

## ПРОГРАДНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГАББРО-НОРИТОВ ПРИ ЭКЛОГИТИЗАЦИИ В ТЕМПЕРАТУРНОМ ИНТЕРВАЛЕ 600—700 °С

**С.П. Кориковский**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия*

Эклогитизация габбро-норитов в интервале 600—700 °С приводит к образованию коронарных структур с участием омфациита, граната, метаморфического ортопироксена, роговой обманки, клиноцоизита, олигоклаза, шпинели и корунда, возникающих между магматическим оливином (ортопироксеном) и плагиоклазом, в которых последовательность мономинеральных кайм и состав минералов зависят от градиента химических потенциалов компонентов в реагирующих фазах, температуры и давления, подчиняясь диффузионной модели. При взаимодействии пар  $Ol(Orx) + Pl, Si, Al, Ca$  и  $Na$  диффундируют от плагиоклаза в сторону темного минерала, а  $Mg$  и  $Fe$  наоборот. Наибольшую инертность всегда обнаруживает  $Al$ , тогда как подвижность остальных элементов имеет переменный характер. Составы корон и особенно состав псевдоморфов по плагиоклазу определяются кремнекислотностью участвующего в реакции полевого шпата, и поэтому коронарные эклогитообразующие реакции и смена кайм внутри корон рассмотрены отдельно для лабрадорсодержащих ( $Si$ -насыщенных) и битовнитсодержащих ( $Si$ -недосыщенных) габброидов. Показано, что при эклогитизации в „низкобарической“ половине эклогитовой фации стабильность кислого плагиоклаза зависит не только от давления, но и от степени меланократовости пород, и поэтому присутствие равновесного олигоклаза в псевдоморфозах по лабрадору и битовниту вполне закономерно. Процесс эклогитизации даже в эмбриональных формах происходит только при наличии водного флюида, в отсутствие которого парагенезисы  $Pl$ -содержащих габброидов сохраняются при любых давлениях в метастабильном состоянии.

*Эклогитизация, габбро-нориты, коронарные структуры, омфациит, гранат, разложение плагиоклаза.*

## PROGRADE TRANSFORMATIONS OF GABBRONORITES DURING ECLOGITIZATION IN THE TEMPERATURE RANGE 600–700 °C

**S.P. Korikovskiy**

Eclogitization of gabbro-norites in the temperature range 600–700 °C leads to the formation of corona structures composed of omphacite, garnet, metamorphic orthopyroxene, hornblende, clinozoisite, oligoclase, spinel, and corundum. These structures are produced between reacting magmatic olivine (orthopyroxene) and plagioclase. The sequence of monomineral rims and the mineral composition of the structures depend on the gradient of chemical potentials of components in the reacting phases and on temperature and pressure, i.e., follow a diffusion model. Under the  $Ol(Orx) + Pl$  interaction,  $Si, Al, Ca,$  and  $Na$  diffuse from plagioclase toward mafic minerals, and  $Mg$  and  $Fe$ , in the opposite direction. Aluminum is always the most inert, whereas the other elements are of variable mobility. The compositions of rims and, particularly, pseudomorphs after plagioclase are determined by the  $SiO_2$  content of feldspar involved in the reaction. Therefore, the eclogite formation reactions and change of rims in the coronas are considered separately for labradorite-bearing ( $Si$ -saturated) and bytownite-bearing ( $Si$ -undersaturated) gabbroids. On eclogitization, the stability of acid plagioclase in the low-pressure part of eclogite facies is shown to depend not only on pressure but also on the content of mafic minerals in the rocks; therefore, the presence of equilibrium oligoclase in pseudomorphs after labradorite and bytownite is quite natural. Even embryonic, eclogitization needs aqueous fluid. When the latter is absent, parageneses of  $Pl$ -bearing gabbroids remain metastable at any pressures.

*Eclogitization, gabbro-norites, corona structures, omphacite, garnet, plagioclase decomposition*

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение эклогитизации „сухих“ магматических габбро-норитов дает возможность выявить те особенности высокобарического метаморфизма, которые трудно установить при изучении обычных эклогитов с длительной проградной историей и неясным протолитом. В последних проградная эволюция отражена в зональных амфиболах, клинопироксенах и особенно — в типичных для эклогитов проградно-зональных гранатах, позволяющих с использованием составов включений в центральных и краевых частях гранатовых зерен реконструировать протяженные  $P$ - $T$  тренды стадии погружения. Для отдельных гранатовых кристаллов с ростовой зональностью иногда устанавливается перепад давления между началом и пиком метаморфизма от 7 до 20 кбар и температур до 300 °С [1, 2]. В противоположность этому минералы коронарных кайм в габброидах обычно целиком формируются при пиковых параметрах процесса, поэтому они не несут следов предэклогитовой метаморфической истории, и зональность внутри

каждой каймы, если она есть, отражает изотермическую диффузионную кинетику при максимуме  $P$  и  $T$  [3, 4]. При этом создается возможность непосредственно изучить детали разложения или перекристаллизации магматических оливинов и пироксенов, установить влияние валового состава пород и скоростей диффузии элементов на коронарные эклогитовые парагенезисы и проследить прямое замещение плагиоклаза высокобарическими фазами.

В настоящей статье рассматриваются только проградные преобразования габброидов на пике эклогитизации в наиболее обычном температурном интервале 600—700 °С, когда отсутствуют хлоритоид, тальк, глаукофан и парагонит, образующиеся вместе с омфацитом и гранатом в низкотемпературных эклогитизированных габбро [5, 6], но стабильны клиноцоизит, фенгит и роговая обманка.

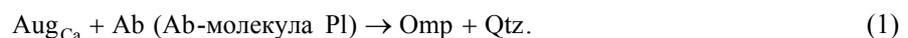
Если габбро-нориты при метаморфизме не были деформированы, эклогитизация имеет коронарный характер, когда на контакте магматического оливина и ортопироксена с лабрадор-битовнитом возникают концентрические короны с участием омфацита, метаморфического ортопироксена, граната, роговой обманки, кианита, шпинели и корунда. Одновременно магматический авгит на контакте с плагиоклазом омфацитизируется, а по плагиоклазу возникают псевдоморфозы либо граната, либо агрегата из мельчайших зерен клиноцоизита, кианита, корунда, шпинели и омфацита. Но вместе с ними в этих псевдоморфозах нередко участвует и олигоклаз, причем не в качестве метастабильного магматического реликта, который должен отвечать составу лабрадора или битовнита, а явно в виде новообразованной фазы, имеющей все признаки равновесности с  $Czo$ ,  $Ky$ ,  $Crn$ ,  $Spl$  и  $Omp$ \* [8—10].

### ВЛИЯНИЕ ГЛУБИНОСТИ И ВАЛОВОГО СОСТАВА ПОРОД НА УСТОЙЧИВОСТЬ КИСЛОГО ПЛАГИОКЛАЗА В ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ ГАББРОИДАХ

Нередко считается, что плагиоклаз полностью исчезает в эклогитах с самого начала эклогитовой фации, но это не совсем так. Устойчивость альбита (олигоклаза) с омфацитом и гранатом на пике эклогитового метаморфизма отмечалась не раз [11—15], а экспериментальные исследования Т. Холланда [16] подтвердили стабильность кислого плагиоклаза в парагенезисе  $Omp + Ab + Qtz$  в широком интервале „эклогитовых“ давлений, вплоть до  $P = 16—18$  кбар (при  $T = 600—700$  °С), т. е. до линии альбит-жадеитового перехода. Поэтому следует понять, с чем может быть связана его частичная сохранность при  $P \geq 12$  кбар в начальной, „низкобарической“ части этой фации.

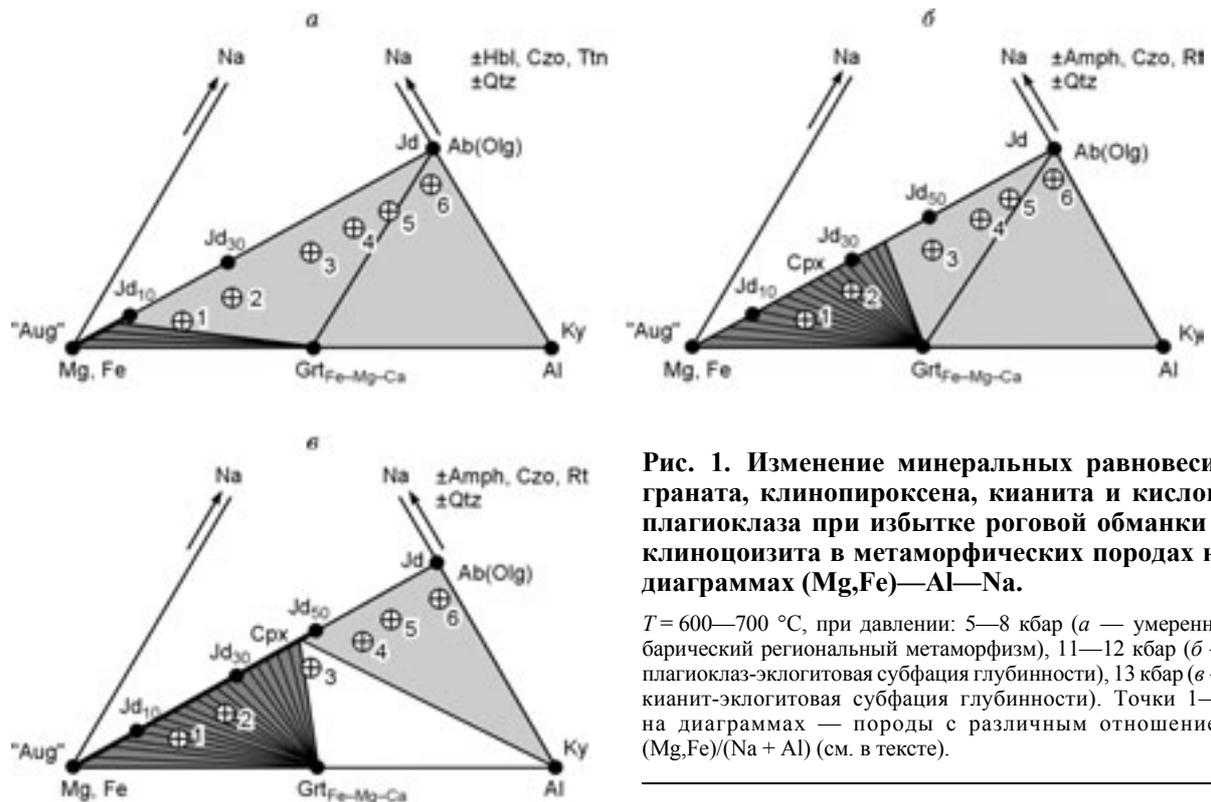
Равновесия кислого плагиоклаза с главными эклогитовыми минералами — гранатом, омфацитом и кианитом в присутствии роговой обманки и клиноцоизита можно рассмотреть на серии диаграмм  $Na—(Mg,Fe)—Al$  (рис. 1), отражающих природные ассоциации  $Grt$ -содержащих пород (т. е. пород с несколько повышенной величиной  $X_{Fe}$ ) при различных давлениях и  $T = 600—700$  °С. На этих диаграммах точки 1—6 отвечают валовым составам пород с различным отношением  $(Mg,Fe)/(Na + Al)$  — от крайне меланократовых метабазитов (1), через породы основного и среднего составов (2—4), до лейкократовых, богатых  $Na$  и  $Al$  гнейсов (5, 6). На конноде  $(Mg,Fe)—Ab(Jd)$  расположены составы клинопироксенов ряда  $Aug—Omp$  с переменным содержанием  $Jd$ -молекулы в ассоциации с альбитом (олигоклазом) или без него. Область темно-серого цвета с коннодами отражает составы пород и парагенезисы, не содержащие  $Pl$ , а светло-серого — составы и парагенезисы с кислым  $Pl$ .

