

РОЛЬ ПРОЦЕССОВ КОНТАМИНАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ХАНГИНТУЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Т.Т. Врублевская, А.А. Цыганков, Б.Ц. Цыренов

Геологический институт СО РАН

670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а

E-mail: tsygan@gin.bsc.buryatia.ru

Поступила в редакцию 3 мая 2007 г.

На территории Западного Забайкалья находится один из крупнейших в мире Ангаро-Витимский батолит. Слагающие его породы, представленные разными по составу гранитоидами, от кварцевых диоритов до лейкогранитов, часто содержат мелкозернистые меланократовые включения различного состава, формы, размеров и, по-видимому, происхождения.

Изучена природа меланократовых включений в Хангинтуйском массиве – типичном представителе гранитоидов повышенной основности, на долю которых приходится порядка 20 % гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Установлено, что меланократовые включения являются переработанными ксенолитами вмещающих образований, ассимиляция которых приводит к возникновению гибридных пород кварцеводиоритового, кварцевомонцодиоритового и сиенитового состава, в зависимости от типа ассимилированных пород. Наиболее интенсивно процессы гибридизации проявлены в эндоконтактной фации интрузива.

Ключевые слова: *ассимиляция, гибридизм, гранитоиды, эндоконтактные фации.*

THE CONTAMINATION PROCESSES IN THE KHANGINTUI GRANITOID MASSIF FORMATION, WEST TRANSBAIKALIA

T.T. Vrublevskaya, A.A. Tsygankov, B.Ts. Tsyrenov

Geological Institute, Siberian Branch of RAS

The Angara-Vitim batholith, one of the largest ones in the world, occurs in the area of West Transbaikalia. Its rocks that are represented by various composition granitoids, from quartz diorites to leucogranites, often contain fine-grained melanocratic inclusions various in composition, form, size and likely in origin.

The nature of melanocratic inclusions in the Khangintui massif, typical melanocratic granitoids, that make up nearly 20 % of the Angara-Vitim batholith has been studied. It has been found that the melanocratic inclusions are the reworked xenoliths of host formations, which assimilation resulting in contaminated rocks of quartz-diorite, quartz-monzodiorite and syenite compositions depending on type of assimilated rocks. The processes of contamination are most intensely in the endocontact of the massif.

Key words: *assimilation, hybridism, granitoids, endocontact facies.*

Гибридизация первичных мантийных или коровых магм является одним из важнейших процессов, определяющих разнообразие изверженных пород. Понятие о гибридизме и гибридных породах было введено Харкером в 1905 году для обозначения разновидностей, образовавшихся путем ассимиляции застывших магматических образований магмой позднейших интрузий или путем смешения двух магм. Г. Тиррель под ассимиляцией понимал процесс, в результате которого вещество посторонней

породы или в жидком, или в твердом состоянии усваивается магмой. Ассимиляция, по его мнению, включает и смешение двух магм [Тиррель, 1932]. Х. Рид под контаминацией (термин был введен им в 1923 году) подразумевал только процесс усвоения магмой осадочных пород. В настоящее время оба понятия употребляются в одинаковом смысле, хотя некоторые различия в их понимании есть. Ассимиляция представляет собой полное усвоение ксенолитов без сохранения реликтов материального каркаса

поглощенных пород. Близкий смысл с термином ассимиляция имеют синтексис, инкорпорация, контаминация. Наиболее часто как синоним ассимиляции используется контаминация [Хьюд-жес, 1988]. Контаминация признается практически всеми, но ее роль в процессе формирования магматических пород оценивается неоднозначно. Недостаточно разработаны вопросы физической сущности процесса контаминации. Первые идеи об этом были высказаны Р. Дэли [1936], который много внимания уделял магматической ассимиляции. Более серьезно вопросы физической сущности процесса контаминации затронуты в работе [Furlong, Meyers, 1985].

Применительно к гранитоидам в последние 10-15 лет получены многочисленные геологические (мафические включения, композитные дайки) и геохимические свидетельства непосредственного участия мантийных базальтоидных магм в формировании некоторых их типов. Следует подчеркнуть, что прямым свидетельством одновременного внедрения базитовых и кислых магм в интрузивных сериях являются меланократовые включения (MME – mafic microgranular enclaves). В результате их всестороннего изучения выявлены минералого-петрографические, геохимические и структурные критерии, позволяющие отличать включения, образовавшиеся в результате механического (mingling) смешения контрастных магм, от включений иного происхождения. Более того, по мнению некоторых авторов [Попов, 1986], подавляющее большинство включений является именно результатом смешения. При этом минглинг, как правило, не приводит к существенному изменению состава вмещающих гранитоидов [Литвиновский и др., 1995] в силу несопоставимости объемов магм и быстрой кристаллизации включений, тогда как последние напротив – испытывают интенсивные минералогические и геохимические преобразования, до неузнаваемости меняющие их состав. Полное химическое смешение, происходящее на более глубоких уровнях, ведет к появлению магм «промежуточного» – кварцевомонзонитового, кварцевосиенитового состава.

Очевидно, что к сходному результату приводят и процессы гибридизации магм, происходящие и на уровне становления интрузива, однако в большинстве случаев масштабы такой гибридизации относительно невелики.

Нами проведено детальное минералого-петрографическое и геохимическое изучение пород Хангинтуйского массива кварцевых си-

енитов, содержащего многочисленные разные по составу меланократовые включения. Среди этих включений присутствуют ксенолиты ороговикованных сланцев, сохраняющие структурные признаки метаморфических пород, а также амфибол-плагиоклазовые включения неясного происхождения. Целью наших исследований было выяснение природы этих включений, характера процессов гибридизации магмы, зависимости состава гибридных изверженных пород от состава включений и вмещающих образований.

Методы исследования

Общий анализ пород был выполнен в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ). Содержания SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 определяли фотометрическим методом; CaO , MgO , MnO , Fe_2O_3 – атомно-абсорбционным; FeO – титриметрическим; F – потенциометрическим; Na_2O , K_2O – методом фотометрии пламени, аналитики А.А. Цыренова, В.А. Иванова, Г.И. Булдаева, И.В. Бардамова, Н.Л. Гусева. Концентрации элементов-примесей (Rb , Sr , Y , Zr , Ba , Cu , Zn , Pb , Th) установлены методом рентгеноспектрального анализа на установке VRA-30, пределы обнаружения (в ppm): Rb – 3, Sr – 3, Y – 5, Zr – 10, Nb – 2, Ba – 30, Th – 20, Cu – 30, Zn – 10, Pb – 15; аналитик Б.Ж. Жалсараев. Редкоземельные элементы анализировались химико-спектральным методом (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) с выделением REE путем осаждения по методике, разработанной в ИГХ СО РАН, Иркутск. Спектрографическое определение отдельных REE проводилось с использованием дифракционного спектрографа ДФС-13 с решеткой 1200 шт/мм. Фотографирование спектров осуществлялось в три приема в области 280, 320, 430 нм с использованием относительной интенсивности линий. Внутренний стандарт Tm вводился в каждую пробу. Погрешность определения составляет 15-20 отн. %, аналитики Т.И. Казанцева, Л.А. Левантуева.

Электронно-зондовые анализы минералов проведены С.В. Канакиным и Н.С. Кармановым (ГИН СО РАН) на модернизированном приборе MAP-3 [Карманов, Канакин, 1998], работающем на основе программного комплекса MARShell [Канакин, Карманов, 1998]. Параметры анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 40 нА, размер зонда 2 мкм, метод расчета матричных эффектов PAP, массовые коэффициенты поглощения по О.С. Маренкову [1982].

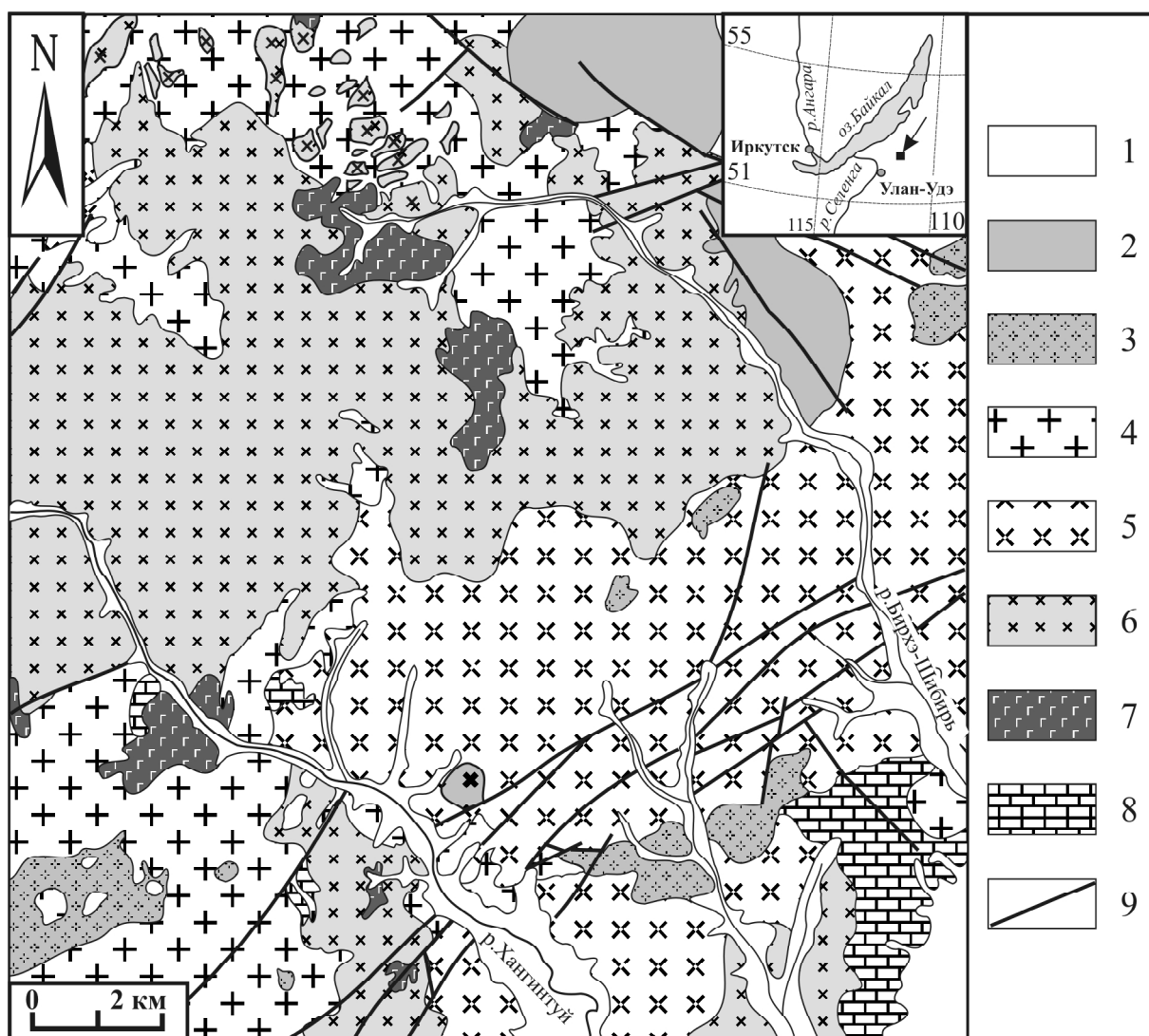


Рис. 1. Схема геологического строения центральной и восточной частей Хангинтуйского массива. Составлена на основе геологической карты м-ба 1 : 50 000, представленной Ф.Г. Рейфом.

1 – четвертичные отложения; 2 – среднезернистые щелочные граниты куналейского комплекса; 3, 4 – зазинский комплекс: мелкозернистые граниты II (3) и крупно-среднезернистые лейкограниты I (4) фаз; 5, 6 – баргузинский комплекс: 5 – гигантопорфировидные биотитовые граниты, 6 – порфировидные кварцевые сиениты (Хангинтуйский массив); 7 – габброиды; 8 – раннепалеозойские известняки и доломиты; 9 – разрывные нарушения.

Эталоны: Si – кварц, Ti – рутил, Al – корунд, Cr – хромит 79-62, Fe – гематит, Mn – марганцевый гранат, Mg, Ca – голубой диопсид, Na – альбит, K – ортоклаз 359/1, F – F-флогопит, Cl – Cs_2ReCl_6 , Ba – барит. Ошибка анализа при 99-процентном доверительном уровне (мас. %): Si – 0,794-0,697; Ti – 0,033-0,111; Al – 0,412-0,079; Cr – 0,047-0,063; Fe – 0,054-0,354; Mn – 0,038-0,097; Ca – 0,104-0,309; Na – 0,148-0,088; K – 0,087-0,023 (в полевых шпатах и темноцветных минералах соответственно); Ba – 0,097, Sr – 0,205 (в полевых шпатах); F – 0,216, Cl – 0,032 (в биотитах, амфиболах). Пределы обнаружения

(мас. %): SiO_2 , Cr_2O_3 , FeO, Na_2O – 0,07; MnO – 0,06; Al_2O_3 – 0,05; TiO_2 – 0,04; MgO, CaO, K_2O – 0,03; BaO – 0,13; F – 0,24; Cl – 0,035. Данные по изотопии кислорода получены на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 в лаборатории стабильных изотопов Аналитического центра Дальневосточного геологического института ДВО РАН, аналитики Т.И. Корчевская, Т.А. Веливецкая.

