

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры. Киев: «Феникс», 2005, 572.
2. Гнилко О.М. Про геодинамічні умови формування барем-альбських відкладів Українських Карпат. Геологія і геохімія горючих копалин, 1996, №3-4 (96-97). С. 52-60.
3. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. – 406 с.
4. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. Пер. с польск. – Г., Недра, 1981. – 245 с.
5. Henk A., Nemcok M. Stress and fracture prediction in inverted half-graben structures//Journal of Structural Geology 30 (2008) 81-97.
6. Linzer H.-G., Frisch W., Zweigel P., Gîrbacea R., Hann H.-P., Moser F. Kinematic evolution of the Romanian Carpathians // Tectonophysics, 297. – 1998. P. 133-156.
7. Ramsay J.G., Lisle R.G. The techniques of modern structural geology. Vol.3. Applications of continuum mechanics in structural geology. – Elsevier, 2000. P. 701-1061.
8. Stayer L.M., Hudleston P.J., Lorig L.J. A numerical model of deformation and fluid-flow in an evolving thrust wedge // Tectonophysics, 335. – 2001. P. 121-145.
9. Wissing S.B., Ellis S., Pfiffner O.A. Numerical models of Alpine-type cover nappes // Tectonophysics, 367. – 2003. P. 145-172.

**ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ МЕХАНИЗМ ДОСТАВКИ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ К ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ; ЩЕЛОЧНОЙ МЕТАСОМАТОЗ И МИНЕРАГЕНИЯ****Хазов Р.А.**

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

Рассмотреть механизм доставки глубинных ксенолитов к земной поверхности можно лишь в порядке предположения. Для выноса включений, в том числе, например, мегакристов клинопироксена (плотность до  $3,47 \text{ г/см}^3$ ), чтобы уравновесить их оседание в маловязкой магме (плотность диатремового ладогалита –  $2,7\text{--}2,78 \text{ г/см}^3$ ), вследствие значительной разницы плотностей между нодулями и расплавом (около  $0,4\text{--}0,6 \text{ г/см}^3$ , для расплава несколько больше, примерно на 10-12%), необходимы высокие скорости извержения. Известно, что минимальная скорость подъема базальтовой маловязкой магмы с разницей плотностей между нодулями и расплавом  $0,6 \text{ г/см}^3$  и размерами ксенолитов в несколько см была определена для вулкана Хуалалаи (Гавайские острова) около  $0,5 \text{ м/сек}$ . Для подъема мегакристов и нодулей, максимально известных размеров (12-15 см), в диатремах ладогалитов скорость должна быть большей, чем для вулкана Хуалалаи, так как скорость подъема магмы в значительной мере зависит от содержания в ней летучих компонентов, которых в ладогалитовом расплаве несомненно больше, чем в базальтовом [1]. Кроме того, не исключено, что типичная округлая форма большинства ксенолитов (мегакристаллов пироксена) обусловлена их «окатыванием» в быстро движущемся обломочно-магматическом (туффизитовом) потоке. Возникновение его, как представляется, было спровоцировано взрывами скопившихся под громадным давлением (около 30 кбар) летучих компонентов в магматических камерах на глубине около 2-5 км, в которых завершилась или завершалась кристаллизация гипабиссальных интрузивных ладогалит-тенсбергитовых пород. В итоге механизм доставки представляется следующим образом: за взрывом летучих и их прорывом к поверхности, вследствие возникновения громадного градиента давления между магматическим очагом и вакуумом в камерах взрывов, к последним из магматического очага со скоростью, как отмечалось, большей  $0,5 \text{ м/сек}$ ., устремлялся магматический расплав ладогалитового состава с ксенолитными включениями флюидизированной мантии. По мере продвижения расплава в него также поступал и ксеногенный материал пород, составляющих земную кору в Приладожье.

Формирование массивов и в последующее время характеризовалось интенсивными тектоническими движениями, о чем свидетельствует развитая в их пределах густая сеть дайковых и жильных тел от меланоладогитового до щелочногранитного состава и трубок взрыва, а также значительное количество зон рассланцевания, катаклаза и милонитизации.

