T условиях [30]. Это целиком согласуется с нашими данными (см. табл. 4), свидетельствующими о статистически значимых различиях в отношении содержания MgO между глаукофановыми и зелеными сланцами, при условии их базальтовых протолитов [20, 31].

Имеющиеся на сегодняшний день изотопные датировки показывают значительный разброс оценок времени образования и метаморфизма для пород уймонской свиты. Г.Г. Дук [4, 7] были получены К-Аг возрастные датировки в 1090 млн лет по реликтовой роговой обманке из актинолитового сланца. Этот возраст может рассматриваться как возраст протолита. На близкий возраст протолита указывают и полученные недавно Sm-Nd модельные датировки по валовым пробам метапелитов — 1160—1050 млн лет [32]. Первые К-Аг определения возраста высокобарического метаморфизма для метабазитов уймонской свиты [4, 7] дали следующие результаты: 570—600 млн лет по кросситу из эпидот-кросситовых сланцев, 600 млн лет по стильпномену и 670—740 млн лет по фенгиту и актинолиту из актинолитовых сланцев. Кроме того, недавно были получены новые К-Аг датировки, выполненные в Университете Окаяма (Япония) для пород уймонской свиты, которые отвечают возрасту метаморфизма в 455—400 млн лет [10].

Для определения возраста метаморфизма пород уймонской свиты нами были выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализы фенгитов и глаукофанов из образцов 29-2 и С-1/15 [33]. Оба эти образца глаукофановых сланцев метабазитового состава содержат минеральную ассоциацию глаукофан + фенгит + эпидот + альбит + хлорит + кварц + магнетит и были отобраны на участке Ниж. Катанда. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования представлены на рис. 8. График ступенчатого нагрева фенгита из обр. 29-2 показывает хорошее плато с возрастом $485,3 \pm 2,1$ млн лет. В спектре глаукофана (обр. С-1/15) также выделяется возрастное плато на уровне $483,7 \pm 9,6$ млн лет. Близкие средневзвешенные оценки возраста, но при потенциально больших погрешностях определения, получены и для сопряженных минералов при одноступенчатом нагреве: по глаукофану из обр. С-1/15 — $491,2 \pm 4,7$ млн лет и по фенгиту из обр. 29-2 — $486,9 \pm 20,2$ млн лет. Температура закрытия К-Аг системы исследованных минералов совпадает в случае фенгита (350—400 °С) с оценкой температуры высокобарического метаморфизма, либо существенно превышает ее в случае глаукофана (500—550 °С). Поэтому измеренный возраст должен соответствовать времени образования минерала. Совпадение полученных датировок позволяет исключить влияние захваченного радиогенного аргона, с одной стороны, с другой — возможность искажения изотопных систем при поздних наложенных

