

УДК 552.11+552.3

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-797-818

## АЛЬБИТОВЫЙ ТЕРМАЛЬНЫЙ БАРЬЕР И ЩЕЛОЧНАЯ ГРАНИТ-СИЕНИТ-НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВАЯ ПОРОДНАЯ АССОЦИАЦИЯ (СЕРИЯ, ФОРМАЦИЯ, СООБЩЕСТВО)

© 2018 г. М. И. Дубровский

Геологический институт КНЦ РАН, 164209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14,  
e-mail: dubr@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 19.07.2017 г., принята к печати 05.09.2017 г.

**Цель исследований.** Главной целью работы явилось разрешение проблемы существования породной ассоциации: щелочные граниты–сиениты–нефелиновые сиениты, которая встречается на всех континентах среди древних платформ и стабилизированных складчатых областей разного возраста. Начиная с 70-х гг. прошлого века абсолютное большинство петрологов мира не допускают возможности комагматического образования такой породной ассоциации из-за наличия термального альбитового “барьера” между фонолитовым и риолитовым расплавами. **Материалы и методы.** В работе использованы многочисленные данные по Илимауссакскому щелочному массиву из Южной Гренландии как наиболее детально изученному и широко известному петрологам всего мира. Основными методами исследования были разработка физико-химических моделей фазовых переходов и построение диаграмм состояния. **Результаты.** Ранее, благодаря разработкам автора в области построения диаграмм состояния, была доказана возможность “разрушения термальных барьеров” при появлении на ликвидусе алюмосиликатных расплавов биотита, амфибола, анальцита и других минералов. Разработанные физико-химические модели фазовых переходов для конкретных породных ассоциаций массива Илимауссак позволили доказать возможность комагматического перехода от нефелин-модальных сиенитов к кварц-модальным щелочным гранитам. **Выводы.** Справедливость (правильность) теоретических построений доказывается практически идеальным совпадением модельных и природных трендов породных ассоциаций. Для этого требуются определенный состав исходного расплава и оптимальное давление флюида.

**Ключевые слова:** альбитовый термальный барьер, эвтектика, перитектика, комагматичность пород, породная серия, породная ассоциация

## ALBITE THERMAL BARRIER AND ALKALINE GRANITE-SYENITE-NEPHELINE-SYENITE ROCK ASSOCIATION (SERIES, FORMATION, ASSEMBLAGE)

Mikhail I. Dubrovsky

Geological Institute KSC RAS, 14 Fersman st., Murmansk region, Apatity 164209, Russia,  
e-mail: dubr@geoksc.apatity.ru

Received 19.07.17, accepted 05.09.2017

**The object of research.** The main goal of the work was to resolve the problem of the existence of rock associations: alkaline granites–syenites–nepheline syenites, which is found on all continents among ancient platforms and stabilized folded regions of different ages. Beginning with 70-th. of the past century, the absolute majority of the world's petrologists do not allow the possibility of a comagmatic formation of such a rock association due to the presence of a thermal albite “barrier” between phonolitic and rhyolitic melts. **Materials and methods.** Numerous data were used on the Ilimaussak alkaline massif from southern Greenland as the most thoroughly studied and widely known to petrologists around the world. The main methods of research were the development of physicochemical models of phase transitions and the construction of state diagrams. **Results.** Earlier, thanks to the author's work in the field of constructing state diagrams, the possibility of “destruction of thermal barriers” was demonstrated at the appearance of aluminosilicate melts of biotite, amphibole, analcime and other minerals on the liquidus. The developed physicochemical models of phase transitions for specific rock associations of the Ilimaussak massif allowed us to prove the possibility of a comagmatic transition from nepheline-modal syenites to quartz-modal alkaline granites. **Conclusions.** The validity (correctness) of the theoretical constructs is proved by an almost perfect coincidence of the model and natural trends of the rock associations. This requires a certain composition of the initial melt and the optimal fluid pressure.

**Keywords:** albite thermal barrier, eutectic, peritectic, comagmatism of rocks, rock series, rock association

**Для цитирования:** Дубровский М.И. (2018) Альбитовый термальный барьер и щелочная гранит-сиенит-нефелин-сиенитовая породная ассоциация (серия, формация, сообщество). *Литосфера*, **18**(6), 797–818. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-797-818

**For citation:** Dubrovsky M.I. (2018) Albite thermal barrier and alkaline granite-syenite-nepheline-syenite rock association (series, formation, assemblage). *Litosfera*, **18**(6), 797–818. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-6-797-818

## ВВЕДЕНИЕ

Проблема комагматичности и пространственно-временного сонахождения гранитов и нефелиновых сиенитов по своей сути является частью общей проблемы генерации расплавов, которая считается одной из главных в петрологии. Решение этой задачи в настоящее время находится на разных уровнях достоверности и признания. Относительно происхождения щелочных расплавов имеется больше сторонников признания предварительной метасоматической подготовки субстрата плюмовыми эманациями. Разнообразие расплавов определяется разнообразием субстратов и степенью их контаминации, а также кристаллизационной дифференциацией исходных магм [Дубровский, 2016]. Что же касается гранитных (кислых) магм, то еще в 1984 г. [Дубровский, 1984] анализ обширной литературы по происхождению гранитов позволил сделать вывод о том, что появление того или иного типа магмы (расплава) определяется местом и механизмом ее генерации.

Продукты кристаллизации гранитных магм документируются в разных структурно-тектонических условиях в ассоциации с определенными породами [Тернер, Ферхуген, 1961; Ферштатер, Бородин, 1976; Батиева и др., 1978; Магматические горные породы, 1984; Дубровский, 1987; и др.].

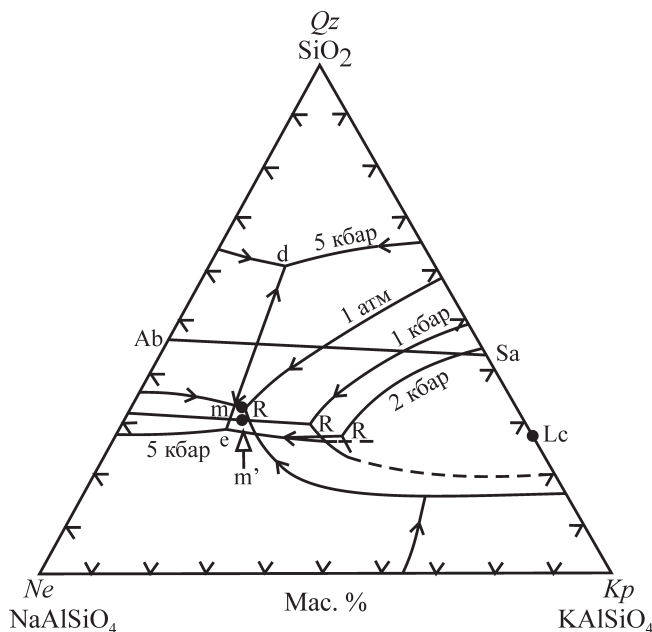
Относительно же комагматичности щелочной породной ассоциации (граниты–сиениты–нефелиновые сиениты), довольно широко распространенной на активизированных платформенных и консолидированных складчатых регионах всех континентов, а также на отдельных океанических островах [Главнейшие провинции..., 1974], спор идет уже больше 90 лет. В цитированной работе отмечается, что в состав гранитной щелочной формации обычно включают интрузивные массивы довольно простого состава – трех- или двучленные, в совокупности позволяющие наметить следующий ряд изверженных пород: граниты–щелочные граниты–сиениты и щелочные сиениты–нефелиновые сиениты. Такие формационные ряды (породные ассоциации) – полные или неполные – уверенно выделяются многими исследователями в различных петрографических провинциях как в России (Восточные Саяны, Тува, Забайкалье, Казахстан и др.), так и в других странах, на всех континентах нашей планеты. Но при этом авторы подчеркивают, что геологические доказательства прямой комагматичности пород для всего ряда отсутствуют. Даже при документации постепенных переходов от нефелиновых сиенитов к щелочным гранитам (через различные сиениты) отвергается возможность их комагматичности, поскольку, как следует “из хорошо известных экспериментальных исследований, переход от одной из них к другой невозможен из-за температурного (полевошпатового) барьера” [Главнейшие провинции..., 1974, с. 311].

В последние годы (2015–2017) такие породные ассоциации обнаружены и на Кольском полуострове (устное сообщение М.Н. Петровского) в Чагве-уайском, Низъяврском, Панэяврском и Поркозерском массивах с полным набором пород рассматриваемой ассоциации – от нефелин-модальных до кварц-модальных, без интрузивных взаимоотношений. Предварительные данные по минералогическим и петрологическим исследованиям свидетельствуют об их комагматичности.

В работе Боуэна [Bowen, 1928] высказывалась возможность образования риолитовой (гранитной) магмы в результате кристаллизационной дифференциации исходной фонолитовой магмы. Шенд [Shand, 1945] такую возможность отрицал из-за признания наличия между указанными расплавами термального барьера. Тернер и Ферхуген [1961] по этому вопросу высказывались более осторожно, с пожеланиями проведения дополнительных экспериментов. Наиболее категорично против комагматичности щелочных гранитов и нефелиновых (также щелочных) сиенитов, с детальным разбором топологии диаграммы состояния системы  $Qz(SiO_2)-Ne(NaAlSi_3O_8)-kp(KAlSi_3O_8)-aq(H_2O)^1$  (рис. 1), выступал Гиттинс [1983]. Особое внимание он обращал на наличие в этой системе “термального барьера” на линии щелочных полевых шпатов, который якобы предохраняет наиболее недосыщенные  $SiO_2$  расплавы от превращения в пересыщенные (или наоборот) на всем изученном интервале водного давления – до 10 кбар. Детально разбираются фазовые превращения в калиевой системе кварц–кальсилит–вода ( $Qz-kp-aq$ ), которые, естественно, транслируются в общую систему  $Qz-Ne-Kp-aq$ . Ничего не говорится о появлении на ликвидусе натриевой системы  $Qz-Ne-aq$ -анальцима, согласно экспериментальным данным Петерса с соавторами [Peters et al., 1966]. К сожалению, эти данные остались без внимания практически всех петрологов мира, занимающихся рассматриваемой проблемой.

Если же обратиться к природным продуктам кристаллизации щелочных расплавов, изученных во многих провинциях мира [Главнейшие провин-

<sup>1</sup> В работе приняты следующие сокращения: а) минералов:  $Qz$  – кварц,  $For$  – форстерит,  $Ne$  – нефелин,  $Ab$  – альбит,  $Kfs$  – калиевый полевой шпат,  $Na-Kfs$  – натриево-калиевый полевой шпат,  $Lct$  – лейцит,  $Kls$  – кальсилит,  $Di$  – диопсид,  $Hd$  – геденбергит,  $Wo$  – волластонит,  $Ol$  – оливин,  $Fa$  – фаялит,  $Pl$  – плагиоклаз,  $Cpx$  – моноклинный пироксен,  $Opx$  – ортопироксен,  $Aeg$  – эгирин,  $Arf$  – арфведсонит,  $Am$  – амфибол,  $Anl$  – анальцит,  $Eud$  – эвдиалит,  $Eng$  – энigmatит,  $Sod$  – содалит; б) компонентов:  $L$  – расплав,  $Fld$  – флюид,  $aq$  – вода,  $q$  – кварц,  $ab$  – альбит,  $ne$  – нефелин,  $or$  – ортоклаз,  $lc$  – лейцит,  $kp$  – калиофилит,  $en$  – энстатит,  $fs$  – ферросилит,  $opx$  – ортопироксен,  $di$  – диопсид,  $cpx$  – клинопироксен,  $wo$  – волластонит,  $fo$  – форстерит,  $fa$  – фаялит; верхний индекс – железистость твердого раствора.



**Рис. 1.** Диаграмма фазовых равновесий в системе  $\text{NaAlSiO}_4\text{--KAlSiO}_4\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$  при атмосферном давлении и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1, 2$  и 5 кбар.

R – реакционная точка, m – тройной минимум при атмосферном давлении, d – тройная эвтектика (пересыщенная часть системы), e – тройная эвтектика (недо-  
 насыщенная часть системы), m' – тройной минимум при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  кбар. Поле анальцима для простоты исключе-  
 но [Гиттинс, 1983].

**Fig. 1.** Diagram of phase equilibria in the  $\text{NaAlSiO}_4\text{--KAlSiO}_4\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$  system at atmospheric pressure and  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1, 2$ , and 5 kbar.

R – reaction point, m – the triple minimum at atmospheric pressure, d – triple eutectic (oversaturated part of the system), e – triple eutectic (the undersaturated part of the system), m' – triple minimum at  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  kbar. The field of analcime for simplicity is excluded [Gittins, 1983].

ции..., 1974], в которых доказаны переходы пород нефелин-модальных сиенитов через щелочные сиениты, кварц-модальные сиениты, граносиениты, до щелочных гранитов, то приходится признать, что в природе происходит “разрушение” термального (альбитового) барьера. Главную роль в этом процессе играют анальцит и амфибол, что и будет показано ниже на примере Илимауссакского массива.

По мнению автора статьи, для понимания петрогенезиса рассматриваемой ассоциации необходимо знать последовательность образования ее пород, состав вмещающих пород и взаимоотношения с ними. В нашем распоряжении имеется большое количество опубликованного материала, посвященного как отдельным массивам, так и отдельным регионам, где интересующая нас проблема решается с разных позиций. Общий обзор щелочных формаций мира представлен в фундаментальной работе “Главнейшие провинции и формации

щелочных пород” [1974] (отв. редактор Л.С. Бородин), где имеется большой список первоисточников. Но, к сожалению, и в этой работе отрицается комагматичность нефелиновых и кварцевых пород (см. выше).

Для решения обозначенной проблемы автор выбрал массив Илимауссак как наиболее изученный и широко известный в научной и учебной литературе.

## ИЛИМАУССАКСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАССИВ

Грамотное решение петрологических проблем возможно только на основе качественных данных по геологии, петрографии, петрохимии и минералогии изучаемых пород. В работах автора постоянно подчеркивается, что вся информация по свойствам конкретной породы должна быть собрана (получена) в “одной точке” и только тогда можно достоверно интерпретировать полученные петрологические выводы (решения). По многим параметрам геологические материалы Илимауссакского массива соответствуют предъявляемым требованиям и общая характеристика пород массива, приведенная в работах разных авторов, сходится. Разногласия начинаются при их интерпретации.

## Краткая геолого-петрографическая характеристика пород

Поскольку автор не посещал данный массив, то, естественно, этот раздел является компиляцией работ предыдущих исследователей. Главными источниками необходимой информации были три работы: Дж. Фергюсона [Ferguson, 1964], Х.О. Сёренсена [1965] и В.И. Герасимовского [1969].

В статье Сёренсена, с использованием данных предыдущих исследователей (ссылки на которые даны в работе), приведен обширный обзор геологии и петрографии 9 массивов щелочных пород Южной Гренландии, среди которых фигурирует и Илимауссакский массив.