Суммируя известные автору материалы и соответствующие им петрологические концепции, модель формирования алмазоносных ладогалитов, в том числе диатрем и даек, представляется, естественно, весьма схематично (рис. 1), следующим образом.

Из мантийного магматического очага, сформированного, по-видимому, в постсвекофенское время консолидации Ладожско-Ботнической подвижной зоны, в результате воздействия на мантийное вещество сильно восстановленных флюидов ( $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ), была интродуцирована первично алмазоносная с интрателлурическим парагенезисом микроакцессориев магма в пределы алмазоносной фации, с определенной

по протоклинопироксенам  $T=1245-1400^{\circ}\text{C}$  и  $P=51-61$  кбар. При участии, видимо, флюида типа «KREEP», содержащего калий, редкоземельные элементы, стронций, барий, фтор, фосфор и др.\*, первично алмазоносная магма подверглась ликвационно-кристаллизационной дифференциации с образованием алмазоносных перидотитов, включая гигантозернистые пегматоидные верлиты, и пироксенит-эклогитов. При внедрении первичной алмазоносной магмы в мантию выше алмазоносной фации или в земную кору алмазы и его спутники могут присутствовать только как интрателлурические и, как правило, в аксессуарных количествах.

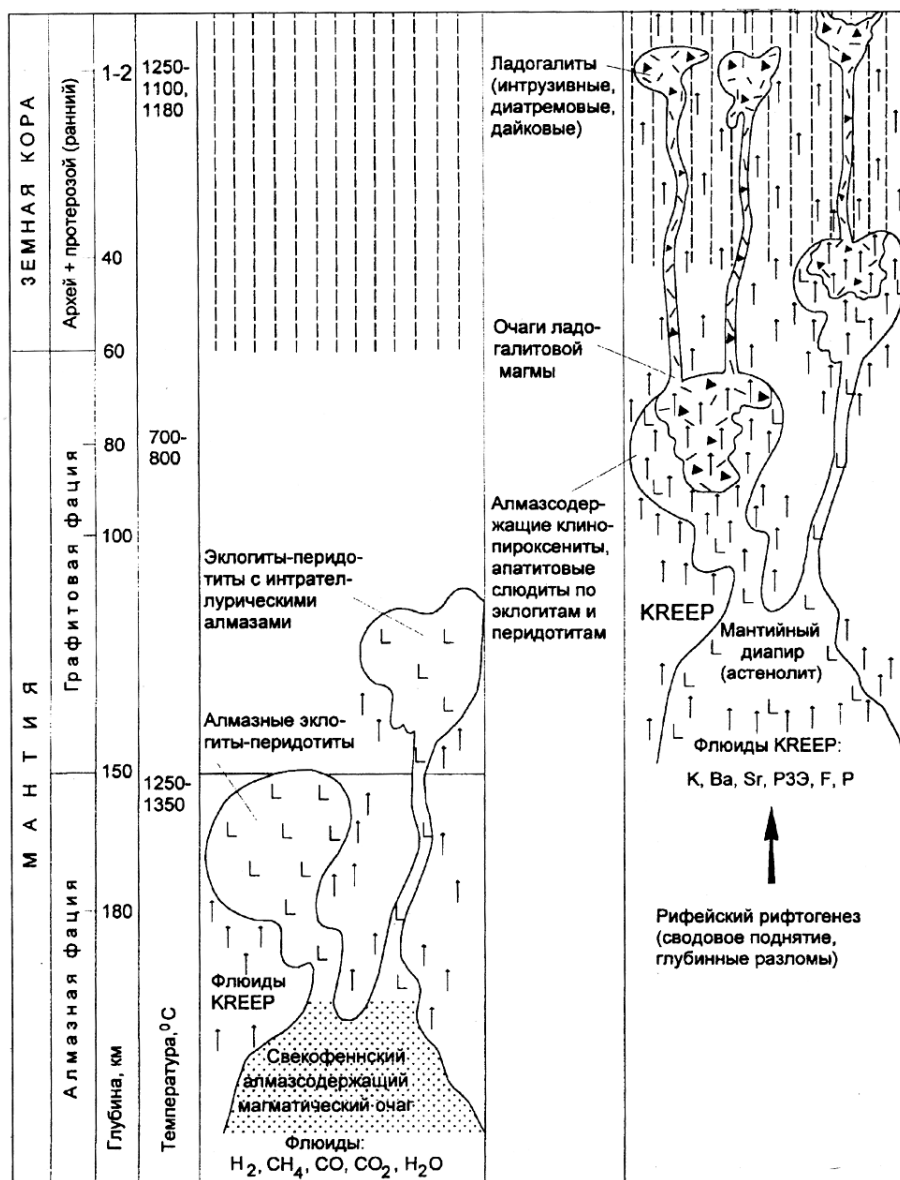
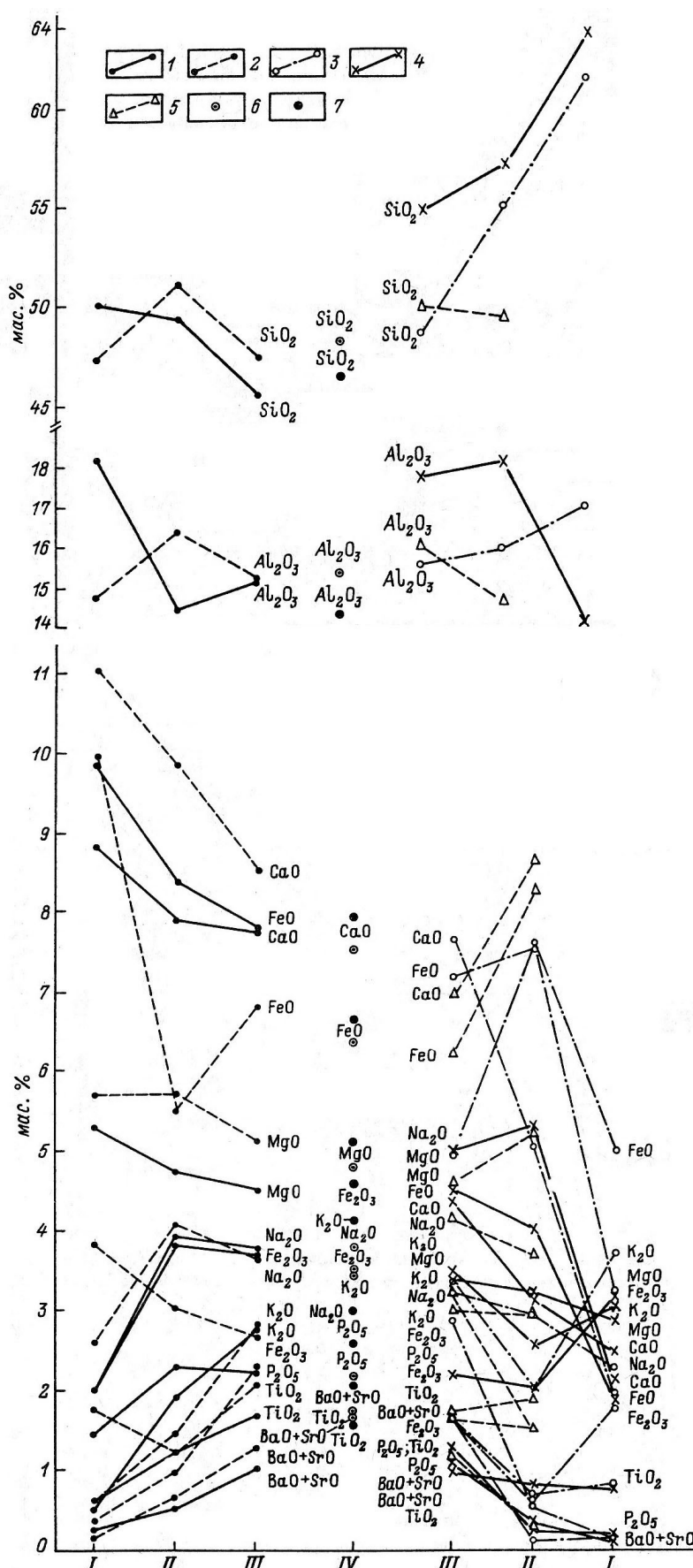


