**Бураковско-Аганозёрский расслоенный массив Заонежья.**

**Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии.**

Г.С. Николаев, А.А. Арискин, Институт геохимии и аналитической химии им В.И. Вернадского РАН

В результате исследования краевой группы Бураковско-Аганозёрского плутона выделено два типа разрезов. Первый интерпретируется как разрезы придонных частей краевой группы, второй соответствует её боковым фациям. Установлено, что на момент внедрения интрателлурические вкрапленники были представлены оливином состава Fo87. На основе численного моделирования равновесной кристаллизации составов пород краевой группы по программе COMAGMAT-3.0 получена оценка температуры несколько более 1300оС и состава родоначального расплава по петрогенным, второстепенным и редкоземельным элементам. Установлена близость химизма родоначального расплава интрузива вулканитам свиты Ветреного пояса, что является дополнительным аргументом в пользу гипотезы об их комагматичности.

**Введение**

Проблеме общего геологического строения и геохимической структуре плутона была посвящена первая публикация [1]. Установлено, что обобщенный разрез расслоенной серии массива характеризуется последовательной сменой четырех зон, представленных оливиновыми, двупироксеновыми, двупироксен-плагиоклазовыми и магнетит-двупироксен-плагиоклазовыми кумулатами. Исследование строения плутона затруднено сложным геологическим строением комплекса, который тектоническими разломами разбит на три блока: Бураковский (юго-западный), Шалозёрский (центральный) и Аганозёрский (северо-восточный). Из-за значительной амплитуды тектонических сдвигов блоки характеризуются разной степенью эродированности. Продемонстрировано, что в зависимости от положения в пространстве магматической камеры (центральные или периферические части) одновременно формируются породы с разной пористостью кумулятивного каркаса. Очевидно, что "синхронные" (кристаллизующиеся из одного и того же расплава) породы разных блоков, в силу вариаций разных пропорций кумулус-интеркумулус, могут создавать иллюзию принадлежности к разным этапам эволюции одной магмы, или даже к различным магмам. Это делает некорректным прямое сопоставление петро-, геохимических характеристик пород Аганозёрской и Бураковско-Шалозёрской частей массива. Нам представляется, что в этой ситуации актуальными становятся работы направленные на реконструкцию состава магматического расплава. При этом важнейшее значение приобретают особенности минерального и химического состава пород приконтактовой группы, наиболее примитивные породы которой можно использовать при моделировании первичных фазовых равновесий, характеризующих температуры и составы родоначальных магм [2].

В данной статье мы представляем результаты термодинамических расчетов для приконтактовых пород массива, указывающие на незначительные отличия температур внедрения и составов магматических расплавов, поступавших в различные части общей интрузивной камеры. Полученные оценки имеют важное значение при исследовании процессов внутрикамерного становления интрузива и могут оказаться полезны при реконструкции его геодинамического положения, а также доказательствах комагматичности с вулканическими и плутоническими образованиями региона.

**Постановка проблемы**

Оценка состава родоначальной магмы плутона может быть получена несколькими способами. Первый состоит в том, что за состав родоначальной магмы принимается состав закалённых пород эндоконтактовой фации интрузива. При реализации второго подхода оценка состава родоначальной магмы проводится по средневзвешенному составу пород интрузива или его расслоенной серии. Третий способ, который получил название метода геохимической термометрии [3], позволяет получить оценку температуры и состава жидкой части исходной магмы по результатам ЭВМ-моделирования равновесной кристаллизации расплавов, представляющих наименее фракционированные (примитивные) породы краевых серий [4].

В силу чрезвычайно слабой обнажённости массива задача поиска апофизов интрузивного тела или сингенетичных даек, отвечающих стадии внедрения исходной магмы, представляется трудноразрешимой. Оценка среднего состава плутона может быть произведена двумя путями. Первый включает определение средних составов разных типов пород с последующим расчетом средневзвешенного в соответствии с их распространённостью [5]. Реалистичность подобных оценок сильно зависит от принятой модели геологического строения интрузива. Другой подход основан на расчете средневзвешенных содержаний элементов по сводному вертикальному разрезу интрузива. Эта методика, использованная в работах [6, 7, 8], базируется на предположении, что соотношения пород в одномерном обобщенном разрезе, адекватно отражают пропорции их объёмов в целом по интрузиву. Такой подход показал свою эффективность для относительно небольших пластовых тел, таких как сибирские интрузивы трапповой формации [9], и пологих лопполитов типа интрузива Киглапейт на Лабрадоре [10]. Однако для крупных плутонов сложной геометрической формы встает вопрос о соответствии реальных объемов пород и их соотношений в частных разрезах, что требует независимой проверки. Кроме того, серьёзным ограничением этой методики является условие доступности полного разреза расслоенной серии, представляющего всю совокупность дифференциатов исходной магмы.

В данном исследовании мы пошли по пути реализации метода геохимической термометрии. Этот метод включает проведение термодинамических расчетов для реальных образцов пород из конкретных приконтактовых слоёв, т.е. не связан с ограничениями, которые может накладывать сложное пространственное строение массива. Это позволяет использовать результаты термометрии не только для оценки характеристик исходной магмы, но также сопоставлять их с другими подходами, используя в качестве критерия реалистичности существующих моделей геологического строения Бураковско-Аганозёрского интрузива. Как будет показано, для термометрических исследований наиболее благоприятны породы базальных частей краевой группы, которые в отличие от адкумулатов центральных частей интрузива в наименьшей степени подверглись субсолидусному переуравновешиванию, хотя и представляют кумулаты повышенной пористости, содержащие значительное количество интеркумулятивного расплава.

**Строение краевой группы плутона**

|  |
| --- |
|  |
| Рис.1 |

Породы краевой группы интрузива рассматриваются по данным восьми скважин, пробуренных на Аганозёрском блоке и девяти на Шалозёрском (Рис. 1). Методика идентификации и исследования краевых пород основывается на анализе геохимической структуры их разрезов и детально описана в предыдущей публикации [1]. В соответствии с этим подходом геохимическое поле плутона охарактеризовано набором индикаторных отношений элементов-примесей, которые контрастно распределяются в главные породообразующие минералы - Ni/(V+Ni), V/(Ga+V) и Sc/(Ga+Sc). Это позволяет каждой пробе дать фазовую интерпретацию. Преимущественно оливиновые породы сопровождаются максимумами Ni/(V+Ni) и минимумами отношений V/(Ga+V) и Sc/(Ga+Sc). Породы с преобладанием пироксенов имеют максимум показателей V/(Ga+V) и Sc/(Ga+Sc), но минимум отношения Ni/(V+Ni). В свою очередь для габброидов характерны минимумы всех индикаторных отношений. Отличить породы краевой группы от пород расслоенной серии можно по поведению дополнительных показателей. В разрезах пород краевой группы наблюдается "обратный" тренд индикаторов магматической эволюции, который выражается в уменьшении вверх по разрезу показателя валовой железистости (f') и увеличении анортитового отношения (an') (Анортовое отношение расчитывалось по формуле an' = (Al-Na)/(Al+Na))на фоне понижения отношения Co/(Ni+Co). При переходе к расслоенной серии тренды этих величин приобретают "нормальную" направленность, характерную для кристаллизационного фракционирования магматического расплава.