Геологическое положение

Хангинтуйский кварцевосиенитовый массив расположен в 140 км к северо-востоку

от г. Улан-Удэ, на южных склонах хребта Улан-Бургасы, в среднем течении р. Курбы, в основном между ее правыми притоками – руч. Хангинтуй и Бирхэ-Шибирь. Площадь массива около 96 км². Согласно существующим представлениям, Хангинтуйский массив входит в состав баргузинского комплекса, породами которого сложен один из крупнейших в Центральной Азии Ангаро-Витимский ареал-плутон (батолит), занимающий площадь порядка 150 000 км². В составе баргузинского комплекса выделяют гранитоиды повышенной основности – монцонитоиды, кварцевые сиениты, гранодиориты, на долю которых приходится порядка 20 % объема батолита [Литвиновский и др., 1992], и преобладающие авто- и аллохтонные известково-щелочные биотитовые граниты, иногда дифференцированные до лейкогранитов и аляски-тов. До недавнего времени гранитоиды повышенной основности рассматривались в качестве ранних образований Ангаро-Витимского батолита, однако полученные в последние годы изотопно-геохронологические данные свидетельствуют об их преимущественно более позднем формировании, по сравнению с «нормальными» гранитами [Цыганков и др., 2007].

Хангинтуйский массив слегка вытянут в субмеридиональном направлении и разбит на мелкие тела при внедрении молодых гранитоидов (рис. 1). Большая его часть сложена крупносреднезернистыми порфировидными амфибол-биотитовыми кварцевыми сиенитами, наряду с которыми отмечаются мезократовые разновидности, отвечающие гранодиоритам, и лейкократовые, соответствующие граносиенитам и гранитам. В жильной серии присутствуют дайки микродиоритов, вогезитов, сиенит-порфиров, аплитов, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до 1-2 м.

Стратифицированные отложения в районе Хангинтуйского массива пользуются незначительным распространением. Среди них преобладают метатерригенные и карбонатные отложения, превращенные в процессе метаморфизма зеленосланцевой фации в кварц-эпидотовые, кварц-альбит-хлоритовые, кварц-биотитовые сланцы и мраморы. Вместе с тем, непосредственные контакты с этими отложениями практически отсутствуют, поскольку уничтожены более молодыми гранитоидами. В итоге, судить о характере вмещающих пород, существовавших во время внедрения Хангинтуйской интрузии, можно лишь по редким, но сравни-

тельно крупным останцам (биотитовые сланцы в среднем течении р. Хангинтуй; известняки с прослоями доломитов на правобережье р. Курбы) и многочисленным ксенолитам роговиков. Кроме того, в пределах Хангинтуйского массива закартированы разновеликие ксенолиты и останцы габброидов, достигающие 3,5-4 км². Аналогичного состава габброиды слагают Орефьевский массив площадью порядка 20 км², расположенный в 25 км к западу от Хангинтуйского плутона. Габброиды, слагающие останцы, в разной степени амфиболизированы, калишпатизированы и окварцованы, на контакте с вмещающими гранитоидами нередко ороговикова-ны, что указывает на их более раннее формирование. Во время геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [Рейф, 1976] габброиды выделялись в качестве ранней фазы гранитоидных интрузий, однако изотопно-геохронологические данные, подтверждающие или опровергающие это предположение, пока отсутствуют.

Кроме преобладающих порфировидных кварцевых сиенитов в Хангинтуйском массиве широко развиты гибридные породы, приуроченные в основном к крупным ксенолитам и останцам габброидов и биотитовых сланцев. Эти участки насыщены меланократовыми включениями, большая часть которых представляет собой ороговикованные ксенолиты вмещающих сланцев. Доказательством этого служат унаследованная тонкополосчатая текстура ксенолитов, а также часто наблюдаемые смещения обломков относительно друг друга. Размеры ксенолитов варьируют от десятков сантиметров в поперечнике до микровключений, распознаваемых лишь под микроскопом. Форма их также разнообразна – от остроугольной до округлой. Кроме того, достаточно широко распространены меланократовые включения амфибол-плагиоклазового состава, происхождение которых не столь однозначно. Среди них есть как изометрично-округлые, так и угловатые разновидности. Содержащие включения гибридные породы (кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты, биотитовые кварц-содержащие сиениты), далее мы будем называть их «породами эндоконтактной фации», отличаются от негибридизированных кварцевых сиенитов более меланократовым обликом, такситовой текстурой, выражающейся в обогащении отдельных участков порфиروبластами биотита и порфировидными кристаллами зонального плагиоклаза.

Минералого-петрографическая характеристика пород массива

Амфибол-биотитовые кварцевые сиениты представляют собой крупно-среднезернистые порфировидные породы с массивной текстурой, сложенные плагиоклазом, щелочным полевым шпатом, амфиболом, биотитом, кварцем. Акцессорные – магнетит, титанит, апатит, циркон, изредка встречается ортит. Количественные соотношения породообразующих минералов варьируют достаточно широко: Pl – 10-30, K-Na fs – 40-60, Qtz – 5-12, Amp – 3-10, Bt – 5-12; акцессорные – от единичных зерен до 3-4 об. %.

Плагиоклаз большей частью образует идиоморфные кристаллы призматической формы, размером от 0,5 до 1-2 мм. Он представлен олигоклазом с широко варьирующим содержанием анортитовой составляющей (рис. 2). В некоторых кристаллах отмечается слабо выраженная зональность: центр – 23,8 мол. % An, край – 19,2. Плагиоклаз незначительно подвержен вторичным изменениям, лишь центральная зона отдельных зерен соссюритизирована. К-Na щелочной полевой шпат образует идиоморфные порфировидные выделения размером от 5 мм до

1-2 см, содержащие включения биотита, кварца, корродированные призмы плагиоклаза. В отдельных кристаллах эти включения располагаются по зонам роста, что свидетельствует о более позднем образовании порфировидных кристаллов. В среднезернистой основной массе щелочной полевой шпат образует идиоморфные кристаллы и ксеноморфные выделения размером до 2 мм. Содержание альбитовой составляющей в K-Na полевоом шпате меняется от 20,7 – в ранних высокотемпературных полевых шпатах до 6,5 мол. % – в поздних интерстициальных выделениях.

Кварц в породе распределен очень неравномерно, в некоторых шлифах его количество не превышает 5 об. %, в других – достигает 15-20 %. Кварц отмечается в виде ксеноморфных выделений размером до 1-2,5 мм.

Амфибол образует кристаллы призматической формы или неправильные зерна размером от 0,5 до 2-3 мм. Он относится к группе кальциевых и, согласно классификации [Leak et al., 1997], представлен магнезиальной гастингситовой роговой обманкой, магнезиальной роговой обманкой и эденитовой роговой обманкой. Ранняя магнезиальная гастингситовая роговая обманка имеет насыщенную зеленую

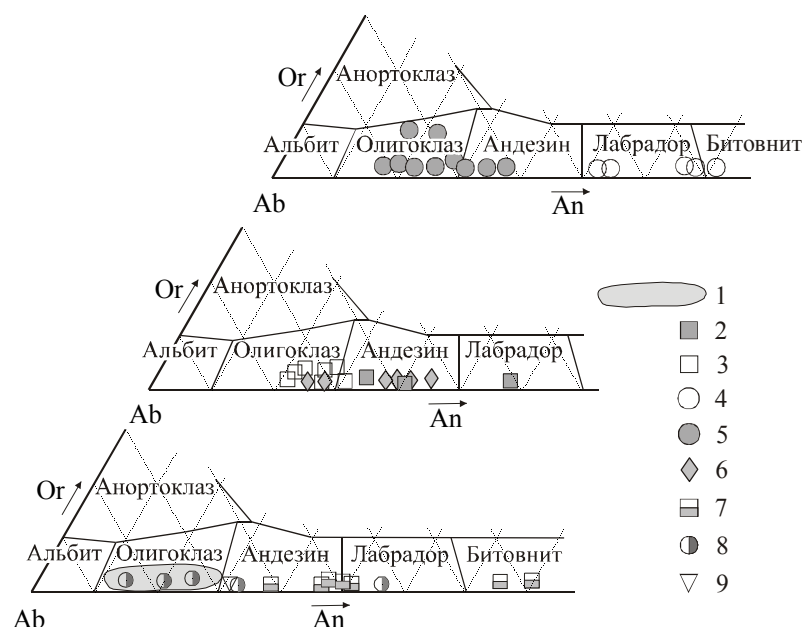


Рис. 2. Состав плагиоклаза из основных разновидностей пород Хангинтуйского массива.

1 – кварцевые сиениты, 2 – центр зональных кристаллов из эндоконтактовых кварцевых диоритов, 3 – краевые зоны и незональные кристаллы из кварцевых диоритов, 4 – центральная часть зональных кристаллов из диоритоподобных пород, 5 – край и незональные кристаллы из диоритоподобных пород, 6 – эндоконтактовые кварцсодержащие сиениты, 7 – биотитовые сланцы, 8 – ксенолиты габбро, 9 – ксенолиты роговиков. Поля состава плагиоклазов взяты из программы Minpet 2.02 (1988-1995), разработанной L.R. Richard в Скрипсовском институте океанографии Калифорнийского университета в г. Сан-Диего (США).

Таблица 1

Средний химический состав
(мас. %) амфибола

Компо- ненты	1 n = 16	2 n = 7	3 n = 12	4 n = 2	5 n = 6
SiO ₂	43,62	45,45	47,04	48,34	46,81
TiO ₂	1,28	1,16	0,87	0,89	0,73
Al ₂ O ₃	8,34	7,75	7,01	6,62	7,02
FeO	19,32	17,31	15,57	14,64	16,53
MnO	0,66	0,53	0,56	0,43	0,73
MgO	10,20	11,46	12,84	12,76	12,18
CaO	11,40	11,76	11,94	12,04	11,70
Na ₂ O	1,62	1,16	1,08	1,06	1,36
K ₂ O	1,14	0,93	0,73	0,73	0,87
F	0,73	0,41	0,42	0,53	0,79
Сумма	98,31	97,92	98,06	98,07	98,72
Количество ионов на 23 атома кислорода					
Si	6,559	6,751	6,898	7,101	6,893
Al(IV)	1,441	1,249	1,102	0,899	1,107
Al(VI)	0,042	0,107	0,117	0,246	0,11
Ti	0,145	0,130	0,096	0,098	0,081
Fe ³⁺	0,735	0,620	0,589	0,230	0,585
Fe ²⁺	1,691	1,531	1,313	1,572	1,451
Mn	0,091	0,066	0,070	0,053	0,091
Mg	2,287	2,538	2,807	2,793	2,673
Ca	1,837	1,872	1,877	1,894	1,846
Na	0,472	0,333	0,306	0,301	0,387
K	0,219	0,177	0,136	0,138	0,163
f	51,54	45,88	40,49	39,29	43,24

Примечание. 1 – кварцевые сиениты, 2 – эндоконтактовые кварцевые диориты, 3 – диоритоподобные включения, 4 – ксенолиты роговиков, 5 – выплавка в диоритоподобных породах; n – число анализов; $f = (Fe^{2+} + Fe^{3+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg) \times 100$, Fe^{3+} рассчитано с помощью программы Minpet 2,02 (1988-1995), разработанной L.R. Richard в Скрипсовском институте океанографии Калифорнийского университета, г. Сан-Диего.

окраску по сравнению с поздней слабо окрашенной эденитовой роговой обманкой, которая выделяется в виде неправильных зерен и, как правило, ассоциирует с магнетитом. Железистость амфибола из кварцевых сиенитов колеблется от 56,0 до 47,7 при среднем значении 51,54 (табл. 1). Максимально железистые амфиболы содержат больше Al, Ti, щелочей (рис. 3), что указывает на более высокую температуру их кристаллизации. В позднем магнетиальном амфиболе выше концентрация Fe^{3+} что свидетельствует об изменении фугитивности кислорода по мере кристаллизации расплава. С возрастанием степени окисленности железа увеличивается количество F в магнетиальной роговой обманке.