Рис. 1. Модель алмазо- и ладогалитообразования

Далее в условиях развития сводового поднятия и рифейского рифтогенеза первично алмазоносные перидотиты – эклогиты, подвергшиеся флюидному щелочно-редкоземельно-фтористо-фосфорному метасоматозу, трансформировались в алмазодержащие апатитовые глиммериты и апатито-слюдитые клинопироксениты. Эти породы при продолжающемся метасоматозе с уменьшением глубины примерно до 80-110 км и температуре 800-900°C плавятся и формируют очаг (или очаги) вторичноалмазоносной ладогалитовой магмы.

\* Это находит подтверждение в высоких концентрациях перечисленных элементов в минералах-включениях в алмазах трубки Ривер Ранч



Внедрению ладогалитовой магмы в верхние горизонты земной коры способствовали, получившие к этому времени развитие, рифтогенные глубинные разломы и высокая флюидная насыщенность, обеспечившая многократность ее эксплозий. В результате были сформированы гипабиссальные (2-3 км) интрузивные ладогалит-тенсбергитовые массивы, а также диатремовые (до 1 км в поперечнике) и маломощные (от 0,1 м) дайковые тела, сложенные эксплозивными брекчиями, содержащими нодулы апатитовых глиммеритов, апатито-слюдистых клинопероксенитов и мегакристы калий-натрий-содержащих клинопироксенов, барий-титан-фтор-содержащих флогопитов – магнезиальных биотитов и стронций-редкоземельно-содержащих фторапатитов.

Под воздействием калиевых щелочных расплавов и их флюидов вмещающие супракристалльные и интрузивные сфекофенские породы как в ксенолитах, так и в экзоконтактах подвержены щелочному метасоматозу (полевошпатизации, пироксенизации, биотитизации, амфиболизации, апатитизации). Ширина зон метасоматических преобразований варьирует от первых до 200-400 м. При интенсивном калиевом метасоматозе (рис. 2) в породах значительно уменьшается  $\text{SiO}_2$  (на 5-8%), увеличивается  $\text{K}_2\text{O}$  (до 3-4%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (до 3,5-5%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до 3-4%),  $\text{BaO}$  (до 1%),  $\text{SrO}$  (до 1%),  $\text{F}$  (до 1%),  $\text{La}_2\text{O}_3$  (до 0,2%),  $\text{CeO}$  (до 35%),  $\text{Y}_2\text{O}_3$  (до 0,01%) и др. [1].

**Рис. 2. Вариационная диаграмма химических составов вмещающих ладогалитовый комплекс пород, в различной степени испытывавших щелочнокалиевый метасоматоз.**

I – неизменные породы; II – испытывшие умеренный щелочной метасоматоз; III – испытывшие сильный щелочной метасоматоз; IV – загрязненные ладогиты из эндоконтактов.

1 – высоколиноземистые габбро-диабазы, габбро-диабазы из ксенолитов; 2 – габбро, габбро из ксенолитов; 3 – гранат-биотитовые гнейсы с графитом, гнейсы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, графитом, гиперстенсодержащие гнейсы из экзоконтакта, пироксенсодержащие гнейсы из ксенолитов; 4 – графитсодержащие биотитовые и биотит-кордиеритовые с графитом гнейсы, биотитовые гнейсы из экзоконтакта, графитсодержащие гнейсы из ксенолитов, биотитовые гнейсы из ксенолитов; 5 – амфиболовые гнейсы из ксенолитов; 6 – контактированные ладогиты из эндоконтактов (ср. из 26 ан.); 7 – интрузивные мезоладогиты (ср. из 85 ан.)