Краевая группа Аганозёрского блока. Оливиновые породы блока (Рис. 1) до глубины 900 м практически нацело серпентинизированы, вплоть до исчезновения реликтов первично-магматической структуры [11, 12]. Однако этот процесс не изменил геохимические закономерности, наблюдавшиеся в неизменённых породах [1]. Это позволяет применять упомянутую геохимическую методику и к серпентинизированным породам.

Геохимическая структура краевой группы блока отчетливо представлена в керне скважины 177 (Рис. 2А), которая, несмотря на практически полную серпентинизацию оливина, может рассматриваться как эталонная для всего блока. Переход от вмещающих мезократовых амфиболитов к породам интрузива сопровождается здесь резкой сменой характера графиков, отражающих вариации выбранных геохимических параметров. По мере удаления от контакта в разрезе краевой группы наблюдается последовательная смена габброидов, пироксенитов и пойкилитовых перидотитов, сложенных преимущественно оливином. Характерно, что значение показателя Ni/(V+Ni), отражающего соотношение Ol и Px, в оливинсодержащих породах, монотонно возрастает. Это коррелирует с понижением нормативного содержания пироксеновых компонентов, которое вероятно обусловлено уменьшением пористости кумулуса (количества интерстициальной жидкости) в направлении от контакта интрузива.

|  |
| --- |
|  |
| Рис.2 |

Уменьшение отношения Co/(Ni+Co) вверх по разрезу также подтверждает предположение об увеличении доли кумулятивного интрателлурического Ol относительно примокристов, образовавшихся in situ при кристаллизации межзернового расплава. Поскольку в керне скв. 177 наблюдается только монотонное понижение значений Co/(Ni+Co) без признаков изменения тренда этого показателя, то имеющуюся последовательность пород следует рассматривать как неполный разрез краевой зоны, видимой мощностью 90 м.

Особый петрологический интерес представляет скв. 20, глубиной более 1680 м. Это единственная горная выработка, вскрывающая практически неизменённые оливиновые кумулаты из нижних горизонтов расслоенной серии и пород краевой группы. Они представлены пойкилитовыми перидотитами и пойкилитовыми верлитами, которые в направлении от контакта переходят в дуниты (см. интервал глубин 1542-1636 м на Рис. 2Б). Эта направленность осложняется присутствием подстилающего и перекрывающего горизонтов габбро-диабазов, геохимические характеристики которых резко отличны от соответствующих показателей остальных пород Аганозёрского блока (Рис. 2Б). Это не позволяет рассматривать габбро-диабазы из скв. 20 как породы сингенетичные ранним стадиям затвердевания интрузива. Можно предполагать, что к контакту массива здесь приурочена более поздняя интрузия габброидов, нарушающая полный разрез пород краевой группы и не дающая возможности в керне скважины проследить их непосредственный переход во вмещающие породы. Тем не менее, несмотря на фрагментарную сохранность последовательности приконтактовых пород интрузива, закономерное изменение индикаторных геохимических показателей (аналогично тому, которое наблюдается в скв. 177) даёт основания уверенно отнести около 100 м керна из скв. 20 к краевой группе пород массива.

|  |
| --- |
|  |
| Рис.3 |

Составы породообразующих минералов краевой группы блока исследованы фрагментарно и несистематично [5, 13, 14]. В разрезе скв. 20 по мере удаления от контакта магнезиальность Ol возрастает примерно от Fo85 до Fo87 (Рис. 3). Наиболее железистый оливин краевых пород (Fo84) установлен в обр. 196/20 (здесь и далее числительномера образца соответсвует номеру скважины, а знаменатель - интервалу керна). Аналогичная закономерность наблюдается в скв. 196 для клинопироксена: показатель магнезиальности возрастает от #mg67 в приподошвенных габбро-норитах (обр. 196/119, 196/83.5) до #mg85 в перекрывающих пойкилитовых перидотитах (обр. 196/20). Состав плагиоклаза (An40) измерен в единственном образце 196/83.5. Широкие вариации состава Cpx и кислый состав Pl могут указывать, что часть этих анализов представляют интеркумулятивный материал, кристаллизовавшийся in situ из межзерновой жидкости.

Краевая группа Шалозёрского блока разбурена на северной, южной и восточной окраинах блока (Рис. 1). В кернах скважин можно выделить два типа разреза. Первый тип, вскрыт на восточной окраине блока (скв. 28, 28а, 84, 85) и аналогичен разрезу краевой зоны Аганозёрской части массива. Второй тип представлен в кернах скважин, пробуренных на севере и юге блока (скв. 67, 93, 94, 184, 187).

|  |
| --- |
|  |
| Рис.4 |

Геохимическая структура разреза краевой группы II типа характеризуется сложным, но выдержанным от скважины к скважине строением, которое нагляднее всего проявлено в керне скв. 187 (Рис. 4). Расслоенная серия, слагающая верхние 125 м керна и перекрывающая породы краевой группы, имеет здесь легко узнаваемую геохимическую структуру. Она отражает последовательную смену оливиновых, двупироксеновых и двупироксен-плагиоклазовых кумулатов [1].

Разрез краевой группы имеет видимую мощность около 60 м и по мере удаления от нижнего контакта плутона характеризуется последовательным переходом от обогащенных оливином пород (пойкилитовых перидотитов) к пироксенитам и габброидам. Однако в верхней части этого разреза габброиды вновь сменяются пачкой пироксенитов, что дает картину распределения пород, напоминающую зеркальное отображение расслоенной серии. Характерно, что этой симметрии подчиняются тренды отношения Co/(Ni+Co) и показателя валовой железистости f'. В разрезе краевой группы в направлении от контакта плутона наблюдается уменьшение величины этих показателей, тогда как вверх по разрезу расслоенной серии - их увеличение. С этим хорошо согласуется изменение анортитового отношения an': в разрезе краевой зоны этот показатель растет, в расслоенной серии понижается.

|  |
| --- |
|  |
| Рис.5 |

Скважина 67 - вторая глубокая скважина, пробуренная на теле массива; её глубина составляет около 1250 м (Рис. 5). Это самая загадочная скважина плутона, поскольку последовательность вскрытых ею пород до сих пор не имеет общепринятой интерпретации. Ранее она трактовалась как сдвоенный разрез, позднее - как разрез с увеличенными мощностями [15]. Под влиянием идеи, что Бураковско-Аганозёрский массив представляет комплекс двух интрузивных тел [16, 17], для объяснения строения скв. 67 предлагались гипотезы дополнительных интрузивных фаз. Так М.И. Богиной с соавторами [18] было выдвинуто предположение, что нижние 350 м керна представляют разрез некой первой фазы интрузии, породы которой существуют вблизи гипотетического подводящего канала Шалозёрско-Бураковского тела. В дальнейшем последовательность пород, вскрытая скважиной, интерпретировалась как разрез расслоенной серии, осложнённый более поздней интрузивной фазой [14]. Предполагалось, что к дополнительному внедрению принадлежат перидотитовые породы, вскрытые скважиной на интервале 650-850 м.