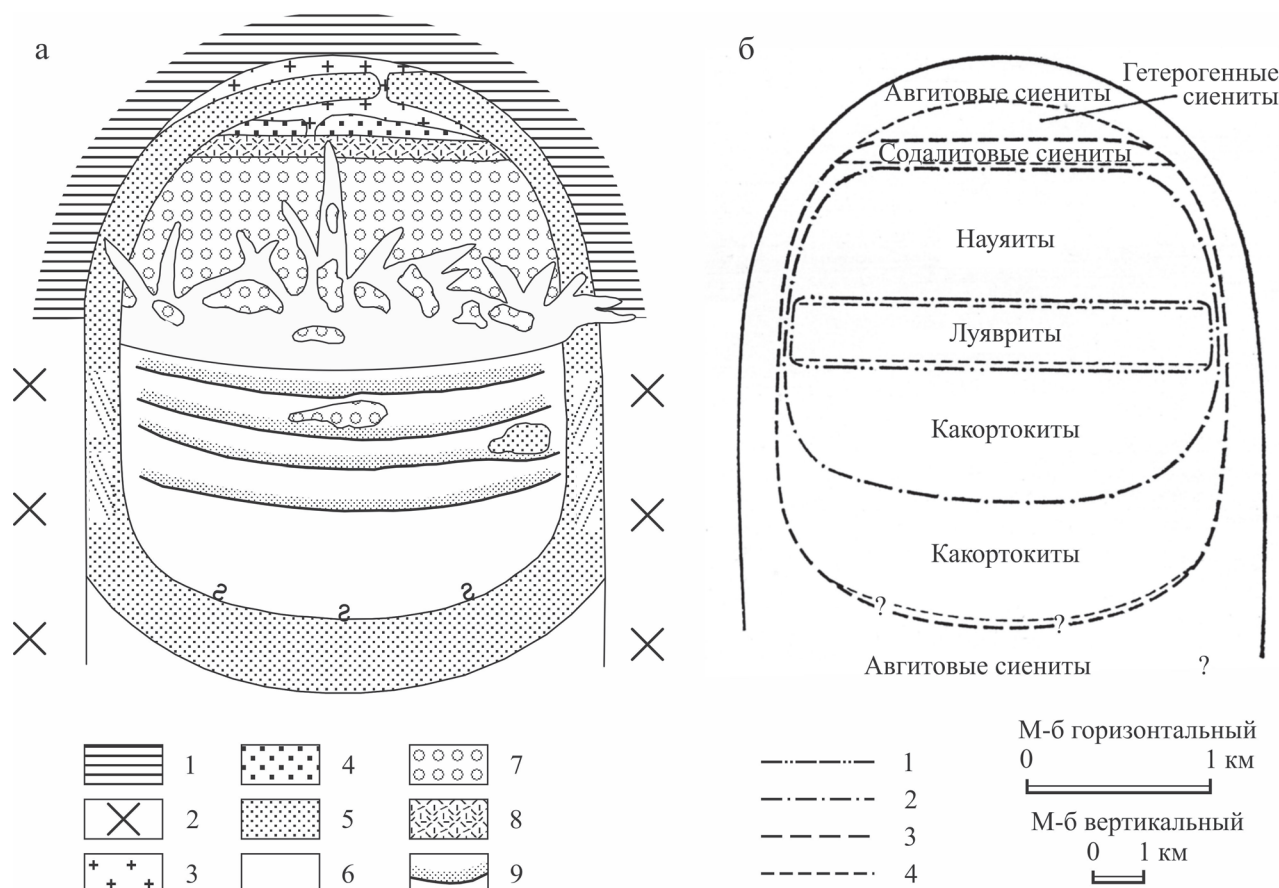
Доминирующими породами во всех описанных массивах являются авгитовые сиениты, щелочные граниты и нефелиновые сиениты. Щелочно-земельные граниты и габбро представлены в подчиненном количестве. Предполагается, что все интрузивы сформировались путем выполнения пространства при кальдерообразном опускании вмещающих пород. Все интрузии сложные, причем их образование связано с двумя или более внедрениями магмы, с появлением зон закалки на контактах с вмещающими породами. Магматическая расслоенность пород развита в большинстве массивов.

Наиболее детальная характеристика в цитируемой работе Сёренсена дана “батолиту” Илимауссак со ссылками на работы Уссиа, Вегмана, Сёренсена, Гамильтона и Фергюсона (ссылки см. в цитированной работе).

Илимауссакский плутон является одним из интереснейших щелочных массивов мира. Здесь впервые изучены и описаны какортokitы и науайты. Какортokitы до сих пор нигде не обнаружены, науайты найдены лишь в Ловозерском массиве [Герасимовский, 1969] и названы пойкилитовыми содалитовыми сиенитами.

Поскольку геология и петрография пород данного массива подробно описаны в работах, ссылки на которые приведены выше, в этом разделе бу-

дет дано описание строения массива без представления геологической карты. Но на рис. 2 показаны схематический и упрощенный разрез интрузива, заимствованные из работы [Ferguson, 1964], которые позволяют понять строение плутона, достаточное для решения поставленной задачи. В строении массива принимает участие следующий ряд пород: авгитовые сиениты, щелочные граниты, нордмаркиты, "геторогенные" сиениты, пуласскиты, фоййиты, луявриты, какортokitы, науай-



**Рис. 2.** Схематический разрез интрузива Илимауссак (а) и упрощенный вариант разреза (б) [Ferguson, 1964].

а. Отражены предполагаемая форма массива и соотношение между отдельными типами пород. Вмещающие породы: 1 – континентальная серия Гардар, 2 – граниты фундамента, 3 – щелочные граниты интрузии Илимауссак; породы краевой группы: 4 – геторогенные сиениты, 5 – авгитовые сиениты, 6 – луявриты, 7 – науайты, 8 – содалитовые фоййиты, 9 – какортokitы.

б. Отражены положение в массиве и относительные объемы отдельных типов пород. Щелочные граниты на этом разрезе не показаны, поскольку они не входят в единую серию дифференциатов остальных пород массива. Внешние границы отдельных фаз последовательной серии агпаитовых дифференциатов: 1 – третья фаза, 2 – вторая фаза, 3 – первая фаза, 4 – границы распространения отдельных типов пород.

**Fig. 2.** Schematic section of the intrusion Ilimaussak (a) and a simplified version of the section (b) [Ferguson, 1964].

a. The expected form of the massif and the relationship between the individual types of rocks are presented. Hosted rocks: 1 – Gar-dar continental series, 2 – basement granites, 3 – Ilimaussak intrusion alkaline granites; rocks of the marginal group: 4 – heteroge-nous syenites, 5 – augite syenites, 6 – lujavrites, 7 – nauyaits, 8 – sodalitic foyaites, 9 – kakortokits.

b. The position in the massif and the relative volumes of individual rock types are reflected. Alkaline granites are not shown on this section, since they are not included in a single series of differentiates of the remaining rocks of the massif. The outer boundaries of the individual phases of the sequential series of agpaite differentiates: 1 – the third phase, 2 – the second phase, 3 – the first phase, 4 – the distribution boundaries of individual rock types.

ты и содалитовые фоййиты, которые объединяются в четыре интрузивные фазы [Ferguson, 1964]: первая фаза – авгитовые сиениты, вторая – щелочные граниты и кварцевые сиениты, третья фаза – пуласкиты и фоййиты (гетерогенные сиениты), четвертая фаза – расслоенная серия агпаитовых нефелиновых сиенитов (содалитовые фоййиты, науяиты, какортokitы, луавриты). Пуласкиты и фоййиты (гетерогенные сиениты) большинством исследователей рассматриваются как переходные породы между кварц-модальными и нефелин-модальными породами, образованными в результате реакционного взаимодействия фонолитовой и риолитовой магм. Примечательно, что интрузивные взаимоотношения задокументированы только между приконтактовыми авгитовыми сиенитами и щелочными гранитами в самой верхней части плутона (см. рис. 2а). Следует обратить внимание на то, что щелочные граниты не показаны на упрощенной схеме разреза (см. рис. 2б), поскольку не включены ни в одну серию рассматриваемых пород.

На гетерогенные сиениты приходится 1%, на содалитовые сиениты – 9, на науяиты – 49, на зеленые (эгириновые) луавриты – 14, на черные (амфиболовые) луавриты – 16, на какортokitы – 11 и на щелочные граниты (с нордмаркитами и кварцевыми сиенитами) – 4.4%. Более обобщенные площадные соотношения пород, согласно геологической карте Дж. Фергюсона [Ferguson, 1964], такие: нефелин- и содалитсодержащие породы занимают около

79.8% всей площади массива, щелочные граниты – 4.4, сиениты – 4.3, авгитовые сиениты – 11.5. По этим данным автором статьи рассчитан средний состав массива, принятый за исходный состав расплава, который используется для прослеживания тренда его кристаллизации на Т-Х проекции системы *q-ne-or-aq*.

*Авгитовые сиениты* образуют приконтактную зону массива. Они состоят из щелочного полевого шпата, авгита (с зелеными каймами), фаялита, рудного минерала, апатита, лепидомелана, нефелина и роговой обманки (табл. 1). Количество нефелина, клинопироксена и амфибола возрастает к внутренней части интрузии. Эти сиениты распространены почти по всему краю интрузии и найдены также в ее кровле. Включения авгитовых сиенитов встречаются в агпаитовых породах и поздних жилах, пересекающих сиениты. Агпаитовые породы не обнаруживают зон закалки по отношению к агпаитовым сиенитам, напротив, на контактах этих пород часто развиваются пегматитовые жилы.

*Щелочные граниты*, мощность от 150 до 400 м, встречаются в верхней части интрузии и характеризуются присутствием в них эгирина и арфведсонита. Главные породообразующие минералы (см. табл. 1) – пертит, кварц, арфведсонит, энigmatит и акмитовый пироксен, аксессуарные – пироклор, элпедит и циркон, вторичные – спекулярит, гематит, флюорит, карбонат, нептунит и рибекит. С уменьшением содержания кварца граниты постепенно

**Таблица 1.** Минеральный состав пород массива Илимауссак [Герасимовский, 1969]

**Table 1.** Mineral composition of rocks of the Ilimaussak massif [Gerasimovskii, 1969]

| Породы               | Минералы  |           |                |             |                  |                  |                 |            |            |            |            |
|----------------------|-----------|-----------|----------------|-------------|------------------|------------------|-----------------|------------|------------|------------|------------|
|                      | <i>Qz</i> | <i>Ne</i> | <i>Na-Kfsp</i> | <i>Ab</i>   | <i>Fa</i>        | <i>Aeg</i>       | <i>Arf</i>      | <i>Anl</i> | <i>Sod</i> | <i>Eud</i> | <i>Eng</i> |
| Авгитовые сиениты    | –         | +         | 65–75          | + <i>Pl</i> | <i>Ol</i> : 0–10 | <i>Px</i> : 0–15 | <i>Am</i> –1–23 | –          | –          | –          | –          |
| Щелочные граниты     | 24–47     | –         | 36–64          | +           | –                | 6                | 6               | –          | –          | –          | –          |
| Нордмаркиты          | 3.5–15    | –         | 6–35           | –           | –                | 2–12             | 1–15            | –          | –          | –          | –          |
| Кварцевые сиениты    | 0–15      | –         | 60–75          | –           | –                | 10–27            | 0–5             | –          | –          | –          | –          |
| Пуласкиты            | –         | 7         | 70             | –           | +                | 13               | 5               | +          | +          | +          | 5          |
| Фоййиты (гетероген.) | –         | 5         | 50–60          | +           | +                | 5–10             | 10–15           | +          | +          | +          | –          |
| Содалитовые сиениты  | –         | 2         | 3              | –           | +                | 10–15            | 10–15           | 10         | 20         | +          | –          |
| Науяиты              | –         | 4–18      | 5–35           | –           | +                | 2–12             | 1–15            | 1–15       | 3–7        | +          | –          |
| Луавриты             | –         | 0.2–15    | 8–24           | 0–3.0       | –                | 1.3–16           | 27–55           | 0–2.9      | +          | +          | –          |
| Черные луавриты      | –         | 4–1.9     | 16–32          | 0.23        | –                | 25–37            | 0–60            | 0–2.7      | +          | +          | –          |
| Зеленые луавриты     | –         | 4–1.9     | 16–32          | 0.23        | –                | 25–37            | 0–60            | 0–2.7      | +          | +          | –          |
| Какортakitы          | –         | 0.19–70   | 13.6–59.7      | 12–13.2     | –                | 1.4–22.2         | 1.0–30.2        | –          | –          | 3.6–18.1   | 0–3.1      |
| Белые какортakitы    | –         | 14.2–50.2 | 23.8–34        | 0.2–4.9     | –                | 1.9–4.8          | 3.3–13.4        | –          | –          | 20.7–42.8  | 0.2–0.6    |
| Красные какортakitы  | –         | 6.3–27.0  | 0.7–36.3       | 0.6–10.1    | –                | 0.8–22.0         | 18.5–72.1       | –          | –          | 2.4–14.6   | –          |
| Черные какортakitы   | –         | 6.3–27.0  | 0.7–36.3       | 0.6–10.1    | –                | 0.8–22.0         | 18.5–72.1       | –          | –          | 2.4–14.6   | –          |

переходят в **нордмаркиты** и далее – в **кварцевые сиениты** с сохранением качественного состава минералов (см. табл. 1). Кварцевый сиенит находится между пуласкитами и щелочными гранитами. На некоторых участках он встречается гипсометрически выше гранитов.

Кварцевые сиениты, пуласкиты и гетерогенные сиениты (фойяиты) включают в переходную зону между гранитами с нордмаркитами и агпайтовой расслоенной серией.

*Пуласкит* располагается гипсометрически выше фойяитов (гетерогенных сиенитов) и имеет мощность от 10 до 30 м и более. Эта порода состоит из полевого шпата, эгирина, арфведсонита, энigmatита и нефелина (см. табл. 1). Акцессорные минералы – магнетит, оливин (гартоналит), биотит (?), апатит, флюорит, вторичные – анальцит, натролит, стильбит и серицит.

*Фойяит (гетерогенный сиенит)* располагается выше содалитового сиенита (фойяита). Контакт между ними обычно постепенный. Фойяит прослеживается не повсеместно, соответственно, его мощность изменяется от 0 до 10 м. Эта порода в основном грубозернистая, серой окраски. Она сложена K-Na полевым шпатом, нефелином, эгирином и арфведсонитом, второстепенные минералы – альбит, энigmatит, редко биотит и оливин. По нефелину широко развиты цеолиты (анальцит и натролит) и содалит.

*Содалитовый фойяит* развит в самой верхней части расслоенной серии, подстилая гетерогенный сиенит. Мощность его слоя варьирует от 3 до 100 м и более. Содалитовый фойяит имеет светлую окраску. Он состоит из следующих минералов: K-Na полевого шпата (микроклин-изопертит), нефелина, содалита, эгирина и арфведсонита, второстепенные минералы: эгирин-авгит, энigmatит, эвдиалит, акцессорные минералы: магнетит, ринкит, астрофиллит, нептунит и флюорит. Из второстепенных минералов широко распространены цеолиты (анальцит, натролит и др.). Содалитовый фойяит к низу переходит в очень грубозернистый науяит.

*Науяит* мощностью около 1 км состоит из хорошо образованных кристаллов содалита, окруженных крупными пойкилитовыми зернами эгирина, арфведсонита, щелочными полевыми шпатами и эвдиалитом. В науяитах, перекрывающих “сэндвичевый” горизонт луювритов, расслоенность проявлена довольно плохо. Она связана преимущественно с изменением относительного содержания содалита от 40 до 60%. Содалит представлен хорошо образованными кристаллами диаметром 2–3 мм, в которые включены пойкилитовые выделения эгирина, арфведсонита, полевого шпата (до 10 см в длину) и эвдиалита. Очевидно, содалит представляет собой кумулятивную фазу, а пойкилитовые выделения имеют интеркумулятивную природу. Предполагается, что науяиты формировались одновременно с какортокитами.