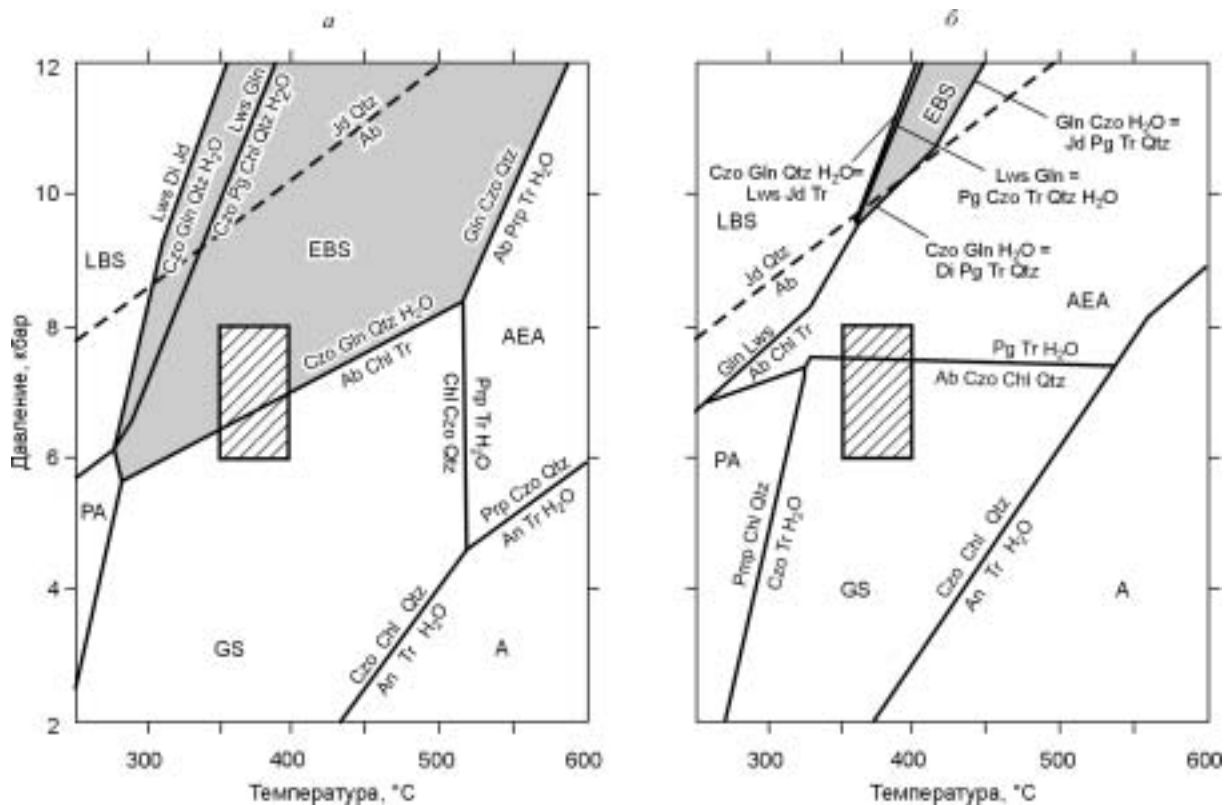


Рис. 7. *P-T* диаграммы для метабазитов, рассчитанные для различных составов фаз (пород), по [28].

a — железистые составы, *b* — магниезальные составы. EBS — эпидот-глаукофановые сланцы (серая заливка); LBS — лавсонит-глаукофановые сланцы, АЕА — альбит-эпидот-амфиболитовые парагенезисы, А — амфиболиты, GS — зеленые сланцы, PA — пумпеллиит-актинолитовые парагенезисы. Заштрихованные прямоугольники показывают положение глаукофановых сланцев (*a*) и зеленых сланцев (*b*) уймонской свиты в *P-T* координатах. Глаукофан появляется в более железистых породах, тогда как актинолит еще устойчив в магниезальных породах.

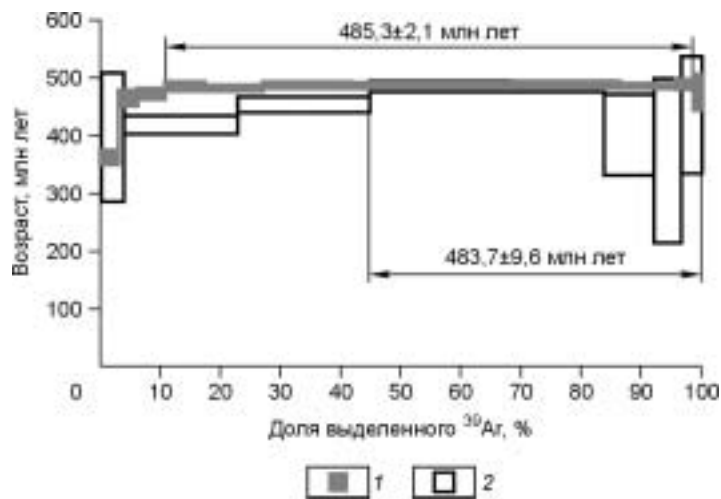


Рис. 8. Результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования. Стрелками показаны возрасты, рассчитанные по методу плато.

1 — фенгит (обр. 29-2), 2 — глаукофан (С-1/15).

воздействиях. Таким образом, полученные датировки указывают на раннеордовикский (тремадок-аренигский) возраст глаукофансланцевого метаморфизма уймонской свиты. Следует отметить, что этому времени отвечают К-Аг определения (473 ± 13 и 487 ± 22 млн лет) возраста ретроградного метаморфизма эклогитов Чаган-Узунского массива [5, 34] и U-Pb, Ar-Ar и Rb-Sr изотопные датировки (около 490 млн лет) раннепалеозойского кол-

лизионного гранитоидного магматизма в западной части Алтае-Саянской складчатой области [35]. Несоответствие полученных нами оценок возраста формирования глаукофановых сланцев уймонской свиты с опубликованными ранее К-Аг датировками (455—400 млн лет [10]) может свидетельствовать о двух этапах метаморфизма либо объясняются использованием различных методов изотопно-геохронологического датирования.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Присутствие в Уймонской зоне metabazaltov с геохимическими характеристиками, свойственными базальтам океанических островов и MORB, а также обогащенных Mn метачерт, мраморов, метаграувакк и офиолитовых пластин (серпентиниты, серпентинизированные дуниты и пироксениты) позволяет рассматривать эту структуру в целом, с учетом ее покровно-чешуйчатого строения [10, 11] как аккреционно-коллизийный комплекс. Он включает в себя фрагменты деформированной океанической коры, глаукофановые сланцы, сформировавшиеся в зоне субдукции, и породы аккреционного клина.