Ладогалиты и тенсбергиты могут представлять интерес в качестве нового, потенциального типа комплексных магматических месторождений стронций-барийсодержащего полевошпатового, редкоземельно-титанитового и апатитового сырья. При лабораторных технологических исследованиях получены апатитовый, стронций-барийсодержащий полевошпатовый, редкоземельно-титанитовый, биотит-флогопитовый и амфибол-пироксеновый концентраты. Прогнозные ресурсы руды оцениваются в несколько миллиардов тонн. Кроме того, требуется изучение потенциальной золотоносности интрузивных ладогалитов, содержание золота в которых достигает 0,1 г/т, а также установленной алмазонасности ладогалитовых диатрем, структурно-тектоническая позиция которых определяется Балтийско-Беломорской системой долгоживущих рифтогенных разломов, приуроченных к зоне сочленения Балтийского щита и Восточно-Европейской платформы, в северо-восточном продолжении которой известны алмазные кимберлиты и кимберлитовидные породы (Кимозеро в Заонежье, Ненокса на Онежском полуострове, месторождения алмазов Золотицкое им. Ломоносова и им. Гриба в Архангельской области).

#### ЛИТЕРАТУРА

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

### РЕКОНСТРУИРУЕМЫЙ СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ЛАДОЖСКОГО СВЕКОФЕННСКО-РИФЕЙСКОГО СВОДА

Хазов Р.А.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

Представления о составе мантии земли базируются на использовании целого ряда источников информации. Основным источником знаний о вещественном составе глубинных слоев литосферы являются ксенолиты (нодулы), выносимые на поверхность базальтовыми магмами, кимберлитами и лампроитами. С полным основанием к ним могут быть причислены ладогалиты [2], а также геофизические данные по Приладожью [3]. По результатам электро- и сейсморазведочных исследований Северо-Ладужский блок обладает уникальными структурно-вещественными параметрами. По данным МОВЗ он ограничивается падающими навстречу друг другу под углами 60°-40° Приозерским и Рускеальско-Салминским рифтообразующими разломами Балтийско-Беломорской рифтогенной системы [3]. Пространство между ними насыщено внутририфтовыми разломами, также падающими навстречу друг другу. Рифтообразующие разломы имеют явную тенденцию к сочленению в верхней мантии на глубинах 100-120 км. Геометрические размеры (150 км по профилю) и асимметричная форма Северо-Ладужского свода в виде наклонной (сдвинутой на север) призмы позволяет получить представления о динамических напряжениях, испытываемых сводом в процессе формирования. Глубинный (мантийный) характер разломов подтверждается раннерифейскими проявлениями ладогалит-тенсбергитового щелочнокалиевого магматизма, приуроченного к апикальной части свода с деструктированной архейско-нижнепротерозойской корой, пространственно расположенного между Выборгским и Салминским массивами гранитов рапакиви, прорывающими нормально-слоистый («кратонный») сейсмический тип земной коры [3].

В соответствии с представлениями о гетерогенности мантии, являющейся следствием метасоматизма, и учитывая результаты экспериментальных работ [4-6], комплексное геолого-геофизическое изучение делает возможным установление вещественного состава мантии и роли глубинных флюидов, типа «KREEP» (калий, редкоземельные элементы, фосфор, а также Sr, Ba, F и др.) в становлении Северо-Ладужского мантийно-корового свода.

Сопоставление составов пород ладогалитовой серии с составом гипотетической мантии под континентами [1] позволяет ориентировочно оценить, какими элементами и в какой степени обогащаются или обедняются деплетированная мантия и породы в процессе их формирования (дифференциации): резкое обогащение – K, Rb, Ba, Sr, TR, а также заметное – Na, Ca, Al, Ti, Nb, Zr при обеднении – Mg, Cr, Ni, Co [2].

Исходя из глубинных включений, соответствующих по минеральным парагенезисам флогопитовому клинопироксениту с апатитом, а также апатитовому глиммериту с отмечаемым несомненным геохимическим родством их с вмещающими ладогалитами, реконструируемая модель представляется следующим образом. Благодаря флюидному метасоматозу потоками вещества типа «KREEP» алмазсодержащие перидотиты и эклогиты, имеющие в своем составе оливин, гранат, ортопироксен, клинопироксен, близко соответствующие гранатовым перидотитам-вебстеритам, преобразуются соответственно в апатитовые глиммериты и во флогопитовые с апатитом клинопироксениты.