*Какортокиты* характеризуются хорошо выраженной расслоенностью, обусловленной колебаниями количества пертита, арфведсонита, эвдиалита, нефелина и эгирина. Видимая мощность какортокитов составляет 1000 м, а истинная глубина распространения неизвестна. В изученном разрезе какортокитов различают 25–30 ритмов, каждый из которых состоит из “черного, красного и белого” какортокита. Типичный ритм представлен слоем черного какортокита мощностью около 1.5 м с прекрасно выраженной подошвой. Выше развит красный какортокит, всегда присутствующий, но имеющий меньшую мощность и хуже выраженный, чем черный какортокит. Венчается ритм слоем белого какортокита мощностью около 12 м. Затем начинается следующий ритм. Ритмы расслоенности выдерживаются на большом расстоянии и слабо изменяются по мощности. Слои ритмов состоят из одних и тех же минералов, а изменяется их содержание. Причина образования такой четкой и ритмичной расслоенности какортокитов массива Илимауссак остается неизвестной до настоящего времени.

*Луювриты* залегают между какортокитами и науяитами в виде “остаточного” горизонта мощностью 300 м, по своему происхождению напоминающего сэндвичевый горизонт Скергардского интрузива [Уэйджер, Браун, 1970], содержащий многочисленные блоки (ксенолиты) науяитов, опустившихся сверху. Остаточная жидкость, за счет которой формировался этот горизонт, не только кристаллизовалась на месте, но инъецировала перекрывающие науяиты и даже боковую группу и вмещающие породы. Луювриты характеризуются субпараллельным расположением преобладающих (до 40%) мелких игольчатых кристаллов эгирина и арфведсонита, которые придают породе листоватость. Кроме того, присутствуют хорошо образованные кристаллы микроклина, альбита, нефелина, содалита и эвдиалита. В нижней части сэндвичевый горизонт обогащен эгирином, а в верхней – арфведсонитом. В средней зоне горизонта эти минералы находятся вместе, составляя до 40% объема породы. Скрытая расслоенность луювритов выражена слабо из-за незначительного колебания составов одноименных минералов. Это подтвердили современные исследования минералогии агпайтовой серии [Pfaff et al., 2008]. Очевидно, что формирование луювритов было самым поздним эпизодом в становлении интрузива Илимауссак, кроме жил натролита и анальцита.

### Петрохимия и систематика

Химический и минеральный состав пород массива изучен довольно детально. Средние составы выбраны из литературных источников и приведены в виде табл. 1 и 2. Сопоставление минерального (см. табл. 1) и химического (см. табл. 2) состава

**Таблица 2.** Химический состав (усредненный) пород массива Илимауссак [Герасимовский, 1969], выраженный в оксидах и миналах CIPWD [Дубровский, 2002], мас. %

**Table 2.** Chemical composition (averaged) of rocks of the Ilimaussak massif [Gerasimovskii, 1969] expressed in oxides and minerals CIPWD [Dubrovskii, 2002], wt %

| Компонент                      | Породы                                                   |                  |                  |                  |                  |                  |
|--------------------------------|----------------------------------------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
|                                | 1                                                        | 2                | 3                | 4                | 5                | 6                |
|                                | В оксидах                                                |                  |                  |                  |                  |                  |
| SiO <sub>2</sub>               | 55.47                                                    | 72.32            | 70.59            | 65.00            | 53.50            | 59.91            |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.37                                                     | 0.33             | 0.44             | 0.49             | 1.60             | 0.38             |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.34                                                    | 10.27            | 12.38            | 11.45            | 16.20            | 16.14            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.81                                                     | 2.71             | 1.61             | 8.90             | 3.70             | 3.24             |
| FeO                            | 7.23                                                     | 3.50             | 3.33             | 0.53             | 6.30             | 3.99             |
| MnO                            | 0.22                                                     | 0.23             | 0.08             | н.о.             | 0.20             | 0.15             |
| MgO                            | 0.90                                                     | 0.18             | н.о.             | н.о.             | 2.00             | 0.08             |
| CaO                            | 3.51                                                     | 0.67             | 0.93             | 0.87             | 4.60             | 1.84             |
| Na <sub>2</sub> O              | 6.51                                                     | 5.17             | 6.95             | 7.40             | 5.80             | 8.46             |
| K <sub>2</sub> O               | 4.84                                                     | 3.92             | 3.74             | 4.50             | 4.70             | 4.88             |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.27                                                     | 0.18             |                  | 0.02             | 0.40             | 0.06             |
| ZrO <sub>2</sub>               | 0.05                                                     |                  |                  |                  | 0.05             | 0.37             |
| Cl                             |                                                          |                  |                  |                  |                  | 0.03             |
|                                | В миналах CIPWD                                          |                  |                  |                  |                  |                  |
|                                | <i>ap</i> -0.64                                          | <i>ap</i> -0.43  | <i>ilm</i> -0.84 | <i>ap</i> -0.05  | <i>ap</i> -0.95  | <i>ap</i> -0.14  |
|                                | <i>bd</i> -0.05                                          | <i>ilm</i> -0.63 | <i>q</i> -19.72  | <i>mt</i> -0.21  | <i>bd</i> -0.05  | <i>hl</i> -0.05  |
|                                | <i>ilm</i> -2.60                                         | <i>q</i> -29.06  | <i>or</i> -22.10 | <i>tn</i> -1.20  | <i>ilm</i> -3.04 | <i>bd</i> -0.37  |
|                                | <i>mt</i> -2.62                                          | <i>or</i> -23.17 | <i>ab</i> -42.87 | <i>q</i> -10.26  | <i>mt</i> -5.37  | <i>ilm</i> -0.72 |
|                                | <i>or</i> -28.60                                         | <i>ab</i> -31.01 | <i>ac</i> -4.66  | <i>or</i> -26.59 | <i>or</i> -27.78 | <i>or</i> -28.84 |
|                                | <i>ab</i> -37.96                                         | <i>ac</i> -7.84  | <i>wo</i> -1.93  | <i>ab</i> -33.86 | <i>ab</i> -31.36 | <i>ab</i> -41.83 |
|                                | <i>an</i> -4.41                                          | <i>wo</i> -0.90  | <i>fa</i> -4.27  | <i>ac</i> -25.32 | <i>an</i> -4.30  | <i>ne</i> -7.60  |
|                                | <i>ne</i> -6.43                                          | <i>fo</i> -0.28  | <i>dsn</i> -3.69 | <i>wo</i> -1.04  | <i>ne</i> -9.59  | <i>ac</i> -9.37  |
|                                | <i>di</i> -0.99                                          | <i>fa</i> -4.87  |                  | <i>fa</i> -0.66  | <i>di</i> -6.34  | <i>wo</i> -3.23  |
|                                | <i>hd</i> -8.85                                          | <i>dsn</i> -1.33 |                  |                  | <i>hd</i> -6.91  | <i>fo</i> -0.10  |
|                                | <i>fo</i> -0.40                                          |                  |                  |                  | <i>fo</i> -143   | <i>fa</i> -5.38  |
|                                | <i>fa</i> -4.29                                          |                  |                  |                  | <i>fa</i> -1.97  | <i>dsn</i> -1.68 |
|                                | Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. % |                  |                  |                  |                  |                  |
|                                | <i>or</i> -31.17                                         | <i>q</i> -29.52  | <i>q</i> -19.87  | <i>q</i> -10.50  | <i>or</i> -30.97 | <i>or</i> -29.41 |
|                                | <i>ab</i> -41.38                                         | <i>or</i> -23.53 | <i>or</i> -22.27 | <i>or</i> -27.21 | <i>ab</i> -34.97 | <i>ab</i> -42.66 |
|                                | <i>an</i> -4.21                                          | <i>ab</i> -31.50 | <i>ab</i> -43.20 | <i>ab</i> -34.64 | <i>an</i> -4.80  | <i>ne</i> -7.76  |
|                                | <i>ne</i> -7.02                                          | <i>ac</i> -7.96  | <i>ac</i> -4.69  | <i>ac</i> -25.91 | <i>ne</i> -10.69 | <i>ac</i> -9.56  |
|                                | <i>di</i> -1.08                                          | <i>wo</i> -0.91  | <i>wo</i> -1.94  | <i>wo</i> -1.06  | <i>di</i> -7.07  | <i>wo</i> -3.30  |
|                                | <i>hd</i> -8.95                                          | <i>fo</i> -0.28  | <i>fa</i> -4.30  | <i>fa</i> -0.67  | <i>hd</i> -7.71  | <i>fo</i> -0.11  |
|                                | <i>fo</i> -0.40                                          | <i>fa</i> -4.94  | <i>dsn</i> -3.72 |                  | <i>fo</i> -1.59  | <i>fa</i> -5.49  |
|                                | <i>fa</i> -4.29                                          | <i>dsn</i> -1.35 |                  |                  | <i>fa</i> -2.19  | <i>dsn</i> -1.71 |
| Гр.-ряд                        | III-B                                                    | I-D              | I-D              | I-D              | III-B            | III-D            |
| Отряд                          | Fe-Mg                                                    | Fe-Mg            | Fe-Mg            | Fe-Mg            | Fe-Mg            | Fe-Mg            |
| <i>n</i>                       | 67.14                                                    | 66.71            | 73.85            | 71.42            | 65.22            | 72.48            |
| F <sup>at</sup>                | 92.71                                                    | 95.42            | 100              | 100              | 72.97            | 98.47            |
| F <sup>0</sup>                 | 17.94                                                    | 41.10            | 30.34            | 93.80            | 34.61            | 42.25            |
| <i>f</i>                       | 88.33                                                    | 92.33            | 100              | 100              | 48.76            | 97.26            |
| Na <sub>срх</sub>              |                                                          | 100              | 100              | 100              |                  | 100              |

| Компонент                      | Породы    |       |       |       |       |       |       |
|--------------------------------|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                | 7         | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    |
|                                | В оксидах |       |       |       |       |       |       |
| SiO <sub>2</sub>               | 49.97     | 46.82 | 53.15 | 52.89 | 51.61 | 51.49 | 52.35 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.54      | 0.30  | 0.28  | 0.35  | 0.36  | 0.14  | 0.47  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18.35     | 22.42 | 16.03 | 14.50 | 14.46 | 19.81 | 15.98 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.96      | 3.00  | 9.39  | 6.30  | 6.18  | 7.92  | 5.29  |
| FeO                            | 4.04      | 2.10  | 1.18  | 6.77  | 6.25  | 2.40  | 4.24  |
| MnO                            | 0.15      | 0.13  | 0.23  | 0.41  | 0.37  | 0.17  | 0.22  |
| MgO                            | 0.43      | 0.16  | 0.41  | 0.54  | 0.52  | 0.03  | 0.31  |
| CaO                            | 1.79      | 1.24  | 0.72  | 0.39  | 2.16  | 1.02  | 1.43  |
| Na <sub>2</sub> O              | 12.67     | 15.93 | 11.13 | 10.72 | 10.28 | 10.68 | 11.42 |
| K <sub>2</sub> O               | 3.17      | 3.61  | 3.45  | 3.28  | 4.24  | 3.53  | 3.64  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  |           | 0.03  | 0.07  | 0.41  | 0.06  | 0.03  | 0.12  |
| ZrO <sub>2</sub>               | 0.43      | 0.41  | 1.12  | 0.64  | 1.25  | 0.68  | 0.61  |
| S                              | 0.10      | 0.15  | 0.21  | 0.42  | 0.11  |       | 0.19  |
| Cl                             | 1.40      | 2.90  | 0.07  | 0.12  | 0.17  |       | 0.85  |
| F                              | 0.20      | 0.29  | 0.05  | 0.22  | 0.17  |       | 0.08  |