Содержание биотита в кварцевых сиенитах колеблется от единичных зерен до 15-17 об. %, когда он становится единственным темноцветным минералом. Биотит ассоциирует с амфиболом или слагает отдельные выделения размером от 0,5 до 1,5-2 мм. Коэффициент железистости биотита варьирует от 38 до 49. Более железистый биотит содержит больше Ti. Между коэффициентом железистости биотита и содержанием Fe^{3+} в нем существует обратная зависимость: биотиты, содержащие максимум Fe^{3+} , более магнетиальны, так как возрастание фугитивности кислорода способствует вхождению железа в состав магнетита. Биотит является наиболее чувствительным индикатором концентрации F в расплаве. В кварцевых сиенитах из породообразующих минералов, содержащих F, он максимально обогащен им (табл. 2). Известно, что F накапливается в конце магматического процесса, поэтому в позднем магнетиальном биотите, обогащенном Fe^{3+} , концентрация F выше (рис. 4).

Из аксессуарных минералов в Хангинтуйском массиве наиболее распространены магнетит и титанит. Титанит образует зерна неправильной формы и идиоморфные кристаллы размером от 0,2 до 1-1,5 мм. Часто ассоциирует с магнетитом, находясь во взаимном срастании с ним. Титанит ассоциирует также с амфиболом и биотитом в виде мелких зернышек, включенных в крупные кристаллы этих минералов. Титанит из кварцевых сиенитов обогащен Al, Fe, Nb, La, Ce, Y, но содержит меньше Ti, чем титанит из других разновидностей пород Хангинтуйского массива (рис. 5, табл. 3). Максимум Y и LREE содержит поздний титанит, выполняющий интерстиции между кристаллами щелочного полевого шпата.

Магнетит образует выделения разнообразной формы: от мелких каплевидных зернышек в ассоциации с титанитом, амфиболом и биотитом до обособлений округлой и неправильной формы размером от 0,5 до 1 мм, часто окруженных тонкой оторочкой из титанита в срастании с мельчайшими идиоморфными кристалликами апатита. Заметные различия в составе магнетита из разных пород прослеживаются лишь по содержанию V и Fe^{3+} . В магнетите из кварцевых сиенитов выше окисленность Fe, однако он обеднен V, максимальная концентрация которого отмечается в магнетите из диоритоподобных пород (табл. 4).

Температура кристаллизации кварцевых сиенитов, вычисленная с использованием гео-

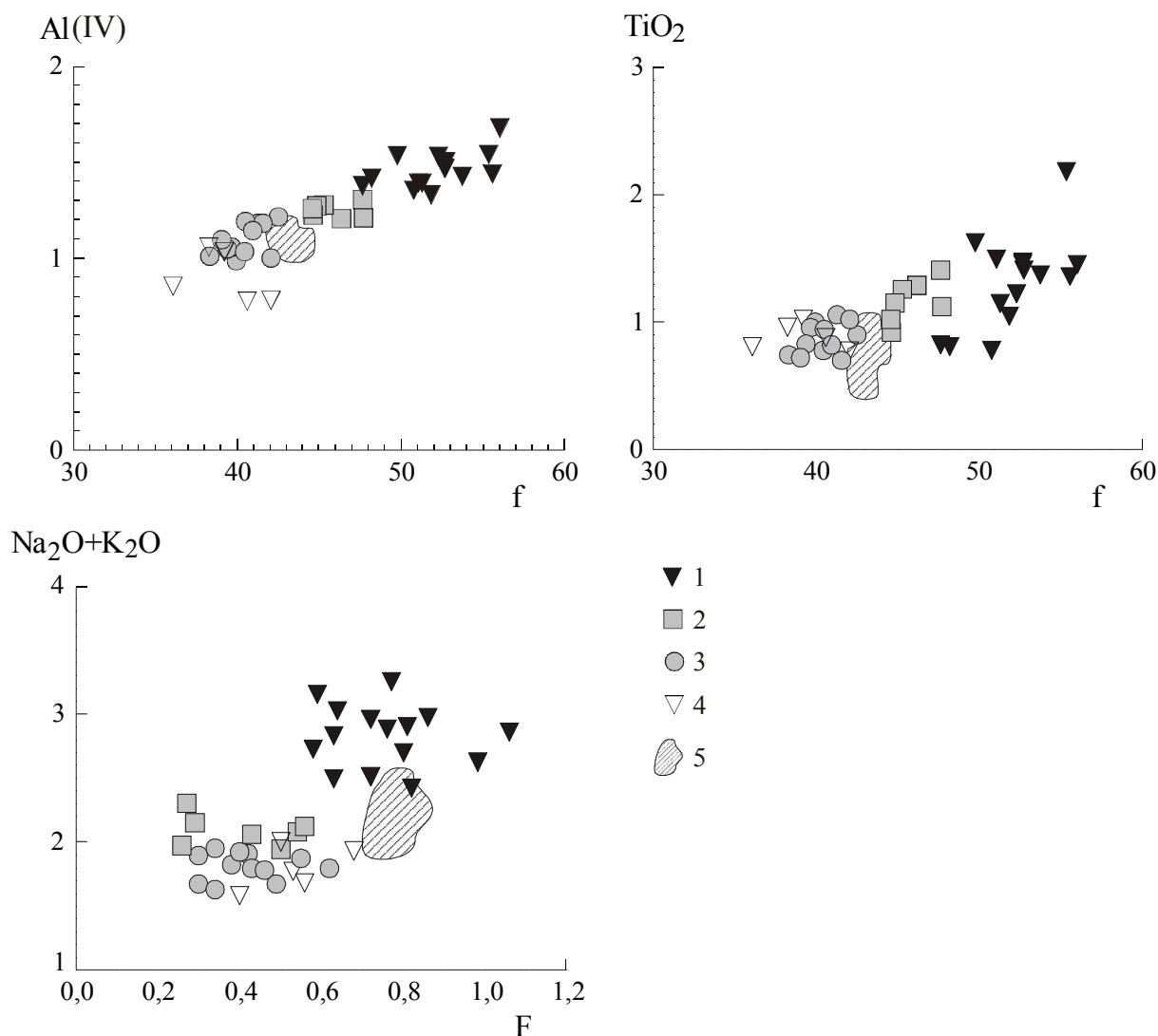


Рис. 3. Особенности составов амфибола из пород Хангинтуйского массива.

1 – кварцевые сиениты, 2 – эндоконтактные кварцевые диориты, 3 – диоритоподобные включения, 4 – ксенолиты роговиков, 5 – метатект в диоритоподобных породах.

термометра [Holland, Blundy, 1994], составляет 770°C. Давление, рассчитанное по [Hollister et al., 1987; Ферштатер, 1990], в среднем равнялось 3,7 кбар. Фигуративные точки составов биотита из кварцевых сиенитов, нанесенные на диаграмму Fe²⁺–Fe³⁺–Mg [Wones, Eugster, 1965], располагаются в поле между буферами NNO и НМ, тяготея к линии НМ (рис. 6).

Вмещающие отложения

Вмещающие образования, как отмечалось, представлены останцами биотитовых сланцев, карбонатных пород (далее не рассматриваются), габброидов и разнообразными ксенолитами.

Биотитовые сланцы – это мелкозернистые темно-серые почти черные породы со слан-

цеватой текстурой. На отдельных участках текстура полосчатая, обусловленная чередованием полос биотитового и кварц-полевошпатового состава. Сланцы состоят из (об. %) переменных количеств биотита (70-50), плагиоклаза (10-20) и кварца (20-30). Из акцессорных минералов присутствуют апатит и циркон. Апатит образует обособления (размером до 0,5 мм), состоящие из агрегата мелких зернышек и идиоморфные кристаллики. Характерно, что скопления распределены в сланцах очень неравномерно: от 0,5 об. % до почти полного отсутствия, когда апатит в ассоциации с цирконом отмечается в виде мельчайших включений в биотите, окруженном плеохроичными ореолами. Состав плагиоклаза в сланцах варьирует от олигоклаза и андезина № 43 до битовнита № 80 (рис. 2).

Таблица 2

Средний химический состав (мас. %) биотита

Компоненты	1 n = 14	2 n = 11	3 n = 15	4 n = 2	5 n = 2	6 n = 11	7 n = 12	8 n = 4	9 n = 6
SiO ₂	37,54	37,01	37,12	36,59	35,80	36,00	35,71	36,44	38,52
TiO ₂	2,09	2,58	2,78	3,50	3,68	2,36	3,09	3,30	2,36
Al ₂ O ₃	13,35	14,10	13,97	13,87	13,91	17,89	17,46	15,45	12,91
Fe ₂ O ₃	4,20	3,48	3,56	3,24	2,81	0,77	0,74	2,14	4,73
FeO	14,38	15,57	13,92	14,43	19,93	16,68	19,52	16,96	11,85
MnO	0,44	0,32	0,35	0,28	0,39	0,31	0,31	0,17	0,38
MgO	13,00	12,58	13,79	13,23	9,52	11,10	8,81	11,41	15,10
CaO	0,04	0,04	0,09	0,04	0,04	0,07	0,03	0,03	0,08
Na ₂ O	0,10	0,09	0,07	0,07	0,09	0,18	0,08	0,07	0,07
K ₂ O	9,62	9,58	9,19	10,03	9,38	9,59	9,91	9,70	9,53
F	1,71	0,75	0,78	1,07	0,58	0,48	0,44	0,54	1,31
Сумма	96,47	95,63	96,10	96,35	96,13	95,43	96,10	96,21	96,84
Количество ионов на 11 атомов кислорода									
Si	2,372	2,329	2,327	2,300	2,276	2,250	2,249	2,283	2,390
Al(IV)	0,994	1,045	0,998	1,027	1,042	1,317	1,295	1,140	0,944
Ti	0,099	0,122	0,131	0,166	0,176	0,111	0,147	0,156	0,110
Fe ³⁺	0,202	0,167	0,169	0,155	0,134	0,037	0,036	0,103	0,224
Fe ²⁺	0,759	0,819	0,730	0,759	1,060	0,811	1,028	0,889	0,601
Mn	0,024	0,017	0,018	0,015	0,021	0,016	0,016	0,008	0,020
Mg	1,225	1,180	1,289	1,240	0,902	1,034	0,826	1,065	1,397
Ca	0,003	0,003	0,006	0,003	0,003	0,005	0,002	0,002	0,005
Na	0,012	0,010	0,008	0,009	0,011	0,022	0,010	0,008	0,008
K	0,776	0,769	0,735	0,805	0,761	0,765	0,796	0,775	0,755
f	44,00	45,52	41,04	42,43	56,97	46,80	56,55	48,20	37,11

Примечание. 5 – эндоконтактовые кварцсодержащие сиениты, 6 – биотитовые сланцы, 7 – меланосомы, 8 – лейкосома, 9 – выплавка в диоритоподобных породах. Остальные сведения см. табл. 1.

Биотит резко отличается от биотита из магматических пород максимальным содержанием Al₂O₃ и минимальной концентрацией F (табл. 2, рис. 4), при железистости 43-47 %.

Габброиды в пределах Хангинтуйского массива представлены среднезернистыми массивными темно-серыми габброноритами с гипидиоморфнозернистой, иногда офитовой микроструктурой. Породы сложены плагиоклазом (60-70 об. %), ортопироксеном, клинопироксеном и амфиболом. Плагиоклаз образует призматические кристаллы размером 2,5-3 мм, состав его колеблется от лабрадора № 56 до альбита, что, по-видимому, связано с деанортитизацией под воздействием гранитоидной магмы. Темноцветные минералы представлены клинопироксеном (10-15 об. %) и тремолит-магнетитовыми агрегатами изометричной и неправильной формы, развивающимися по оливину (2-7 об. %), иногда с оторочкой из ортопироксена. Кроме того, присутствуют амфибол и биотит, псевдоморфно замещающие клинопироксен и образу-

ющие на отдельных участках скопления размером до 2-2,5 мм. В интерстициях между призматическими зернами плагиоклаза встречается щелочной полевой шпат. Из акцессорных минералов отмечены магнетит и апатит. Апатит (от ед. зерен до десятых долей %) образует мельчайшие игольчатые и призматические кристаллики. Магнетит (5-7 %) слагает выделения изометричной и неправильной формы в интерстициях и включения в темноцветных минералах.

Роговики, многочисленные ксенолиты которых присутствуют в породах Хангинтуйского массива, можно разделить на две группы: кварц-биотит-кордиеритовые, образующиеся по биотитовым сланцам и амфибол-плагиоклазовые породы (роговики), происхождение которых не столь очевидно. Последние представляют собой мелкозернистые мезократовые массивные породы с гранобластовой и роговиковой микроструктурой. В одних случаях валовой состав этих пород близок к составу наименее измененных габбро, в других – приближается

к диоритовому. В таких разностях сохраняются реликты порфировой структуры.