Действительно, разрез скважины можно разделить на два ритма - нижний и верхний. Верхний ритм вскрывается первыми 850 метрами керна, причем его геохимическая структура ритма в деталях повторяет структуру характерную для пород Шалозёрского блока [1]. Снизу вверх наблюдается последовательная смена оливиновых, двупироксеновых и двупироксен-плагиоклазовых кумулатов, а зона двупироксеновых кумулатов осложнена перидотитовым прослоем (интрвал керна 567 589 м.). В разрезе нижнего ритма (850 1180 м) также наблюдается последовательная смена преимущественно оливиновых, двупироксеновых и двупироксен-плагиоклазовых пород, но в отличии от разреза верхнего ритма он характеризуется совершенно другим мотивом геохимической структуры. Для этой толщи характеры повышенные содержания когерентных элементов (Ni, Cr, V) и "относительно некогерентного" титана при пониженных концентрациях Sc. Это находит отражение в увеличении показателей Ni/(V+Ni) и V/(Ga+V) на фоне снижения Sc/(Ga+Sc). Указанные геохимические различия верхнего и нижнего ритмов позволяют высказать сомнения в реалистичности предположений о механическом сдвоении одного и того же разреза в керне этой скважины, которое могло произойти за счет тектонических сдвигов.

Показательно поведение трендов изменения параметров f', an' и Co/(Ni+Co) в разрезах обоих ритмов. Если не рассматривать породы дополнительного внедрения (перидотитовый прослой), осложняющего зону двупироксеновых кумулатов, то для верхнего ритма характерны монотонные тренды "нормальной" магматической эволюции. Напротив, разрез нижнего ритма отличается сложной картиной поведения индикаторных отношений: например, график изменения показателя валовой железистости f' отчётливо делится здесь на три части (Рис. 5). Преимущественно оливиновые породы характеризуются обратным трендом изменения f'=0.21 0.13. Для обогащенных пироксеном пород вверх по разрезу отмечаются положительные приращения этого показателя (f'=0.22 0.45), а в габброидной части ритма они вновь становятся отрицательными (f'=0.45 0.17). Вариации an' и отношения Co/(Ni+Co) характеризуются графиками, которые можно разделить на две части: нижняя обогащённая оливином часть ритма снизу вверх имеет "нормальный" наклон, а верхняя (пироксениты и габброиды) - "обратный". Очевидно, что подобное распределение элементов, составляющих рассмотренные отношения, не могут быть объяснены в рамках обычной фракционной кристаллизации магматического расплава. Это позволяет отклонить гипотезы, как ранней [18], так и более поздней [14], интрузивных фаз плутона.

Последовательность элементов геохимической структуры нижнего ритма (Рис. 5) хорошо коррелирует с аналогичной последовательностью для скв. 187 (рис. 4), что позволяет интерпретировать породы нижнего ритма как разрез краевой группы интрузива. Отличительной особенностью рассмотренных разрезов является разная относительная мощность двупироксен-плагиоклазовых пачек, связанная, возможно, с разной высотой разрезов, относительно дна магматической камеры. Столь значительная мощность ритма (340 м), вступающая в противоречие с такой интерпретацией, может быть легко объяснена маленьким углом наклона ствола скважины относительно расслоенности. Это предположение хорошо согласуется с общим наклоном блока в северо-западных румбах, и как следствие, увеличение угла падения расслоенности в южной части Шалозёрского блока. В этом случае наблюдаемая мощность ритма будет являться кажущейся, а скв. 67 представляет уникальный случай столь детального опробования относительно маломощной пачки пород.

Составы породообразующих минералов краевой группы Шалозёрского блока получены М.М. Лавровым и А.В. Чистяковым в кернах скважин 28А [13] и 67 [5, 15, 14].

В разрезе первого типа, вскрытом скважиной 28А, сохраняется закономерность, установленная для краевой группы Аганозёрского блока: магнезиальность темноцветных минералов возрастает по мере удаления от контакта. Так для низкокальциевого пироксена наблюдается увеличение mg# от 66 в габброидах (обр.28А/199.7) до mg#=83 в пойкилитовых перидотиах (обр.28А/175). Вариации состава Pl демонстрируют обратную тенденцию: в габброидах - An48, в пироксенитах (обр.28А/195) и перидотитах - An35 и An38, соответственно. Состав Ol (Fo81) установлен в обр.28А/175.

Вариации составов минералов для разреза второго типа охарактеризованы в керне из скв. 67. Здесь обращают внимание различия показателя магнезиальности в пределах одного шлифа, которые для высоко-Са пироксена могут достигать 4-6 номеров (обр.67/1039, 67/900), а для низко-Са пироксена - 24 (обр.67/991) [14]. При ограниченном объёме имеющихся аналитических данных попытка установить характер скрытой расслоенности разреза имеет мало шансов на успех. Однако, для целей нашего исследования важны самые "высокотемпературные" составы. Отметим, что наиболее магнезиальный Ol соответствует составу Fo87 (обр.67/1161, 67/1110.2), а наиболее тугоплавкие низко- и высококальциевые пироксены (обр.67/1110.2) имеют магнезиальность #mg87 и #mg88, соответственно.

Таким образом, в пределах массива установлено два типа разреза, принадлежащих к краевой группе плутона. Первый тип выявлен в пределах Аганозёрского блока и в наиболее эродированной части Шалозёрского. Второй тип разреза вскрыт в тех частях Шалозёрского блока, где степень эрозии значительно меньше. Поэтому, породы разреза первого типа следует интерпретировать как разрезы придонных частей краевой группы, тогда как разрезы второго типа, по-видимому, надо трактовать как породы её боковой фации.

**Состав оливина интрателлурических вкрапленников**

Важнейшим петрологическим параметром, накладывающим ограничения на физико-химические характеристики родоначальной магмы, является состав интрателлурических вкрапленников. Около половины объёма плутона составляют оливиновые кумулаты и адкумулаты, поэтому фазовый состав внедрившейся магмы устанавливается однозначно: родоначальный расплав и интрателлурические кристаллы Ol. Это утверждение верно, как в случае внедрения магмы в субликвидусном состоянии (высокомагнезиальный расплав и незначительное количество кристаллов Ol), так и в случае высокой степени "раскристаллизации" исходной смеси. Для оценки состава этих первичных кристаллов рассмотрим данные по вариациям магнезиальности Ol в разрезе зоны оливиновых кумулатов.