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

| Компонент                                                | Породы           |                  |                  |                   |                  |                  |                  |
|----------------------------------------------------------|------------------|------------------|------------------|-------------------|------------------|------------------|------------------|
|                                                          | 7                | 8                | 9                | 10                | 11               | 12               | 13               |
| В миналах CIPWD                                          |                  |                  |                  |                   |                  |                  |                  |
|                                                          | <i>hl</i> -2.31  | <i>ap</i> -0.07  | <i>ap</i> -0.17  | <i>ap</i> -0.70   | <i>ap</i> -0.14  | <i>ap</i> -0.07  | <i>ap</i> -0.28  |
|                                                          | <i>pr</i> -0.19  | <i>hl</i> -4.78  | <i>hl</i> -0.12  | <i>Naap</i> -0.28 | <i>hl</i> -0.28  | <i>bd</i> -0.68  | <i>hl</i> -1.40  |
|                                                          | <i>bd</i> -0.43  | <i>pr</i> -0.28  | <i>pr</i> -0.39  | <i>hl</i> -0.20   | <i>pr</i> -0.21  | <i>mt</i> -7.87  | <i>pr</i> -0.36  |
|                                                          | <i>fr</i> -0.41  | <i>bd</i> -0.41  | <i>bd</i> -1.12  | <i>pr</i> -0.79   | <i>bd</i> -1.25  | <i>hm</i> -0.08  | <i>z</i> -0.91   |
|                                                          | <i>ilm</i> -1.03 | <i>fr</i> -0.59  | <i>fr</i> -0.09  | <i>bd</i> -0.64   | <i>fr</i> -0.34  | <i>tn</i> -0.34  | <i>fr</i> -0.15  |
|                                                          | <i>or</i> -18.73 | <i>ilm</i> -0.57 | <i>ilm</i> -0.53 | <i>vl</i> -0.41   | <i>ilm</i> -0.68 | <i>or</i> -20.86 | <i>ilm</i> -0.89 |
|                                                          | <i>ab</i> -16.84 | <i>or</i> -21.33 | <i>mt</i> -0.20  | <i>ilm</i> -0.66  | <i>or</i> -25.06 | <i>ab</i> -31.26 | <i>or</i> -21.51 |
|                                                          | <i>ne</i> -32.45 | <i>ab</i> -5.86  | <i>or</i> -20.39 | <i>or</i> -19.38  | <i>ab</i> -11.33 | <i>ne</i> -27.63 | <i>ab</i> -21.26 |
|                                                          | <i>ac</i> -14.35 | <i>ne</i> -48.41 | <i>ab</i> -21.78 | <i>ab</i> -28.08  | <i>ne</i> -21.37 | <i>ac</i> -6.97  | <i>ne</i> -21.95 |
|                                                          | <i>di</i> -1.02  | <i>ac</i> -8.68  | <i>ne</i> -22.47 | <i>ne</i> -15.31  | <i>ac</i> -17.88 | <i>di</i> -0.16  | <i>ac</i> -15.30 |
|                                                          | <i>hd</i> -5.45  | <i>di</i> -0.41  | <i>ac</i> -26.76 | <i>ac</i> -18.22  | <i>di</i> -0.93  | <i>hd</i> -0.43  | <i>di</i> -0.57  |
|                                                          | <i>fo</i> -0.42  | <i>hd</i> -2.96  | <i>di</i> -1.00  | <i>fo</i> -0.94   | <i>hd</i> -7.07  | <i>wo</i> -1.54  | <i>hd</i> -4.55  |
|                                                          | <i>fa</i> -2.85  | <i>fo</i> -0.15  | <i>hd</i> -1.35  | <i>fa</i> -9.06   | <i>fo</i> -0.61  |                  | <i>fo</i> -0.35  |
|                                                          | <i>dsn</i> -1.31 | <i>fa</i> -1.32  | <i>fo</i> -0.39  | <i>dsn</i> -3.07  | <i>fa</i> -5.85  |                  | <i>fa</i> -3.55  |
|                                                          |                  | <i>dsn</i> -2.85 | <i>fa</i> -0.67  |                   | <i>dsn</i> -5.08 |                  | <i>dsn</i> -3.87 |
| Главные алюмосиликатные миналы, приведенные к 100 мас. % |                  |                  |                  |                   |                  |                  |                  |
|                                                          | <i>or</i> -20.05 | <i>or</i> -23.19 | <i>or</i> -21.51 | <i>or</i> -20.61  | <i>or</i> -26.33 | <i>or</i> -23.48 | <i>or</i> -23.15 |
|                                                          | <i>ab</i> -18.02 | <i>ab</i> -6.37  | <i>ab</i> -22.98 | <i>ab</i> -29.85  | <i>ab</i> -11.91 | <i>ab</i> -35.18 | <i>ab</i> -22/88 |
|                                                          | <i>ne</i> -34.74 | <i>ne</i> -52.63 | <i>ne</i> -23.70 | <i>ne</i> -16.27  | <i>ne</i> -22.45 | <i>ne</i> -31.09 | <i>ne</i> -23.62 |
|                                                          | <i>ac</i> -15.36 | <i>ac</i> -9.43  | <i>ac</i> -28.22 | <i>ac</i> -19.37  | <i>ac</i> -18.79 | <i>ac</i> -7.85  | <i>ac</i> -16.47 |
|                                                          | <i>di</i> -1.09  | <i>di</i> -0.45  | <i>di</i> -1.05  | <i>fo</i> -1.00   | <i>di</i> -0.97  | <i>di</i> -0.18  | <i>di</i> -0.62  |
|                                                          | <i>hd</i> -5.83  | <i>hd</i> -3.22  | <i>hd</i> -1.42  | <i>fa</i> -9.63   | <i>hd</i> -7.43  | <i>hd</i> -0.49  | <i>hd</i> -4.90  |
|                                                          | <i>fo</i> -0.45  | <i>fo</i> -0.16  | <i>fo</i> -0.41  | <i>dsn</i> -3.26  | <i>fo</i> -0.64  | <i>wo</i> -1.72  | <i>fo</i> -0.38  |
|                                                          | <i>fa</i> -3.05  | <i>fa</i> -1.44  | <i>fa</i> -0.70  |                   | <i>fa</i> -6.14  |                  | <i>fa</i> -3.82  |
|                                                          | <i>dsn</i> -1.41 | <i>dsn</i> -3.10 |                  |                   | <i>dsn</i> -5.34 |                  | <i>dsn</i> -4.17 |
| Гр.-ряд                                                  | III-Д            | III-Д            | III-Д            | III-Д             | III-Д            | II-Д             | III-Д            |
| Отряд                                                    | Fe-Mg            | Fe-Mg            | Fe-Mg            | Fe-M              | Fe-M             | Ca               | Fe-Mg            |
| <i>n</i>                                                 | 85.86            | 87.02            | 83.06            | 83.24             | 78.65            | 82.11            | 82.66            |
| $F_{at}$                                                 | 91.73            | 94.39            | 92.95            | 92.82             | 92.72            | 99.44            | 94.21            |
| $F^0$                                                    | 52.52            | 56.28            | 87.76            | 45.61             | 47.12            | 74.83            | 52.92            |
| <i>f</i>                                                 | 82.41            | 86.27            | 54.09            | 86.91             | 86.94            | 70.19            | 87.37            |
| $Na_{cpx}$                                               | 69.98            | 73.07            | 92.02            | 100               | 70.25            | 92.36            | 75.93            |

Примечание. 1 – авгитовый сиенит, 2 – щелочной гранит, 3 – нордмаркит, 4 – кварцевый сиенит, 5 – мелкозернистый пулассит, 6 – пулассит, 7 – содалитовый фойяит, 8 – науяит, 9 – зеленый луюаврит, 10 – черный луюаврит, 11 – какортokit (средн. состав), 12 – белый какортokit, 13 – средний состав массива (исходный расплав); Гр.– группа: I – кварц-нормативная, III – нефелин-нормативная, B – нормальной щелочности, Д – щелочной ряд; Fe-Mg – железомagneзиальный отряд, Ca – кальциевый отряд;  $n = Na \times 100 / (K + Na)$  ат. %;  $F_{at} = (Fe^{+2} + Fe^{+3}) \times 100 / (Fe + Mg)$  ат. %;  $F^0 = Fe^{+3} \times 100 / (Fe^{+3} + Fe^{+2})$  ат. %;  $f = Fe^{+2} \times 100 / (Fe^{+2} + Mg)$  ат. %;  $Na_{cpx} = ac \times 100 / (ac + di + hd)$  мол. %.

Note. 1 – augite syenite, 2 – alkaline granite, 3 – nordmarkite, 4 – quartz syenite, 5 – fine-grained pulaskite, 6 – pulaskite, 7 – sodalite foyaite, 8 – naujaite, 9 – green lujavrite, 10 – black lujavrite, 11 – kakortokite (average composition), 12 – white kakortokite, 13 – average composition of the massif (initial melt); Гр. – group: I – quartz normative, III – nefeline normative, B – normal alkalinity, D – alkaline row; Fe-Mg – iron-magnesium squad, Ca – calcium squad;  $n = Na \times 100 / (K + Na)$  at. %,  $F_{at} = (Fe^{+2} + Fe^{+3}) \times 100 / (Fe + Mg)$  at. %;  $F^0 = Fe^{+3} \times 100 / (Fe^{+3} + Fe^{+2})$  at. %;  $f = Fe^{+2} \times 100 / (Fe^{+2} + Mg)$  at. %;  $Na_{cpx} = ac \times 100 / (ac + di + hd)$  mol. %.

с существующими классификационными схемами позволило исследователям большинство пород массива, за исключением авгитовых сиенитов и пуласситов, относить к щелочным, или к агпаитовым (по Уссингу) породам. Анализ их петрохимических данных (см. табл. 2) выявил следующие особенности [Герасимовский, 1969]: 1) очень высокое содержание щелочей, при этом натрия резко преобладает над калием; 2) значительный избыток щелочей по сравнению с алюминием; 3) высокое содержание железа, причем трехвалентное железо пре-

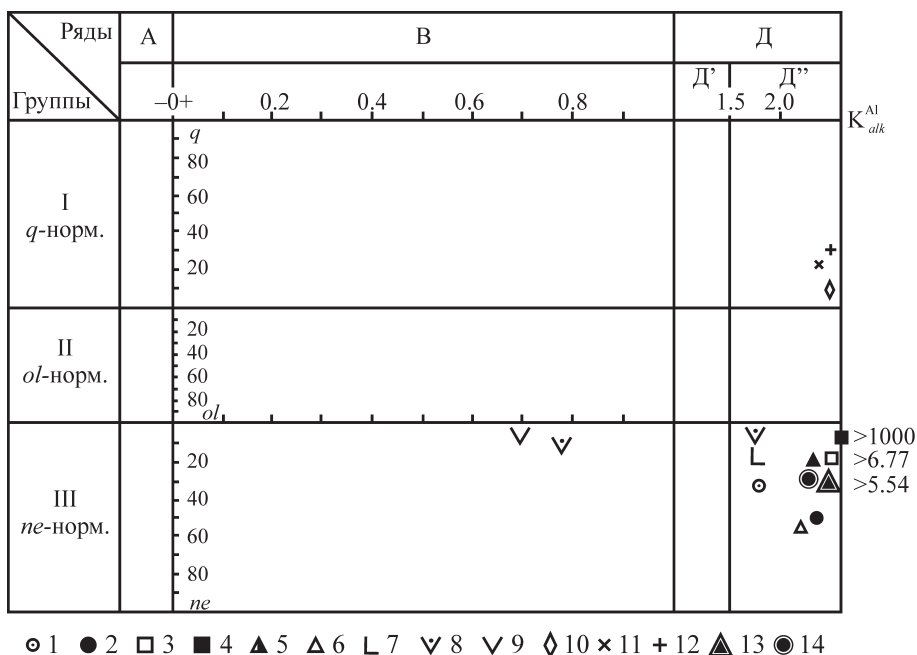
обладает над двухвалентным; 4) низкая концентрация кальция и магния; 5) малое содержание титана и высокое циркония; 6) очень большая концентрация хлора; 7) значительная роль воды. Эти особенности четко отличают их от миаскитовых пород. Остается непонятным, почему щелочные граниты, имея высокое значение коэффициента агпаитности, не отнесены к агпаитовым породам. Естественно, что петрохимические особенности определяют соответствующие черты минерального состава и состав самих минералов.

В табл. 1 приведен усредненный минеральный состав всех пород массива в последовательности предполагаемого их образования. Такое расположение пород четко выявляет их сходство и различие. По содержанию породообразующих типоморфных минералов они делятся на три группы: кварц-модальные, нефелин-модальные и переходная группа, в которой практически отсутствуют и кварц, и нефелин. Тем не менее намечается четкое сходство этих групп по главным породообразующим минералам – это К-На полевой шпат, эгирин, арфведсонит и железистый оливин (гортонолит), которые по своему составу очень слабо различаются, особенно эгирин и арфведсонит. Это связано с высокой железистостью (90–100%) всех пород, что снижает интервал колебания состава минералов. Отмечается и определенное колебание состава К-На полевого шпата – от пертита ( $Kfsp > Ab$ ), до антипертита ( $Kfsp < Ab$ ). Естественно, будут различаться и нефелины из разных пород. Но особенно важно различие пород по присутствию и отсутствию в них таких минералов, как содалит, анальцит и канкринит. Причем содалит считается магматическим минералом, в то время как два других минерала, без детального рассмотрения взаимоот-

ношений с другими минералами, относятся к вторичным (постмагматическим) образованиям.

Указанные петрохимические особенности и минералогические различия пород вызвали разногласия исследователей относительно комагматичности тех или иных пород и выделение нескольких интрузивных фаз – от двух до четырех [Ferguson, 1964; Сёренсен, 1965]. Единодушны исследователи только в отношении кварц-модальных пород – они считаются самостоятельной интрузивной фазой (серией).

Далее рассмотрим диагностику и систематику пород массива по авторской работе [Дубровский, 2002] в сопоставлении с результатами предыдущих исследователей, что позволит показать, какую весомую информацию можно извлечь из химического состава породы, представленного в минеральной форме. В табл. 2, вместе с химическим составом пород в оксидном выражении, приведены пересчеты оксидов на нормативные минералы CIPWD и классификационные петрохимические коэффициенты:  $K_{alk}^{Al}$ ,  $n$ ,  $f$ ,  $F_{at}$ ,  $F^{\circ}$ , применение которых позволяет производить более детальное различие и диагностику пород с построением соответствующих классификационных диаграмм (рис. 3–7).

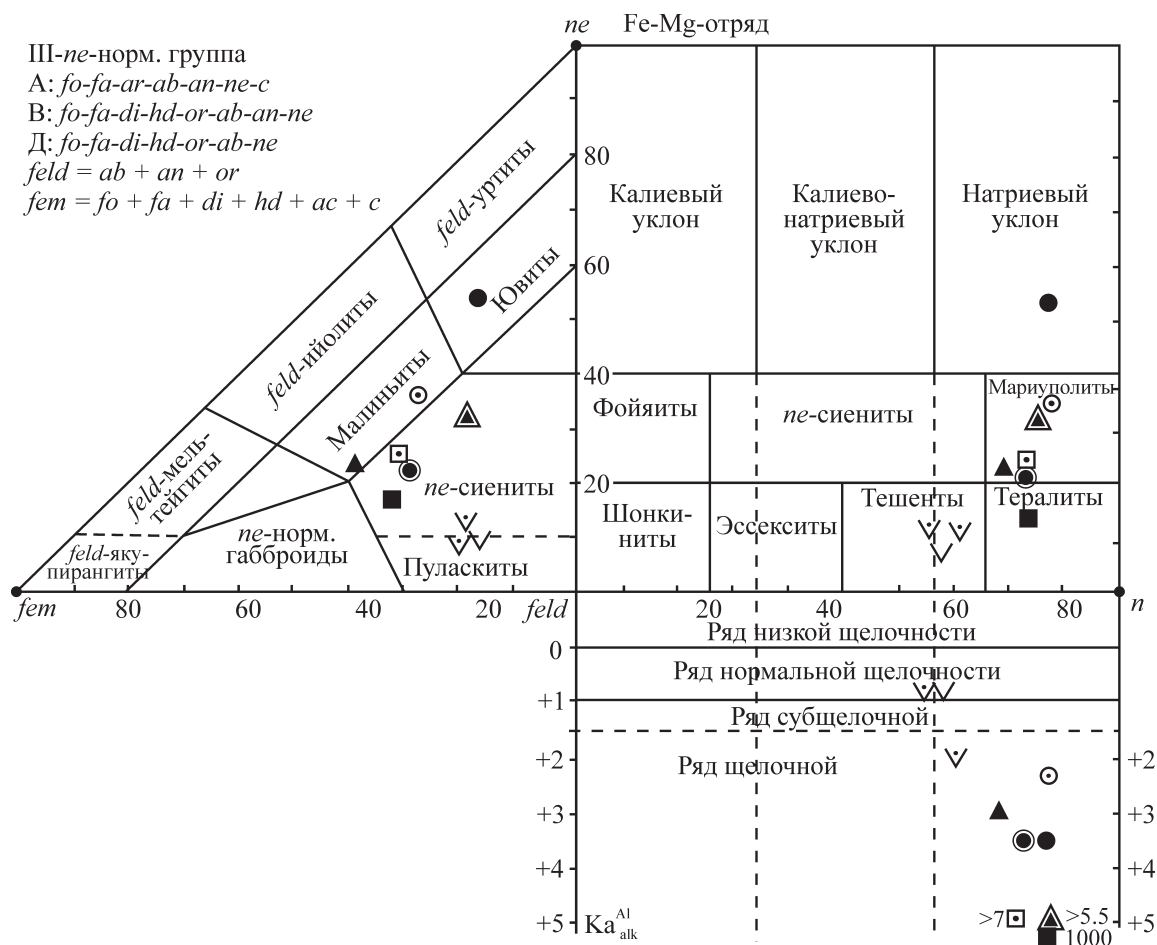


**Рис. 3.** Петрохимическая систематика пород массива Илимауссак на уровне групп, рядов и семейств.

Здесь и на рис. 4–7 – условные обозначения: 1 – содалитовые фойайты, 2 – науйайты, 3 – зеленые лужавриты, 4 – черные лужавриты, 5 – красные какортokitы, 6 – белые какортokitы, 7 – гетерогенные сиениты (фойайты), 8 – пуласкиты, 9 – авгитовые сиениты, 10 – кварцевые сиениты, 11 – нордмаркиты, 12 – щелочные граниты, 13 – средний состав агпаитовых пород, 14 – средний состав массива.