При ороговиковании порфировые выделения замещаются агрегатом мелких зерен амфибола (30-50 об. %). Амфибол насыщен мельчайшими округлыми зернышками магнетита, содержание которого достигает 5 об. %. Из других аксессуарных минералов присутствует титанит – около 1 %. Остальной объем занимает плагиоклаз. Состав его соответствует олигоклазу-андезину (27-32 % An). Амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой, имеющей самую низкую железистость из всех разновидностей пород массива (табл. 1). Биотит в роговиках (не более 2-3 об. %) развивается по амфиболу, образуя мелкочешуйчатые агрегаты. От биотитов кварцевых сиенитов отличается большим содержанием TiO_2 (табл. 2), а от биотитов эндоконтактных пород – большей концентрацией фтора (рис. 4). Аксессуарный титанит из роговиков обеднен редкими элементами по сравнению с титанитом из кварцевых сиенитов (рис. 5). Четкие граничные поверхности ксенолитов сохраняются лишь при относительно небольшой степени «переработки» ксеногенного материала. При более интенсивном преобразовании контуры ксенолитов «расплываются», становятся трудноразличимыми и исчезают вовсе. В результате, присутствие ксенолита угадывается лишь по обогащению отдельных участков темноцветными минералами и текстурной неоднородности пород. Такие образования, в которых ксеногенный материал полностью диспергирован и, по-видимому, частично переплавлен, представляют собой собственно эндоконтактную фацию пород, описываемых ниже. Здесь же мы рассмотрим переход от типичных Amp-Pl роговиков с характерной роговиковой или гранобластовой структурой к *диоритоподобным* породам сходного минерального состава (Amp-Pl), но отличающихся от роговиков микроструктурными особенностями (порфировидные выделения плагиоклаза, игольчатый амфибол) и составом минералов.

Рис. 4. Диаграмма Al_2O_3 –F для биотита из пород Хангинтуйского массива.

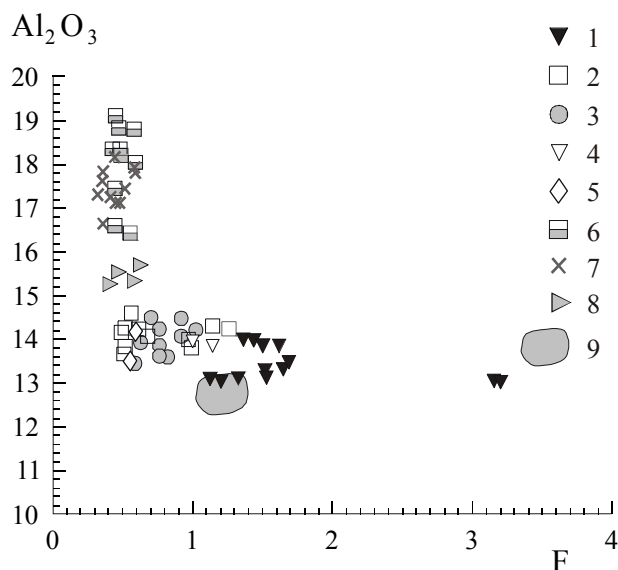
1 – кварцевые сиениты, 2 – эндоконтактные кварцевые диориты, 3 – диоритоподобные включения, 4 – ксенолиты роговиков, 5 – эндоконтактные кварцсодержащие сиениты, 6 – мигматизированные биотитовые сланцы, 7 – меланосома, 8 – лейкосома, 9 – метатект в диоритоподобных породах.

Для них характерна такситовая текстура, обусловленная пятнистым расположением лейкократовых кварц-полевошпатовых обособлений на фоне мезократовых, и порфировидная структура с неравномерным распределением плагиоклазовых вкрапленников. Плагиоклаз во вкрапленниках резко зональный, содержание анортита в центральной части достигает 52-72 мол. % (рис. 2), тогда как краевые зоны соответствуют олигоклазу № 19-23. В основной массе плагиоклаз представлен андезином и олигоклазом.

Амфибол в этих диоритоподобных включениях образует игольчатые кристаллы размером до 2-4 мм, отвечающие по составу магнезиальной роговой обманке с f (железистость) = 37-43 %, что в целом близко к железистости амфибола из роговиков (табл.1). Отличие от последних и от амфиболов всех прочих пород заключается в минимальном содержании Al, Ti, Na, K, F (рис. 3). Биотит в породах развивается по амфиболу и его количество не превышает 2-5 об. %. Как и амфибол, он наиболее магнезиален с низкой концентрацией F (рис. 4).

Особенностью минерального состава диоритоподобных разновидностей является обогащенность их магнетитом (до 5-7 об. %) и титанитом (до 3-4 об. %). От одноименных минералов из кварцевых сиенитов они отличаются максимальной концентрацией V при меньшей окисленности железа в магнетите и большим содержанием TiO_2 в титаните. Кроме того, титанит из включений обеднен F, La, Ce, Nb и Y (рис. 5, табл. 3).

Дальнейшее возрастание интенсивности переработки ксеногенного материала приводит



к изменению минерального состава включений. Постепенно в диоритоподобных породах увеличивается количество биотита, развивающегося по амфиболу (рис. 7а), затем амфибол совсем исчезает из состава включений и амфибол-плагноклазовый парагенезис сменяется биотит-плагноклаз-кварц-магнетитовым (рис. 7б). Часто на месте включения остается только мелкозернистый биотит-магнетитовый агрегат, а в отдельных случаях сохраняется лишь тень ксенолита, подчеркнутая мелкими зернышками магнетита и редкими чешуйками биотита (рис. 7в).

Р-Т условия кристаллизации диоритоподобных включений, согласно данным Amr-P1 термобарометрии [Hollister et al., 1987; Ферштатер, 1990; Holland, Blundy, 1994], составляли 2 кбар и 690°C . Эти значения заметно ниже по сравнению с вышеописанными кварцевыми сиенитами. По-видимому, это определяется тем, что рассматриваемые породы по сути дела являются результатом реакционного преобразования ксенолитов роговиков. Сохранение ими более или менее чет-

ких контуров говорит о том, что плавление если и имело место при их образовании, то было заведомо незначительным, поскольку иначе недоплавленный материал (рестит) должен был бы полностью диспергироваться, что и наблюдается в случае «теневых» ксенолитов и гибридных эндоконтактовых пород в целом. Следовательно, сравнительно низкие Р-Т параметры, фиксируемые по диоритоподобным включениям, отражают условия твердофазных реакций, протекавших при участии расплава и/или флюида.

Породы эндоконтактовой зоны

Породы гибридного происхождения, т.е. содержащие то или иное количество ассимилированного материала, в Хангинтуйском массиве отмечались еще в ходе геологосъемочных работ, но вещественный состав и условия их образования не изучены. О гибридном характере пород эндоконтактовой зоны свидетельствуют следующие признаки: 1) повсеместное распространение

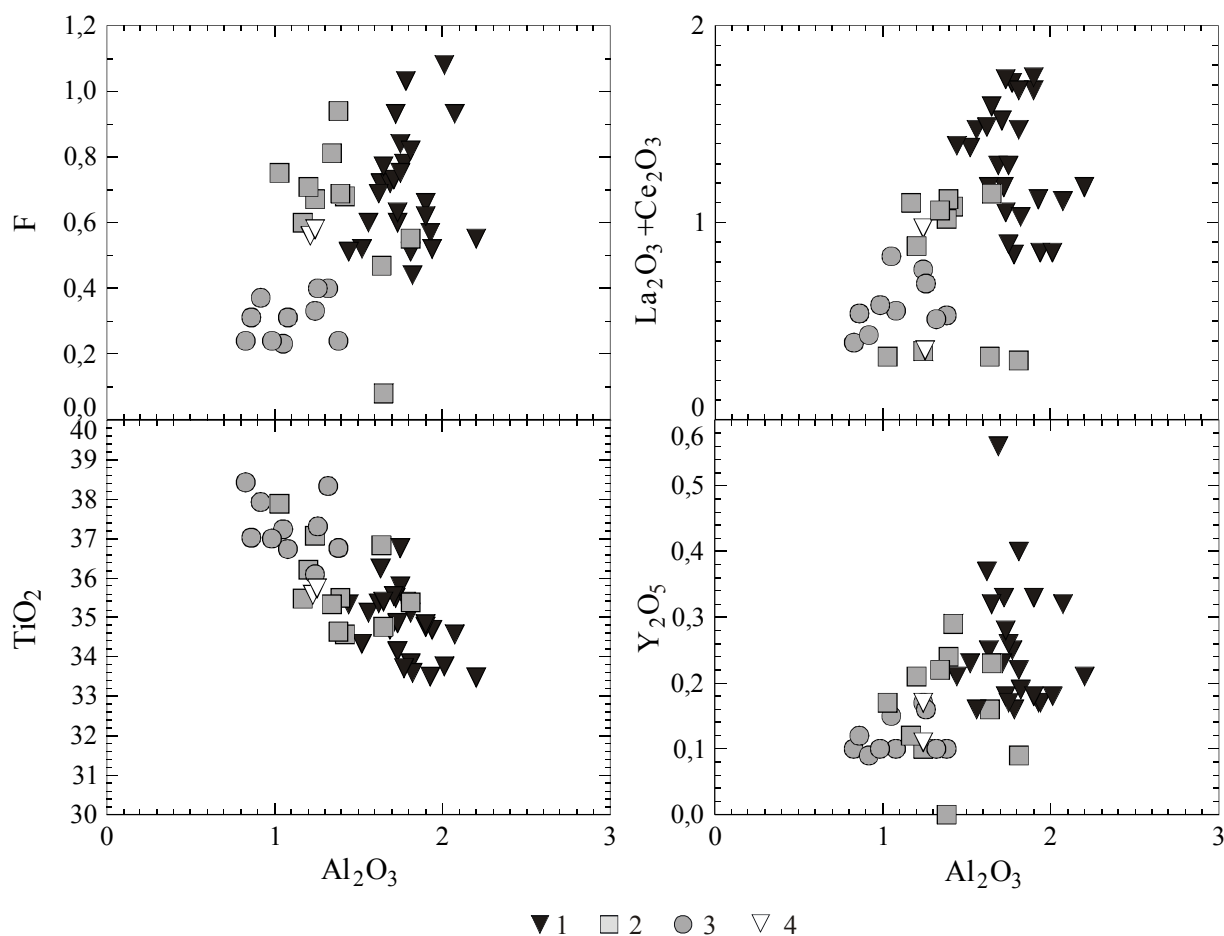


Рис. 5. Соотношение Al_2O_3 с TiO_2 , F , $\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3$, Y_2O_5 в титаните.

1 – кварцевые сиениты, 2 – эндоконтактовые кварцевые диориты, 3 – диоритоподобные включения, 4 – ксенолиты роговиков.

мелкозернистых меланократовых включений и насыщенность ксенолитами вмещающих пород эндоконтактных зон интрузива; 2) такситовая текстура, не характерная для неконтаминированных кварцевых сиенитов; 3) резко изменчивые количественные соотношения породообразующих минералов с увеличением роли амфибола и биотита в эндоконтактных зонах, наиболее насыщенных ксеногенным материалом; 4) одновременное развитие в породах кристаллобластических и кристаллически зернистых структур; 5) непостоянство состава породообразующих минералов; 6) резко изменчивая форма и величина зерен минералов.

Среди эндоконтактных пород, которые не содержат меланократовых включений, видимых макроскопически, но обладают признаками гибридных образований, можно выделить две основные разновидности: *кварцевые диориты и монцодиориты и кварцсодержащие биотитовые сиениты*. Отличительной особенностью кварцевых диоритов и монцодиоритов является их обогащенность биотитом и присутствие порфиридных выделений резко зонального плагиоклаза с центром, сложенным лабрадором (№ 59), и краевыми зонами олигоклазового (№ 22) состава (рис. 2). Примечательно, что состав этих вкрапленников сходен с составом вкрапленников из диоритоподобных включений, что позволяет предполагать их реликтовый, унаследованный характер.

Плагиоклаз в мелко-среднезернистой основной массе образует идиоморфные кристаллы, состав которых колеблется от андезина № 35 до олигоклаза. Здесь же присутствуют ксеноморфные кварц и К-Na полевой шпат. Соотношение ортоклазового и альбитового минералов в щелочном полевоом шпате из кварцевых диоритов и кварцевых сиенитов примерно одинаково, но концентрация BaO в первом в два раза выше, чем в неконтаминированных кварцевых сиенитах (табл. 5), что определяет повышенное содержание бария в эндоконтактных разностях.

Темноцветные минералы в гибридных породах представлены магнезиальной роговой обманкой и биотитом в количестве 30-35 об. %, из которых на долю амфибола приходится не более 10-15 об. %. Магнезиальная роговая обманка образует призматические кристаллы или зерна неправильной формы, часто с «ситовидной» структурой, что свидетельствует об образовании ее за счет клинопироксена, реликты которого сохраняются в отдельных зернах.