На Аганозёрском блоке непосредственно измерить состав оливина удается только в нижней несерпентинизированной части разреза (скв. 20). Данные, полученные предшественниками [5, 14], дополнены результатами собственных микрозондовых исследований и представлены на Рис 3. На протяжении 700 м керна наблюдается увеличение магнезиальности Ol вверх по разрезу от Fo85 вблизи контакта до Fo90 в близи фронта серпентинизации. Аналитические данные М.М. Лаврова показывают, что той же закономерности подчиняется распределение Ni и Cr: их содержания в Ol возрастают по мере удаления от контакта плутона.

Представление о вариациях состава Ol в серпентинизированной части разреза дают также результаты изучения составов акцессорного хромита. Этот минерал обладает высокой устойчивостью в процессах серпентинизации силикатов. В частности, хромиты Бураковско-Аганозёрского плутона не имеют магнетитовых "рубашек", что характерно для более высокотемпературных вторичных изменений [19]. Известно, что для шпинелидов характерен быстрый диффузионный обмен ионами Fe2+ и Mg2+ с сосуществующими фемическими минералами. Это обусловлено тем, что коэффициенты диффузии двухвалентных катионов в шпинелиде примерно в 1.5 раза выше, чем в оливине [20]. Таким образом, можно предположить, что магнезиальность реально наблюдаемого хромита должна коррелировать с изменением состава Ol, который на 95-98% слагает исследуемые адкумулаты. Эти вариации приведены на Рис 3. Как и следовало ожидать, в неметаморфизованной части разреза состав хромита изменяется параллельно составу Ol. Далее вверх по разрезу магнезиальность минералов понижается до значений, характерных для приконтактовых пород. Таким образом, зона оливиновых кумулатов Аганозёрского блока до серпентинизации характеризовалась максимумом показателя валовой магнезиальности, расположенного вблизи середины её разреза.

Очевидно, что наблюдаемое распределение элементов в оливиновых адкумулатах не может быть описано ни последовательным фракционированием магматического расплава, ни осаждением интрателлурических кристаллов оливина. Мы полагаем, что на Аганозёрском блоке валовый состав пород зоны изменился в процессе адкумулятивного дорастания кристаллов преципитата, а составы слагающего их оливина не отвечает ликвидусным. Таким образом, наиболее надёжной оценкой состава интрателлуричеких вкрапленников следут признать наиболее магнезиальные составы, установленные в краевой группе пород, которые для обоих блоков плутона отвечают Fo87.

Геохимическая термометрия пород краевой группы

Метод геохимической термометрии объединяет несколько подходов к решению обратных петрологических задач, направленных на оценку температуры и состава магматических расплавов, из которых кристаллизовались базиты и гипербазиты [9]. В основе метода лежит предположение о равновесном распределении компонентов между первичными кристаллами и жидкостью, а его практическая реализация связана с проведением расчётов по ЭВМ-моделированию равновесной кристаллизации расплавов конкретных пород. В случае интрузивных массивов образцы для вычислений выбираются на основе геологических данных по принципу приуроченности к одним и тем же горизонтам или близости расположения в вертикальных разрезах. Это дает основание предполагать общую температуру и состав интеркумулусного расплава.

Сравнительный анализ составов модельных расплавов при одних и тех же значениях температур позволяет найти области сгущения и пересечения эволюционных линий. Было показано, что наиболее компактные кластеры составов по петрогенным компонентам формируются в ограниченном диапазоне температур (в пределах 10-15оС), которые отражают начальные условия формирования генетически родственных пород [2]. При этом среднее значение для температурного интервала пересечений линий эволюции состава жидкости рассматривается как наиболее вероятная температура исходной расплавно-кристаллической смеси, а "равновесный" состав минералов принимается в качестве первичного (исходного). Состав жидкости, находящейся в равновесии с первичными кристаллами, определяет исходный расплав - в том смысле, что он соответствует состоянию смеси до того, как в ней пройдут процессы докристаллизации и (возможно) перекристаллизации.

Реализация геохимической термометрии проводится с помощью ЭВМ-модели COMAGMAT-3.0 [21; 4]. Ранее этот подход использовался при реконструкции температурно-композиционных и фазовых характеристик исходных магм для ряда интрузивов, включающих небольшие (мощностью 100-200 м) слабо дифференцированные силлы Сибирской платформы и Восточной Камчатки [9; 22; 2], контрастно расслоенные массивы Партридж Ривер и Талнах [23, 24, 25], а также крупные плутоны Скергаард, Киглапейт и Довырен [4, 26; 10; 27].

Успех применения геохимической термометрии к этим объектам связан с котектической природой исходных магм, которые во всех случаях представляли смеси кристаллов оливина, плагиоклаза и жидкости. Это наиболее благоприятная ситуация, когда расчетные траектории эволюции остаточного расплава образуют ярко выраженную область пересечения, что дает возможность надежной аппроксимации содержаний главных компонентов в исходном расплаве - с погрешностью ~ 0.5-1 мас.%. Неопределенности оценки температуры магмы составляют при этом 10-15оС, приближаясь к точности используемых геотермометров [2]. Менее надежны оценки, полученные в поле совместной кристаллизации Ol, Pl и пироксенов, поскольку в этом случае незначительное понижение температуры системы могут приводить к сильному повышению степени кристаллизации системы. Очевидно, что слабая зависимость состава расплава от температуры для эвтектоидных систем снижает разрешающую способность метода.

Третий вариант (к которому относятся попытки реконструкции исходной магмы Бураковско-Аганозёрского плутона) является наименее благоприятным для применения геохимической термометрии. Выше отмечалось, что смесь интрателлурических вкрапленников и исходной жидкости находилась в поле кристаллизации одного силикатного минерала - оливина. Топология линий эволюции состава расплава в поле избыточного компонента такова, что при практических расчетах (в силу аналитических и вычислительных неопределенностей) модельные траектории образуют не пересечение, а систему субпараллельных линий, которые накладываются друг на друга, образуя "полосообразный" тренд эволюции в координатах температура - состав (см. ниже Рис. 9). Это осложняет интерпретацию результатов моделирования, требуя привлечения дополнительной и независимой от расчетов информации о составе первичных кристаллов Ol (см. выше), которые используются для конкретизации температуры внедрения исходной магмы.

Условия проведения вычислений. При проведении термодинамических расчетов по методу геохимической термометрии необходимо задать значения интенсивных параметров, приближающиеся к условиям внедрения расплавно-кристаллической смеси. Главные характеристики включают давление, окислительно-востановительные условия и содержание в системе воды.

