Однако, сделанный выбор также не безупречен. Эксперименты Ллойда и Томпсона проводились в условиях «сухого» плавления, а упомянутые алмазы, имеющие первично мантийное происхождение (алмазосодержащие пироповые перидотиты и эклогиты) сохранились при последующих процессах метасоматоза мантии (алмазы установлены в мегакристах флогопита) и ее флюидного плавления. В связи с этим рассмотрены PT условия плавления мантии во флюидной обстановке. Для шести проб клинопироксенов и Mg биотитов из мегакристов и нодулей определены приближенные значения T° кристаллизации [4]. Температура варьирует от 700 до 900 °C (табл. 2). Четыре из шести определений (со значением: 800° (два), 840° и 900°C) на глубинах 80, 110 и 150 км совпадают с солидусом флюидного локального плавления мантийного железистого перидотита [2, 3], а два – с T° 700 и 750°C располагаются вне его пределов, по-видимому, на глубинах менее 80 км. Обращает внимание близкая сходимость полученных PT условий с условиями второго варианта по Ллойду и Томпсону: T°=690-870°C и P=23-30 кбар (глубина 75-100 км). Как отмечает А.А. Маракушев, наиболее оптимальными условиями флюидного плавления мантии при температуре 800-900°C являются глубины 80-110 км. При этом алмаз и его спутники (пиропы, хромиты и др.) наследуются флюидными магмами, которые дают начало вторичным алмазоносным породам – кимберлитам и лампроитам [2], в данном случае и ладогалитам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 269 с.
2. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988 а. 293 с.
3. Маракушев А.А. Петрология М.: Изд. МГУ, 1988 б 308 с.
4. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Диаграммы фазового соответствия и их приложение // Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. Ч. III. С. 146-183
5. Толмачева Е.В., Качалов М.В., Хазов Р.А. и др. Включения минералообразующих сред в ладогитах и мегакристах клинопироксена // Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера европейской части России. Петрозаводск: кар. НЦ РАН, 1997. С. 92-95
6. Хазов Р.А., Шаров Н.В., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2004. С. 55-74
7. Lloyd F.E., Arima M., Edgar A.D. Partial melting of a phlogopite-clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift Volcanies Contrib // Miner. Petrol., 1985. V.91. №4. P. 321-329
8. Thompson R.N. Some high-pressure pyroxenes // Miner. Mag. 1974. V/ 39. №307. P. 768-787

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ, СЛАГАЮЩИХ В ЛАДОГАЛИТОВЫХ ДИАТРЕМАХ НОДУЛИ И МЕГАКРИСТЫ, А ТАКЖЕ ИХ НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ

Хазов Р.А., Кевлич В.И.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

С открытием в Приладожье магматического комплекса ладогалитов [3], их трубок взрыва и даек с нодулями и мегакристами глубинных пород [4, 5], проводилось изучение минеральных парагенезисов нодулей, их химического состава и структурно-текстурных особенностей, в том числе зональности, как основополагающего признака, позволяющего отличать мегакристы от фенокристаллов в составе ладогалитов, а также зональность, возникшую при изменении TP условий от более поздней – реакционно-магматического взаимодействия мегакристов и нодулей с ладогалитовым расплавом. Предпринимались также попытки моделирования флюидного щелочно-калиевого метасоматоза и реконструкции состава алмазоносных протопород, изучался генезис, реакционно-магматические и метасоматические процессы, сопровождающие становление щелочно-калиевого магматического комплекса ладогалитов [5].

В диатремах ладогалитов, наряду с ксенолитами известных в районе пород, установлены нодули, сложенные породами переменного флогопит (магнезиальный биотит)-клинопироксенового состава с апатитом, от мелко- до крупно-гигантозернистого сложения, а также их дезинтегранты в виде мегакристов клинопироксенов, магнезиального биотита и апатита. Наличие высоких содержаний несовместимых элементов и летучих компонентов в нодулях и цементирующих ладогитах, совместно с текстурно-структурными особенностями пород и данными изотопии (Sr, Pb), свидетельствует о локальном флюидном щелочно-калиевом метасоматозе пород верхней мантии и образовании, вследствие их частичного или полного плавления, ладогалитовой магмы [5]. В нодулях и мегакристах были выявлены реликты магматических минеральных фаз парагенезисов, предшествующих флюидному щелочно-калиевому метасоматозу. К ним, помимо широко распространенных высокоглиноземистых салитов и авгитов, относятся реже встречающиеся мегакристы и пироксены из нодулей