Таблица 3
Средний химический состав (мас. %) титанита

Компоненты	1 n = 25	2 n = 11	3 n = 11	4 n = 2
SiO ₂	30,10	30,32	30,29	30,98
TiO ₂	34,81	35,79	37,07	35,63
Al ₂ O ₃	1,78	1,39	1,11	1,24
FeO	1,82	1,41	1,38	1,90
MnO	0,14	0,11	0,10	0,15
MgO	0,01	0,03	0,04	0,06
CaO	27,07	27,78	27,50	27,92
Na ₂ O	0,04	0,06	0,06	0,11
F	0,70	0,63	0,32	0,57
La ₂ O ₃	0,39	0,27	0,27	0,17
Ce ₂ O ₃	0,92	0,52	0,33	0,49
Nb ₂ O ₅	0,22	0,01	—	—
Y ₂ O ₅	0,25	0,17	0,12	0,14
Сумма	98,11	98,49	98,59	99,36
Количество ионов на 5 атомов кислорода				
Si	1,015	1,016	1,009	1,029
Al	0,070	0,055	0,044	0,049
Ti	0,883	0,902	0,929	0,890
Fe ²⁺	0,051	0,040	0,038	0,053
Mn	0,004	0,003	0,003	0,004
Mg	0,001	0,002	0,002	0,003
Ca	0,003	0,004	0,004	0,007

Примечание. См. табл. 1.

Магнезиальная роговая обманка из эндоконтактных кварцевых диоритов менее железистая ($f = 44-47\%$), по сравнению с роговой обманкой из неконтаминированных кварцевых сиенитов ($f > 47\%$). На диаграммах, отражающих содержание в роговой обманке Ti, Na, K, Al, фигуративные точки составов амфибола из гибридных кварцевых диоритов и монцодиоритов занимают промежуточное положение между неконтаминированными кварцевыми сиенитами и диоритоподобными породами включений (рис. 3).

В гибридных породах биотит, как отмечалось, является преобладающим темноцветным минералом (до 25 об. %). Обычно он образует самостоятельные выделения, резко варьирующие по размеру – от 0,3 мм до 0,5-1 см, иногда ассоциирует с амфиболом. Железистость биотита из гибридных пород близка железистости биотита из кварцевых сиенитов, однако вариации этого параметра значительно уже – $f_{\text{Бт}} = 43-48\%$ и $34-48\%$ соответственно. Особенностью состава биотита из гибридных эндоконтактных пород является широкий диапазон содержаний F (рис. 4).

Таблица 4
Средний химический состав (мас. %) магнетита

	1	2	3
Компоненты	n = 30	n = 21	n = 18
SiO ₂	0,04	0,07	0,09
TiO ₂	0,21	0,19	0,23
Al ₂ O ₃	0,15	0,12	0,23
Fe ₂ O ₃	69,02	68,49	68,12
FeO	31,29	31,10	31,08
MnO	0,21	0,17	0,28
MgO	0,04	0,06	0,07
V ₂ O ₅	0,14	0,17	0,26
Сумма	101,10	100,37	100,36

Примечание. 1-3 – см. примечание к табл. 1. Содержание трехвалентного железа рассчитано по [Эпштейн и др., 1981].

Вычисленные Р-Т параметры кристаллизации эндоконтактовых кварцевых диоритов (Т – 720°C, Р – 3 кбар) имеют промежуточные значения между диоритоподобными включениями и кварцевыми сиенитами, что вполне согласуется с гибридной природой рассматриваемых пород. На рис. 6а точки составов биотита тяготеют к линии буфера NNO, что указывает на меньшую фугитивность кислорода. В амфиболе и магнетите также понижена концентрация Fe³⁺, по сравнению с негибридизованными разностями пород.

Вторая разновидность эндоконтактовых гибридных пород, представленная *кварцсодержащими биотитовыми сиенитами*, возникает в зоне контакта кварцевых сиенитов с вмещающими отложениями повышенной глиноземистости – биотитовыми сланцами, которые в непосредственном контакте превращены в кварц-биотит-кордиеритовые роговики. Гибридный характер биотитовых сиенитов подтверждается близостью содержаний некоторых элементов-примесей с вмещающими биотитовыми сланцами. Биотитовые сланцы вблизи контакта мигматизированы, видимая мощность зоны мигматизации составляет не менее 30 м. Эндоконтактовые биотитовые сиениты – это крупно-среднезернистые породы розовато-серого цвета с гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой. Отмечаются порфирировидные выделения размером более 5 мм, представленные таблитчатыми кристаллами щелочного полевого шпата и зонального плагиоклаза. Среднезернистая основная масса сложена плагиоклазом, К-На полевым шпатом,

биотитом и кварцем. В основной массе первым кристаллизуется плагиоклаз, образуя идиоморфные кристаллы размером от 0,5 до 2 мм. После него кристаллизуется щелочной полевой шпат, о чем свидетельствуют включения кристаллов плагиоклаза в нем и наличие мирмекистов. Состав плагиоклаза колеблется от олигоклаза № 26 до андезина № 44. В щелочном полевым шпате содержание альбитового минала достигает 16 мол. %.

Биотит образуется одновременно с плагиоклазом или чуть позже, но всегда раньше К-На полевого шпата. Он слагает выделения неправильной формы с включениями идиоморфных кристаллов плагиоклаза. Биотит характеризуется максимальной железистостью и титанистостью по сравнению с биотитом из других разновидностей пород массива. Низкая глиноземистость биотита и высокая концентрация титана связаны, по-видимому, с повышенной щелочностью (табл. 2, рис. 4) эндоконтактовых кварцсодержащих сиенитов.

Наиболее поздний минерал – кварц образует ксеноморфные интерстициальные выделения, количество которых не превышает 5 об. %. Акцессорные минералы в эндоконтактовых сиенитах те же, что и в кварцевых сиенитах – титанит, магнетит, ортит (единичные зерна), циркон, апатит, из которых два последних преобладают (в сумме до 1 об. %). Большей частью циркон и апатит ассоциируют с биотитом, зерна которого насыщены мелкими идиоморфными кристалликами апатита, что, видимо, и объясняет низкую фтористость биотита, поскольку F связывается в кристаллизующемся раньше апатите, содержащем до 2,7 мас. % F. Циркон образует включения в биотите в виде идиоморфных кристаллов размером от 0,1-0,3 мм до сотых долей миллиметра, которые хорошо диагностируются, благодаря резким плеохроичным оболочкам.

Мигматиты, судя по петрографическим и минералогическим данным, образуются путём частичного плавления биотитовых сланцев. Доказательством тому служат меланократовые оторочки вокруг обособлений лейкосомы и состав минералов мелано- и лейкосомы, отличающийся от состава одноименных минералов биотитовых сланцев. Меланосома представляет собой агрегат зерен биотита, значительно более крупных (до 1 мм), чем в палеосоме. Плагиоклаз представлен андезином № 35-45, а щелочной полевой шпат содержит до 10 мол. %

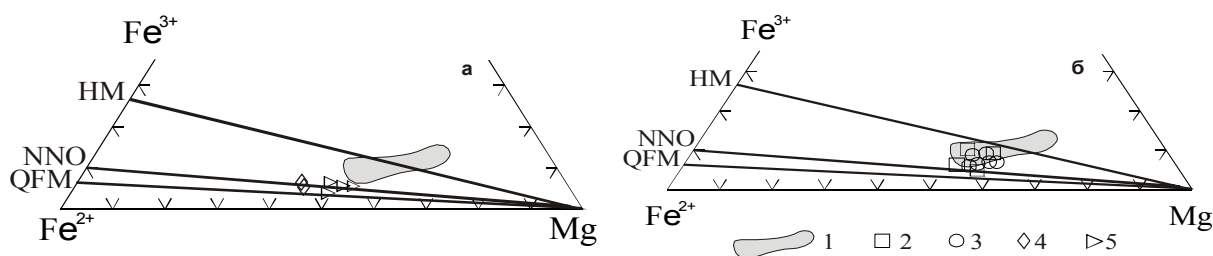


Рис. 6. Диаграмма соотношения Fe^{3+} – Fe^{2+} – Mg [Wones et al., 1965] в биотитах из пород Хангинтуйского массива.

1 – кварцевые сиениты, 2 – эндоконтактовые кварцевые диориты, 3 – диоритоподобные включения, 4 – эндоконтактовые кварцсодержащие сиениты, 5 – лейкосома.

альбитовой составляющей и обогащен Ba (до 1 мас. % BaO, табл. 5). В лейкосоме присутствуют единичные зерна биотита, состав которого отличается от биотита из вмещающих сланцев и меланосомы железистостью и содержанием Ti и Al (рис. 4). Все это свидетельствует о кристаллизации кварц-полевошпатовой лейкосомы из анатектического расплава.

Петрогеохимические особенности пород Хангинтуйского массива

Негибридизированные разности пород Хангинтуйского массива по химическому составу отвечают кварцевым сиенитам: 65-68,5 (иногда более) мас. % SiO_2 при сумме щелочей 8-9 мас. % с незначительными отклонениями в большую или меньшую сторону. Эти отклонения связаны с неравномерным распределением кварца и крупных вкрапленников щелочного полевого шпата. В целом, с увеличением содержания кремнезема концентрации породообразующих оксидов в разной степени уменьшаются, за исключением щелочей, которые не коррелируют с SiO_2 (рис. 8). Породы относятся к металюминиевому типу ($\text{ACNK} = 0,87-1,05$), отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ варьирует от 0,87 до 1,7, но редко опускается ниже единицы. Коэффициент железистости увеличивается с возрастанием кремнеземистости от 72 до 81 %.

Гибридные породы Хангинтуйского массива (кварцевые диориты и монцодиориты, кварцсодержащие сиениты) отличаются от негибридизированных разностей в первую очередь более низким содержанием SiO_2 – не более 65 мас. %, а также повышенной щелочностью – до 11 мас. %, главным образом за счет натрия. При этом в некоторых пробах, из-за отсутствия или незначительного количества

калиевого полевого шпата (кварцевые диориты), суммарная щелочность снижается до 6 мас. %. Более меланократовый состав гибридных пород определяет повышенные, по сравнению с кварцевыми сиенитами, концентрации всех породообразующих оксидов, кроме щелочей (рис. 8). Железистость гибридных пород несколько ниже – 67-77 %. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в кварцевых диоритах и монцодиоритах редко превышает единицу (не более 1,2), в кварцсодержащих сиенитах увеличивается до 2. Кварцевые диориты и монцодиориты отличаются от кварцсодержащих сиенитов более высоким, в среднем, содержанием TiO_2 , FeO^{tot} , CaO, MgO, Na_2O , P_2O_5 и меньшим – оксида калия. Диапазон содержаний SiO_2 в них более широкий, однако концентрации сильных оснований (FeO^{tot} , CaO, MgO) не зависят от кремнекислотности пород.

Ксенолиты габбро, апогаббровых амфибол-плагноклазовых роговиков и диоритоподобные включения по содержанию SiO_2 занимают промежуточное положение между гибридными породами и «нормальными» габброидами (рис. 8), служащими останцы и небольшие массивы (Орефьевский), что, по-видимому, указывает на генетическое родство этих образований. При этом состав ксенолитов габбро перекрывается наиболее измененными (амфиболизованные, отчасти калишпатизированные) разностями габброидов, тогда как диоритоподобные включения ближе к гибридным породам Хангинтуйского массива. Тем не менее, они, как и ксенолиты габбро и амфибол-плагноклазовых роговиков, содержат заметно больше FeO^{tot} , CaO, MgO при примерно равном или чуть меньшем (щелочи) содержании остальных петрогенных оксидов. Примечательно, что диапазон концентраций щелочей – наиболее подвижных компонентов – в них заметно меньше, чем в гибридных разностях пород.

Таблица 5

Содержание BaO (мас. %) и соотношение миналов (мол. %) в щелочном полевом шпате

	Кварцевые сиениты								Лейкосома	Метатект в диоритоподобных включениях	Эндоконтактовые кварцевые диориты			
	62a	65	65/3	63	63/6	66	118/8	3/2-1			6/1	6/1	6/1	6/3
Миналы									8/1-1	118/3-1	3/1	6/1	6/1	6/3
Ab	20,7	6,5	16,5	17,4	11,8	10,2	15,8	18,8	9,9	12,5	12,7	12,5	7,8	9,2
An	1,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,3	0,5	0,4	0,3	0,5	0,4	0,1	0,1
Or	78,3	93,4	83,3	82,3	87,8	89,4	83,9	80,7	89,7	87,2	86,8	87,1	92,1	90,3
BaO	0,48	0,20	0,47	0,52	0,29	0,24	0,22	0,14	1,05	1,02	0,71	0,82	0,86	0,83

Биотитовые сланцы представлены серией проб, отражающих разную степень их мигматизации. Поэтому на диаграммах в координатах SiO_2 –оксид они образуют очень четкие линейные тренды, направленные в сторону увеличения содержания кремнезема, при соответствующем уменьшении содержаний остальных компонентов. При этом по одним параметрам они «перекрываются» с составом гибридных пород, по другим – FeO^{tot} , MgO , Na_2O , в меньшей мере – K_2O и P_2O_5 – резко отличаются от последних. Напомним, что гибридные кварцосодержащие сиениты развиты именно на контакте с мигматизированными биотитовыми сланцами. Это находит отражение в определенной «унаследованности» состава сиенитов от состава биотитовых сланцев. Так, например, содержание фосфора в тех и других практически идентично и заметно меньше, чем в гибридных кварцевых диоритах и монцодиоритах.