Сравнение этих диаграмм позволяет проследить совместное влияние валового состава пород и давления (в избранном температурном интервале) на устойчивость кислого плагиоклаза с самого начала эклогитовой фации. Этим началом можно считать появление в метабазитах ассоциации омфацита, содержащего более 20—25 % жадеитовой молекулы, с гранатом, что сопровождается первым ограничением устойчивости плагиоклаза, стабильность которого быстро уменьшается с ростом давления. Парагенезис  $Srx + Grt$  сам по себе устойчив уже при  $P = 5—8$  кбар (см. рис. 1,а), т. е. при умеренно-глубинном метаморфизме; но клинопироксен в  $Grt$ -содержащих метабазитах представлен почти чистым  $Ca$ -авгитом, содержащим не более 7—8 %  $Jd$ . Плагиоклаз стабилен с  $Grt$  и  $Srx$  без всяких ограничений в любых породах — от меланократовых метагаббро до гнейсов (точки 1—6 на рис. 1,а) за исключением метультрамафитов — например, гранатовых клинопироксенитов (равновесия в левой нижней части диаграммы, вблизи  $Mg-Fe$  угла). С повышением давления более 11 кбар начинается непрерывная серия реакций между  $Aug$  и  $Pl$ , которые можно считать переходными от высокобарической эпидот-амфиболитовой к эклогитовой фации:



Благодаря им предельное содержание  $Jd$  в клинопироксене нарастает, достигая 33—35 % при  $P \sim 12$  кбар (см. рис. 1,б), а количество кислого плагиоклаза, расходующегося в данной реакции, уменьшается вплоть до полного исчезновения — сначала в метагаббро-пироксенитах (т. 1), а затем и в эклогитизированных

\* Символы минералов по Р. Кретцу [7].



**Рис. 1. Изменение минеральных равновесий граната, клинопироксена, кианита и кислого плагиоклаза при избытке роговой обманки и клиноцоизита в метаморфических породах на диаграммах (Mg,Fe)—Al—Na.**

$T = 600\text{—}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ , при давлении: 5—8 кбар (*a* — умеренно-барический региональный метаморфизм), 11—12 кбар (*b* — плагиоклаз-эклогитовая субфация глубинности), 13 кбар (*c* — кианит-эклогитовая субфация глубинности). Точки 1—6 на диаграммах — породы с различным отношением  $(\text{Mg,Fe})/(\text{Na} + \text{Al})$  (см. в тексте).

габбро обычного состава (т. 2). Однако в мезократовых породах с большим содержанием плагиоклаза, соответствующих лейкогаббро или анортозитам (т. 3), и тем более в средних и кислых породах (т. 4—6) Pl сохраняется, в том числе в парагенезисе с Omp (при максимальной примеси Jd в нем до 35—40 %). Этот интервал начальных для эклогитовой фации давлений (11—12 кбар), при которых чередуются бесплагиоклазовые и Pl-содержащие метагаббро, содержащие критическую для эклогитов ассоциацию Omp + Grt в присутствии Pl, можно назвать плагиоклаз-эклогитовой субфацией глубинности [17].

С дальнейшим ростом давления максимальное содержание жадеитовой молекулы в Omp продолжает нарастать, и затем, вследствие моновариантной реакции типа



фазовые равновесия в эклогитизированных габбро кардинально меняются — кислый плагиоклаз полностью исчезает и в меланократовых, и в мезократовых разностях метабазитов, и в них впервые возникает парагенезис Omp + Ky (см. рис. 1, *b*), характерный для более глубоких кианитовых эклогитов. Но в сопутствующих кианит-омфацит-гранатовым бесплагиоклазовым метагаббро кислых (лейкократовых) метаграувакках и гнейсах (см. рис. 1, т. 4—6) плагиоклаз полностью сохраняет свою стабильность. Эту область  $P$ - $T$  параметров эклогитовой фации, начиная с  $P = 13\text{—}14$  кбар (при  $T = 600\text{—}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) и вплоть до 16—18 кбар (до линии Ab—Jd перехода), можно назвать Ky-эклогитовой субфацией глубинности [17]. Таким образом, присутствие или отсутствие кислого Pl при давлении от 11 до 18 кбар в эклогитизированных габброидах или в отдельных доменах внутри них контролируется двумя факторами — давлением и степенью лейкократовости пород.

Равновесия, показанные на рис. 1, позволяют объяснить довольно частую, но казавшуюся не вполне понятной ситуацию: в апогаббровых эклогитах кислый Pl полностью исчезает в меланократовом матриксе или на контакте с темноцветными минералами (где он замещается гранатом — см. далее), но совершенно закономерно как равновесная фаза сохраняется в сростаниях с небольшими зернами омфацита в Czo-Ky-Omp-Spl-Crn-псевдоморфозах по внутренней части зерен первичного лабрадора или битовнита. Последние представляют собой изолированные лейкократовые домены внутри меланократовых метагаббро, а потому олигоклаз в них остается стабильной фазой.

### РОЛЬ ФЛЮИДОВ ПРИ ЭКЛОГИТИЗАЦИИ ГАББРОИДОВ

Трансформация габбро-норитов и троктолитов в эклогиты наглядно демонстрирует решающую роль флюидов в этом процессе. Например, в корневых частях норвежских каледонид эклогитизация с возрас-

том ~400 млн лет накладывается на протерозойские габбро-троктолиты и метаанортозиты, иногда затронутые протерозойским гранулитовым метаморфизмом. Эклогиты Omp-Grt-Hbl-Phl-Czo-Ky-Qtz состава формируют в них ветвящуюся сеть жил и прожилков, маркирующих плоскости сдвигов и трещин, являющихся каналами для просачивания флюидов [18—21]. При этом даже в 2—3 мм от эклогитовых жил, имеющих резкие контакты с метаанортозитами и габбро, последние в неизменности сохраняют свой первичный Ol-Orx-Aug-Pl состав [19]. Несмотря на высокobarические и ультравысокобарические параметры эклогитизации в норвежских каледонидах ( $T = 510\text{—}700\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $P = 18\text{—}28$  кбар) [21], полная сохранность габбровых парагенезисов с плагиоклазом в окружении эклогитовых жил (флюидопроводящих каналов) доказывает, что никакие, даже самые эмбриональные, метаморфические преобразования габброидов невозможны без флюидов, из-за чего Pl-содержащие ассоциации метастабильно сохраняются при давлениях, далеко превышающих поле устойчивости плагиоклаза, например в коэзитсодержащих эклогитизированных метагаббро района Сулу [9]. Следовательно, фильтрующиеся флюиды являются не дополнительным, а единственным катализатором эклогитизации и одновременно межгранулярной средой, через которую осуществляется диффузия при реакционных замещениях [22]. Поэтому эклогитизация крупных габбро-норитовых массивов часто захватывает лишь их периферию, куда проникают флюиды, циркулирующие во вмещающих слоистых толщах, в то время как центральные части массивов, не проработанные флюидами, полностью сохраняют первично-магматический облик.

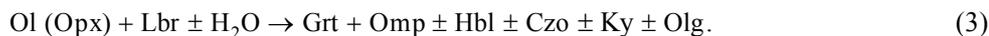
Наличие водного флюида подтверждается постоянным присутствием в апогаббровых эклогитах водных минералов (амфиболов, фенгита, клиноцоизита), равновесных с омфацитом и гранатом, а также тем, что эклогитизация сопровождается большим количеством синметаморфических кварцевых и прочих жил [15, 23, 24], содержащих Omp, Grt, Hbl, Ky, Zs, т. е. те же минералы, что и окружающие эклогиты. В комплексе Марун-Кеу образование жил сопровождается околожилными метасоматическими изменениями боковых пород при параметрах эклогитовой фации [15].

#### МИНЕРАЛЬНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ ПРИ ЭКЛОГИТИЗАЦИИ ГАББРОИДОВ

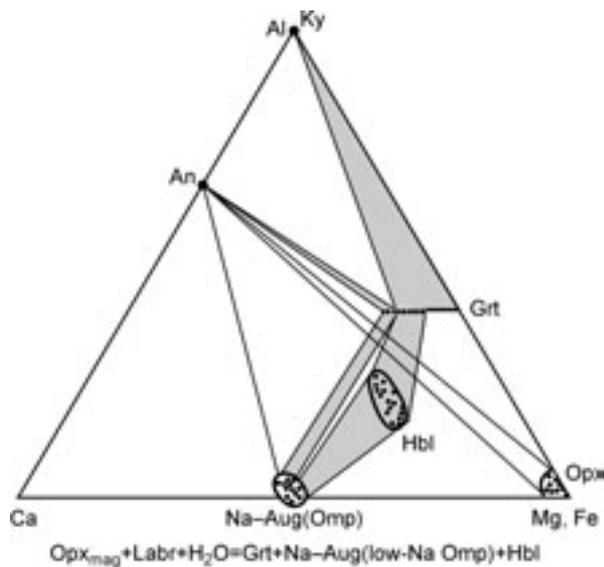
В эклогитизированных габброидах Omp-Grt ассоциация возникает на контакте магматического оливина или ортопироксена (пижонита) с плагиоклазом, образуя сначала реакционные короны и апогаббровые корониты, трансформирующиеся по мере усиления деформаций в гранобластовые эклогиты. Наиболее эффективно поэтому эклогитизация проявляется в Ol-Orx-содержащих габбро-норитах, норитах, троктолитах и анортозитах.