Бураковско-Аганозёрский плутон целиком залегает среди архейских пород, поэтому оценить мощность перекрывающих отложений и литостатическое давление вблизи его кровли не представляется возможным. Однако нижний предел давления можно оценить из следующих соображений. В рамках гипотезы единого интрузивного тела правомочно предположить, что к началу эрозионных процессов объемные соотношения мафитов и ультрамафитов в разных блоках были близкими. По данным петрофизического моделирования [11] доля дунитов в Бураковско-Шалозёрском блоке составляет 44% от современного объема блока. Если учесть, что этот блок частично эродирован, то на основании модели строения плутона [1] можно сделать вывод, что доля зоны оливиновых кумулатов в первичном залегании составляла не более 35-40% первичного объёма. Если теперь допустить, что первоначальная форма Аганозёрского блока была близка к современной конусовидной, то это означает, что эрозией уничтожено не менее 1/2 его разреза, а максимальная первоначальная мощность блока (по высоте конуса) составляла 10-12 км. Столь значительная мощность интрузивной камеры обеспечивает гидростатический перепад давления 3-4 кбар. Кроме того, в породах плутона отсутствуют реакционные взаимоотношения Ol и Pl, поэтому верхний предел давления можно отнести к условиям устойчивости плагиоклаза, которые по данным [28] отвечают P 8 кбар. При моделировании фазовых равновесий в расплавах придонных пород, общее давление принято равным 6 кбар, как среднее между минимальной и максимальной оценками. Заметим, что небольшие погрешности в оценке общего давления (порядка 1-2 кбар) не должны значительно сказываться на результатах геохимической термометрии, поскольку увеличение давления на 1 кбар влечёт за собой повышение железистости Ol на 0.2 мол.% Fo [29]. Это практически не сказывается на положении траекторий эволюции состава расплава в координатах состав - температура.

Присутствие магнетита в верхних частях разреза позволяет предполагать "умеренно окислительные" условия формирования последовательности пород, которые отвечают небольшому окислению железа в расплаве (10-15 отн.%) и характеризуются интервалом буферных равновесий примерно от QFM-1 до QFM [30]. Такая неопределенность оценки летучести кислорода незначительно сказывается на составе модельного оливина и приводит к погрешностям не выше 0.5 мол.% Fo [2]. При проведении вычислений значения fO2 задавались в соответствии с буферным равновесием вюстит-магнетит (WM), которое близко к нижнему пределу вероятного диапазона редокс-условий.

Отсутствие гидроксил-содержащих минералов даже в поздних кумулятивных парагензисах [1] указывает на то, что с ранних до заключительных стадий накопления кумулата исходный расплав был недосыщен по содержанию H2O. Вместе с тем о наличии некоторого количества воды в системе свидетельствует присутствие магматических амфиболов и слюд в мезостазисе. Грубую оценку для максимально возможного содержания воды в исходной жидкости можно получить, если принять, что верхние наиболее дифференцированные породы разреза отвечают ~ 80% кристаллизации исходной магмы. Это отвечает пятикратному накоплению H2O в продуктах поздних стадий дифференциации. В случае насыщения остаточной магмы водой при Р=6 кбар содержание H2O в конечном (предположительно "андезито-базальтовом") расплаве составляло бы 8-10 мас.%. Это означает, при отсутствии признаков насыщения водой конечных продуктов содержание H2O в исходном расплаве не могло превышать 1.6-2.0 мас.%. По нашим оценкам на основе экспериментальных данных такие содержания воды приводят к понижению ликвидусной температуры оливина примерно на 30-40С [31]. Таким образом, масштабы этого эффекта не сильно выходят за пределы точности ЭВМ-модели КОМАГМАТ, что оправдывает последующие расчеты ликвидусных полей для оливина в сухих условиях.



|  |
| --- |
|  |
| Рис.6 |

Выбор образцов. Краевая группа плутона характеризуется широким набором дифференциатов и, как следствие, большим диапазоном вариаций содержаний петрогенных компонентов. Распределение главных породообразующих элементов в породах Краевой группы приведено на Рис. 6. На серии графиков представлены составы пород группы, вскрытых как на Аганозёрском, так и на Шалозёрском блоках. Для целей геохимической -термометрии главный интерес представляют дуниты и пойкилитовые перидотиты как наименее дифференцированные. Эти породы содержат от 25 до 45 мас.% MgO и при близких значениях магнезиальности характеризуются значительным разбросом содержаний FeO, CaO и SiO2. Вероятно это связано с неизохимичностью процессов серпентинизации. Поэтому для термометрических расчётов следует выбирать образцы с наименьшими вторичными изменениями: такие породы вскрыты глубокими скважинами 20 и 67. Для последующих вычислений были отобраны 9 составов (Табл.1, ан. 1-9), представляющих 4 образца из скв.20 и 5 образцов из скв. 67. Характерно, что на графиках (Рис. 6) фигуративные точки их составов "выстраиваются" в сублинейные тренды.

По нашему мнению, природа этих трендов не связана с кристаллизационным фракционированием Ol и обусловлена различиями первичных пропорций оливиновых кристаллов и магматической жидкости в кумулатах Краевой группы. Эта ситуация отвечает условиям применимости метода геохимической термометрии, когда валовый состав каждой породы можно выразить как комбинацию комплементарных количеств Ol и исходного расплава при одной и той же температуре (см. выше).

Контроль состава первичного оливина. Если принять, что составы оливина и интеркумулусной жидкости в "наименее дифференцированных" породах Краевой группы отвечают интрателлурическим кристаллам и исходному магматическому расплаву, то имеется возможность оценить (проконтролировать) состав первичного Ol, не привлекая данные микрозондовых анализов или результаты моделирования фазовых равновесий. Этот простой графический подход основан на условии сохранения баланса масс, которое позволяет рассматривать произвольные продукты смешения двух крайних компонентов вдоль линии, соединяющей их составы на вариационных диаграммах. Одним из компонентов является исходный расплав (состав которого заранее не известен), а другим - оливин, в отношении состава которого можно сделать реалистичный прогноз. Этот минерал более чем на 99% сложен MgO, FeO и SiO2 [5], поэтому на графиках содержаний этих компонентов составы стехиометричных оливинов формируют линию, отвечающую переходу от крайнего магнезиального члена (Fo) к железистому (Fa). На Рис. 6 крестиками показан отрезок этой линии, включающий вероятный диапазон составов первичного оливина 80-90 мол.% Fo. Очевидно, что тренд "смешения" и "линия оливина" должны пересекаться в точке, которая отвечает исходному составу Ol, как одного из краевых компонентов.