пироксенитов, имеющие хорошо выраженную реакционно-магматическую зональность. Оптико-петрографическая диагностика показала, что состав пироксенов в них варьирует от жадеитсодержащего клиноэнстатит-пижонита (ряд клиноэнстатит-диопсид) до жадеитсодержащего клиногиперстена и пироксенов ряда фассаит-омфацита, содержащими (в масс.%) Al_2O_3 до 9,34, K_2O до 0,71, Na_2O до 1,8, а также TiO_2 до 0,9; и SrO до 0,18. Однако, учитывая широкое развитие в них структур распада и образование апожадеитового альбита, что привело к потере Na, K и Si, протоклинопироксены рассматриваются как апоомфацитовые. При сходном химизме клинопироксены нодулей и мегакристов отличаются от клинопироксенов из цемента эксплозивной брекчии: повышенным содержанием глинозема, магния, титана, натрия и калия и пониженным – кальция и железа. Из микропримесей в них устанавливаются: Sr, Ba, Co, Ni, Cu, Zn, Cr, V, Li, Rb, Cs.

На контактах мегакристов и нодулей с вмещающими ладогитами наблюдаются реакционно-метасоматические каймы клинопироксенов поздней генерации переменного состава [6].

Одной из наиболее распространенных является группа слюдитовых нодулей, образовавшихся в результате флюидно-метасоматического замещения ортопироксенов, оливина и, возможно, пиропа. Нодули слюдитов, как правило, содержат четко выраженные псевдоморфозы магнезиального биотита по оливину и ортопироксену (из таких нодулей методом термохимического растворения были выделены алмазы: один класса -2 +1 и восемь зерен -0,5 +0,2 мм).

Магнезиальные биотиты, реже железистые флогопиты нодулей и мегакристов характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 (до5%), BaO (до 3,76%), F (до 1,66%), а также примесями Mn, Sr, Co, Ni, Zn, Cu, V, Cr, Li.

Мегакристаллы апатита обычно имеют призматическую форму, светло-желтый цвет и не превышают 3-4 см в длину (в ед. случае – 7 см). Наряду с собственно мегакристами апатита и хадакристаллами в клинопироксенах и слюдах, в эксплозивной брекчии содержатся обломки катаклазированной (мелкозернистой) мономинеральной, или с примесью слюды, а иногда и клинопироксена, апатитовой породы (руды). Апатит по составу соответствует фторапатиту, содержащему (в масс. %): F – до 3,33; Sr – до 1,5; РЗЭ – 1,33.

Изученные апатиты резко обогащены РЗЭ (в особенности легкими), как по содержанию, так и в нормированной по хондриту форме, также по отношению La/Yb. Среди них присутствуют: 1. мегакристы из протомагматического парагенезиса (предположительно пегматоидного верлита), имеющие самые высокие содержания La, Ce, Nd, Gd, Yb, Y и La/Yb и соотношения $La_N>Ce_N>Nd_N$; 2. Хадакристаллы и агрегаты из апатито-слюдисто-клинопироксеновых нодулей (парагенезис флюидно-щелочнокалиевого метасоматоза), имеет средние значения содержаний РЗЭ и соотношение $La_N \gtrless Ce_N \gtrless Nd_N>Gd$; 3. Ксеногенный ладогалитовый апатит (в том числе из обломков зернистого агрегата руды), из интрузивных и диатремовых ладогалитов имеет наиболее низкие содержания РЗЭ и соотношение $La_N<Ce_N>Nd_N$.

При этом общий химизм рассматриваемых апатитов, особенно высокие содержания Sr, Ba, F, и тренды РЗЭ свидетельствуют об их близости и определенной генетической преемственности [5].