Наиболее ярко выраженная тенденция в ходе эклогитизации габброидов — **нарастающий распад и затем полное исчезновение плагиоклаза**. Все коронарные и другие реакции так или иначе отражают деплагиоклазизацию базитов. И альбитовая, и анортитовая его молекулы, взаимодействуя с темноцветными минералами, участвуют в образовании высокоплотных минеральных ассоциаций и минералов — омфацита, обогащенного гроссуляром Fe-Mg-Ca-граната, кианита, клиноцоизита, иногда баррузитового и тарамитового амфибола. Центральные части зерен Lbr и Btw замещаются агрегатом цоизита, кианита, омфацита, шпинели и корунда, нередко вместе с олигоклазом. Состав этого агрегата, и, отчасти, состав корон, зависят от кремнекислотности замещаемого плагиоклаза: в симплектиках по лабрадору (50—70 % An) образуются только силикатные минералы, тогда как при разложении менее кремнекислотного, но более глиноземистого битовнита (70—90 % An) вместе с ними кристаллизуются корунд и шпинель. Из-за первичной гетерогенности габброидов, особенно в расслоенных массивах, происходит чередование полос или участков авгитовых габбро, норитов, троктолитов и анортозитов, в которых составы плагиоклазов колеблются от лабрадора до анортита. В связи с этим равномерность эклогитизации и типы возникающих корон сильно варьируют даже в пределах отдельных обнажений, а иногда даже в пределах одного шлифа. Колеблущаяся в небольших для габброидов пределах железистость оливина и ортопироксена отражается только на железистости новообразованных эклогитовых минералов, но не на самом минеральном составе корон. Наиболее ощутимые различия в эклогитовых парагенезисах определяются основностью (кремнекислотностью) плагиоклаза. Поэтому мы рассмотрим отдельно процессы эклогитизации в Si-насыщенных и Si-недосыщенных габброидах.

**Эклогитизация Si-насыщенных (лабрадорсодержащих) габброидов.** Главным эклогитообразующим процессом в лабрадоровых габбро-норитах и троктолитах является обобщенная реакция



С этой реакцией связано формирование большинства известных коронитов — как менее глубоких Aug-Grt-содержащих (при  $P < 11$  кбар) [3, 4], так и омфацит-гранатовых в условиях эклогитовой фации (при  $P > 11$  кбар), так что в приложении к норитам она иногда именуется “ортопироксен-плагиоклазовой коронитовой реакцией” [4]. К примеру, на диаграмме ACF (рис. 2), построенной по анализам минералов из эклогитизированных норитов района Бойник в Сербо-Македонском массиве (наши данные), видно, что эклогитовый парагенезис омфацит (Na-авгит) + гранат + роговая обманка может возникать только за счет



**Рис. 2. Фазовые равновесия в эклогитизированных норитах района Бойник (Сербия) (проекция из точки альбита).**

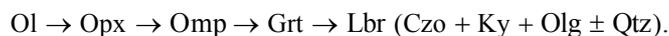
Образование метаморфической коронарной ассоциации Grt + Omp(Na-Aug) + Hbl за счет реакции между магматическим ортопироксеном и лабрадором. Точки — составы минералов по микрозондовым анализам.

реакции между ортопироксеном и плагиоклазом. Вокруг самостоятельных зерен авгита гранат не образуется. Причину этого проясняет та же диаграмма (см. рис. 2): на ней составы магматических авгитов из этих норитов близки к точке омфацита, и из положения Aug-An конноды следует, что гранат не может возникать за счет реакции между авгитом и плагиоклазом. Это подтверждается данными по эклогитизированным базитам из многих других регионов.

При синметаморфических деформациях коронарные структуры постепенно исчезают, магматические минералы замещаются эклогитовыми, и в пределах одного базитового тела на небольшом расстоянии можно проследить все стадии превращения коронарного метагаббро в промежуточную породу, а затем в эклогит с обычной гранобластовой структурой [9].

*Строение коронарных структур и состав минералов.* В эклогитовых коронитах новообразованные минералы образуют концентрические, как правило, мономинеральные коронарные каймы между оливином (ортопироксеном) и лабрадором с резкими границами между ними, как это диктуется закономерностями диффузионного биметасоматоза [25]. Короны сменяют друг друга в последовательности, зависящей от относительной скорости встречной диффузии и подвижности компонентов: Si, Al, Ca и Na со стороны плагиоклаза, и Mg, Fe — со стороны оливина (ортопироксена) [3, 4, 26, 27]. При всех давлениях и температурах наиболее инертным компонентом является Al. Только этим объясняется образование наиболее глиноземистого минерала корон — Fe-Mg-Ca граната — непосредственно по лабрадору и почти безглиноземистого метаморфического ортопироксена — в кайме вокруг оливина (в наибольшем удалении от Pl как источника Al). Гораздо более подвижным компонентом является Si. Максимальные коэффициенты диффузии устанавливаются для Mg, Fe, Ca и Na, но их относительная подвижность, в том числе и в сравнении с Si, колеблется в зависимости от температуры, давления и градиентов химических потенциалов в реагирующих фазах. Но в целом надо признать, что настоящая диффузионная модель формирования эклогитовых коронитов еще не разработана. Поскольку колебания составов реагирующих между собой оливинов, ортопироксенов и лабрадоров в габбро-норитах довольно ограничены, при эклогитизации габброидов в интервале 600—700 °C возникает не более двух-трех типов коронитов.

Чаще всего в эклогитизированных троктолитах обычна следующая последовательность корон (рис. 3,а):



В ней оливин окружен тройными концентрическими мономинеральными каймами, из которых Opx и Omp развиваются на месте оливина, а Grt — на месте плагиоклаза. В безоливиновых габбро-норитах магматический ортопироксен отделяется от лабрадора двойной каймой (см. рис. 3,б):



Важно обратить внимание на почти постоянное присутствие равновесного олигоклаза в псевдоморфозах по лабрадору, несмотря на то, что процесс происходит при параметрах эклогитовой фации. Это объясняется (см. рис. 1) лейкократовым составом лабрадорного домена, в продуктах распада которого кислый Pl остается стабильным при эклогитизации.

Последовательность корон, как это видно на диаграммах, отражает довольно плавное изменение химического состава от одной реагирующей фазы к другой. Типовые особенности минералов из эклогитовых коронитов по лабрадорсодержащим габброидам следующие.

Псевдоморфозы по крупным зернам лабрадора обычно имеют двойное строение: внутренняя часть сложена агрегатом мелких зерен Zs, Ky, Omp, Olg, и иногда Qtz, а внешняя — почти мономинеральной Grt-каймой. При  $P = 11\text{—}16$  кбар середина зерен лабрадора чаще всего замещается агрегатом  $Zs(\text{Czo}) + \text{Ky} + \text{Olg} \pm \text{Qtz}$  (см. рис. 3,б), часто с примесью омфацита. При  $P > 16\text{—}18$  кбар, т. е. за пределами поля

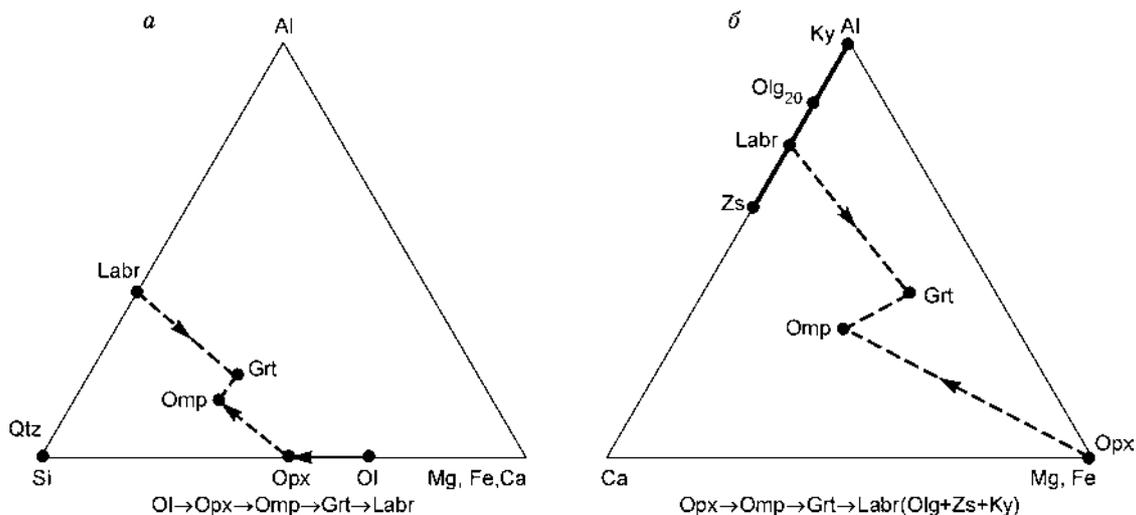
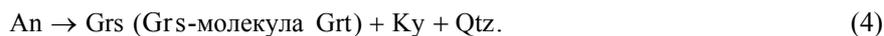


Рис. 3. Типичная последовательность кайм в эклогитовых коронитах в Si-насыщенных (лабрадор-содержащих) троктолитах (а) и норитах (б) при  $T = 600\text{—}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

стабильности Pl, на месте лабрадора образуется агрегат  $\text{Czo} + \text{Ky} + \text{Omp} \pm \text{Qtz}$  [28]. В сравнительно редких случаях, когда в габбро встречаются кристаллы анортита, а порода не имеет дефицита Si, происходит замещение анортита кианитом, гроссуляром и кварцем (без цоизита), согласно реакции:



Гроссуляр в этом случае не кристаллизуется самостоятельно, а входит в виде твердого раствора в возникающий здесь же обычный Fe-Mg-Ca-гранат. Признаки реакции (4) устанавливаются в эклогитизированных норитах района Бойник (Сербия): в них, во внешней части Grt-псевдоморфозы, по Pl обнаруживаются скопления мельчайших иголок кианита и зерен кварца, повторяющих призматические контуры зерна замещенного анортита (рис. 4); в окружающем гранате вблизи этих скоплений примесь гроссуляра повышена от 25 до 40 %.