Описанные закономерности в целом характерны и для микроэлементного состава пород (рис. 9). С увеличением кремнекислотности (от габброидов до негибридизированных кварцевых сиенитов) содержания Nb, Zr и особенно Rb возрастают. Так, среднее содержание Rb в габброидах составляет 42 г/т, что согласуется с их субщелочным составом, а в кварцевых сиенитах достигает 183 г/т (табл. 6). Гибридные породы занимают промежуточное положение, при этом SiO_2 и Rb в каждом типе пород не коррелируют друг с другом. Содержание Rb в меланократовых включениях и ксенолитах выше, чем в габброидах, но ниже, чем в гибридных породах массива. Поведение Nb имеет аналогичный характер, за исключением резкого обогащения (до 25 г/т) некоторых проб гибридных кварцевых диоритов. Распределение Zr еще более сложно. Максимальные концентрации Zr характерны для гибридных кварцосодержащих биотитовых сиенитов (300-500 г/т), тогда как в контактирующих с ними мигматизированных сланцах и негибридизированных разностях составляет в среднем 166 и 195 г/т соответственно. В габброидах содержание Zr в основном не выше 100 г/т, однако, в наиболее измененных разностях, содержащих максимум SiO_2 и щелочей, возрастает до 250-400 г/т, что значительно превышает концентрации этого элемента не только в гибридных породах массива, но и в негибридизированных кварцевых сиенитах. Столь же высокие содержания Zr характерны для гибридных кварцевых диори-

тов и монцодиоритов, хотя в этом случае в части проб содержание Zr соответствует негибридизированным породам интрузии. Причины, вызывающие резкое возрастание содержания Zr в породах эндоконтактной фации, не ясны. Учитывая тот факт, что гибридные породы отличаются от негибридизированных разностей более меланократовым составом, т.е. присутствием диспергированного материала, в первую очередь биотита, а также то, что циркон очень часто ассоциирует (образует включения) именно с биотитом, можно предположить, что гибридные породы содержат «добавку» циркона из ассимилированных пород. Содержание Zr в ксенолитах апогаббровых роговиков и диоритоподобных включениях промежуточное между габброидами и гибридными породами Хангинтуйского массива.

Содержания Ba и Sr, в рассматриваемых типах пород различаются мало. Можно отметить резкое обогащение отдельных проб кварцевых диоритов стронцием – до 3000 г/т, а также пониженные концентрации этого элемента в гибридных кварцсодержащих сиенитах, коррелирующие с минимальным содержанием Sr в мигматизированных биотитовых сланцах.

Поведение Ba во многом аналогично. Максимальные содержания характерны для гибридных пород, минимальные – для мигматизированных сланцев. При этом в отличие от негибридизированных сиенитов отсутствует корреляция калия и родственного ему Ba, что свидетельствует об автономности источника микроэлементов в гибридных разновидностях. Содержание Ba в ксенолитах и меланократовых включениях аналогично габброидам и негибридизированным породам массива.

Содержание Y находится примерно на одном уровне во всех рассматриваемых типах

пород. Можно лишь отметить повышенные концентрации Y в некоторых пробах сланцев, что, вероятно, связано с повышенным количеством биотита в них.

Распределение REE в породах Хангинтуйского массива показано на рис. 10. Для негибридизированных кварцевых сиенитов (рис. 10а) характерно умеренное обогащение LREE относительно HREE ($La/Yb\ n = 29-32$) и отрицательная Eu аномалия, в той или иной степени ($Eu^* = 0,58-$

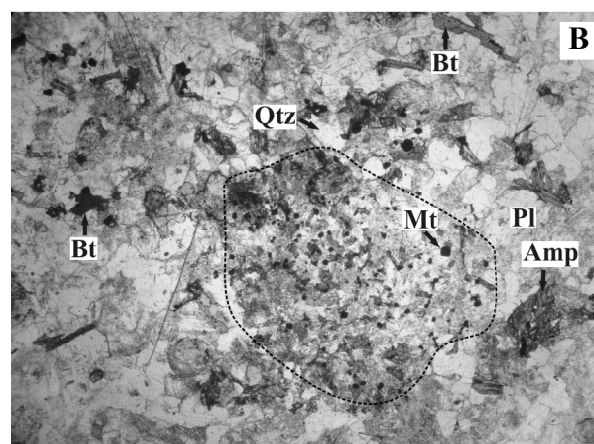
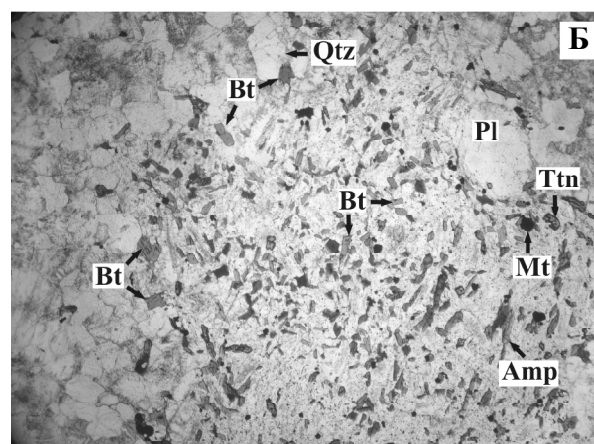
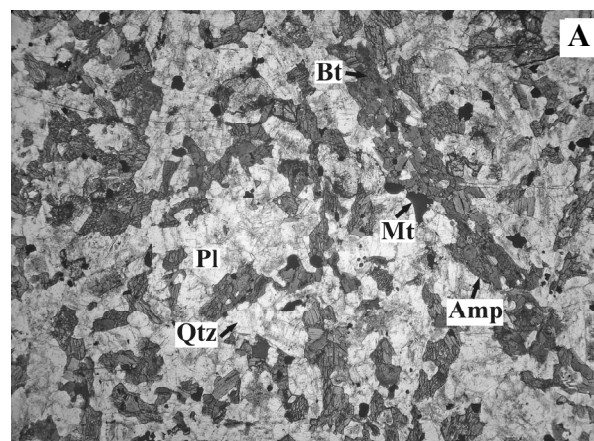


Рис. 7. А – диоритоподобное включение.

Замещение игольчатых призматических кристаллов амфибола биотитом. При замещении выделяются кварц и магнетит, обр. 62/4.

Б – переработанное мелкозернистое меланократовое включение, состоящее из биотита, кварца, полевых шпатов, магнетита.

Сохранились лишь редкие реликтовые зерна амфибола, обр. 62/3 (3).

В – более интенсивно переработанное включение.

Присутствие ксенолита определяется по скоплению мелких зерен магнетита и чешуек биотита, обр. 62/3 (5). Без анализатора, $\times 15$.

Средний химический состав пород Хангинтуйского массива

Компоненты	1 n = 15	2 n = 8	3 n = 3	4 n = 2	5 n = 3	6 n = 5	7 n = 4
SiO ₂	67,29	59,13	55,57	53,05	52,07	59,86	61,28
TiO ₂	0,57	0,80	0,87	0,90	1,15	0,85	0,63
Al ₂ O ₃	15,64	18,08	17,53	16,08	16,80	17,41	18,45
Fe ₂ O ₃	1,47	2,37	3,13	2,08	3,30	0,68	1,67
FeO	1,79	3,00	4,55	2,57	5,53	6,45	2,67
MnO	0,06	0,09	0,11	0,18	0,19	0,08	0,07
MgO	0,94	1,90	3,71	5,40	5,15	4,11	1,50
CaO	2,66	3,80	6,17	8,07	6,61	3,78	2,97
Na ₂ O	4,02	4,69	3,92	3,95	4,02	1,81	3,69
K ₂ O	4,51	4,22	2,35	2,30	3,19	3,14	5,89
P ₂ O ₅	0,19	0,37	0,42	0,47	0,53	0,21	0,26
П.п.п.	0,72	1,44	1,33	1,25	1,39	1,64	0,79
F	0,11	0,09	0,42	0,31	0,09	0,07	0,08
Сумма	99,97	99,87	100,28	99,61	100,02	100,09	99,95
f	76,98	73,22	66,42	57,93	62,36	63,35	74,00
Rb	183	123	102	64	102	126	139
Sr	713	1478	1008	880	1110	206	699
Y	16,33	20,13	15,67	17,50	24,33	26,00	20,50
Zr	195,47	290,13	129,00	157,00	193,33	166,00	402,50
Nb	16,53	14,50	10,67	9,50	11,67	14,00	13,25
Ba	912,73	1513,88	885,33	836	1283,33	434	1475
Cu	11,53	11,13	12,33	28,50	23,67	34,25	14,50
Zn	42,60	58,63	48,67	60,00	117,33	66,60	63,25
Pb	107,13	16,88	22,00	49,50	29,67	8,25	34,50
La	49,35	42,70	42,00	42,00	49,00	28,50	43,00
Ce	94,92	88,33	90,00	84,50	99,00	61,50	81,67
Nd	36,53	36,40	43,00	40,00	46,00	28,00	33,00
Sm	6,14	6,63	6,90	8,85	9,43	6,25	5,27
Eu	1,20	1,48	1,30	2,20	2,13	1,10	1,70
Gd	4,31	4,65	5,80	7,15	7,10	5,25	4,20
Tb	0,13	0,33	0,75	–	0,40	0,36	–
Dy	2,71	3,01	3,60	4,25	4,10	4,10	2,47
Ho	0,55	0,58	0,64	0,85	0,86	0,90	0,49
Er	1,57	1,64	1,90	2,85	2,67	2,80	1,50
Yb	1,48	1,53	1,90	2,15	2,20	2,55	1,37
Lu	0,22	0,21	0,27	0,30	0,28	0,36	0,21

Примечание. 1 – кварцевые сиениты, 2 – эндоконтактовые кварцевые диориты, 3 – диоритоподобные включения, 4 – ксенолиты роговиков, 5 – ксенолиты габбро, 6 – биотитовые сланцы, 7 – эндоконтактовые кварцсодержащие сиениты. Петрогенные компоненты приведены в мас. %, элементы-примеси – в г/т. n – число анализов. $f = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) \times 100$.

0,8) фиксирующаяся во всех пробах. Наличие европиевой аномалии обычно связывают с фракционированием полевых шпатов в процессе кристаллизации магматических пород. Однако, как следует из анализа корреляционных связей петрогенных и микроэлементов с кремнеземом, процессы фракционной кристаллизации в массиве проявлены очень слабо, поэтому можно предположить, что отрицательная Eu аномалия в квар-

цевых сиенитах унаследована от протолита, либо фракционирование имело место в промежуточном очаге или на стадии перемещения расплава.