По составу протолита породы уймонской свиты сопоставимы также и с аккреционными комплексами активных континентальных окраин [36]. В частности, отмечаются черты сходства с глаукофановым поясом Санбагава и зеленосланцевым поясом Микабу в Японии [37], которые являются латеральными эквивалентами, но отличаются по степени метаморфизма и структурному уровню. Метабазиты пояса Санбагава также включают щелочные базальты с реликтовым пироксеном. Наоборот, зеленосланцевый комплекс Микабу сложен толеитовыми базальтами, турбидитами, вулканогенно-осадочными породами и богатыми Mn метачертами. Блоки серпентинитов также встречаются в пределах пояса Санбагава. Близкое литологическое сходство с этими высокобарическими низкотемпературными комплексами позволяет нам сделать вывод, что Уймонская зона представляет собой древнюю аккреционную призму Горного Алтая.

Можно предполагать, что формирование протолита пород уймонской свиты происходило в обстановке океанических островов или поднятий с кремнисто-карбонатным чехлом. При этом метапелиты, реконструируемые как граувакки, могут рассматриваться как вулканогенно-осадочные фации фланговых зон подводных вулканов, а слоистые метачерты и мраморы — как древние пелагические осадки и мелководно-морские карбонатные породы осадочного чехла симаунтов соответственно. При этом тектоническое совмещение пород, формировавшихся в различных геодинамических обстановках, имело место при вхождении симаунта в зону субдукции или непосредственно в субдукционной зоне.

Широкое площадное распространение глубоководных обстановок осадконакопления океанического генезиса в Алтайском секторе Палеоазиатского океана подтверждается и в работе [22]. Для засурьинской свиты [9, 23] установлено, что в таких обстановках накапливались вулканогенно-кремнисто-терригенные образования, имеющие в своем составе базальты и их туфы, кремни и терригенные породы. По геохимическим показателям базальты формировались в обстановках MORB, ложа океана или на склонах симаунтов. Во многих разрезах этого вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса обнаружены конодонты. Как было показано Н.В. Сенниковым с соавторами [23], конодонтовые комплексы из отложений засурьинской серии сгруппированы на двух возрастных уровнях: а) позднекембрийском (аксайско-раннебатырбайском) и б) раннеордовикском (позднетремадокско-раннеаренигском). Установлено, что общая продолжительность существования Алтайского сектора Палеоазиатского океана составляла около 40 млн лет.

На основании выявленного сходства химического состава и геохимических особенностей пород между метабазитами уймонской и базальтами засурьинской свит можно утверждать, что их протолиты

формировались в сходных геодинамических обстановках, но претерпели различные преобразования в ходе последующих тектонометаморфических событий. Следует ли из этого вывод о синхронности формирования протолитов метабазитов уймонской свиты и базальтов засурьинской свиты, или Алтайский сектор Палеоазиатского океана существовал гораздо более длительное время? Ответ на этот вопрос можно получить, если будет точно определен возраст протолита метабазитов уймонской свиты.

Пока же на основании проведенных нами исследований можно утверждать, что после венд-раннекембрийского субдукционного этапа, фиксируемого К-Аг и Аг-Аг изотопными датировками эклогитов из серпентинитового меланжа Чаган-Узунского массива (636—567 млн лет) [1, 5], в эволюции Палеоазиатского океана имела место раннеордовикская субдукция, результатом которой явился глаукофансланцевый метаморфизм пород уймонской свиты. Так же как и для Чаган-Узуна, возможной причиной прекращения субдукции могла быть коллизия симаунта с островной дугой (фрагментами которой, по-видимому, являются кембро-ордовикские вулканогенно-осадочные породы сугашской свиты, представленные туфами, туфогенными песчаниками, кремнистыми породами и известково-щелочными островодужными вулканитами), в результате чего комплекс был эксгумирован с глубины около 25 км. Но современная чешуйчатая структура террейна, включающего наряду с породами уймонской свиты более высокотемпературные метаморфические породы тургундинского комплекса, неметаморфизованные осадки и офиолитовые пластины, является результатом позднедевонской „косой“ коллизии Алтае-Монгольского террейна и Сибирского кратона [9, 34].