Необходимо отметить, что парагенезисы кианита в коронитах зависят от глубинности метаморфизма. В условиях плагиоклаз-эклогитовой субфации глубинности Ky участвует в составе псевдоморфоз по лабрадору или дает включения внутри граната (см. рис. 4), но никогда не встречается в прямом контакте с омфацитом (см. рис. 1,а). Однако в условиях более глубинной кианит-эклогитовой субфации парагенезис  $\text{Omp} + \text{Ky}$ , в том числе в форме равновесных сростаний, становится самым обычным (см. рис. 1,б).

Внешняя часть зерен лабрадора, контактирующая с темноцветными фазами, почти всегда замещается гомогенной *гранатовой каймой* с вростками омфацита, роговой обманки, и иногда кианита. При большом увеличении видно, что кайма состоит из сростшихся небольших гранатовых зерен с ростовыми идиоморфными гранями, обращенными в сторону замещаемого плагиоклаза [27]. Иногда мелкие гранатовые кристаллы из внутренней части Grt-каймы имеют даже дендритовые формы [14]. Гранатовая кайма может почти целиком заместить лабрадор. Это видно, например, в эклогитизированных норитах

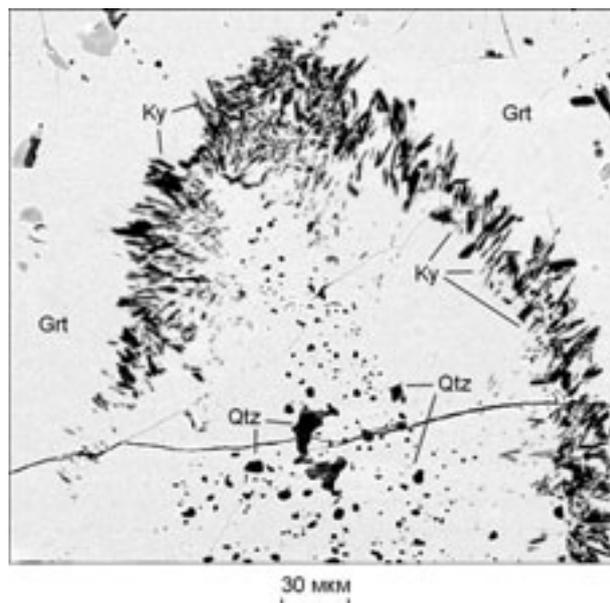
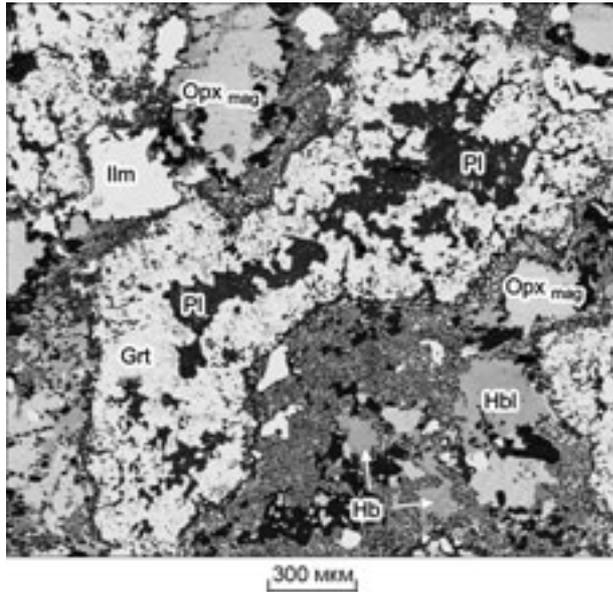


Рис. 4. Скопление мелких призм кианита и мелких зерен кварца в гранате как результат разложения анортита вследствие реакции  $\text{An} \rightarrow \text{Grs} (\text{Grs-молекула Grt}) + \text{Ky} + \text{Qtz}$  в ходе эклогитизации норита района Бойник.

Фото в отраженных электронах.



**Рис. 5.** Почти полная псевдоморфоза граната (Grt) по лабрадору, сохраняющая его призматические контуры (в центре) в эклогитизированных норитах района Бойник.

Внутри граната — изъеденные реликты замещенного олигоклазом лабрадора (Pl). Видны зерна магматического ортопироксена (Orx), метаморфической роговой обманки (Hbl) и вторичные симплектиты стадии декомпрессии. Фото в отраженных электронах.

из района Бойник (Сербия), где гранатовая псевдоморфоза повторяет призматические контуры замещенного плагиоклаза (рис. 5), а резорбированные остатки замещенного олигоклазом лабрадора с мелкими включениями омфацита сохраняются в центре гранатовой псевдоморфозы. Поскольку для образования граната заимствуется исключительно An-молекула плагиоклаза (реакция (3)), становится понятно, почему реликты лабрадора внутри Grt трансформируются в олигоклаз.

Гранатовые каймы обычно зональны: внешняя (по отношению к Pl) их часть на контакте с омфацитовой каймой гораздо богаче Mg и Fe и беднее Ca, тогда как внутренняя часть на контакте с замещаемым плагиоклазом обеднена Mg и Fe и резко обогащена гроссуляровой молекулой — в некоторых случаях до 60 % [14, 27]. Повышенная кальциевость характерна и для мелких новообразований граната внутри замещаемого плагиоклаза. Эта ростовая зональность отражает градиент содержания Ca, Mg и Fe, возникающий при реакции между Lbg и Orx. В Grt-кайме содержатся мелкие включения омфацита и роговой обманки, что позволяет определять температуру коронитизации по Grt-Omp и Grt-Hbl термометрам.

*Омфацитовая кайма* между ортопироксеновой и гранатовой каймами имеет гомогенный или пятнистый состав с переменным содержанием Jd-молекулы, предельное содержание которой определяется величиной давления, а также тем фактом, что разрастающаяся гранатовая кайма препятствует свободной диффузии Na и Al со стороны Pl. Вследствие этого примесь жадеита в коронарных омфацитах всегда резко ниже, чем в небольших его зернах из псевдоморфоз по лабрадору или в омфацитовых каймах, окружающих магматический авгит [29] — т. е. в доменах, где новообразованный омфацит прямо контактирует с первичным (или чаще сосуществует со вторичным) плагиоклазом.

*Ортопироксеновая кайма* развивается по оливину во всех без исключения коронитах, образованных в интервале 600—700 °С, отделяя магматический оливин от новообразованного омфацита или граната. Это может объясняться только тем, что коэффициент диффузии Si при разрастании корон превышает таковой для Ca, Na и Al. Состав метаморфического ортопироксена отличается от состава магматического в тех же породах главным образом несколько большей железистостью, иногда — чуть большей глиноземистостью. Нередко Orx при коронитизации почти полностью замещает оливин, который сохраняется внутри него в виде небольших реликтов.

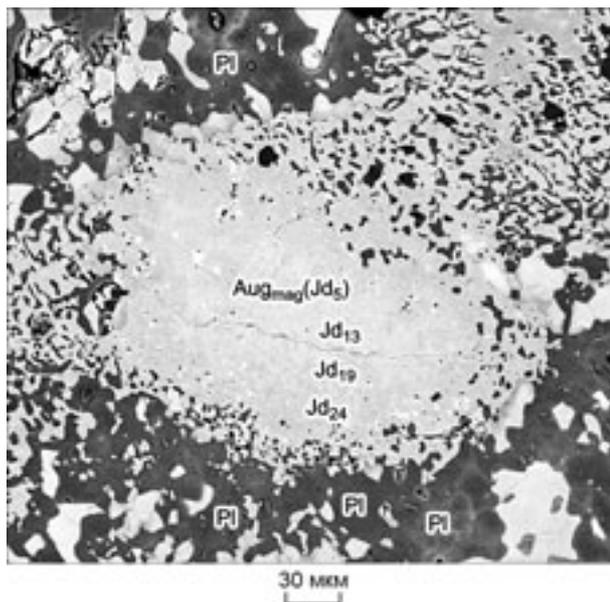
*Роговая обманка* не образует самостоятельных кайм в проградных коронах в Si-насыщенных метабазитах, но частое присутствие ее вростков внутри Grt-каймы указывает на стабильность Ca-амфиболов на пике эклогитизации.

*Омфацитизация магматических авгитов.* Как правило, в контакте магматического авгита с лабрадором не возникают Grt-содержащие короны — в исключительных случаях они возможны только вокруг малокальциевых пижонит-авгитов (т. е. клинопироксенов с большой примесью энстатитового минала) или сростков магматических авгитов с ортопироксенами (пижонитами), и в таких случаях в коронообразующей реакции участвует только ортопироксеновый минал. Но иногда Grt-каймы наблюдаются вокруг крупных зерен омфацита, и может создаться впечатление, что они возникли непосредственно вокруг омфацитизированного первичного авгита. Однако внимательное изучение почти всегда обнаруживает реликты ортопироксена в центральной части зерен этих омфацитов, т. е. и здесь обнаруживаются следы обычной Orx-Pl коронарной реакции, когда магматический Orx почти полностью замещился разрастающимся метаморфическим омфацитом.