Отличие редкоземельного спектра гибридных пород заключается в отсутствии европиевой аномалии и пониженном содержании LREE в некоторых пробах эндоконтактовых кварцсодержащих сиенитов. Здесь следует подчеркнуть, что в биотитовых сланцах, с

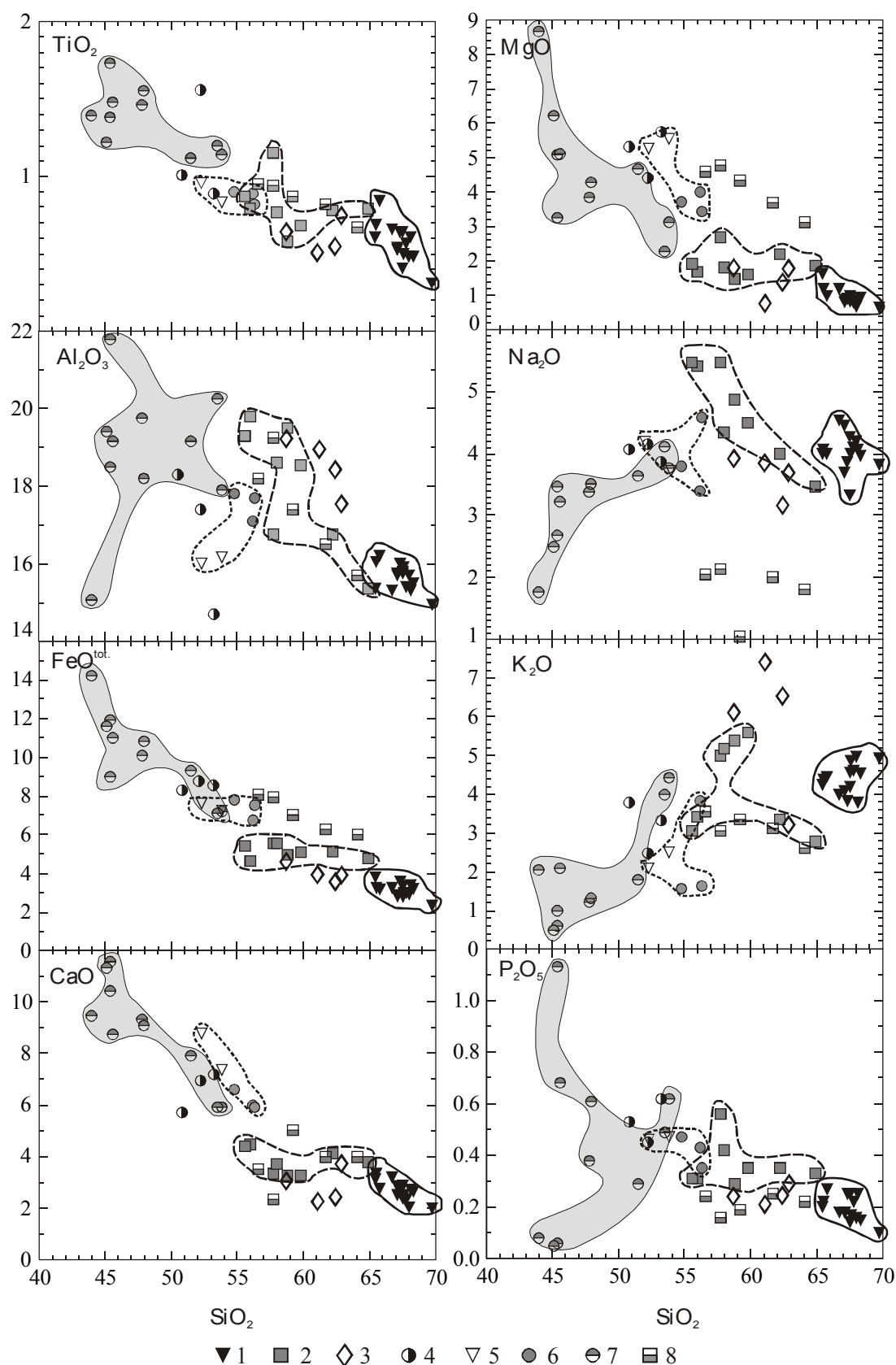


Рис. 8. Вариационные диаграммы (породообразующий оксид SiO_2) для пород Хангинтуйского массива.

1 – негибридизированные кварцевые сиениты; 2, 3 – гибридные породы: 2 – кварцевые диориты и монцодиориты, 3 – кварцсодержащие биотитовые сиениты; 4-6 – ксенолиты и включения: 4 – габбро, 5 – апогаббровые амфибол-плаггиоклазовые роговики, 6 – диоритоподобные включения; 7, 8 – вмещающие породы: 7 – габброиды, 8 – биотитовые сланцы.

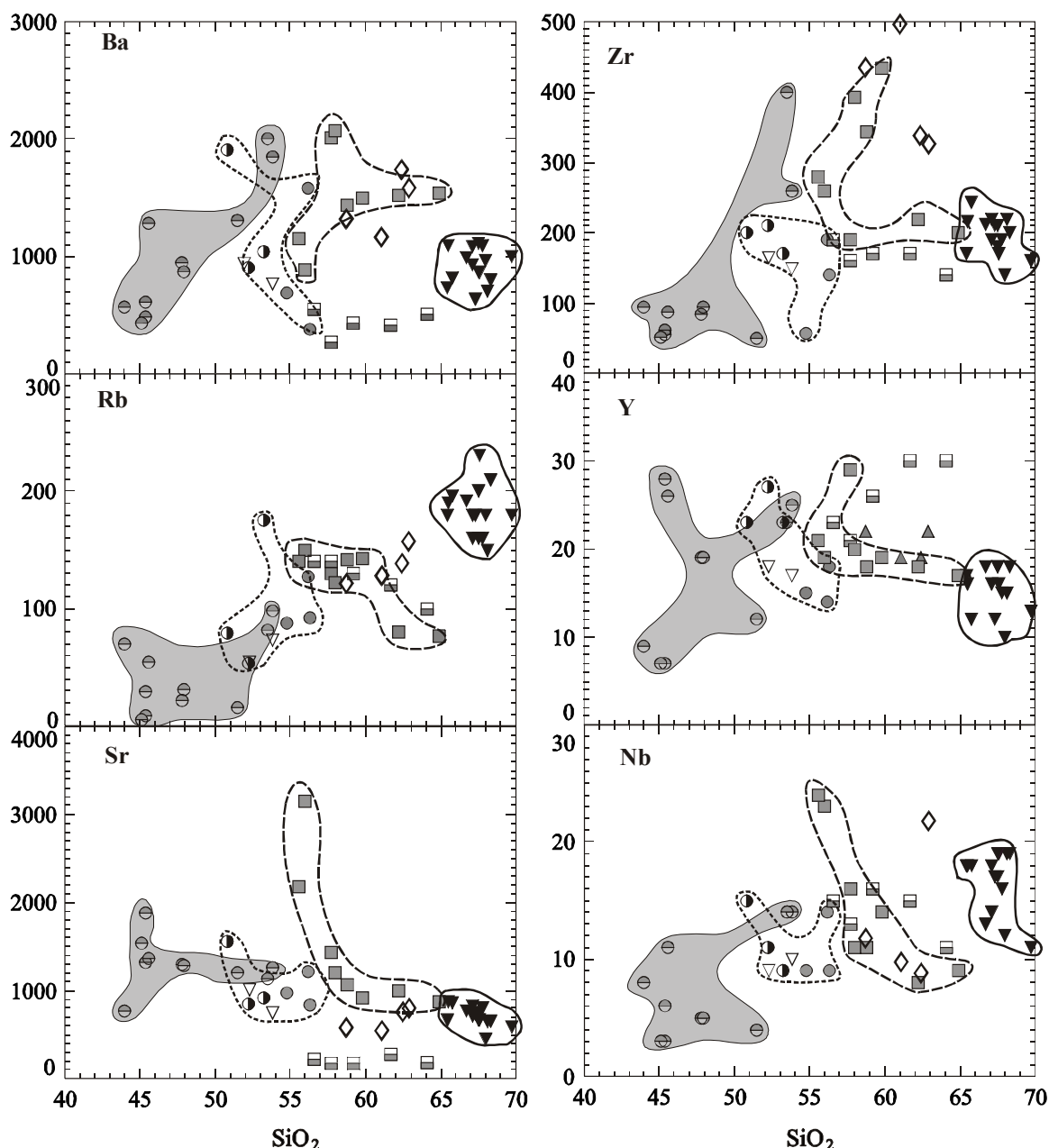


Рис. 9. Вариационные диаграммы (микроэлемент– SiO_2) для пород Хангинтуйского массива. Условные обозначения на рис. 8.

ассимиляцией которых связано образование кварцсодержащих сиенитов, Eu аномалия выражена отчетливо ($\text{Eu}^* = 0,49-0,69$), а содержание HREE заметно выше так же, как и в ксенолитах габбро и роговиков (рис. 10б,в). Соответственно величина отношения La/Yb варьирует от 16,5 до 26,6. Отсутствие Eu аномалии в эндоконтактных сиенитах, возможно, обусловлено пониженной фугитивностью кислорода, о чем свидетельствует положение фигуративных точек состава биотита на линии NNO (рис. 6б).

Диоритоподобные включения отличаются более высокими концентрациями MREE,

HREE и отрицательной Eu аномалией, унаследованной, по-видимому, от исходных габброидов (рис. 10г), о чем свидетельствует наличие отрицательной Eu аномалии в наименее измененных ксенолитах габбро, а также приведенные выше геохимические данные.

Обсуждение

Выше отмечалось, что образование пород монцонит-сиенитового ряда часто связывают с процессами смешения кислых и основных магм. К сходному эффекту может привести и

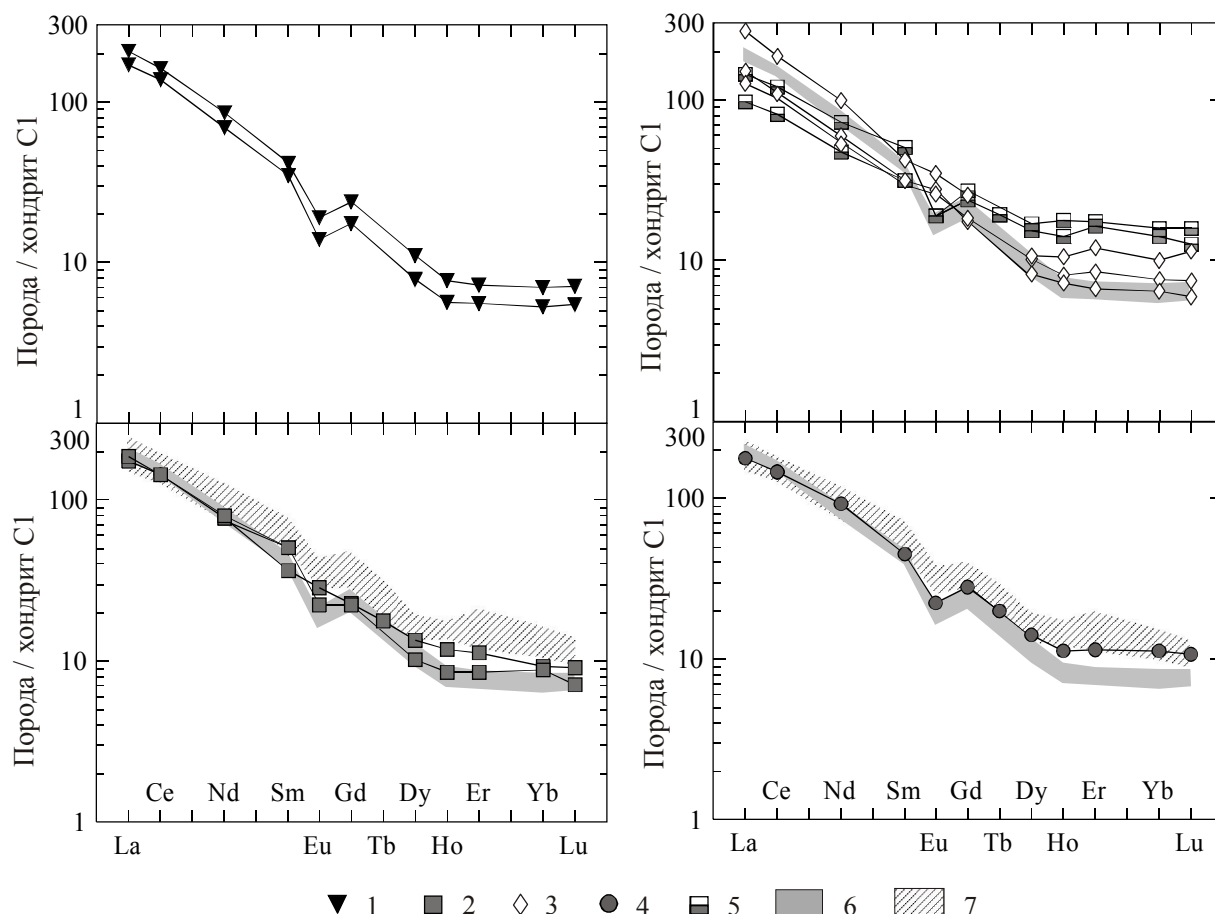


Рис. 10. Нормированные по хондриту [Sun, McDonough, 1989] графики распределения REE в породах Хангинтуйского массива.

1 – негибридизированные кварцевые сиениты, 2 – эндоконтактовые кварцевые диориты, 3 – эндоконтактовые кварцсодержащие сиениты, 4 – диоритоподобные включения, 5 – биотитовые сланцы, 6 – поле кварцевых сиенитов, 7 – поле ксенолитов габбро и роговинов.

ассимиляция базитового материала. В Хангинтуйском массиве гибридные эндоконтактовые породы в наибольшей степени насыщены меланократовыми включениями, расшифровка природы которых имеет ключевое значение для понимания условий формирования пород эндоконтактовой фации. Фактически вопрос заключается в следующем: меланократовые включения образовались синхронно с вмещающими магматическими породами в результате механического и отчасти химического смешения субщелочной базитовой и кварцевосиенитовой магм, либо – это в разной степени ассимилированные ксенолиты предшествующих (но не обязательно значительно более древних) пород основного состава.

Приведенные выше морфологические, структурно-минералогические и геохимические характеристики меланократовых включений из Хангинтуйского массива вполне соответствуют

как первой (смешение) [Попов, 1986], так и второй (ассимиляция габброидов) модели.