**Fig. 3.** Petrochemical systematics of the rocks of the Ilimaussak massif at the level of groups, series and families.

Here and on Fig. 4–7 legend: 1 – sodalite foyaites, 2 – nauyaite, 3 – green lujavrites, 4 – black lujavrites, 5 – red kahortokites, 6 – white kahortokites, 7 – heterogeneous syenites (foyaits), 8 – pulaskites, 9 – augite syenites, 10 – quartz syenites, 11 – nordmarkites, 12 – alkaline granites, 13 – average composition of agpaite rocks, 14 – average composition of the massif.



**Рис. 4.** Петрохимическая систематика пород массива Илимауссак III-*ne*-нормативной группы на уровне родов и индивидов.

**Fig. 4.** Petrochemical systematics of the rocks of the Ilimaussak massif of the III-*ne*-normative group at the level of genera and individuals.

Итак, по явному преобладанию в химическом составе всех пород FeO + MgO (в мол. количествах) над CaO все они должны быть отнесены к Fe-Mg отряду, а явное преобладание FeO над MgO определяет их железистый уклон.

На диаграмме, отражающей классификационные возможности уровня рядов, групп и семейств (см. рис. 3), по значению  $Ka^{\text{Al}}_{\text{alk}}$  (коэффициент щелочности) породы разделились на два ряда: в ряд В-нормальной щелочности попали авгитовые сиениты и мелкозернистые пуласкиты, а остальные породы находятся в щелочном ряду Д'', т. е. все они, в том числе и кварц-модальные породы, должны считаться агпайтовыми. По степени насыщения кремнеземом породы также разделились на две группы – I-*q*-нормативная и III-*ne*-нормативная. Необходимо обратить внимание на отсутствие между этими группами пород II-*ol*-нормативной группы. Такая особенность пород данного массива может быть использована для подтверждения отсутствия их генетической связи. В действительности

же эта особенность обусловлена большой железистостью исходного расплава ( $f > 80$ ), когда в таком расплаве не образуются *en* и *fs* миналы, вместо которых присутствует оливин состава  $fa > 80$  и  $fo < 20$  мол. %, или чистый *fa*. В таком случае выпадает II-*ol*-нормативная группа, поскольку и в I-*q*-нормативной группе присутствует высокожелезистый оливин (гортонит или фаялит). И тогда, при нехватке кремнезема, кварц-нормативная группа сменяется нефелин-нормативной группой десиликацией  $ab \rightarrow ne$  (или десиликацией *циркон* → *бадделейт*). Таким образом, на данном уровне систематики все породы распределились по трем семействам, с соответствующими ассоциациями миналов (см. табл. 2): *ne*-нормативное семейство ряда нормальной щелочности, *ne*-нормативное семейство щелочного ряда и *q*-нормативное семейство также щелочного ряда, что коррелируется с систематикой пород по минеральному составу (см. выше).

Для дальнейшего деления и диагностики пород до индивидуальной номенклатуры требуются со-

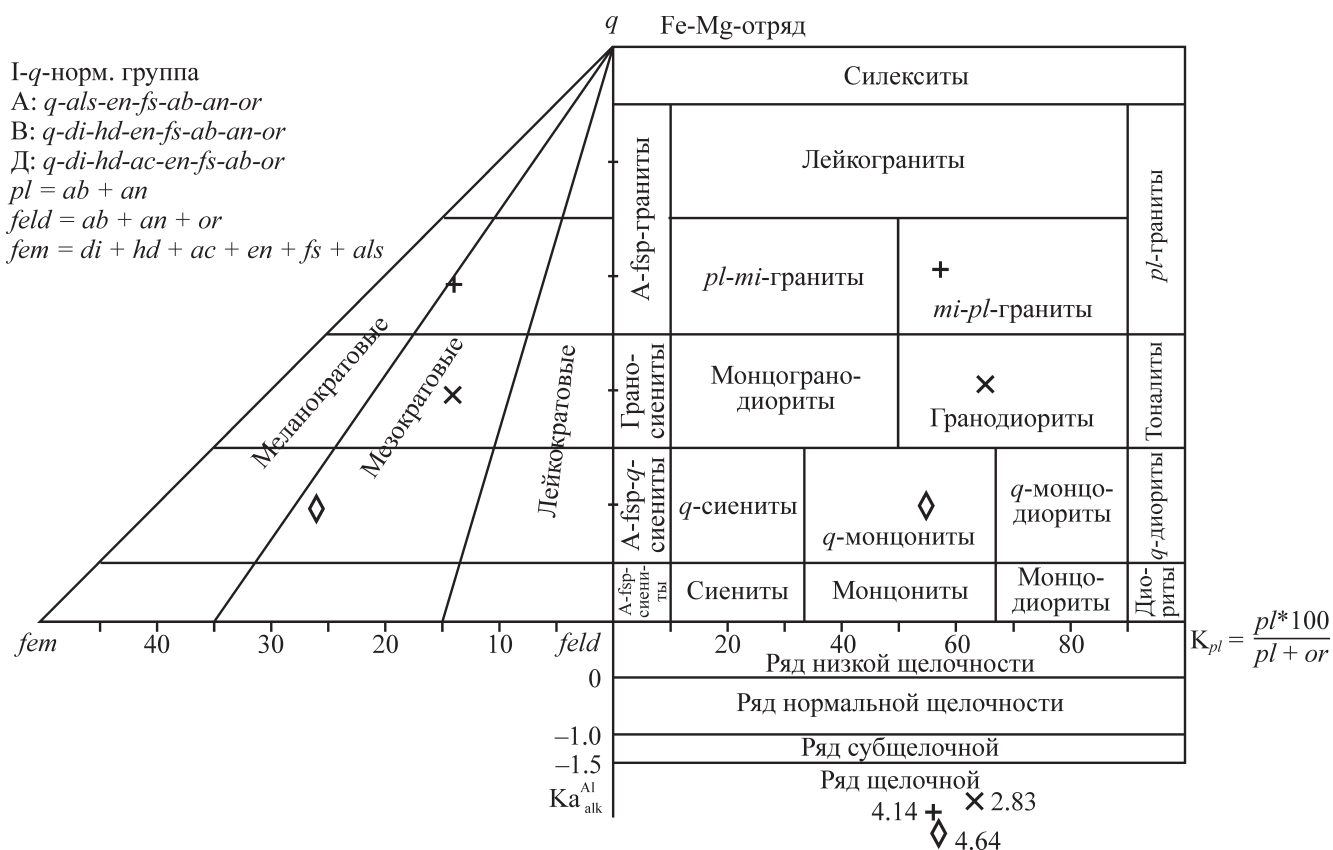


Рис. 5. Петрохимическая систематика пород массива Илимауссак I-q-нормативной группы на уровне родов и индивидов.

Fig. 5. Petrochemical systematics of the rocks of the Ilimaussak massif of the I-q-normative group at the level of genera and individuals.

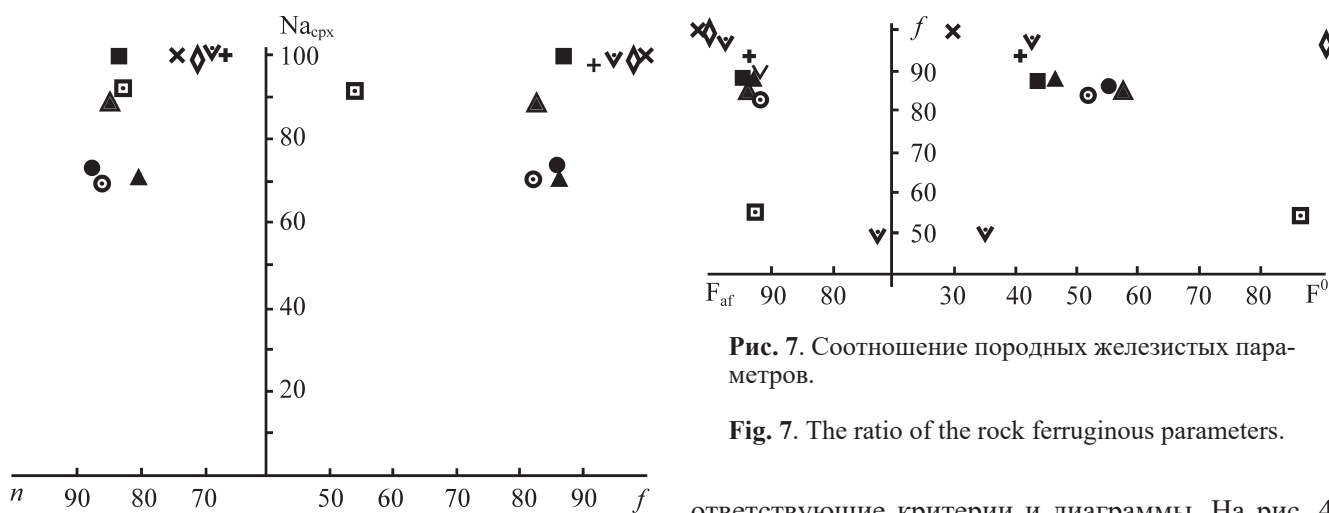


Рис. 6. Соотношение нормативной натриевости пироксена ( $Na_{cpx}$ ) с натриевостью ( $n$ ) и железистостью ( $f$ ) породы.

Fig. 6. The ratio of the normative sodium of pyroxene ( $Na_{cpx}$ ) with the sodium ( $n$ ) and iron ( $f$ ) of the rock.

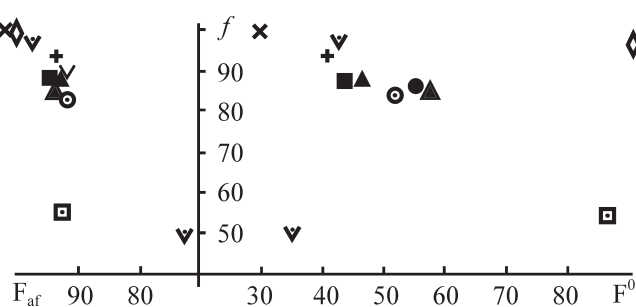


Рис. 7. Соотношение породных железистых параметров.

Fig. 7. The ratio of the rock ferruginous parameters.

ответствующие критерии и диаграммы. На рис. 4 показана более детальная систематика пород *не*-нормативных семейств до родового уровня. Как видно, фигуративные точки пород агпайтовой серии находятся в роду нефелиновых сиенитов, только средний состав науяитов отделился в род ювитов. Авгитовые сиениты и пуласкиты попали на границу нефелиновых сиенитов и пуласкитов.

На рис. 5 показано положение фигуративных точек минерального состава кварц-нормативных пород, где диаграмма и номенклатура минеральных родов также совпадают с минеральной.

Можно констатировать, что петрохимическая номенклатура родов практически идеально совпадает с “местной” минеральной номенклатурой индивидов и разновидностей, которая давалась по минеральному составу и структурно-текстурным свойствам пород.

На рис. 6 и 7 показаны классификационные соотношения петрохимических коэффициентов. По этим параметрам также хорошо видно четкое деление “миаскитовых” и “агпайтовых” пород. А среди “агпайтовых” пород выделяются белые лувириты, которые по значению  $f$  сходны с миаскитовыми, а по значению  $F^0$  – с кварцевыми сиенитами. По “железистым” коэффициентам (см. рис. 7) щелочные граниты и нордмаркиты четко и однозначно достраивают тренд кристаллизационной дифференциации агпайтовой серии, что свидетельствует в пользу их комагматичности.

### ПЕТРОГЕНЕЗИС

Несмотря на детальные исследования в области геологии, петрографии и минералогии пород Илимассакского массива многими учеными из разных стран, до настоящего времени нет общепризнанной модели их образования. Интерпретация полученных данных по проблемам петрогенезиса (происхождение магм, многофазность, образование разных видов расслоенности и др.) значительно расходится из-за различия “школ” и взглядов. Решение таких сложных вопросов петрологии осуществлялось с низким процентом доказательности и достоверности, где-то на уровне общей геологии, без применения каких-либо физико-химических методов, без анализа фазовых превращений с применением диаграмм состояния соответствующих систем. Различные точки зрения на происхождение пород массива и их магм описаны в статье Сёрнсена [1965], где имеются ссылки на первоисточники. Но, как отмечалось выше, единодушия мнений отмечается только относительно отрицания комагматичности кварц-модальных и нефелин-модальных пород со ссылкой на существование термального альбитового барьера между их магмами. К сожалению, это отрицательный пример безграмотного использования физико-химического метода (диаграммы состояния). Между тем можно признать, что это не ошибка ученых, а результат недоизученности фазовых превращений в системе  $q-ne-kp-aq$  (см. ниже) и слепая “вера” в достоверность эксперимента.

Поскольку в настоящее время большинство геологов признают как аксиому, что процесс образования всех горных пород по своей сути является физико-химическим, то и решение обратной зада-

чи – восстановление условий кристаллизации по ее продуктам (породам) – возможно только физико-химическими методами. Но дело в том, что из всех диаграмм состояния, представленных в шести монографиях автора (это несколько десятков вариантов), и в известной автору мировой литературе, не нашлось диаграммы состояния, с помощью которой можно было бы объяснить фазовые превращения в породах Илимассакского интрузива. Следовательно, задача автора заключалась в выборе минеральной системы и создании (разработке) физико-химической модели, отражающей наиболее приближенно процесс образования конкретно изучаемой породной ассоциации. Такой минеральной системой должен быть минеральный состав пород массива (см. табл. 2), который может быть представлен в двух упрощенных вариантах: по группам –  $q-ab-or-fa-ac$  и  $ne-ab-or-fa-ac$  либо одной общей системой –  $q-ne-or-fa-ac$  плюс сложный флюид –  $Fld(aq, hl)$ . Методы и приемы построения диаграмм состояния детально описаны в работах [Дубровский, 1984, 1987, 1998], где обоснован и сформулирован важный петрологический тезис о том, что кристаллизация плутонических пород начинается и происходит при полном насыщении и в присутствии свободной летучей фазы (флюида). Разработку диаграмм следует начинать с сопоставительного анализа диаграмм, построенных по экспериментальным данным различных лабораторий, с точки зрения их воспроизводимости и соответствия природным минеральным ассоциациям. При отсутствии экспериментальных диаграмм приходится довольствоваться теоретически построенными диаграммами, топология которых обосновывается интерполяцией и экстраполяцией при соблюдении всех правил и законов физической химии.

### Система $q-ne-kp-fa-ac-fld(aq, hl)$

Соответственно минеральному составу пород, представленному в табл. 2, фазовые превращения при их образовании в упрощенном виде (без акцессорных минералов) можно представить указанной в подзаголовке системой. Исключениями являются авгитовые сиениты и мелкозернистые пуласкиты, для которых нужна своя система.