Самая типичная трансформация магматических авгитов при эклогитизации — это образование у них омфацитовой каймы на контакте с плагиоклазом. Подобные зональные клинопироксены характерны для эклогитизированных норитов района Бойник (Сербия) — на контакте с лабрадором (см. реакцию (1)) возникают каймы Na-авгитов и омфацитов с плавным повышением содержания Jd-молекулы от 4—5 % в

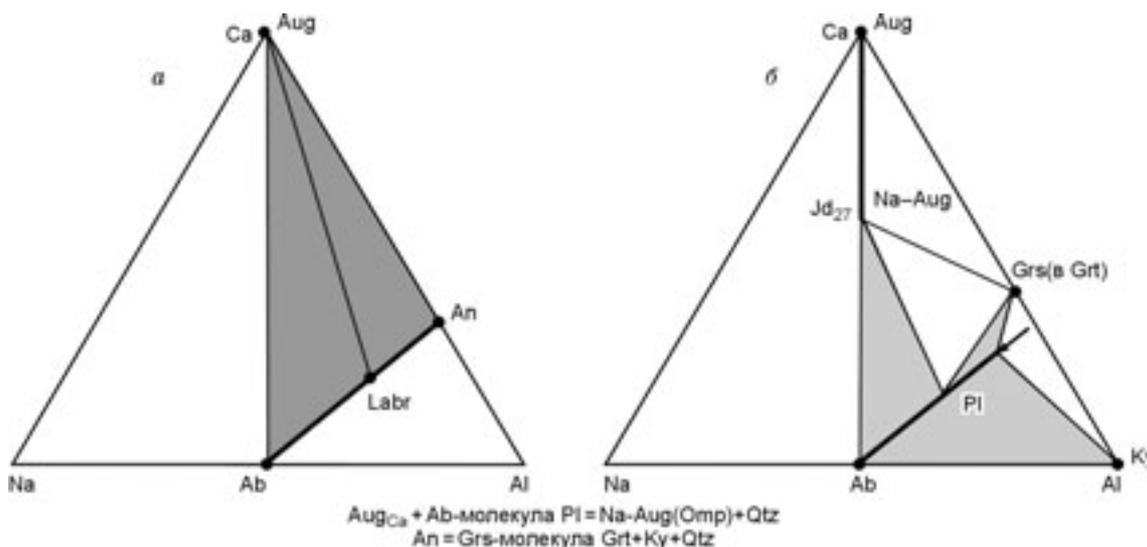
**Рис. 6. Зерно омфациitized с краев магматического авгита из габбро района Бойник.**

Цифры — содержание Jd-молекулы. Наиболее натровые омфацииты из каймы вокруг авгита и из отдельного крупного зерна (в правом верхнем углу) замещены вторичным Aug<sup>2</sup>-Pl<sup>2</sup>-симплектитовым агрегатом. Фото в отраженных электронах.



центре зерна (магматические авгиты) до 24—32 % в самом краю (рис. 6). Таким образом, в этих породах коронарные гранат и омфациит образуются в Орх-Pl доменах, а большинство крупных зональных зерен омфациита — путем частичного или полного замещения магматических авгитов. Следовательно, эклогитизация дупироксеновых норитов происходит вследствие не одной, а двух одновременных реакций — (1) и (3). Омфациитизация магматических авгитов проявлена во всех без исключения эклогитизированных габброидах: омфациит образует либо симметричные оторочки разной ширины вокруг авгита либо сеть проникающих в глубь него „фьордообразных“ омфациитовых прожилков, либо полные псевдоморфозы по авгиту [9, 14, 28—33].

Изменение Aug-Pl равновесия и стабильности плагиоклаза в габбро при эклогитизации можно проследить на диаграммах Na—Ca—Al (рис. 7), построенных отчасти по результатам изучения метаноритов района Бойник. В магматических базитах малонатровый авгит в принципе стабилен не только с лабрадором, но и с плагиоклазом любого состава (см. рис. 7,а). Одно из главных изменений в ходе эклогитизации габброидов — это уменьшение стабильности и исчезновение плагиоклаза за счет взаимодействия обоих его миналов при реакционных трансформациях. Так, Ab-молекула поглощается во взаимодействии с Ca-Aug, согласно реакции (1), что способствует образованию омфациитов (см. рис. 7,б). An-молекула распадается с образованием ассоциации Grs + Ky + Qtz (см. рис. 4,б и 7,б) согласно реакции (4), что повышает примесьgrossуляра в гранатах и является единственным объяснением довольно частого присутствия кристалликов кианита внутри граната. Плагиоклаз как самостоятельный минерал исчезает также в ходе Орх-Pl реакции (3), когда формируются эффектные частичные псевдоморфозы Grt по лабрадору (см. рис. 5). Все это вместе уменьшает суммарное содержание Pl в эклогитизированных габбро, и при дальнейшем развитии процесса приводит к полному его исчезновению во всех типах metabазитов



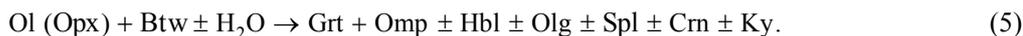
**Рис. 7. Изменение равновесий в паре Aug + Pl при эклогитизации габбро района Бойник на диаграммах Na—Ca—Al:**

а — равновесия в габбро (Aug может быть стабилен с Pl любого состава), б — появление Na-Aug за счет обменных реакций между Aug и Ab и распад An-молекулы плагиоклаза на Grs + Ky + Qtz (см. рис. 4).

(см. рис. 1). Но в зависимости от валового отношения  $(Mg,Fe)/(Na + Al)$  в породе, часть Pl может довольно долго сохраняться как равновесная фаза, причем остающийся плагиоклаз всегда становится все более кислым. А это означает, что анортитовая молекула Pl расходуется при эклогитизации быстрее и раньше, чем альбитовая.

**Эклогитизация Si-недосыщенных (битовнитсодержащих) габброидов.** Основное минералогическое отличие Si-недосыщенных эклогитизированных габбро — наличие вростков шпинели и корунда в составе псевдоморфоз по плагиоклазу и в окружающих его коронах. Поскольку в реагирующей паре магматических минералов —  $Orx(Ol) + Pl$  — содержание Si в оливине и ортопироксене практически фиксированно, возникновение Si-дефицитных ассоциаций обязано только тому, что в реакции участвовал не лабрадор, а битовнит или анортит, т. е. наименее кремнекислотные плагиоклазы.

Основной коронообразующий процесс при эклогитизации габброидов данного типа является реакция

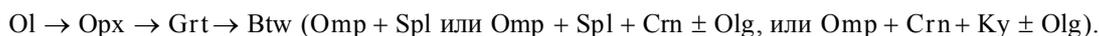


Возникающие в результате этой главной реакции коронарные структуры по набору минералов повторяют каймы в Si-насыщенных породах, отличаясь только иным составом псевдоморфоз по плагиоклазу, образованием иногда вместо граната ассоциации  $Omp + Spl$  и присутствием проградной роговой обманки в составе кайм.

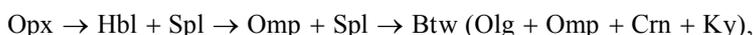
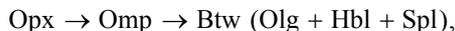
*Строение коронарных структур и состав минералов.* В Si-недосыщенных эклогитизированных габбро типы коронарных структур довольно разнообразны, с большими отклонениями от стандартных типов [10, 29]. Рассмотрим их равновесия на диаграммах Si—Al—(Mg,Fe) (рис. 9, 10), на которых хорошо видно влияние содержания Si на состав реакционных кайм. Наиболее сходна с коронами в Si-насыщенных габброидах последовательность следующего типа с омфацитовой каймой между Orx и Grt:



Но гораздо чаще Grt-кайма развивается непосредственно между Orx и Pl без промежуточной Omp-зоны:



Встречаются также короны без граната или с участием равновесной проградной роговой обманки. Типичные Hbl-содержащие короны:



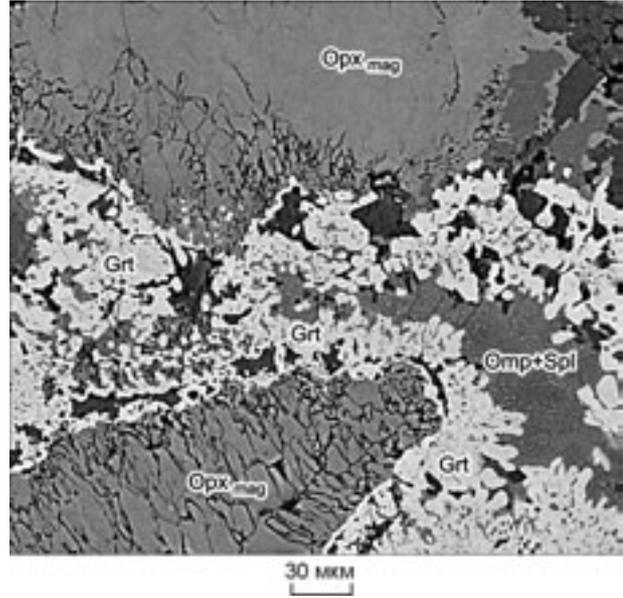
Псевдоморфозы по кристаллам битовнита состоят из двух частей — внутренней (симплектитовый агрегат из  $Omp, Spl, Crn, Ky, Czo, Olg$ ) и внешней (Grt-кайма с вростками  $Omp, Ky, Spl$ ).

Образование *псевдоморфных симплектитов во внутренней части битовнита* начинается с появления сыпи из темного, почти изотропного агрегата, состоящего из мельчайших зерен шпинели и (или) корунда, к которым затем присоединяется новообразованный омфацил, в результате чего образуются наиболее обычные для псевдоморфоз по битовниту  $Omp-Spl(Crn)$  симплектиты, замещающие либо часть его зерна, либо все зерно целиком [10, 29]. К ним может добавляться кианит и некоторое количество кислого Pl с содержанием An 15—35 %, что отмечается практически для всех эклогитовых коронитов при  $P \leq 16$ —18 кбар. Этот Pl не может быть реликтовым, поскольку он имел бы тогда состав лабрадор-битовнита. Судя по фото шлифов из метагаббро комплекса Сандал [10], олигоклаз-андезин, возникающий при разложении битовнита, кажется равновесным с омфацилом и шпинелью, что неудивительно, поскольку внутри лейкократовых доменов в меланократовом эклогите он может быть стабилен при любых давлениях, вплоть до линии альбит-жадеитового перехода (см. рис. 1). Натровость омфацила в псевдоморфозах по Btw максимальна по сравнению с омфацилами в других частях этих же корон [10], как это и должно быть либо для парагенезиса  $Omp + Olg(Ab)$ , либо для любой Na-содержащей фазы, возникающей при прямом разложении плагиоклаза. Сама предельная величина растворимости Jd в Crx контролируется давлением: в псевдоморфозах по Pl в эклогитовых коронитах „умеренной глубинности“ она не выше 35 % [29], в более глубинных (типа комплекса Сандал в Гренландии) достигает 65 %. Однако в этих же коронах омфацил из вростков в Grt или из кайм между Orx и Grt, т. е. в доменах, прямо не соприкасающихся олигоклазом, содержит Jd гораздо меньше — не более 25—46 % [17, табл. 1].