Для 4-х образцов из скв. 20 (Аганозерский блок) это пересечение указывает на вероятный состав исходного оливина Fo86 0.3. В случае 5-ти образцов из скв. 67 (Шалозерский блок) такой подход дает чуть более магнезиальный состав Fo88 0.6 (погрешности указаны в равномерной метрике). Обе эти оценки близки исходному составу Fo87, который принят на основании микрозондовых данных (см. выше). В дальнейшем, интервал содержаний 87-88 мол.% Fo будет использован в качестве главного критерия поиска температуры и состава исходного магматического расплава по результатам моделирования первичных расплавно-кристаллических равновесий.

Результаты вычислений. Численное моделирование равновесной кристаллизации для 9 выбранных составов (Табл. 1) проводилось в безводных условиях (буферWM, Р=6 кбар) по мере последовательного увеличения закристаллизованности расплава с шагом в 1 мол.%. Расчеты прекращались при содержании 85-90% кристаллов (15-10% "интеркумулусной" жидкости). При этом установлено, что все исследуемые составы имеют сходную последовательность кристаллизации: Ol высоко-Са Px Pl низко-Са Px и близкие температуры "выхода" расплавов на Ol-CPx котектику (1236-1261 С). Изменение фазового состава модельных систем при понижении температуры показано на Рис. 7. По этим данным появление Ol на ликвидусе происходит при 1560-1590оС; CPx начинает выделяться при степени кристаллизации 60-90%. Около 1200оС после раскристаллизации 70-80% расплава к этим минералам "присоединяется" Pl - обр. 20/1627, 67/1050 и 67/1181. Появление низко-Са пироксена отмечено только для одного образца (67/1050).



|  |
| --- |
|  |
| Рис.7 |

Тот факт, что расчеты проводились до высоких значений степени закристаллизованности, позволяет проводить сравнение модельных соотношений Ol, CPx и Pl с реальными модальными пропорциями минералов в породах. Как видно из Рис. 7, в шести случаях расчеты дают близкие наблюдаемым соотношения минеральных фаз (прежде всего - Ol и авгита), а для образцов 67/1170, 67/1130 и 67/1181 количество оливина занижается на 10-20 мас.%, что сопоставимо с точностью петрографического анализа. В целом, эти сопоставления показывают, что модель COMAGMAT вполне удовлетворительно предсказывает минеральный состав пород Краевой группы. Заметим также, что стадия кристаллизации, отвечающая переходу системы на Ol-CPx котектику (1236-1261 С), может быть принята за нижнюю (минимальную) оценку вероятной температуры внедрения исходной магмы, которая не была насыщена в отношении клинопироксена.

Эволюция модельного состава оливина. Составы Ol для 9-ти выбранных образцов при модельных температурах ликвидуса 1560-1590оС варьируют в диапазоне 94-95 мол.% Fo, что намного превышает диапазон составов первичного оливина интрателлурических вкрапленников (Fo87-88, см. выше). С другой стороны, появление клинопироксена в кристаллизационной последовательности по результатам расчетов происходит при содержаниях в Ol 86.7-88.2 мол.% Fo. Таким образом можно ожидать, что температура внедрения Бураковской магмы была близка или несколько превышала температуры выхода CPx на котектику с оливином. Более точные оценки могут быть получены при анализе расчетных зависимостей состава Ol от температуры (Рис. 8). На этом рисунке линии эволюции состава оливина приведены для всех 9-ти исходных образцов (Табл. 1), причем верхний предел искусственно ограничен температурой 1450оС. Составы Ol в образцах Аганозёрского блока (залитые символы) дают широкий "веер" траекторий, тогда как образцы Шалозёрского блока (незалитые символы) образуют на графике серию субпараллельных линий. Такая структура модельных траекторий заслуживает специального обсуждения.

|  |
| --- |
|  |
| Рис.8 |

Во-первых, отметим, что линии составов "аганозерских" оливинов расположены левее "шалозерских". Это означает, что в условиях одинаковой или близкой температуры внедрения средний состав интрателлурических вкрапленников Ol при заполнении магмой Аганозерской части камеры был менее магнезиальный, чем в Шалозерском блоке. Однако эти различия не велики (порядка 1 мол.% Fo) и могут свидетельствовать о высокой "степени равновесности" исходного парагенезиса оливиновых кристаллов и расплава. В то же время, обращает внимание, что максимальные отклонения для линий 1 и 2 (Рис. 8) коррелируют с максимальными значениями потерь при прокаливании (обр. 20/1546 и 20/1590 в Табл. 1). Это подразумевает возможность вторичных изменений, последствия которых кажутся несущественными при анализе вариационных диаграмм (Рис. 6), но проявляются при попытках моделирования первичных фазовых равновесий. По этой причине результаты расчетов для двух данных образцов из последующего "термометрического" анализа были исключены.

Этот шаг оправдывается и тем обстоятельством, что линии эволюции обр. 20/1546 и 20/1590 демонстрируют крутые, практически вертикальные зависимости состава Ol от температуры. Такой тип трендов характерен для сильно уплотненных кумулатов низкой пористости, имеющих наиболее высокие содержания MgO (Табл. 1); использование подобных температурных зависимостей приводит к большим погрешностям оценки исходной температуры по результатам ЭВМ-моделирования. Расчеты для пород Шалозерского блока дают систему относительно "пологих" эволюционных линий (Рис. 8), которые отражают повышенную пористость первичных кумулатов (долю захваченного расплава - сравните содержания SiO2, TiO2, Al2O3, CaO и щелочей в Табл. 1). Такие траектории дают более надежные и реалистичные оценки температуры.

Таким образом, если принять, что для Аганозерского блока средний "равновесный" состав интрателлурических кристаллов отвечал Fo87, то температура исходного магматического расплава могла варьировать от 1285oС (обр. 20/1627, линия 4 на Рис. 8) до 1321oС (обр. 20/1603, линия 3 на Рис. 8). В этом случае получаем среднюю температуру внедрения "аганозерской" магмы TAGL=1303 18 С. Для Шалозерского блока постулируем исходный состав оливина Fo88 и устанавливаем диапазон возможных температур от 1297oС (обр. 67/1170, линия 8 на Рис. 8) до 1349oС (обр. 67/1130, линия 6 на Рис. 8). Средняя температура внедрения "шалозерской" магмы (по 5-ти образцам) составляет TSHL=1323 26 С. На основании этих оценок можно уверенно утверждать, что исходная магма Бураковско-Аганозерского массива поступала в общую камеру при температуре около или несколько выше 1300оС. Это главный результат, на основании которого можно пытаться оценить общий для интрузива состав родоначального магматического расплава. Что касается различий температуры и среднего состава интрателлурических кристаллов в Аганозерской и Шалозерской части интрузивной камеры, то они могут свидетельствовать о небольших вариациях состава этой исходной жидкости. Результаты, представленные ниже, характеризуют масштабы этих предполагаемых вариаций.



|  |
| --- |
|  |
| Рис.9 |

Эволюция модельных расплавов и оценки состава исходной жидкости. Результаты расчета линий эволюции расплава при равновесной кристаллизации оставшихся 7 составов (Аганозерский блок - 2, Шалозерский блок - 5) приведены на Рис. 9. Эти модельные траектории составляют систему субпараллельных линий, которые отражают протяженное поле кристаллизации избыточного оливина и дают представление о погрешности последующих оценок. Мы уже отмечали, что для подобных совокупностей трендов не применима геохимическая термометрия в "классическом исполнении", когда температура первичного равновесия и состав родоначального расплава определяются по области пересечения эволюционных линий [2]. Тем не менее, наличие предварительных оценок температур первичного равновесия Ol - расплав позволяет получить реалистичные концентрационные характеристики исходной жидкости посредством соотнесения ТAGL и ТSHL с рассчитанными температурно-композиционными зависимостями.