Выбранная система и даже не все ее двух- и трехкомпонентные подсистемы не исследованы экспериментально. Поэтому построение диаграммы ее состояния (в виде  $P_{H_2O}$ - $T$  проекции и изобарических сечений в интервале  $P_{H_2O} = 0-10$  кбар) производилось геометрическим методом, начиная с анализа фазовых превращений в частных системах (подсистемах) меньшей компонентности и переходя далее к рассмотрению фазовых превращений всех возможных невариантных точек и построению диаграммы состояния полной системы. Наиболее рациональной последовательностью рас-

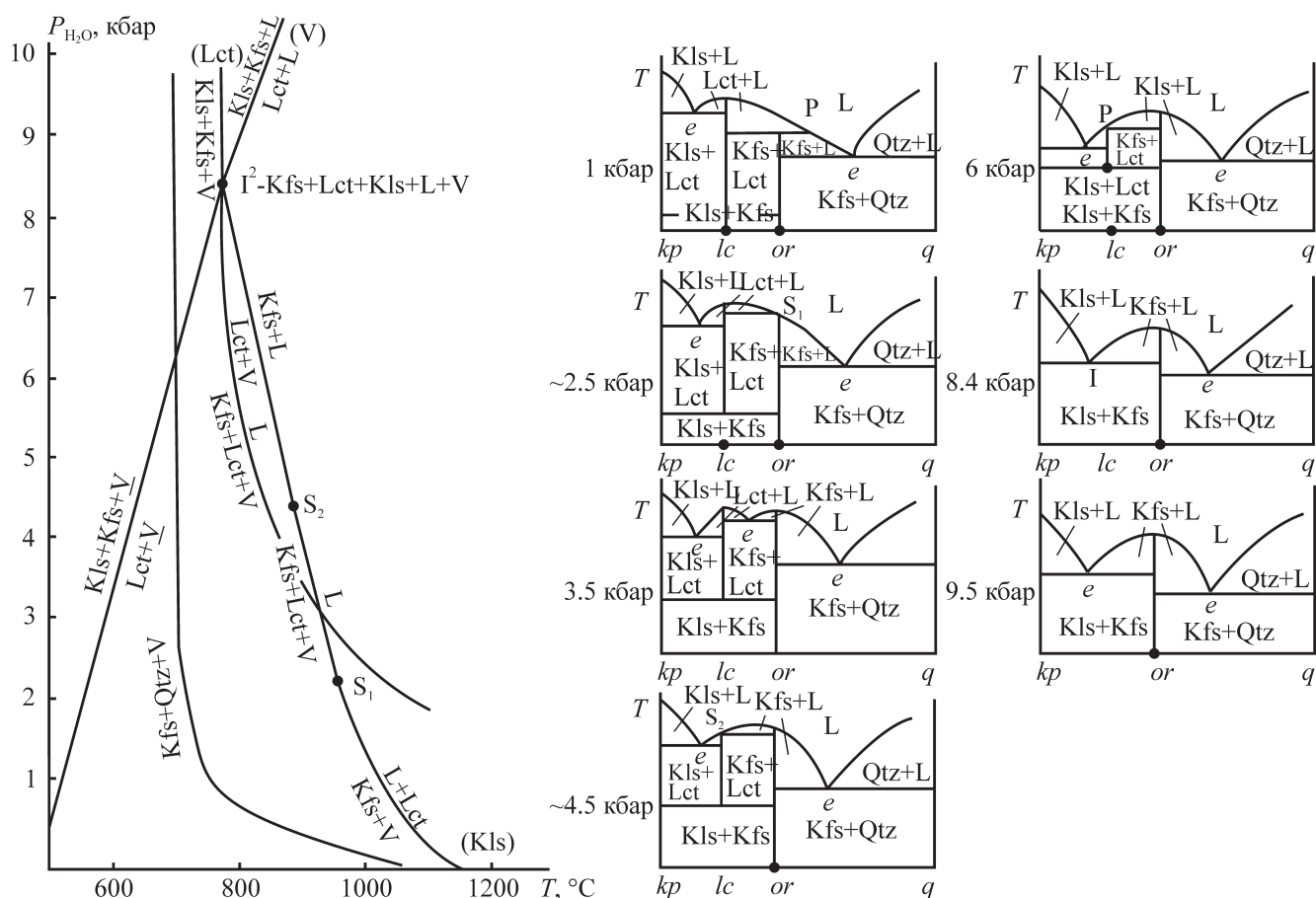
смотрения частных систем оказалась такая:  $q-kp$ – $aq$ ,  $q-ne-aq$ ,  $q-ne-kp-aq$ ,  $q-ne-or-fa-aq$ , физико-химические особенности которых должны транслироваться в общую систему (рис. 8–11).

Сопоставительный анализ фазовых превращений в системах  $q-kp-a$  и  $q-ne-aq$  выявил своеобразное “антагонистическое” поведение типоморфных минералов и минералов: лейцита – в калиевой системе, анальцита – в натриевой системе, с увеличением водного давления. Лейцит при 1 атм. занимает большой объем кристаллизации, вплоть до кварц-нормативной системы, сменяясь калишпатовой перитектикой. Эту особенность данной системы Боуэн учитывал, когда рассматривал возможность котектического перехода от фонолитового расплава в риолитовый. В присутствии воды и увеличении ее давления объем кристаллизации лейцита резко сокращается, вплоть до полного его исчезновения с ликвидуса. В результате появляется эвтектика  $Kfs + Kls$  и ортоклазовый “термальный барьер” (см. рис. 8).

Анализ же, наоборот, появляется на ликвидусе при достаточно высоком значении  $P_{H_2O}$  с расширением объема кристаллизации, изменением типа фазовых превращений и “разрушением” альбитового “термального барьера”, что позволяет фonoлитовому расплаву, через *Ab-Anl* расплав, перейти в риолитовый.

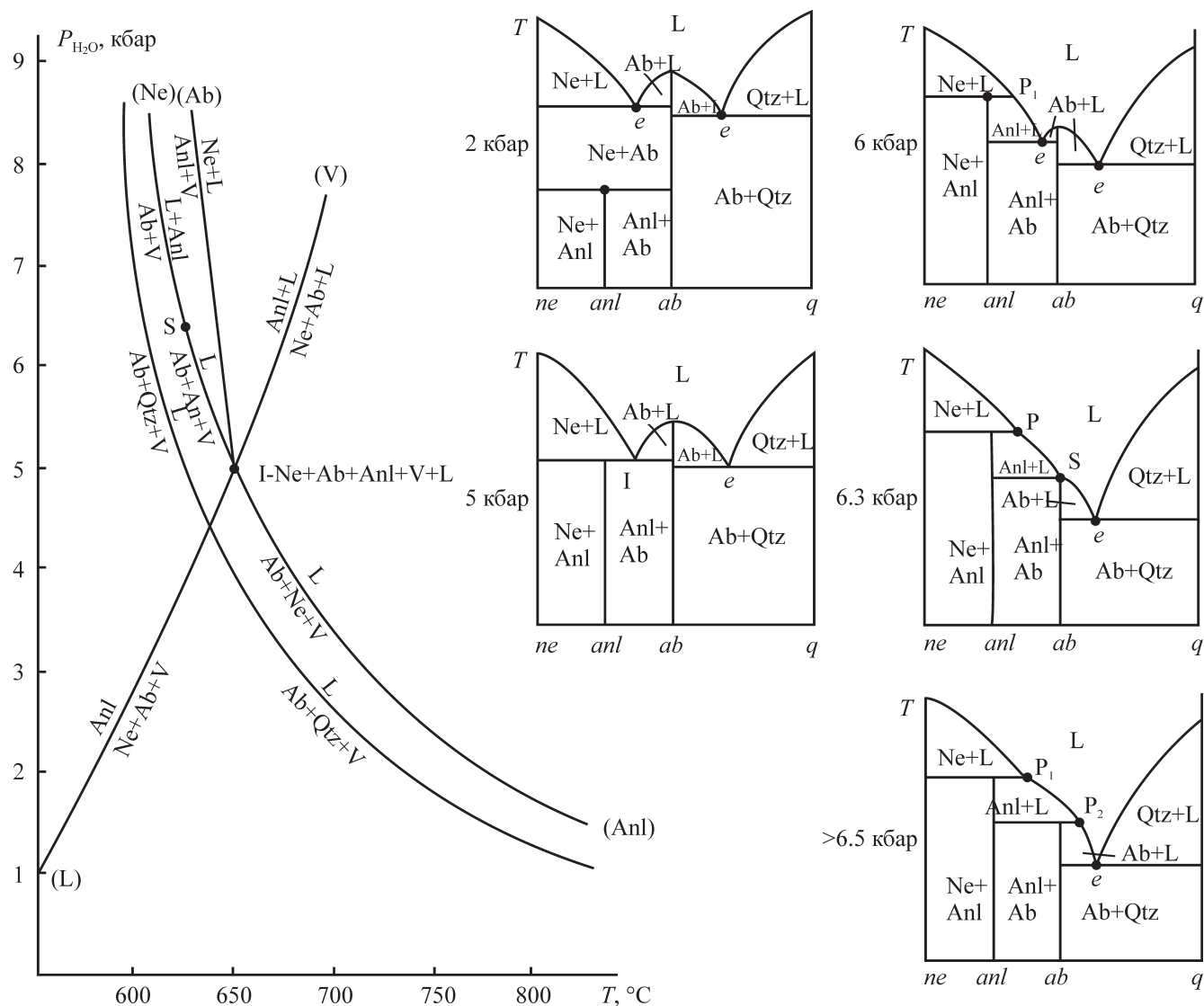
После детализации фазовых превращений во всех указанных частных системах была построена модель (элементы диаграммы состояния) фазовых превращений в полной системе – *q-ne-or-fa-ac-flt* (*aq, hl*).

Эта система, при таком наборе миналов, включает в себя две групповые системы:  $q$ -нормативную –  $q-ab-or-fa-ac-Fld$  и  $ne$ -нормативную –  $ne-ab-or-fa-ac-Fld$ , которые образуются в результате реакции  $ab-q = ne$  из-за различной степени насыщенности  $SiO_2$  миналов. В работе [Дубровский, 2016] показано, что групповая компоновка миналов (по степени насыщения кремнеземом) в системы более рациональна, чем рядная (по степени насыщения глиноземом).



**Рис. 8.**  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$  проекция и изобарические сечения системы  $q-kp-aq$  на интервале  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0-10$  кбар [Коробейников et al., 1998].

**Fig. 8.**  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$  projection and isobaric sections of the  $q\text{-}kp\text{-}aq$  system at the  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0\text{--}10$  kbar interval [Korobeinikov et al., 1998].



**Рис. 9.**  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$  проекция и изобарические сечения системы  $q-ne-aq$  на интервале  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0-9$  кбар, построенные автором с учетом экспериментальных данных [Peters et al., 1966].

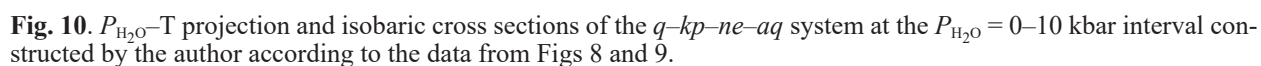
**Fig. 9.**  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$  projection and isobaric cross sections of the  $q-ne-aq$  system at the  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0-9$  kbar interval constructed by the author with regard for the experimental data [Peters et al., 1966].

Построения элементов диаграммы состояния данной системы производились с учетом всех описанных выше особенностей составляющих систем, транслирующихся в общую систему, с помощью которой в упрощенном виде можно представить фазовые превращения главных пород массива Илим-ауссак с участием таких минералов, как *Qtz*, *Ne*, *Ab*, *Kfs*, *Fa*, *Aeg*, *Arf*, *Anl* и *Sod*.

Вначале был проведен детальный анализ невариантных и моновариантных равновесий в частных подсистемах с учетом появления в них на ликвидусе гидроксилсодержащих фаз и прохождения определенных реакций. При низких значениях  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , до появления гидроксилсодержащих фаз, из расплавов соответствующих систем при кристаллизации

без фракционирования, будут образовываться пятиминеральные ассоциации (+ $\text{H}_2\text{O}$ ) с минеральной номенклатурой. При увеличении  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  на ликвидусах каждой минеральной системы вначале появляется *Am*-амфибол:

$6\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 8\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6 + 5\text{NaAlSiO}_4 + \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 4\text{H}_2\text{O} = 4\text{Na}_3\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$  — арфведсонит (*arf*), что приводит к образованию невариантных равновесий и разделению минеральных подсистем на модально-минеральные, число которых увеличивается с появлением нового модального минерала. При этом необходимо иметь в виду, что составы одноименных видовых минералов в разных системах должны в определенной степени различаться.



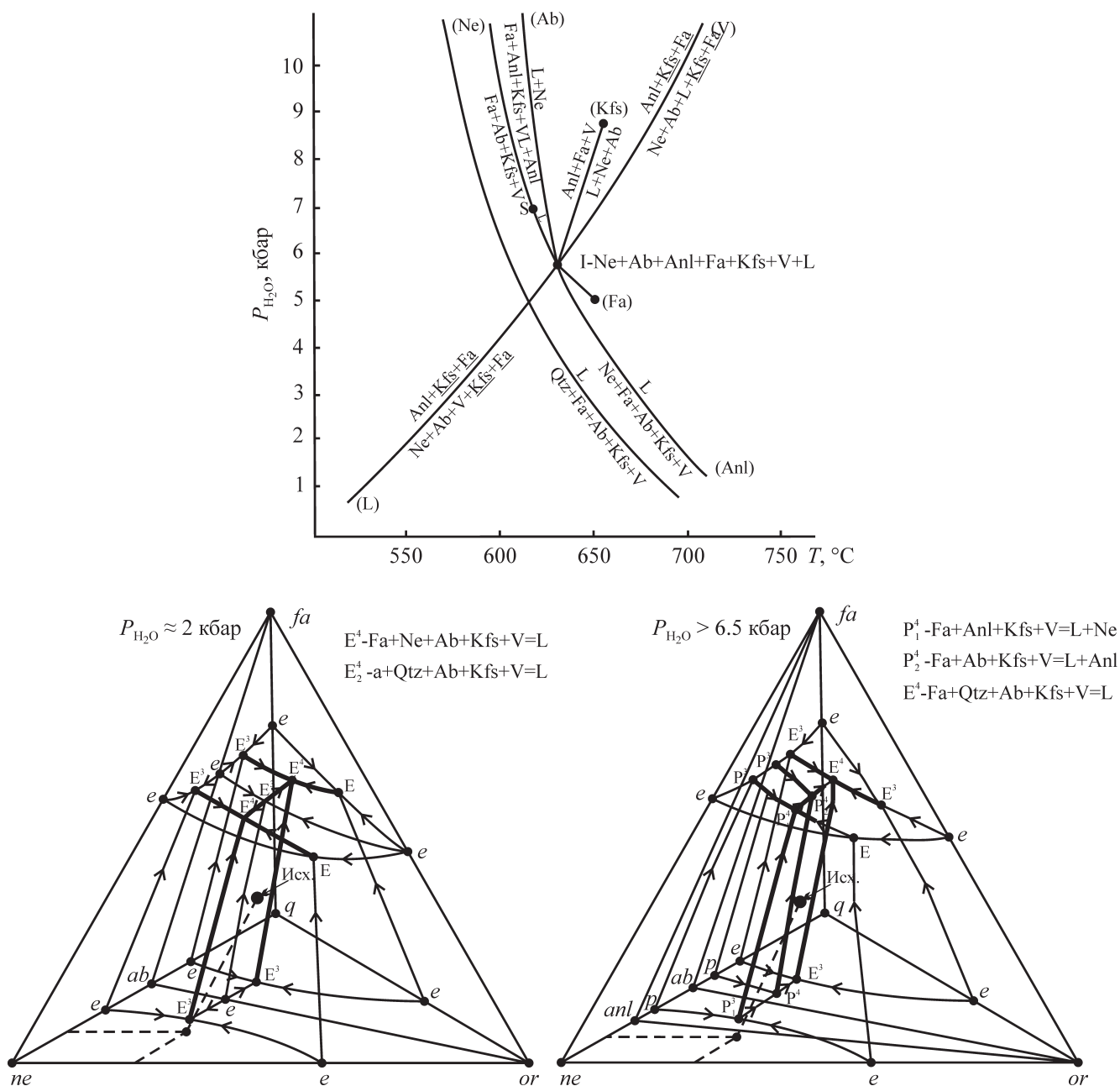
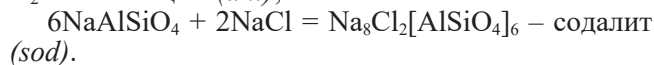
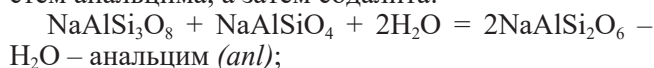


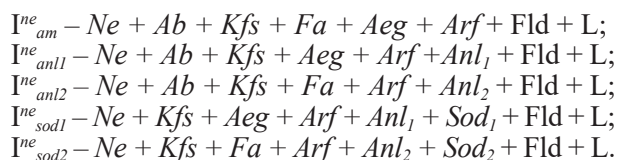
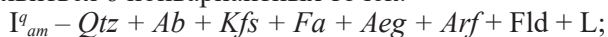
Рис. 11.  $P_{H_2O}$ - $T$  проекция и изобарические сечения системы  $q$ - $or$ - $ne$ - $fa$ - $aq$  на интервале  $P_{H_2O} = 0$ –10 кбар.