*Гранатовая кайма* в Si-недосыщенных метагаббро образуется чаще всего непосредственно между ортопироксеном и плагиоклазом без промежуточной омфацитовой каймы, как в Si-насыщенных коронитах. На фото (рис. 8) из эклогитизированных габбро-норитов Карелии (данные автора) видно, что гранат окаймляет магматический ортопироксен, но ростовые контуры зерен Grt, сросшихся в единую кайму, ориентированы в сторону Pl, т. е. разрастание граната происходит за счет плагиоклаза в глубь его

**Рис. 8. Образование гранатовой каймы вокруг магматического Орх на контакте с битовнитом, который (справа в средней части) полностью замещен омфациит-шпинелевым симплектитом (в эклогитизированных габбро-норитах беломорского комплекса Карелии).**

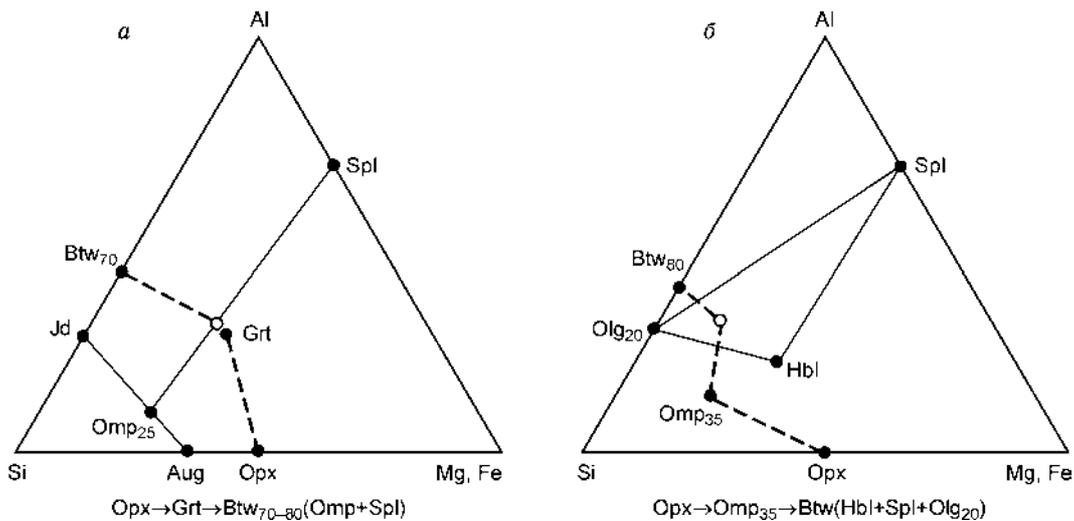
В гранате — включения мелких зерен метаморфического ортопироксена и омфациита (светло-серые), а также биотита (темно-серые). Фото в отраженных электронах.



кристалла. В то же время внутренняя часть плагиоклаза целиком замещена омфациит-шпинелевым симплектитом, в котором мельчайшие зерна Spl составляют почти 30—40 % объема псевдоморфозы; содержание Jd в омфациите — до 35 %. Grt-кайма слабозональна — в сторону Pl возрастает содержание гроссуляра, в сторону ортопироксена — пиропы и альмандина. В гранате имеются включения омфациита и метаморфического ортопироксена (серые) (см. рис. 8), с помощью которых по Grt-Omp и Grt-Orx термометрам температура коронитизации определяется в 640—680 °С.

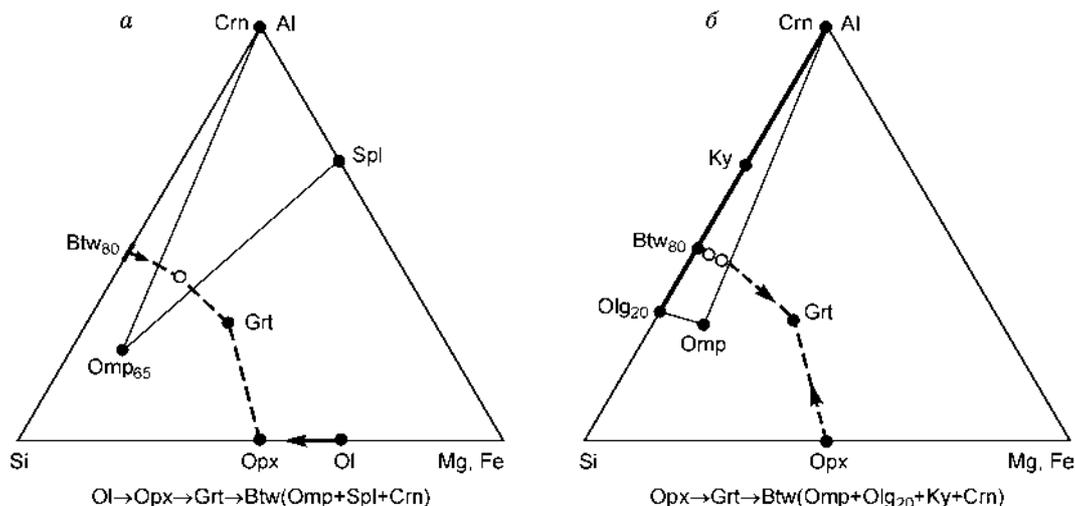
Последовательность коронарных кайм типа Орх → Grt → Btw(Omp + Spl) отображена на рис. 9,а на примере коронитов Карелии, а на рис. 10 на примере эклогитизированных метагаббро комплекса Сандал [10].

*Ортопироксеновая метаморфическая кайма* возникает вокруг оливина как результат диффузии Si со стороны плагиоклаза. Это доказывает, что Si в процессе эклогитизации оказывается более подвижным, чем Ca, Na и Al, поскольку при  $T = 600—700$  °С по оливину развивается только ортопироксен и никогда — омфациит или гранат. Но и магматические ортопироксены тоже не остаются неизменными, и в процессе коронитизации края их зерен слегка перекристаллизуются. Например, в габбро-норитах Карелии в магматическом ортопироксене во внешней кайме, контактирующей с гранатом, заметно возрастает содержание  $Al_2O_3$  — от 0,5 мас.% в магматическом Орх до 2—2,5 мас.% во внешней перекристаллизованной зоне, имеющей ширину 30—40 мкм. Такой же состав имеют и вросстки метаморфического Орх внутри гранатовой каймы. Это говорит о некоторой, хотя и крайне ограниченной, подвижности Al при образовании корон.



**Рис. 9. Последовательность кайм в Si-недосыщенных эклогитовых коронитах беломорского комплекса Карелии.**

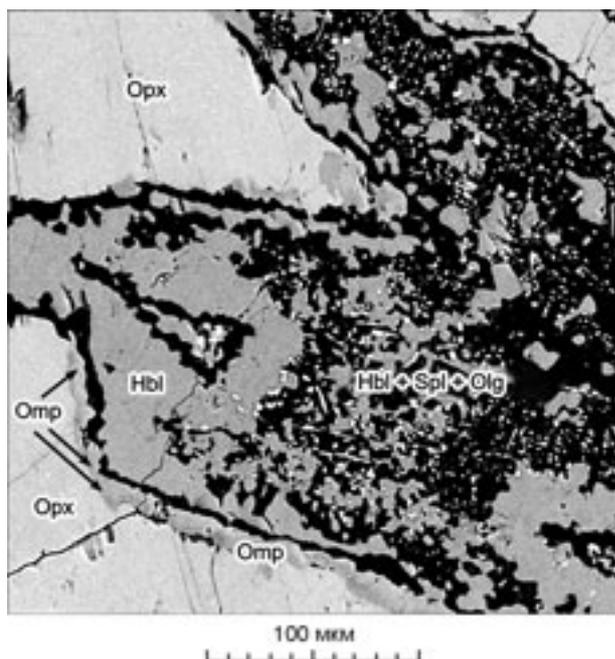
а — корона с гранатовой каймой вокруг Орх и омфациит-шпинелевыми симплектитами по битовниту (см. рис. 8); б — корониты без Grt: омфациитовая кайма вокруг Орх и Hbl-Spl-Olg симплектиты по битовниту (см. рис. 11).



**Рис. 10.** Последовательность Grt-содержащих кайм в Si-недосыщенных эклогитовых коронитах комплекса Сандал, Гренландия [10].

Различия — в составе симплектитов по битовниту: а — Omp + Spl + Crn, б — Omp + Crn + Ky + Olg.

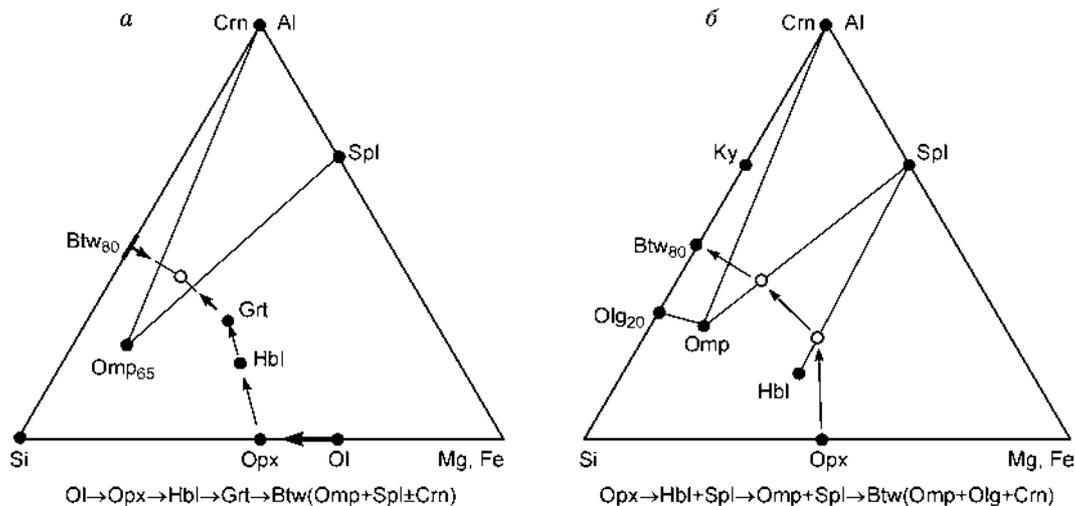
*Омфацит-роговообманково-шпинелевые корониты без граната.* Параллельно с Grt-Omp-коронитами в тех же габбро-норитах между ортопироксеном и плагиоклазом могут возникать *реакционные каймы с омфацитом, роговой обманкой и шпинелью, но без граната.* Например, в эклогитизированных габброидах Карелии Grt-содержащие корониты в краевых частях массива перемежаются с безгранатовыми, причем те и другие могут встречаться в одном шлифе. Омфацит-амфибол-шпинелевые реакционные структуры выглядят следующим образом (рис. 11): в контакте магматического ортопироксена и битовнита возникают тонкие омфацитовые реакционные келифиты (содержание Jd в Omp от 25 до 35 %), тогда как битовнит почти полностью псевдоморфно замещается Hbl-Olg-Spl симплектитами (см. рис. 11), которые наследуют контуры призматических зерен плагиоклаза. Последовательность кайм на диаграмме Si—Al—(Mg,Fe) показана на рис. 9,б. Гранатовая зона между Opx и Btw не возникает в тех случаях, когда в реакции участвуют более магниальные ортопироксены, поскольку гранат как самый железистый из новообразованных минералов возникает лишь в метагаббро (или в доменах внутри них) со сравнительно высокой величиной  $X_{Fe}$ . Действительно, в коронарных метагаббро Карелии в одних и тех же образцах ортопироксены, окруженные только Omp-каймой (без граната) имеют значение  $X_{Fe}$  0,22—0,23 (см. рис. 11), а ортопироксены, окруженные Grt-каймой, — 0,27—0,28 (см. рис. 8).