Из второстепенных, но важных, как типоморфные минералы, в нодулях отмечаются псевдоморфозы по гранату, очевидно, альмандин-пиропового ряда. Они бывают мономинеральными, сложенными магнезиальным биотитом. Значительно реже псевдоморфозы представлены тальком. Нередко имеют сложный состав, в которых краевая кайма сложена слюдоподобным агрегатом, а срединная часть – темным красно-бурым ортитом. Наблюдались также неполные псевдоморфозы по коричневато-бурому гранату с центрически-лучистой трещиноватостью, замещенному сфеном, с широкой внешней зоной обрастания ортитом, что позволяет предполагать существование высокотитанистой фазы пиропа.

Исследуемый комплекс диатремовых ладогалитов с нодулями и мегакристами богат акцессорными минералами, образующими две группы: обычные акцессории ладогалитов, содержание которых приближается к содержанию второстепенных породообразующих минералов – ортит, алланит, титанит, циркон, в меньших количествах – монацит, ксенотим и др., и высокобарические микрофазы интрателлурической кристаллизации, отражающие эволюцию мантийного минерального парагенезиса: алмаз, хромит, альмандин-пироповый гранат, шпинель, хромшпинелиды, ильменит, рутил, муассонит, коэсит, бадделеит, перовскит и др. [6].

В результате изучения нодулей и мегакристов, включая термобарогеохимическое [2], а также присутствующих в них высокобарических акцессориев и псевдоморфоз по гранатам, ортопироксенам, оливинам, титанклиногумитам определена полифациальная стадийность образования слагающих нодули минеральных парагенезисов. С учетом наличия в нодулях и вмещающих ладогалитах высоких и аномально высоких содержаний несовместимых и литофильных крупноионных элементов K, Ti, Pb, Sr, Ba, Zn, V, Nb, Ta, Th, U, легких РЗЭ, летучих (F, Cl, P_2O_5, H_2O, CO_2) и данных по изотопии стронция $(I_{Sr}^{O} = 0{,}7033 - 0{,}7049)$ стадийность парагенезисов включает:

1. Протомагматический парагенезис первичных (реконструируемых) алмазсодержащих мантийных пород, представленных гранатовыми перидотитами, в том числе гигантозернистыми пегматоидными верлитами

и клинопироксенитами, а также вебстеритами и гранатовыми клинопироксенитами эклогитовой фации. Условия ТР кристаллизации алмазсодержащих протопород определяются областью кристаллизации алмазов, на схеме фаций метаморфизма верхней мантии [5], пятнадцатью фигуративными точками мегакристов клинопироксенов, имеющих температуру кристаллизации от 1250 до 1400°С и давление 51-60 кбар. По данным термобарометрических исследований в клинопироксенах сохранились признаки глубинной кристаллизации из силикатного расплава до отделения от него летучих компонентов при температуре гомогенизации расплавных, в том числе жидкоуглекислотных, включений в пределах 1340-1355±10°С.

2. Парагенезис клиноинстатит-бронзита, пижонита, клиногиперстена, диопсида, ферросалит-авгита, фассаита, апожадеитового альбита, обусловленный распадом твердых растворов протомагматических клинопироксенов и их альбитизацией в связи со снижением значений ТР.

3. Клинопироксен-апатит-слюдистый парагенезис, образованный в результате флюидного щелочно-калиевого метасоматоза (KREEP) мантийных магматических пород, локально или полностью слагающих выявленный в Приладожье астенолит (мантийный диапир), внедрившийся в верхнюю мантию и земную кору. Температурный минимум на фронте флюидного замещения по клинопироксен-биотитовому минералогическому термометру определен в 700-800°С при давлении 25-30 кбар (~80-120 км)

4. Резорбционно-метасоматический парагенезис, обусловленный взаимодействием нодулей (реститов) и ладогалитовой магмы, образованной (выплавленной) из метасоматизированных, в том числе алмазоносных пород астенолита, вследствие его подъема (аплифта) и продолжающемся флюидном воздействии.