Fig. 11.  $P_{H_2O}$ - $T$  projection and isobaric cross sections of the  $q$ - $or$ - $ne$ - $fa$ - $aq$  system at the  $P_{H_2O} = 0$ –10 kbar interval.

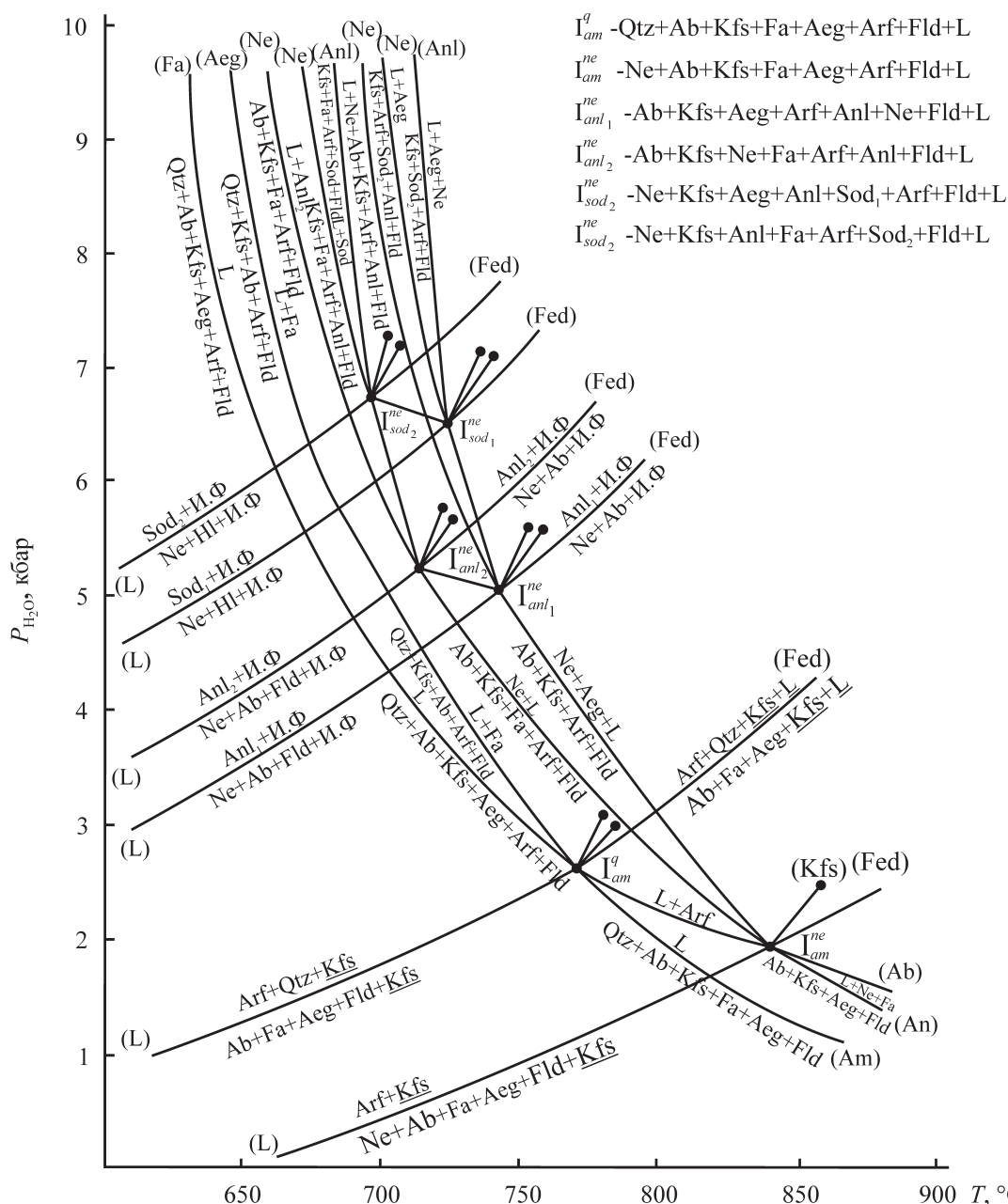
Дальнейшее увеличение  $P_{H_2O}$  приводит к появлению на ликвидусе нефелин-нормативных подсистем анальцима, а затем содалита:



В результате на интервале  $P_{H_2O} = 0$ –6 кбар и  $T = 650$ –1200°C в рассматриваемой системе могут появиться 6 невариантных точек:



Из каждой невариантной точки выходят 8 линий (моновариантные равновесия). Задача сводилась к соединению этих “точек” и линий в единую схему. Результатом решения этой задачи является  $P_{H_2O}$ - $T$  проекция (рис. 12) и изобарические схемы кристаллизации (flow sheet), отражающие в



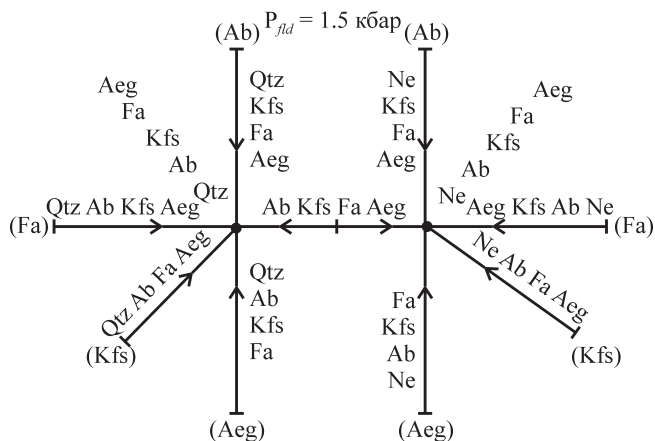
**Рис. 12.**  $P_{H_2O}$ - $T$  проекция системы  $q-or-ne-fa-ac-fld$  на интервале  $P_{H_2O} = 0-10$  кбар, построенная с учетом всех данных по частным системам.

**Fig. 12.**  $P_{H_2O}$ - $T$  projection of the  $q-or-ne-fa-ac-fld$  system at the  $P_{H_2O} = 0-10$  kbar interval constructed with regard for all data on particular systems.

упрощенном виде кристаллизацию пород из различных магм (рис. 13–15). Состав магм по степени насыщенности кремнеземом может меняться, начиная от нефелин-нормативной и кончая кварц-нормативной.

На изобарических схемах кристаллизации последовательное расположение фазовых превращений в подсистемах показано в зависимости от их степени насыщенности кремнеземом. Изме-

нение (понижение) же температуры в субсистемах одной группы показано справа налево (как и на  $P_{H_2O}$ - $T$  проекции), а между соседними группами температура может и повышаться, и понижаться в зависимости от наличия или отсутствия термальных барьеров между ними. Для упрощения в схемах не рассматриваются равновесия без участия флюида, поскольку они имеют чисто теоретический интерес.



**Рис. 13.** Схема кристаллизации (flow sheet) системы *q-or-ne-fa-ac-flid* при  $P_{fld} = 1.25$  кбар (к рис. 12).

**Fig. 13.** Flow sheet of the *q-or-ne-fa-ac-flid* system at  $P_{fld} = 1.25$  kbar (to Fig. 12).

### Применение фазовых диаграмм для решения петрологических проблем

Ограничения трехмерного пространства не позволяют строить полные диаграммы состояния многокомпонентных (более двух) систем. Поэтому приходится довольствоваться элементами диаграммы состояния, представленными различными проекциями, сечениями и схемами (см. выше). Чтобы уметь пользоваться этими элементами, необходимо знать их особенности и возможности для петрологической интерпретации фактического материала. Поэтому коротко остановимся на этом вопросе.

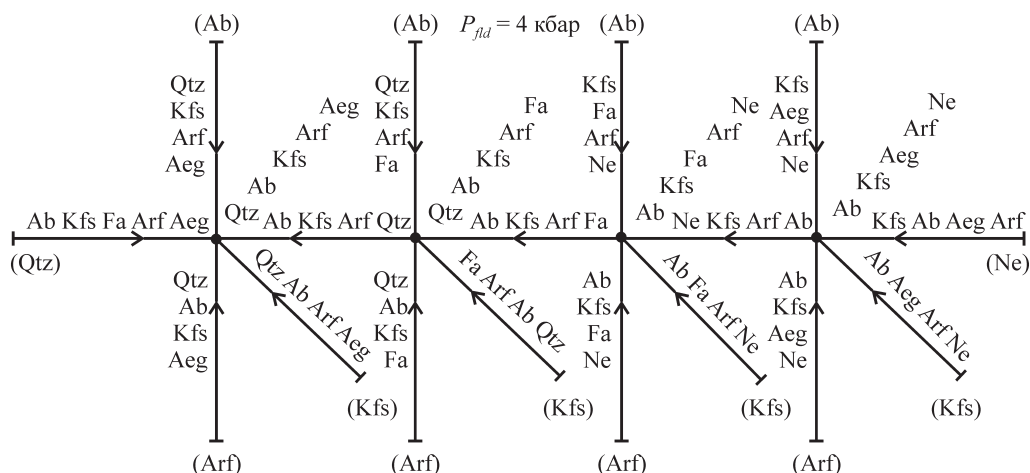
Разработанные физико-химические модели (диаграммы) частных систем различаются либо по

количественному, либо по качественному набору компонентов и, естественно, отражают определенную физико-химическую информацию. Разработанные элементы диаграммы состояния системы *q-ne-or-fa-ac-flid* ( $P_{fld}$ - $T$  проекция и схемы кристаллизации) включают в себя все особенности частных систем и отражают фазовые превращения строго определенных расплавных составов по качественному набору компонентов и различные их количественные соотношения. Такие исходные расплавы могут попадать в объем первичной кристаллизации любого минерала данной системы при соответствующем давлении флюида, а будут заканчивать кристаллизацию в соответствующей эвтектике при низком давлении флюида либо, проходя перитектические преобразования, достигают гранитной эвтектики при высоком давлении флюида.

Алгоритм использования построенных диаграмм сводится к определению минерального и минерального состава изучаемой породы и подбору необходимой минеральной системы, а в ней – уровня водного давления соответствующий реальной (изученной) минеральной ассоциации. Различные отклонения реальных минеральных ассоциаций от модельных позволяют выявлять факторы, которые усложняют и нарушают равновесный процесс.

По схемам кристаллизации (flowsheet) различного уровня  $P_{fld}$  (см. рис. 13–15) можно проследить теоретические тренды кристаллизации породных ассоциаций.

Автор статьи уверен, что все приведенные теоретические тренды перехода от нефелин-нормативных составов к кварц-нормативным реализуются в природе. Однако выявлять их можно только при детальном исследовании химического и минерального состава пород и состава са-



**Рис. 14.** Схема кристаллизации (flow sheet) системы *q-or-ne-fa-ac-flid* при  $P_{fld} = 4$  кбар (к рис. 12).

**Fig. 14.** Flow sheet of the *q-or-ne-fa-ac-flid* system at  $P_{fld} = 4$  kbar (to Fig. 12).

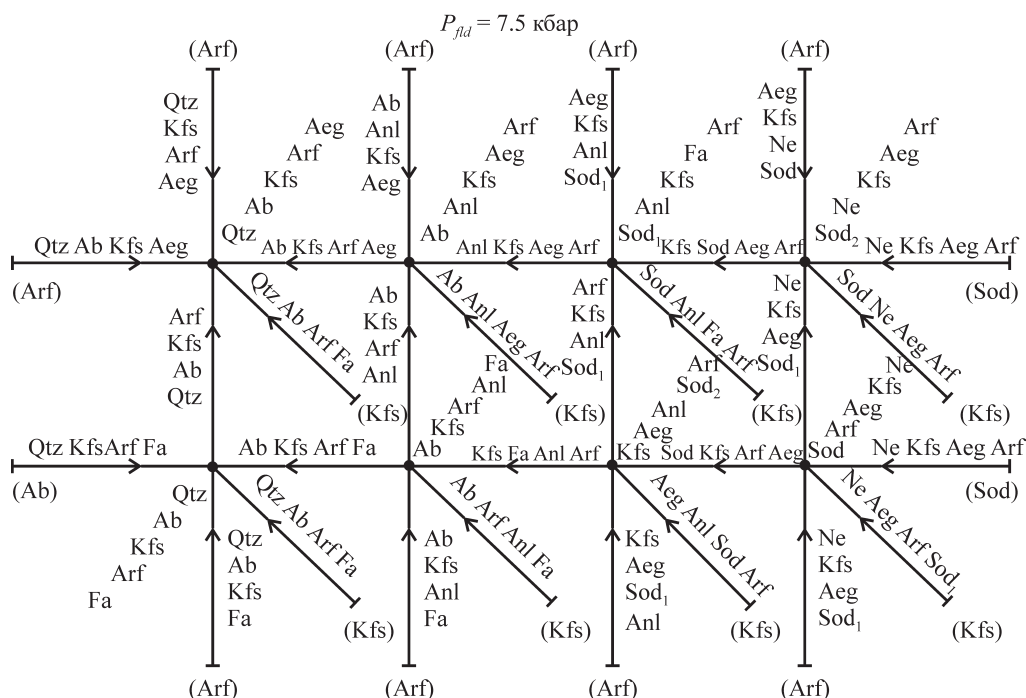
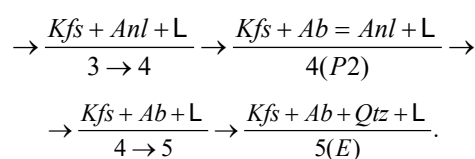
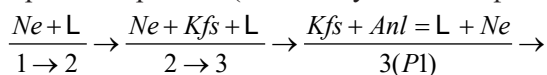


Рис. 15. Схема кристаллизации (flow sheet) системы  $q-or-ne-fa-ac-flid$  при  $P_{fld} = 7.5$  кбар (к рис. 12).