Авторы искренне благодарны рецензентам — академикам РАН Н.Л. Добрецову и А.А. Маракушеву за высказанные замечания, которые помогли улучшить представленную рукопись.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64622 и 02-05-64455), СО РАН (интеграционный проект № 6.7.2) и гранта Президента РФ (НШ-225.2003.5).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Буслов М.М., Ватанабе Т.** Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 1, с. 82—93.
2. **Родыгин А.И.** Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). Томск, Изд-во Том. ун-та, 1979, 200 с.
3. **Лепезин Г.Г.** Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1978, 230 с.
4. **Дук Г.Г.** Зеленосланцевые пояса повышенных давлений (Горный Алтай). Л., Наука, 1982, 184 с.
5. **Добрецов Н.Л.** Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология, 2000, т. 8, № 5, с. 451—476.
6. **Добрецов Н.Л., Лепезин Г.Г., Пукинская О.С.** Глаукофановые сланцы Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 1, с. 200—203.
7. **Дук Г.Г.** Глаукофансланцевые, глаукофанзеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб., Изд-во ИГиГД РАН, 1995, 272 с.
8. **Буслов М.М.** Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998, 44 с.
9. **Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю. и др.** Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 3, с. 383—397.
10. **Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др.** Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1—2, с. 49—75.
11. **Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.А.** Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // Докл. АН СССР, 1991, т. 318, № 2, с. 413—417.
12. **Кузнецова Л.Г.** Фактографическое описание глаукофансланцевых комплексов СССР. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1985, 156 с.
13. **Currie K.L., van Staal C.R.** The assemblage stilpnomelane-chlorite-phengitic mica: a geothermobarometer for blueschist and associated greenschist terranes // J. Metam. Geol., 1999, v. 17, p. 613—620.
14. **Leake B.E., Wooley A.R., Alps C.E.S. et al.** Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on newminerals and mineral names // Canad. Miner., 1997, v. 35, p. 219—246.
15. **Coleman R.G., Lee D.E.** Glaucophane-bearing metamorphic rock types of the Cazadero area, California // J. Petrol., 1963, v. 4, p. 260—301.
16. **Ernst W.G.** Petrogenesis of glaucophane schists // Ibid, p. 1—30.

17. **Добрецов Н.Л.** Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, Наука, 1974, 430 с.
18. **Bebout G.E., Ryan J.G., Leeman W.P., Bebout A.E.** Fractionation of trace elements by subduction-zone metamorphism — effect of convergent-margin thermal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 171, Iss. 1, p. 63—81.
19. **Becker H., Jochum K.P., Carlson R.W.** Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones // *Chem. Geol.*, 2000, v. 163, Iss. 1—4, p. 65—99.
20. **Волкова Н.И., Ступаков С.И., Симонов В.А., Нигматулина Е.Н.** Минералогия и условия образования метабазитов уймонской свиты (Горный Алтай) // *Петрология магматических и метаморфических комплексов*, Вып. 3, т. II. Томск, 2002, с. 163—167.
21. **Meschede M.** A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb—Zr—Y diagram // *Chem. Geol.*, 1986, v. 56, p. 207—218.
22. **Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал „Гео“, 2000, 187 с.
23. **Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д. и др.** Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44, № 1—2, с. 156—171.
24. **El-Shazly A.E.K.** Petrology of lawsonite-pumpellyite, and sodic amphibole-bearing metabasites from north-east Oman // *J. Metam. Geol.*, 1994, v. 12, p. 23—48.
25. **Winkler H.G.F.** Petrogenesis of metamorphic rocks. NY, Springer-Verlag, 1976, 348 p.
26. **Maruyama S., Suzuki K., Liou J.G.** Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures // *J. Petrol.*, 1983, v. 24, p. 583—604.
27. **Triboulet C.** The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S—A—F—M—C—Na—H₂O. 1. An empirical calibration // *J. Metam. Geol.*, 1992, v. 10, p. 545—556.
28. **Holland T.J.B., Powell R.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metam. Geol.*, 1998, v. 16, p. 309—343.
29. **Evans B.W.** Phase relations of epidote-blueschists // *Lithos*, 1990, v. 25, p. 3—23.
30. **Maruyama S., Cho M., Liou J.G.** Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles — a new geobarometer // *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1986, v. 164, p. 1—6.
31. **Волкова Н.И.** Геохимия и природа протолита метабазитов теректинского глаукофанзеленосланцевого комплекса (Горный Алтай) // *Докл. РАН*, 2003, т. 393, № 2, с. 224—228.
32. **Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др.** Sm-Nd изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // *Докл. РАН*, 2003, т. 388, № 2, с. 228—232.
33. **Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С.** Ордовикский глаукофансланцевый метаморфизм в Горном Алтае и проблемы его геодинамической интерпретации // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Иркутск, Изд-во ин-та географии СО РАН, 2003, с. 46—50.
34. **Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T. et al.** Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *J. Asian Earth Sci.*, 2001, v. 3, p. 203—224.
35. **Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // *Докл. РАН*, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.
36. **Maruyama S., Liou J.G., Terabayshi M.** Blueschists and eclogites of the world and their exhumation // *Intern. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 485—594.
37. **Wallis S., Banno S.** The Sambagawa belt — trends in research // *J. Metam. Geol.*, 1990, v. 8, p. 393—399.

*Рекомендована к печати 9 августа 2004 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию 19 марта 2004 г.,
после доработки — 14 июля 2004 г.*