Внедрение ладогалитовой магмы в верхние горизонты земной коры сопровождалось многократными эксплозиями. В результате были сформированы гипабиссальные (глубина 2-3 км) интрузивные ладогалит-тенсбергитовые массивы, а также диатремовые и дайковые тела. Температура начала кристаллизации клинопироксенов гипабиссальных ладогалитов, определенная методом гомогенизации, содержавшихся в них расплавных включений, варьирует от 1180 (меланоладогит) до 1100°С (лейколадогит), а для диатремовых 1250°С.

Кристаллизация ладогалитов, начавшаяся с клинопироксенов, осуществлялась из гетерогенной среды: из расплава и флюида, включающего, по-видимому, трансмагматическую и отделившиеся от расплава составляющие [2], резко обогащенные H_2O, P_2O_5, F, Cl и в меньшей степени CO_2 в количествах, препятствующих кристаллизации фельдшпатоидов, щелочных пироксенов, амфибола, оливина и мелилита. Видимо относительно высоким содержанием летучих, особенно фтора, и объясняются вычесленные по минералогическим термометрам сравнительно низкие температуры кристаллизации пород ладогалит-тенсбергитовой серии.

Удельный вес, магнитная восприимчивость и радиоактивность нодулей мегакристов и ладогалитов

№ пп	Образец №№	Образец: Мегакристалл, нодуль, ладогалит	Удельный вес, г/см^3	Магнитная восприимчивость X×10^{-3} СИ	γ (импульсов) фон 0,062
	1532-1п	Мегакрист клинопироксена (омфацит)	3,29*	0,03	0,068
	1533-1	—«—	3,12	0,11	0,067
	1473-5/2	—«—	3,2	0,03	0,069
	1473-5	—«—	3,09	0,17	0,065
	1473-14	—«—	3,13	0,09	0,065
	1473-7	—«—	3,1	0,15	0,067
	1433	—«—	3,47	–	–
	1433[а]	—«—	3,29	0,02	0,061
	1533-50	Мегакрист клинопироксена с апатитом	3,12	0,19	0,067
	1473-1	—«—	3,16	0,08	0,064
	1473-5/1	Мегакрист клинопироксена с прожилком калишпата	3,04	0,06	0,064
	1533-49	Мегакрист клинопироксена с биотитом	3,13	0,11	0,063
	1533	Мегакрист слюды (Mg биотит)	3,08	0,07	0,063
	К-13-110	Апатито-слюдистоклинопироксеновый нодуль с вкрапленностью пирротина	3,17	0,43	0,067
	1473-27/1	Апатито-слюдистый нодуль	3,14	–	0,065
	1533[а]	Клинопироксен-слюдисто-апатитовый нодуль	2,95	0,07	0,068
	1473-2/1	Слюдисто-клинопироксеновый нодуль	3,01	0,18	0,069
	1473-3	Слюдитовый нодуль	3,08	0,14	0,068
	1533[I]	Апатито-слюдистый нодуль	3,06	0,18	0,068
	1533[II]	Апатитовый нодуль Средняя плотность по 20 опр.	3,15 3,14	0,08	–
	1433[а]	Диатремовый мезоладогит	2,7	–	–
	1433[б]	Диатремовый мезоладогит	2,78	–	–
	1473	Меланоладогит	2,96	0,58	0,068

Примечание: * Удельные веса (по литературным источникам): омфацит: – 3,11-3,42; биотит – 3,02-3,12; флогопит – 2,7-2,85; апатит – 3,18-3,21.

Температурный интервал кристаллизации пород ладогалит-тенсбергитовой серии по пироксен-амфиболовому, пироксен-биотитовому, амфибол-биотитовому и двуполевошпатовому минералогическим термометрам [5] определяется в 950, 850-525°С. Давление, по-видимому, может оцениваться примерно в 10^8-10^9 Па, т.к. вычесленная при указанном давлении температура кристаллизации полевого шпата в 900°С и менее соответствует установленному при кристаллизации порядку выделения минеральных фаз по мере остывания магмы ладогалитов-тенсбергитов: клинопироксены (≥950, 850-620°С→амфиболы (950, 850-525°С)→полевой шпат (900, 800-750°С)→флогопит-магнезиальный биотит (770-525°С).