Смысл этой операции очевиден из графиков Рис. 9, где присутствуют по две горизонтальные линии: сплошная отвечает вероятной температуре исходной магмы в аганозерской части камеры (ТАGL=1303 C), а пунктирная - в шалозерской (ТSHL=1323 C). При пересечении этих линий с траекториями эволюции состава расплава отсекается интервал концентраций, которые представляют вероятный диапазон содержаний петрогенных оксидов в исходной жидкости. Модельные составы родоначального расплава для каждого блока могут быть получены усреднением составов остаточных жидкостей в установленных концентрационных диапазонах. Рассчитанные таким образом составы исходных расплавов для Аганозёрского (AGL) и Шалозёрского (SHL) блоков приведены в Табл. 2. По большинству петрогенных компоненов полученные оценки практически совпадают.

Оба состава представляют несколько пересыщенные SiO2 магматические расплавы, содержащие ~ 11 мас.% MgO - их можно характеризовать как высокомагнезиальный базальт (AGL) и/или бонинитоподобный андезито-базальт (SHL). Эти названия подчеркивают различия средней кремнеземистости модельных расплавов, которая составляет ~ 3 мас.% SiO2. Другой компонент, для которого получены существенные отличия - СаО (разница около 2 мас.%). Различия концентраций этих компонентов в модельных составах заметно превышают аналитические погрешности силикатного анализа и неопределенности вычислений. Здесь допустимы два объяснения этих расхождений. Первое можно связать с неоднородностью состава родоначального расплава в пределах разных блоков Бураковско-Аганозерского интрузива. С другой стороны, нельзя исключать, что в этих отличиях мы наблюдаем последствия влияния на валовый состав породы процессов метаморфизма, поскольку породы из разных блоков изменены с разной интенсивностью.

В пользу второго предположения свидетельствует тот факт, что одна из двух траекторий пород Аганозеского блока (обр. 20/1627) фактически по всем компонентам примыкает к линиям эволюции для "шалозерских" расплавов (Рис. 9). Поэтому главный вклад в обсуждаемые различия дает присутствие сильно отклоняющейся от основной последовательности траектории обр. 20/1603 (табл. 1). В этом случае приходится признать, что наши попытки минимизировать проявления серпентинизации пород Аганозерского блока не имели успеха и в оценках состава исходного магматического расплава надо больше опираться на данные полученные для пород Шалозерского блока (состав SHL).

|  |
| --- |
|  |
| Рис.11 |

Для того, чтобы охарактеризовать родоначальный расплав Бураковско-Аганозёрского плутона по содержанию второстепенных и редкоземельных элементов было проведено дополнительное исследование. Три образца пород краевой группы Аганозёрского блока (20/1603.1, 20/1627 и 20/1627.5) были проанализированы рентгенофлюоресцентным и ICP MS методами. Результаты этих анализов приведены в Табл. 1 (ан. 10, 11), Табл. 3 и 4. При моделировании равновесной кристаллизации этих составов вместе с расчётом главных компонентов учитывалось распределение микропримесей. Их содержания в остаточных расплавах, равновесных с оливином Fo87, приняты за модельные оценки их содержаний в интеркумулятивных (исходных) расплавах исследованных образцов. Помимо состава интеркумулусного расплава эти расчёты позволяют оценить количество равновесной твёрдой фазы. Установлено, что доля этих первичных кумулятивных кристаллов в исследованных образцах варьирует от 77 до 92% (Табл. 1). Низкое содержание остаточного расплава влечет за собой увеличение как аналитических, так и вычислительных погрешностей, что сказывается на результатах моделирования. Это наглядно демонстрирует модельный спектр редкоземельных элементов состава 20/1603.1 (Рис. 11). В силу этого, характеристика AGL по второстепенным и редкоземельным элементам является усреднением модельных остаточных расплавов образцов 20/1627 и 20/1627.5 (Табл. 3 и 4).

Обсуждение результатов

|  |
| --- |
|  |
| Рис.10 |

Реалистичность результатов геохимической термометрии можно оценить, исходя из следующих соображений. Тот факт, что родоначальная магма интрузива находится в равновесии с оливином состава Fo87-88, позволяет оценить соотношение FeO и MgO в расплаве. Диапазон возможных вариаций этого соотношения демонстрируют две сплошные линии, показанные в координатах FeO-MgO и отвечающие двум значениям KD Fe-Mg - 0.29 и 0.33 (Рис. 10). Ранее мы постулировали, что краевые породы представляют смесь интрателлурических кристаллов оливина Fo87-88 и исходной жидкости. Поэтому пересечение тренда, образуемого фигуративными точками составов этих пород с линией равновесных соотношений FeO и MgO определяет их содержания в расплаве. Известное содержание MgO даёт возможность определить концентрации других элементов на трендах соответствующих графиков. Подобные оценки хорошо согласуются с результатами геохимической термометрии (Рис. 10). Это соответствие не удивительно, поскольку основой термометрических расчетов и графических построений является условие сохранения баланса масс [2].

Оценки состава родоначального расплава, полученные в результате моделирования, имеет смысл сопоставить с результатами, полученными в предшествующих исследованиях. Как уже упоминалось, существуют две независимые оценки состава родоначальной магмы плутона: оценка М.М. Лаврова [5] и оценка Е.В. Коптева-Дворникова с соавторами [7, 8], которые в данной работе обозначены как "LVR" и "KPD", соответственно. Очевидно, что прямое сопоставление этих оценок с составами AGL и SHL (Табл. 2) не имеет смысла, поскольку характеристики родоначальной магмы представляют валовый состав исходной расплавно-кристаллической смеси (Ol+L), а результаты термометрии - состав жидкой части исходной магмы. Для того чтобы привести предшествующие оценки к сопоставимому виду необходимо вычленить "расплавную" составляющую исходной магмы. Для этого были проведены расчёты равновесной кристаллизации составов LVR и KPD до появления на ликвидусе Fo87. Эти вычисления проводились при тех же параметрах, что и расчеты для краевых пород (безводные условия, P=6 кбар, буфер WM).