Другой тип Hbl-Omp кайм установлен в эклогитизированных габбро комплекса Сандал [10]. В некоторых разновидностях этих пород, в Grt-содержащих и безгранатовых коронах, целиком сформированных на пике метаморфизма, участвует паргаситовая роговая обманка с вростками шпинели или без нее, которая (иногда вместе с омфацитом) закономерно возникает либо непосредственно между ортопироксеном и плагиоклазом, либо между ортопироксеном и гранатом. Последовательность зон в том и другом случаях

**Рис. 11.** Реакционные структуры в безгранатовых эклогитовых коронитах беломорского комплекса (Карелия).

Образование тонкой омфацитовой каймы вокруг магматического ортопироксена в контакте с битовнитом и Hbl-Spl-Olg симплектитов по битовниту, сохраняющих призматические контуры замещенного битовнита. Фото в отраженных электронах.



**Рис. 12. Последовательность Hbl-содержащих кайм в Si-недосыщенных эклогитовых коронитах комплекса Сандал [10].**

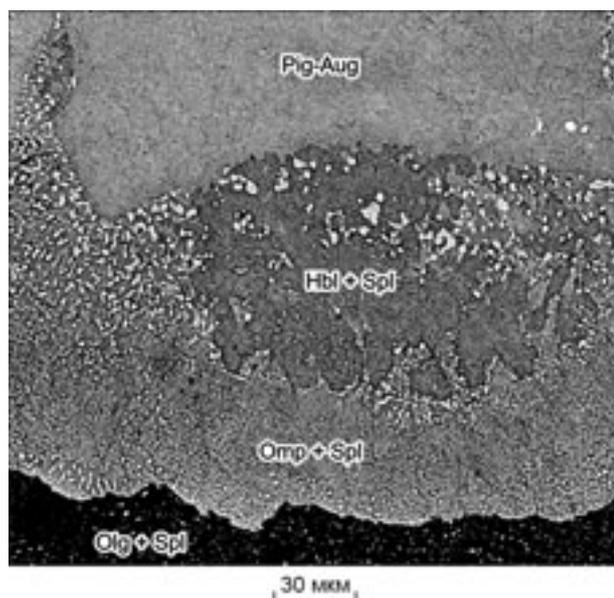
*a* — с участием граната, *b* — без граната.

показана на рис. 12. По-видимому, как и для омфацитовых кайм вокруг ортопироксена, решающим фактором образования Hbl вместо (или вместе) граната является пониженная железистость пород, а также низкая кремнекислотность плагиоклаза в реакционном домене, что хорошо видно из сравнения диаграмм на рис. 9,б и 12.

Об образовании проградной роговой обманки в некоторых типах эклогитовых коронитов до сих пор было мало известно, хотя Са-амфиболы полностью стабильны во всей эклогитовой фации в парагенезисе с омфацитом и гранатом. Их присутствие или отсутствие определяется не активностью  $H_2O$  во флюиде, поскольку водный флюид является безусловным катализатором всех реакций эклогитизации, а только валовым отношением (Mg,Fe):Ca:Al, которое совершенно различно для омфацита и для роговой обманки, а также кремнекислотностью пород, учитывая, что Hbl содержит меньше Si, чем омфацит. На диаграмме рис. 12,б видно, что смена кайм при эклогитизации в последовательности  $Opx \rightarrow Hbl + Spl \rightarrow Omp + Spl \rightarrow Btw(Omp + Crn \pm Ky \pm Olg)$  или  $Opx \rightarrow Hbl \rightarrow Grt \rightarrow Btw(Omp + Spl + Crn)$  является плавной, в соответствии с закономерностями встречной диффузии при коронитизации.

Что касается второй важной реакции при эклогитизации Si-недосыщенных габброидов — *замещения магматических авгитов омфацитом в контакте с плагиоклазом* — то она в этих породах сопровождается

образованием шпинели в качестве дополнительной фазы и появлением не омфацитовых, а омфацит-шпинелевых кайм вокруг авгитов. Иногда в состав кайм входит и *роговая обманка*. Первичный, а не вторичный характер амфибола в этом случае можно видеть на примере Si-недосыщенных эклогитизированных габброидов Карелии: в безгранатовых коронитах, в реакционном домене между малокальциевым пижонит-авгитом и битовнитом (рис. 13) наблюдаются сразу два варианта последовательности кайм:  $(Pig-Aug) \rightarrow Hbl + Spl \rightarrow Omp + Spl \rightarrow Btw(Olg + Spl)$  (в цент-



**Рис. 13. Два подтипа реакционных кайм в контакте пижонит-авгита и битовнита в безгранатовом домене в эклогитовых коронитах беломорского комплекса (Карелия):**

$(Pig-Aug) \rightarrow Hbl + Spl \rightarrow Omp + Spl \rightarrow Btw(Olg + Spl)$  и  $(Pig-Aug) \rightarrow Omp + Spl \rightarrow Btw(Olg + Spl)$ . Пояснения в тексте. Фото в отраженных электронах.

ре фото) и (Pig-Aug) → Omp + Spl → Btw(Olg + Spl) (в левой стороне фото). Здесь наблюдается ранняя стадия разложения Btw, когда в нем кристаллизуется только агрегат шпинели, а битовнит трансформируется в олигоклаз. Важно обратить внимание на то, что Hbl-Spl кайма по мере приближения к битовниту сменяется Omp-Spl каймой, и именно такая, а не обратная их последовательность (см. рис. 12,б) отражает постепенную смену отношения (Mg,Fe)/(Al + Si) в данном типе корон.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение коронарных структур в эклогитизированных габбро-норитах показывает, что замещение магматических минералов высокобарическими фазами происходит за счет трансформаций двух типов.

**Первый** из них — реакция между оливином (ортопироксеном) и плагиоклазом, при которой состав образованных в интервале 600—700 °С эклогитовых минералов в большой мере зависит от кремнекислотности полевого шпата. Если в реакции участвует более кремнекислотный лабрадор, она имеет следующий обобщенный вид:



Если плагиоклаз представлен менее кремнекислотным, но более глиноземистым битовнитом или анортитом, реакция выглядит по-другому:



В обоих случаях главный результат — появление критического эклогитового парагенезиса Grt + Omp, которому сопутствуют Hbl, Czo, Ky, Olg и к которым в Si-недосыщенных породах (или доменах) добавляются Spl и Cm.

Состав и последовательность коронарных кайм отражает классическую диффузионную модель процесса эклогитизации [3, 4, 25, 26], при которой возникающие каймы, как правило мономинеральные, имеют резкие границы и формируются в результате диффузии Si, Ca, Na и Al от плагиоклаза в сторону оливина (ортопироксена) и Mg и Fe — в противоположном направлении. Изучение строения корон от их эмбриональных проявлений до полностью сформированных показывает, что гранат возникает целиком на месте плагиоклаза, омфацит — на месте ортопироксена, а метаморфический ортопироксен замещает оливин. Наименее подвижным в ходе диффузии оказывается Al, и потому самые глиноземистые фазы — гранат, кианит, шпинель, корунд дают псевдоморфозы по лабрадору или битовниту. Но некоторая диффузия Al, равно как Ca и Na в сторону Орх (Ol) проявляется, вследствие чего последние замещаются омфацитом или роговой обманкой. Метаморфический ортопироксен, окружающий и замещающий оливин, возникает вследствие значительной подвижности Si, и при достаточно продвинутой эклогитизации оливин исчезает полностью.

Разнообразие кайм определяется коэффициентами диффузии компонентов, зависящих от градиентов их концентраций между магматическими минералами в первичной реагирующей паре, а также от температуры и давления. Присутствие или отсутствие гранатовой каймы связано с двумя факторами: с общей железистостью габброидов (при низком значении  $X_{\text{Fe}}$  гранат не возникает) и отчасти — с кремнекислотностью плагиоклаза (в Si-недосыщенных доменах вместо Grt может появляться парагенезис Omp + Spl) (см. рис. 9,б).

Примесь Jd-молекулы в омфаците зависит от давления, от парагенезиса и от его места в составе короны. При любых значениях  $P$  максимальная натровость характерна для омфацита из псевдоморфоз по плагиоклазу [10], в составе которых он может ассоциировать с новообразованным олигоклазом (см. рис. 1). Внутри той же короны омфацит из вrostков в гранате или из мономинеральной каймы между ортопироксеном и гранатом, где гранат отделяет и бронирует омфацит от плагиоклаза как источника Na, имеет всегда гораздо более низкую примесь Jd. Метаморфический ортопироксен, замещающий магматический оливин, является дополнительным минералом по отношению к критическому Grt-Omp эклогитовому парагенезису и в температурном интервале 600—700 °С возникает в эклогитовой фации преимущественно в апотроктолитовых эклогитах. Сохранность ортопироксена после завершения эклогитообразующих реакций зависит от меланократовости базитов: в меланократовых коронитах с подчиненным количеством Pl, Орх сохраняется в избытке после полного исчерпания реагирующего с ним Pl, и потому окончательным эклогитовым парагенезисом будет Grt + Omp + Орх ± Hbl. В более лейкократовых коронитах, с большим количеством первичного Pl, ортопироксен в ходе Орх-Pl реакции исчерпывается первым, полностью замещаясь омфацитом, и итоговым будет парагенезис Grt + Omp ± Hbl + Ky ± Spl/Cm.