Среди меланократовых включений Хангинтуйского массива можно выделить два крайних типа: 1) изометрично-округлые; 2) угловатые, с постепенными переходами между ними. При этом округлые включения можно трактовать и как «капли» базитового расплава, и как частично ассимилированные ксенолиты, в то же время интерпретация угловатых включений может быть только одна: обломки пород, захваченные в твердом состоянии. Подчеркнем, что минералого-петрографические и геохимические характеристики изученных включений идентичны как для округлых, так и для угловатых разновидностей и определяются лишь степенью их «переработки».

Меланократовые включения встречаются в разных частях Хангинтуйского массива, однако наибольшее их количество характерно для

краевых частей, причем нередко включения концентрируются вблизи более крупных габброидных останцов. Точно так же ксенолиты кварц-биотит-кордиеритовых роговиков, природа которых вполне очевидна (ороговикованные сланцы), приурочены к эндоконтактовым зонам массива.

Таким образом, несмотря на сходство рассматриваемых образований с продуктами смешения базитовых и кислых магм (минглинг), морфологические особенности амфибол-плагиоклазовых и диоритоподобных включений, а также характер их распространения в Хангинтуйском массиве, в большей степени согласуются с их ксеногенным происхождением. Соответственно, гибридные породы эндоконтактовой фации представляют собой продукт частичной ассимиляции ксеногенного базитового материала кварцевосиенитовым расплавом.

Кварцевосиенитовый расплав Хангинтуйской интрузии внедрялся в сланцево-карбонатную толщу, вмещающую сравнительно небольшие тела (вероятно, силлы) субщелочных габброидов, примером которых может служить Орефьевский массив, расположенный неподалеку. Судя по барометрическим данным (см. выше), становление Хангинтуйского плутона происходило на глубине порядка 6-10 км, т.е. при давлении, подходящем для образования роговиков [Ревердатто, 1970] и в то же время обеспечивающем достаточно продолжительное взаимодействие расплава с ксеногенным материалом.

В первом приближении в качестве исходного расплава Хангинтуйского массива можно принять средний состав негибридизированных кварцевых сиенитов. Сопоставление с экспериментальными данными по дегидратационному плавлению различных коровых протолитов [Patino Douce, 1999] позволяет предполагать амфиболитовый источник такого расплава. Не противоречат этому и недавно опубликованные данные [Жариков, Ходоревская, 2006]. Вместе с тем, изотопный состав кислорода в титаните существенно отличается от типично мантийных значений [Mattey et al., 1994; Harmon, Hoefs, 1995; Eiler et al., 2000] и составляет 7,7-7,8 ‰, при $\delta^{18}\text{O} = 0,70644$, что, вероятно, отражает участие в генерации магм метатерригенных образований. По мере продвижения в верхние горизонты коры, либо в промежуточной камере, исходный расплав претерпел некоторую дифференциацию, о чем свидетельствует отрицатель-

ная Eu аномалия, однако на уровне становления интрузива процессы кристаллизационной (фракционной) дифференциации в массиве были проявлены слабо.

При кристаллизации кварцевых сиенитов меняется состав минералов. Так, например, наиболее ранний амфибол имеет максимальную железистость и обогащен Al и Ti. По мере кристаллизации расплава увеличивается его магнезиальность, повышается концентрация F и Fe^{3+} . На заключительном этапе амфибол сменяется биотитом, эволюция которого аналогична приведенной выше. Поздний биотит, менее железистый в отличие от раннего, содержит повышенные концентрации F и большую долю железа в трехвалентной форме. Все это указывает на накопление летучих компонентов в остаточном расплаве и возрастание фугитивности кислорода к концу кристаллизации, но существенного изменения валового состава пород, как отмечалось, не происходит. Причины этого не совсем понятны, однако отсутствие или слабая корреляция содержаний петрогенных оксидов и микроэлементов с кремнеземом подтверждают это.

Минералого-петрографические и петрогеохимические особенности гибридных пород свидетельствуют в пользу процессов контаминации и ассимиляции, которые наиболее интенсивно проявлены в зоне эндоконтакта. Здесь разнообразие гибридных пород обусловлено не только степенью переработки ксенолитов, но и их составом. В наибольшей степени это прослеживается по содержанию в породах P, Sr, Y, REE. Так, если были ассимилированы ксенолиты габбро или апогаббровых роговиков, характеризующиеся высокой концентрацией P и Sr, то и гибридные эндоконтактовые породы обогащены этими элементами, а в эндоконтактовых биотитовых сиенитах, как и в контактирующих с ними биотитовых сланцах, содержится минимум P и Sr, но больше Y. Вместе с тем, некоторые геохимические особенности гибридных эндоконтактовых пород, такие как повышенное содержание Zr в кварцсодержащих сиенитах, аномально высокий Sr в некоторых пробах кварцевых монцодиоритов, не обнаруживают подобной «унаследованности». То же самое относится и к LREE, распределение которых в породах эндоконтактовой фации близко к негибридизированным кварцевым сиенитам, а вот концентрация HREE в гибридных породах возра-

стает, что связано с поступлением их из вмещающих пород, обогащенных тяжелыми лантаноидами.

Эндоконтактовые кварцевые диориты характеризуются мантийными значениями $\delta^{18}\text{O}$ (5,1-5,9 ‰, против 7,7-7,8 ‰ в негибридизированных кварцевых сиенитах), что логичнее всего объяснить ассимиляцией мантийного материала, т.е. габброидов. Однако в таком случае габброиды должны были бы иметь ещё более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, вплоть до отрицательных, учитывая сравнительно небольшой объем контаминанта, что следует из валового состава гибридных разностей. Подобный изотопный состав могли иметь габброиды, интенсивно измененные при участии метеорных вод, характеризующихся отрицательными значениями $\delta^{18}\text{O}$ [Фор, 1989], либо имел место изотопный обмен с метеорными водами вмещающей толщи, как это установлено для закалочных фаций Скергаардского интрузива [Taylor, 1968]. Наконец, могли участвовать оба процесса.

Судя по минеральному составу, структуре пород эндоконтактовой фации и содержащихся в них ксенолитов и диоритоподобных включений, ассимиляция происходила путём плавления ксеногенного материала и последующего смешения этого расплава с расплавом «материнской» интрузии. Этот процесс можно проследить на серии образцов, отражающих разную степень преобразования ксенолитов.

Так, в одних случаях отмечается лишь перекристаллизация исходных минералов. В других, появляются гипидиоморфнозернистые кварц-полевошпатовые (с амфиболом) обособления, обуславливающие такситовую текстуру пород и свидетельствующие о появлении анатектического расплава, количество которого, по-видимому, составляло 10-20 об. %. Подтверждением расплавной природы лейкократовых обособлений может служить состав минералов. Так, в амфиболе и биотите из метатекта содержание F выше, чем в аналогичных минералах, возникших при простой перекристаллизации (рис. 3, 4), а щелочной полевой шпат обогащен BaO (табл. 5). При еще большей степени плавления (до 50 % и более) происходила дезинтеграция реститового материала и смешение анатектического расплава с вмещающей, вероятно, частично закристаллизовавшейся магмой, что и определяет неоднородность состава эндоконтактовых пород в целом. Температуры гомогенизации микровключений расплава (1000-

1150°C) в порообразующих минералах пород сиенит-щелочногранитной ассоциации А-типа [Литвиновский и др., 1999], эндоконтактовых пироксеновых сиенитов (1100°C) [Цыганков и др., 2007] показывают, что сиенитовый расплав имеет достаточные энергетические ресурсы для ассимиляции ксенолитов, которые попадают в магму при разрушении стенок магматической камеры в результате термических напряжений, достигающих вблизи стенок камеры 5 кбар [Furlong, Meyers, 1985]. Кварцевосиенитовый расплав Хангинтуйского массива содержал флюидную фазу, которая делает процесс разрушения подобным взрыву. При таком характере разрушений количество мелких обломков преобладает, что способствует более эффективной контаминации. Кроме того, предшествующее метасоматическое изменение ксенолитов вмещающих пород существенно снижает температуру их плавления. Так, А.В. Титовым с соавторами [1998] показано, что при возрастании степени метасоматической проработки габброидов температура гомогенизации включений уменьшается с 850-900 до 780-800°C, что существенно ниже приведенных выше субсолидусных температур, установленных по расплавленным включениям в порообразующих минералах из пород сходного валового состава.

Таким образом, проведенное детальное исследование минералого-петрографических и петрогеохимических особенностей пород Хангинтуйского кварцевосиенитового массива позволяет сделать следующие выводы:

- меланократовые включения в Хангинтуйском интрузиве представляют собой в разной степени переработанные ксенолиты апогаббровых амфибол-плагиоклазовых роговиков и биотитовых сланцев вмещающей толщи;
- эндоконтактовые зоны интрузии сложены гибридными породами, образовавшимися в результате частичной ассимиляции ксеногенного материала;
- разнообразие минеральных и текстурно-структурных разновидностей гибридных пород обусловлено степенью ассимиляции, а валовой состав определяется составом преобладающего ксеногенного материала и характером вмещающих образований.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-Байкал (05-05-97205), гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ (НШ-2339.2006.5), Интеграционного проекта ОНЗ РАН № 7.10.2.

Список литературы

- Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины Земли. М.-Л.: ОРТ НКТП СССР, 1936. 561 с.
- Жаринов В.А., Ходоревская Л.И. Гранитообразование по амфиболитам // Петрология. 2006. Т. 3. № 4. С. 339-357.
- Канакин С.В., Карманов Н.С. Программное обеспечение электронно-зондовых микроанализаторов MAP-3 и MAP-4 для IBM PC // Тез. докл. III Всерос. и VI Сибирской конф. по рентгеноспектральному анализу. Иркутск, 1998. С. 67.
- Карманов Н.С., Канакин С.В. Модернизация электронно-зондового микроанализатора MAP-3 // Тез. докл. III Всерос. и VI Сибирской конф. по рентгеноспектральному анализу. Иркутск, 1998. С. 24.
- Маренков О.С. Таблицы и формулы рентгеноспектрального анализа // Л.: ЛНПО «Буревестник», 1982. 101 с.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакишин А.М. и др. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный pluton. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1992. 141 с.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 133-157.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Уикхем С.М., Стил И.М. Условия образования сиенитовых магм анорогенных гранитоидных серий: сиенит-гранитные серии Забайкалья // Петрология. 1999. Т. 7. № 5. С. 483-508.
- Попов В.С. Коровые включения в изверженных горных породах (обзор иностранной литературы) // Записки ВМО. 1986. Вып. 3. Ч. 115. С. 311-325.
- Реведавто В.В. Фации контактового метаморфизма. Л.: Недра, 1970. 257 с.
- Рейф Ф. Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 87 с.
- Тиррель Г.В. Основы петрологии. М.-Л.: ГНТИ, 1932. 328 с.
- Титов А.А., Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Р-Т условия и механизмы взаимодействия контрастных магм в Шалутинском плутоне, Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. С. 350-360.
- Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328-335.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. М.: Недра, 1988. 320 с.
- Цыганков А.А., Бурдуков И.В., Врублевская Т.Т. Состав и условия образования эндоконтактовых сиенитов в Хасуртинском кварцевосиенит-монцитном массиве, Западное Забайкалье // Петрология. 2007. Т. 15. № 2. С. 196-224.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156-180.
- Эшштейн Е.М., Данильченко Н.А., Фейгин Я.М. О методике расчета содержания двух- и трехвалентного железа в шпинелидах (на примере магнетита) // Записки ВМО. 1981. Вып. 4. С. 429-436.
- Eiler J.M., Schiano P., Kitchen N., Stolper E.M. Oxygen isotope evidence for recycled crust in the sources of mid-ocean ridge basalts // Nature. 2000. V. 403. P. 530-534.
- Furlong K.P., Meyers J.D. Thermal-mechanical modeling of the role of thermal stresses and stopping in magma contamination // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1985. № 49. P. 179-191.
- Harmon R.S., Hoefs J. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global ^{18}O systematics of basalts from different geotectonic settings // Contr. Miner. Petrol. 1995. V. 120. P. 95-114.
- Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. № 4. P. 433-447.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.R. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Miner. 1987. V. 72. № 3-4. P. 231-239.
- Leak B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association commission on new minerals and mineral names // Eur. J. Mineral. 1997. V. 9. № 3. P. 623-642.
- Mattey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 128. P. 231-241.
- Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of the crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Understanding granites: integrating new and classical techniques / Eds. A. Castro, C. Fernandez, J.L. Vigneresse. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1999. V. 168. P. 55-75.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. № 42. 1989. P. 313-345.
- Taylor H.P. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1968. V. 19. P. 1-71.
- Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and applications // Amer. Miner. 1965. V. 50. № 3. P. 1228-1272.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Г.Б. Ферштатер