Составы модельных жидкостей LVR\* и KPD\* приведены в Табл. 2. Для появления на ликвидусе Fo87 составы необходимо закристаллизовать на 19.9 и 49.5 мас.%, соответственно. Модельные траектории эволюции этих составов приведены на Рис. 10. Обращает внимание близость модельных составов остаточных жидкостей. Различия между ними превышают погрешность силикатного анализа только по содержаниям TiO2 и K2O. Более высокие содержания этих элементов в составе KPD\* может быть следствием несколько большей доли поздних дифференциатов в выборке при вычислении среднего.

Таким образом, обе модели строения плутона практически одинаково отражают состав габброидной части плутона, но по-разному оценивают объём зоны оливиновых кумулатов. В первом случае она составляет 21 об.%, в другом - 53 об.%. По сравнению с нашими оценками, основанными на результатах петрофизического моделирования (35-40 об.%, см. выше) состав LVR представляет заниженную оценку, а состав KPD "завышает" долю зоны оливиновых кумулатов.

Оценки LVR и KPD по содержаниям микроэлементов [5, 33] приведены в Табл. 3. Эти данные позволяют вычислить модельные содержания второстепенных элементов микроэлементов в модельных расплавах LVR\* и KPD\*, которые также приведены в Табл.3. Сравнение характеристик составов LVR\* и KPD\* приводит к выводу о том, что влияние относительной доли оливиновых кумулатов в модельном разрезе интрузива не так "безобидно", как может показаться на первый взгляд. При описанном выше способе реконструкции родоначального расплава, использующем состав материнской магмы, возможно значительное смещение получаемых оценок. Рассмотрим несколько характерных вариантов. Петрогенные и когерентные по отношению к Ol элементы (такие как Ni, Co) могут быть учтены при балансовых расчётах. Величина смещения оценок некогерентных элементов пропорциональна количеству интеркумулятивного расплава, захороненного в зоне оливиновых кумулатов. Наиболее сильные искажения оценок происходят в случае высоко когерентных элементов, образующих собственную минеральную фазу. Показательным в этом отношении является Cr и Cu. В силу того, что Cr в составе хромита практически полностью сконцентрирован в зоне оливиновых кумулатов, оценка KPD\* по Cr в 2.5 раза превосходит LVR\*. Характерно, что это пропорционально доле оливиновых вкрапленников в KPD и LVR (50 и 20 %, соответственно). Напротив, Cu концентрируется в сульфидной фазе, которая приурочена к габброидным дифференциатам, поэтому оценка KPD\* в 1.5 раза ниже по сравнению с LVR\*.

Сопоставление содержаний петрогенных элементов остаточных жидкостей LVR\* и KPD\* с полученными в результате данного исследования составами AGL и SHL можно наглядно провести на Рис. 10. Различия оценок, полученных в данном и предшествующих исследованиях, по большинству петрогенных элементов не превышают интервала неопределённости этих методов. Значимыми являются различия по Al и Na. Действительно, составы LVR\* и KPD\* имеют ощутимо более высокие концентрации этих элементов. Это может указывать на то, что в оценке средневзвешенных составов LVR и KPD завышена доля лейкократовых габброидов в верхних частях разреза, в которых сосредоточена значительная часть глинозема и окиси натрия. Как и следовало ожидать, по Cr и Cu оценка AGL занимает промежуточное положение по отношению к LVR\* и KPD\*. Это можно рассматривать как дополнительное свидетельство неадекватности определений доли дунитовой составляющей массива, положенных в основу предшествующих исследований [5, 8].

Основываясь на структурно-геологическом анализе региона, сходных петрохимических характеристиках пород и близости абсолютных датировок В.С. Куликов [34] выдвинул гипотезу о том, что Бураковско-Аганозёрский плутон вместе с эффузивами свиты Ветреного пояса принадлежит к единой магматической формации, являясь их глубинным аналогом. Полученные характеристики родоначального расплава Бураковско-Аганозёрского плутона позволяют провести более детальное сопоставление химизма этих образований. Для сравнительного анализа были привлечены наименее магнезиальные (MgO<11%) составы лавовых потоков [33, 35], как содержащие минимальное количество интрателлурических вкрапленников оливина. Близость петрохимических составов вулканитов и модельных составов AGL и SHL демонстрирует Рис. 10. Сравнение хондрит-нормализованных [36] спектров пород краевой группы Аганозёрского блока с составами вулканитов Ветреного пояса также приводит к выводу об их близости (Рис. 11). Наблюдаются только незначительные отклонения: по лёгким лантаноидам спектры краевой группы соответствуют верхней огибающей поля составов базальтов, а по тяжелым - нижней. По-видимому, это связано с наличием в расплаве базальтов свиты кристаллов оливина, интрателлурические вкрапленники которого наблюдаются даже в шлаковой корке потока [34]. Занижение концентраций лёгких лантаноидов и некоторое завышение содержаний тяжелых происходит из-за различий их коэффициентов распределения оливин-расплав.

Таким образом, наблюдаемая близость составов по петрогенным и редкоземельным элементам является дополнительным свидетельством в пользу гипотезы о комагматичности плутона свите Ветреного пояса, а также подтверждением реалистичности представленных модельных построений.

**Выводы**

Настоящую публикацию следует завершить перечислением основных выводов, следующих из представленного материала.

1. В пределах пород Краевой группы плутона выделено два типа разреза. Разрез I типа вскрыт на Аганозёрском блоке и в наиболее эродированной части Шалозёрского. Разрез II типа выявлен в тех частях Шалозёрского блока, где степень эрозии значительно меньше. В силу этого, породы разреза первого типа интерпретированы как разрезы придонных частей краевой группы, тогда как разрезы второго типа трактуются как породы её боковой фации.

2. На момент внедрения состав интрателлурических вкрапленников определён как оливин состава Fo87.

3. Методом геохимической термометрии по породам Краевой группы плутона получена оценка состава и температуры родоначального расплава (жидкой составляющей материнской магмы). По образцам Аганозёрского блока получена оценка 1303 18 С, по породам Шалозёрского блока - 1323 26 С.

4. Сопоставление предшествующих оценок средневзвешенного состава интрузива с результатом модельных расчётов позволяет говорить, что они адекватно отражали строение базитовой части плутона и неверно оценивали объём зоны оливиновых кумулатов.

5. Установлена близость составов родоначального расплава Бураковско-Аганозёрского плутона и эффузивов свиты Ветреного пояса по петрогенным и редкоземельным элементам. Это является дополнительным аргументом в пользу гипотезы об их комагматичности.