Очень важным является установление факта частичной стабильности кислого Pl в нижней по давлению части эклогитовой фации, в зависимости от валового состава metabазитов (см. рис. 1). Его частые находки либо в матриксе мезократовых эклогитовых коронитов (в условиях плагиоклаз-эклогитовой субфации глубинности), либо только в псевдоморфозах по плагиоклазу [10] (в условиях

кианит-эклогитовой субфации глубинности) иллюстрируют тот факт, что исчезновение плагиоклаза при эклогитизации происходит постепенно, с разной очередностью в метабазитах разного состава, так что его исчезновение или частичная сохранность полностью определяются валовым отношением  $(Mg,Fe)/(Na + Al)$  в габброидах.

Лабрадор и битовнит, участвующие в коронарных реакциях и служащие для них источником Si, Na, Ca и Al, сами по периферии (иногда целиком) замещаются гранатом, тогда как внутренняя часть их зерен превращается (в зависимости от состава плагиоклаза) в мелко- или криптокристаллический агрегат зерен омфацита, кианита, клиноцоизита, олигоклаза, шпинели и корунда. При дальнейшем росте давления в этих псевдоморфозах исчезает олигоклаз, а присутствующий в составе псевдоморфоз омфацит за счет этого становится более натровым. Возможно, именно Si-недосыщенные корониты со значительным количеством  $Ky$ ,  $Sp1$  и  $Spn$  в псевдоморфозах по битовниту в процессе их тектонического развальцевания могут превращаться в довольно редкий тип эклогитов, обогащенных различными Si-дефицитными высокоглиноземистыми минералами, включая корунд, шпинель и сапфирин [34—36].

**Второй** важный тип трансформаций в ходе эклогитизации габбро-норитов и габбро — это замещение зерен магматического авгита на контакте с плагиоклазом омфацитовой каймой, вплоть до его полной омфацитизации вследствие прогрессивных реакций типа



При этом возникают зональные клинопироксены, в которых содержание  $Jd$  от авгитового центра к краям возрастает на 20—40 %.

Все эти реакционные структуры, интенсивность развития которых возрастает по мере роста давления, шаг за шагом превращают габбро-нориты в эклогитовые корониты. Усиление синметаморфических деформаций разрушает коронитовые структуры, а затем превращает апогаббровые корониты в обычные эклогиты с равновесным гранобластовым сложением. Во многих массивах эклогитизированных габбро-норитов такие переходы происходят в направлении от центральной к краевой их части, поскольку тектонизация и флюидизация массивных базитов всегда усиливается к периферии их тел.

Для эклогитизации „сухих“ базитовых тел недостаточно простого погружения на глубины, соответствующие давлению более 11—12 кбар. Метаморфические трансформации происходят только и исключительно в связи с проникновением в них флюидов — сначала вдоль отдельных трещин и тектонических зон, а затем и фронтально.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 05-05-64831.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Oh C.-W.** Metamorphic evolution of two different eclogites in the Franciscan complex, California, USA // *Lithos*, 1990, v. 25, p. 41—53.
2. **Zhang R.-Y., Hirajima T., Banno S. et al.** Petrology of ultrahigh-pressure rocks from the southern Su-Lu region, eastern China // *J. Metamorph. Geol.*, 1995, v. 13, p. 659—675.
3. **Grant S.M.** Diffusion models for corona formation in metagabbros from the Western Grenville Province, Canada // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 98, p. 49—63.
4. **Attoh K.** Models for orthopyroxene-plagioclase and other corona reactions in metanorites, Dahomeyide orogen, West Africa // *J. Metamorph. Geol.*, 1998, v. 16, p. 345—362.
5. **Messiga B., Scambelluri V., Piccardo G.D.** Chloritoid-bearing assemblages in mafic systems and eclogite-facies hydration of alpine Mg-Al metagabbros (Erro-Tobbio Unit, Ligurian Western Alps) // *Eur. J. Miner.*, 1995, v. 7, p. 1149—1167.
6. **Rebay G., Powell R.** The formation of eclogite facies metatroctolites and a general petrogenetic grid in  $Na_2O\text{—}CaO\text{—}FeO\text{—}MgO\text{—}Al_2O_3\text{—}SiO_2\text{—}H_2O$  (NCFMASH) // *J. Metamorph. Geol.*, 2002, v. 20, p. 813—826.
7. **Kretz R.** Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 277—279.
8. **Barnicoat A.C., Cartwright I.** The gabbro-eclogite transformation: an oxygen isotope and petrographic study of west Alpine ophiolites // *J. Metamorph. Geol.*, 1997, v. 15, p. 93—104.
9. **Zhang R.Y., Liou J.G.** Partial transformation of gabbro to coesite-bearing eclogite from Yangkou, the Sulu terrane, eastern China // *Ibid.*, p. 183—202.
10. **Lang H.M., Gilotti J.A.** Plagioclase replacement textures in partially eclogitized gabbros from the Sanddal mafic-ultramafic complex, Greenland Caledonides // *J. Metamorph. Geol.*, 2001, v. 19, p. 497—517.
11. **Heinrich C.A.** Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the Central Alpine Adula Nappe // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, p. 123—154.
12. **Korikovskiy S.P., Mirčovski V., Zakariadze G.S.** Metamorphic evolution and composition of the protolith of plagioclase-bearing eclogite-amphibolites of the Buchim block of the Serbo-Macedonian massif, Macedonia // *Petrology*, 1997, v. 5, p. 534—549.

13. **Korikovskii S.P., Zakariadze G.S., Kolcheva K. et al.** Albite-epidote-hornblende-bearing eclogite-amphibolites from the Belorechensk uplift of the Rhodope massif: phase equilibria and *P-T* parameters // *Doklady Earth Sci.*, 1998, v. 359A, p. 360—363.
14. **Molina J.F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A.** The eclogites of the Marun-Keu complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during high-*P* metamorphism // *Lithos*, 2002, v. 61, p. 55—78.
15. **Molina J.F., Poli S., Austrheim H. et al.** Eclogite-facies vein system in the Marun-Keu complex (Polar Urals, Russia): textural, chemical and thermal constraints for patterns of fluid flow in the lower crust // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 147, p. 484—504.
16. **Holland T.J.B.** The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600—1200 °C // *Amer. Miner.*, 1980, v. 65, p. 129—134.
17. **Кориковский С.П.** Фации метаморфизма коровых эклогитов // *Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всероссийской конференции, посвященной 10-летию РФФИ*, т. 2. М., 2002, с. 108—110.
18. **Austrheim H.** Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, v. 87, p. 221—232.
19. **Austrheim H., Erambert M., Engvik A.K.** Processing of crust in the root of the Caledonian continental collision zone: the role of eclogitization // *Tectonophysics*, 1997, v. 273, p. 129—153.
20. **Jamtveit B., Bucher-Nurminen K., Austrheim H.** Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen Arcs, Western Norway // *Contr. Miner. Petrol.*, 1990, v. 104, p. 184—193.
21. **Engvik A.K., Austrheim Y., Erambert M.** Interaction between fluid flow, fracturing and mineral growth during eclogitization, an example from the Sunnfjord area, Western Region, Norway // *Lithos*, 2001, v. 57, p. 111—141.
22. **Rubie D.C.** Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites // *Eclogite facies rocks / D.A. Carswell (ed.)*. Blackie & Son Ltd., Glasgow, 1990, p. 111—140.
23. **Castelli D., Rolfo F., Compagnoni R., Xu S.** Metamorphic veins with kyanite, zoisite and quartz in the Zhu-Jia-Chong eclogite, Dabie Shan, China // *Island Arcs*, 1998, v. 7, p. 159—173.
24. **Franz L., Romer R.L., Klemd R. et al.** Eclogite-facies quartz veins within metabasites of the Dabie Shan (eastern China): pressure-temperature-time-deformation path, composition of the fluid flow during exhumation of high-pressure rocks // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 322—346.
25. **Коржинский Д.С.** Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1969, 111 с.
26. **Mongkoltip P., Ashworth J.R.** Quantitative estimation of an open-system symplectite-forming reaction: restricted diffusion of Al and Si in coronas around olivine // *J. Petrol.*, 1983, v. 24, p. 635—661.
27. **Mork M.D.E.** Coronite and eclogite formation in olivine gabbro (Western Norway): reaction paths and garnet zoning // *Miner. Mag.*, 1986, v. 50, p. 417—426.
28. **John T., Schenk V.** Partial eclogitisation of gabbroic rocks in a Late Precambrian subduction zone (Zambia): prograde metamorphism triggered by fluid infiltration // *Contr. Miner. Petrol.*, 2003, v. 146, p. 174—191.
29. **Cox R.A., Indares A.** Transformation of Fe-Ti gabbro to coronite, eclogite and amphibolite in the Baie du Nord segment, Manicouagan Imbricate Zone, eastern Grenville Province // *J. Metamorph. Geol.*, 1999, v. 17, p. 537—555.
30. **Messiga B., Scambelluri M.** Comparison between two types of coronitic eclogites from the Western Alps: implications for a pre-eclogitic evolution // *Scweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 1988, v. B68, p. 225—235.
31. **Gilotti J., Elvevold S.** Partial eclogitization of the Anbolten gabbro-norite, North-East Greenland Caledonides // *Scweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 1988, v. B78, p. 273—292.
32. **Indares A., Rivers T.** Textures, metamorphic reactions and thermobarometry of eclogitized metagabbros: a Proterozoic example // *Eur. J. Miner.*, 1995, v. 7, p. 43—56.
33. **Indares A.** Eclogitized gabbros from the eastern Grenville Province: textures, metamorphic context, and implications // *Canad. J. Earth Sci.*, 1993, v. 30, p. 159—173.
34. **Enami M., Zang Q.** Magnesian staurolite in garnet-corundum rocks and eclogite from the Donghai district, Jiangsu province, east China // *Amer. Miner.*, 1988, v. 73, p. 48—56.
35. **Liatì A., Seidel E.** Metamorphic evolution and geochemistry of kyanite eclogites in central Rhodope, northern Greece // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 123, p. 293—307.
36. **Brouwer F.M., Engi M.** Staurolite and other aluminous phases in Alpine eclogite from the Central Swiss Alps: analyses of domain evolution // *Canad. Miner.*, 2005, v. 43, p. 105—128.

*Поступила в редакцию  
4 августа 2005 г.*