Учитывая важность в недалеком будущем геофизических исследований мантии и ее гетерогенного строения, в Лаборатории минералогии Института геологии Карельского НЦ РАН были проведены определения удельного веса, магнитной восприимчивости и радиоактивности образцов мегакристов, нодулей, диатремовых и интрузивных ладогалитов (табл.).

В связи с полученной средней плотностью по (20 определениям) равной 3,14 г/см^3 интересно отметить, что в районе грабена Осло на основе мощной положительной гравитационной аномалии на глубинах от 20 до 32 км под всей рифтовой зоной прогнозируется присутствие пород плотностью 3,12 г/см^3, слагающих интрузивное тело основных и ультраосновных пород с огромной массой – около $3{,}75\times10^{20}$ г [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Магматические горные породы. Т.3. М.: Наука, 1985. 488 с.

2. Толмачева Е.В., Качалов М.В., Хазов Р.А. и др. Включения минералообразующих сред в ладогалитах и мегакристаллах клинопироксенов //Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера европейской части России. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1997. С. 92-95

3. Хазов Р.А. Ладогалиты – новые апатитоносные щелочные ультраосновные породы. ДАН СССР, т. 268, №5, 1983. С. 1199-1203

4. Хазов Р.А., Попов М. Г., Бискэ Н.С. Трубки взрыва в Карелии. Дан СССР, т. 285, №4, С. 975-977

5. Хазов Р.А., Попов М.Г., Бискэ Н.С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. С.-П.: Наука, 1993. 218 с.

6. Хазов Р.А., Попов М.Г., Павлов Г.М. Реликтовые минералы, псевдоморфозы, алмазы и их микроакцессорные спутники в нодулях и мегакристах диатремовых ладогалитов //Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера европейской части России. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1997. С. 87-92.

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА

Хаин В.Е., Филатова Н.И.

Геологический институт РАН, г. Москва, filatova@ilran.ru

Арктическая область Земли состоит из блоков докембрийской континентальной коры, спаянных поясами более молодой, позднепротерозойско-мезозойской коры и разделённых впадинами с новообразованной, позднеюрско-кайнозойской океанической корой. Периферическое положение занимают наиболее крупные докембрийские кратоны – Североамериканский с Гренландией (в ретроспективе это Лаврентия), Восточно-Европейский (Балтика) и Сибирский. В Арктике размещены фрагменты ещё одного континентального массива, выступающие в Шпицбергене (Свальбард), Земле Франц-Иосифа, Новой Земле, Северной Земле, Новосибирском и Де Лонга архипелагах, Земле Пири в Канадском Арктическом архипелаге и в хребтах Ломоносова, Менделеева, Чукотском. Этот континент был назван Арктидой Л.П. Зоненшайном и Л.М. Натаповым [1], но ранее Н.С. Шатский назвал восточно-арктический фрагмент его Гиперборейской платформой. Возраст фундамента Гипербореи-Арктиды, судя по данным, полученным на Северо-Восточной Земле Шпицбергена и о. Северном Новой Земли, и датировкам обломочных цирконов из более восточных районов, скорее всего, гренвильский, с возможным включением более древних элементов. Таким образом можно предполагать, что Гиперборея-Арктида вместе с Лаврентией, Балтикой и Сибирью к началу позднего протерозоя, т.е. 1.0 млрд. лет назад, входила в состав суперконтинента Родиния, а все эти кратоны представляют его обломки. Подчеркнем, что Родиния была сформирована и существовала вне современной Арктики, и это касается не только Родинии, но и более молодых байкальских и каледонских складчатых поясов. И только в самом конце палеозоя эта мозаика при северном дрейфе достигла арктических широт [1, 8], благодаря чему красноцветы, гипсы и эвапориты в их пределах сменились на сероцветные терригенные отложения.

Докембрийская кора в пределах Арктического сектора континентальной плиты включает структуры байкальской орогении. Последние, весьма плохо обнажённые, можно предполагать в пределах о. Врангеля, Чукотки, шельфа Чукотского моря южнее свода Барроу, а также хр. Брукс и п-ова Сьюард [2, 6-8]. В этой зо-