Fig. 15. Flow sheet of the  $q-or-ne-fa-ac-flid$  system at  $P_{fld} = 7.5$  kbar (to Fig. 12).

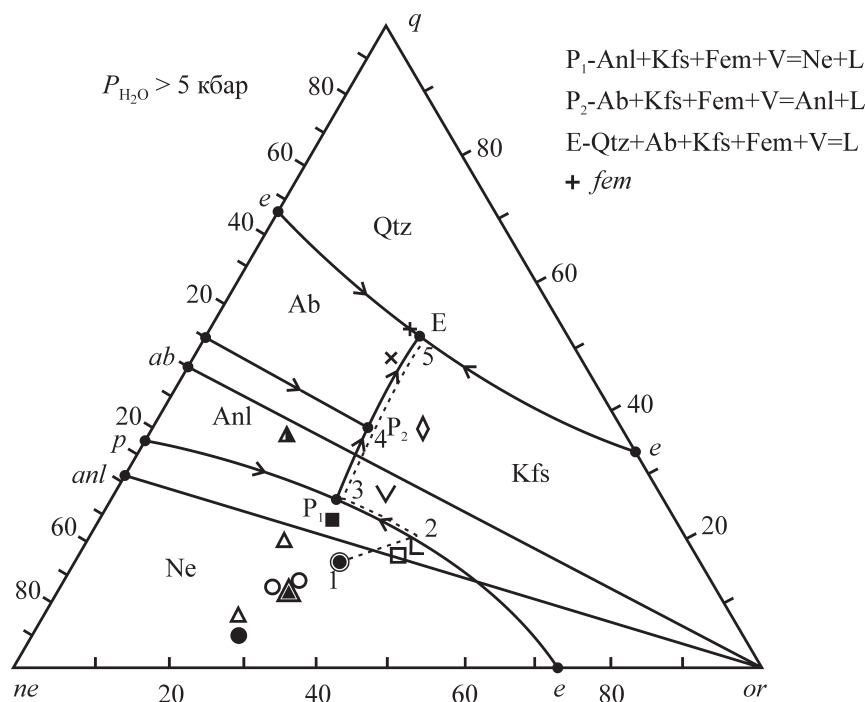
мих минералов с использованием разработанных теоретических физико-химических моделей без “оглядки” на существующие “экспериментальные догмы”. Но при этом необходимо указать на существенный недостаток многокомпонентных систем – это невозможность построения  $T-X$  сечений, что не позволяет проследить тренды кристаллизации конкретных (многокомпонентных) магматических расплавов. Поэтому в данном случае пришлось уменьшать компонентность системы с минимальной потерей информации. Из рассмотренных систем лучше всех для этого подходит система  $q-ne-or-fa-aq$ , изобарические  $T-X$  сечения которой показаны на рис. 11. Для прослеживания тренда кристаллизации конкретного состава необходимо было произвести преобразования сокращения компонентности системы до трех компонентов: в нефелин-нормативной –  $or + ab + ne + (aq)$ , в кварц-нормативной –  $q + ab + or + (aq)$  и спроектировать из вершины fem все составы массива на полевошпатовое сечение (рис. 16), на которое в объеме тетраэдра на 30% попадает расплав исходного состава (см. рис. 11).

Итак, если средний состав массива принять за исходный состав расплава, то теоретический тренд кристаллизации можно проследить на представленной проекции рис. 16 (пока без учета Fem фазы):



Темноцветный минерал (Fem) может появиться на ликвидусе перед  $P_1$  на интервале  $2 \rightarrow 3$ , а затем, как и  $Kfs$ , присутствует во всех последующих стадиях кристаллизации в качестве индифферентной фазы. Естественно, фазовые ассоциации теоретического тренда кристаллизации, при оговоренных условиях, не будут строго соответствовать реальным минеральным ассоциациям, поскольку последние образовались из более сложных химических составов расплава и флюида. Важно то, что теоретический тренд равновесной кристаллизации в упрощенной системе показал принципиальную возможность перехода  $ne$ -нормативного расплава через  $anl + ab$  составы в  $q$ -нормативный расплав и что эта особенность фазового превращения обязательно будет транслироваться в более сложную систему. В более сложных системах “разрушение” термального барьера возможно в виде появления на ликвидусе амфибола, но при высокой железности расплава амфибол может и не появиться на ликвидусе. Тогда при более высоких значениях  $P_{fld}$  “термальный барьер” будет разрушен анальцитом.

Таким образом, признавая возможность разрушения термального барьера, можно предложить



**Рис. 16.** Положение фигуративных точек усредненных составов пород массива Илимауссак на полевошпатовой проекции  $q$ - $ne$ - $or$  системы  $q$ - $ne$ - $or$ - $fem(fa)$ - $aq$  (пояснения см. в тексте).

Условные обозначения – см. рис. 3.

**Fig. 16.** Position of the figurative points of the average compositions of the rocks from the Ilimaussak massif on the  $q$ - $ne$ - $or$  feldspar projection of the  $q$ - $ne$ - $or$ - $fem(fa)$ - $aq$  system.

Symbols – see Fig. 3.

схематическую модель образования реального разреза массива Илимауссак.

По мнению автора, все породы массива образовались из расплава одной интрузивной фазы, близкого по составу среднему составу “агпаитовой” нефелин-содалитовой серии (см. рис. 16), с участием сложного флюида ( $H_2O$ ,  $NaCl$ ,  $Na_2S_2O_5$  и др.). До начала кристаллизации, при обязательном температурном градиенте в камере, происходила докристаллизационная дифференциация как расплава, так и флюида. Расплав распределялся по принципу (эффекту) Сорэ, согласно температурному градиенту. Естественно, при сложном составе флюида обязательно произойдет распределение и его состава в соответствии с градиентом температуры и давления, а также летучести составляющих его компонентов. Процесс кристаллизации проходил стадийно-зонально с постоянным изменением состава расплава и минерального состава. Кроме того, изменение минерального состава происходило из-за того, что во время кристаллизации определенного минерала, использующего тот или иной компонент флюида, состав флюида изменялся. Так, при выделении амфибола, использующего воду, во флюиде увеличивается содержание  $NaCl$  и других компонентов. Судя по расположению пород в раз-

резе массива, намечаются три зоны распределения компонентов флюида по вертикали: верхняя зона обогащена  $H_2O$ , средняя –  $NaCl$ , а нижняя бедна этими компонентами. Предполагается, что такое распределение компонентов привело к усложнению последовательно-временной кристаллизации расплава в объеме камеры. Установленная последовательность образования пород не совпадает с последовательностью расположения в вертикальном разрезе. Установлено, что породы верхней зоны кристаллизовались после приконтактных авгитовых сиенитов. Затем кристаллизовались породы нижней зоны (какортокиты). И заканчивали кристаллизацию луявриты.

Различие структурно-текстурных особенностей пород массива свидетельствует о различии зональных условий кристаллизации, что требует специального рассмотрения. Здесь же можно привести “крамольные” мысли автора только о ритмичной расслоенности какортокитов, образование которой объясняют ритмичным изменением давления флюида и потерей расплава либо пульсационным поступлением расплава в камеру. По мнению автора, эти две модели наименее вероятны, поскольку и потеря флюида из камеры, и поступление в камеру новых порций расплава разрушали бы довольно

строгую ритмичную расслоенность. Наиболее вероятное объяснение такой расслоенности – это объемная ритмичная кристаллизация котектического расплава. Ритмичная расслоенность анхизвтектического расплава в таком случае объясняется останковками кристаллизации, вызванными выравниванием количества тепла, теряемого системой в окружение, и количеством тепла, выделяемого при кристаллизации расплава. Слои в этом варианте сложены эвтектической минеральной ассоциацией, но различаются количественным соотношением минералов. Это мы и имеем в расслоенных интервалах общего разреза какортokitов: переслаиваются слои черных, красных и белых какортokitов, соответственно обогащенных амфиболом, эвдиалитом и калишпатом. Слабая расслоенность образуется также при объемной кристаллизации, но без останков, так как минералы будут мешать друг другу в процессе гравитационного оседания (кумуляции). Сложно представить образование расслоенности при зональной кристаллизации эвтектического расплава снизу, поскольку происходит одновременная кристаллизация всех минералов по всей зоне и их гравитационная дифференциация при небольшой мощности зоны маловероятна.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблема комагматичности фонолитовой и риолитовой магм не могла разрешиться около 90 лет из-за отсутствия диаграмм состояния соответствующих систем и, соответственно, поверхностного понимания фазовых превращений при кристаллизационной дифференциации фонолитовой магмы в интервале водного давления 0–10 кбар. Структурно-геологические и минералогические факты постепенных (без интрузивных взаимоотношений) переходов от нефелиновых сиенитов к щелочным гранитам отвергались со ссылкой на альбитовый барьер между ними. Разработанные нами физико-химические модели фазовых переходов для конкретных породных ассоциаций массива Илимауссак в сопоставлении с реальными трендами их дифференциации позволили доказать возможность комагматичного перехода от нефелин-модальных сиенитов к кварц-модальным щелочным гранитам. Для этого требуются определенный состав исходного расплава и оптимальное давление флюида.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В., Дубровский М.И. (1978) Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 364 с.  
Герасимовский В.И. (1969) Геохимия Илимауссакского щелочного массива (юго-западная Гренландия). М.: Наука, 174 с.

- Гиттинс Дж. (1983) Фельдшпатоидные щелочные породы. *Эволюция изверженных пород*. М.: Мир, 344–380.  
Главнейшие провинции и формации щелочных пород. (1974) (Ред. Л.С. Бородин). М.: Наука, 376 с.  
Дубровский М.И. (1984) Гранитные системы и граниты. Л.: Наука, 350 с.  
Дубровский М.И. (1987) Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. Л.: Наука, 256 с.  
Дубровский М.И. (1998) Тренды дифференциации оливин-нормативных магм нормальной щелочности и соответствующие им породные серии. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 336 с.  
Дубровский М.И. (2002) Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 234 с.  
Дубровский М.И. (2016) Систематика и петрогенезис магматических недосыщенных  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (“щелочных”) горных пород. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 456 с.  
Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы (Отв. редактор В.А. Кононова). (1984) М.: Наука, 418 с.  
Сёренсен Х.О. (1965) О магматической эволюции щелочной провинции Южной Гренландии. *Проблемы геохимии*. М.: Наука, 338–349.  
Тернер Ф., Ферхуген Дж. (1961) Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во ин. лит-ры, 592 с.  
Уэйджер Л., Браун Г. (1970) Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 552 с.  
Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. (1976) Петрохимические критерии генетической связи габбро и ассоциированных с ними гранитоидов. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (9), 44–55.  
Bowen N.L. (1928) The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, 334 p.  
Ferguson J. (1964) Geology of the Ilimaussak alkaline intrusion, South Greenland. *Medd. om Grenland*, **172**(24), 1–81 p.  
Korobeinikov A.N., Dubrovskii M.I., Laajoki K., Gehor S. (1998) Phase equilibria in the undersaturated part of Petrogeny's residua system: a preliminary graphical analysis of its potassic fold with potential implications for the origin of pseudoleucite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, (6), 241–252.  
Peters T., Luth W.C., Tuttle D.F. (1966) The melting of analcite solid solutions in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{NaAlSi}_2\text{O}_7$ – $\text{H}_2\text{O}$ . *Amer. Miner.*, **51**, 735–753.  
Pfaff K., Krumrei T., Marks M., Wenzel T., Rudolf T., Markl G. (2008) Chemical and physical evolution of the “lower layered sequence” from the nepheline syenitic Ilimaussak intrusion, South Greenland: Implications for the origin of magmatic layering in peralkaline felsic liquids. *Lithos*, **106**, 280–296.  
Shand S.J. (1945) The present status of Daly's hypothesis of the alkaline rocks. *Amer. J. Sci.*, **243A**, 495–507.

## REFERENCES

- Batieva I.D., Bel'kov I.V., Vetrin V.R., Vinogradov A.N., Vinogradova G.V., Dubrovskii M.I. (1978) *Granitoidnye formatsii dokembriya severo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita* [Granitoid formations of the Precambrian of the northeastern part of the Baltic Shield]. Leningrad,

- Nauka Publ., 364 p. (In Russian)
- Bowen N.L. (1928) The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, 334 p.
- Dubrovskii M.I. (1984) *Granitnye sistemy i granity* [Granite systems and granites]. Leningrad, Nauka Publ., 350 p. (In Russian)
- Dubrovskii M.I. (1987) *Parageneticheskii analiz mineral'nykh assotsiatsii granitoidov* [Paragenetic analysis of mineral associations of granitoids]. Leningrad, Nauka Publ., 256 p. (In Russian)
- Dubrovskii M.I. (1998) *Trendy differentsiatsii olivin-normativnykh magm normal'noi shchelochnosti i sootvetstvuyushchie im porodnye serii* [Differential trends of olivine normative magmas of normal alkalinity and the corresponding rock series]. Apatity, KNTs RAN Publ., 336 p. (In Russian)
- Dubrovskii M.I. (2002) *Kompleksnaya klassifikatsiya magmaticheskikh gornykh porod* [Complex classification of igneous rocks]. Apatity, KNTs RAN Publ., 234 p. (In Russian)
- Dubrovskii M.I. (2016) *Sistematika i petrogenезis magmaticheskikh nedosyshchennykh  $\text{SiO}_2$  i  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ("shchelochnykh") gornykh porod* [Systematics and petrogenesis of under-saturated  $\text{SiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ("alkaline") igneous rocks]. Apatity, Izd-vo KNTs RAN, 456 p. (In Russian)
- Ferguson J. (1964) Geology of the Ilimaussak alkaline intrusion, South Greenland. *Medd. om Grenland*, **172**(24), 1-81 p.
- Fershtater G.B., Borodina N.S. (1976) Petrochemical criteria for the genetic relationship of gabbro and associated granitoids. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, (9), 44-55. (In Russian)
- Gerasimovskii V.I. (1969) *Geokhimiya Ilimaussakskogo shchelochnogo massiva (yugo-zapadnaya Grenlandiya)* [Geochemistry of the Ilimaussak alkaline massif (south-western Greenland)]. Moscow, Nauka Publ., 174 p. (In Russian)
- Gittins Dzh. (1983) Feldspatoid alkaline rocks. *Evolutsiya magmaticheskikh porod* [Evolution of igneous rocks]. Moscow, Mir Publ., 344-380. (In Russian)
- Glavneishie provintsii i formatsii shchelochnykh porod (Red. L.S. Borodin) [Major provinces and formations of alkaline rocks (Ed. L.S. Borodin)]. (1974) Moscow, Nauka Publ., 376 p. (In Russian)
- Korobeinikov A.N., Dubrovskii M.I., Laajoki K., Gehor S. (1998) Phase equilibria in the undersaturated part of Petrogeny's residua system: a preliminary graphical analysis of its potassic fold with potential implications for the origin of pseudoleucite. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatshefte*, (6), 241-252.
- Magmaticheskie gornye porod. T. 2. (1984) *Shchelochnye porod* [Magmatic rocks. V. 2. Alkaline rocks]. (Otv. red. V.A. Kononova). Moscow, Nauka Publ., 418 p. (In Russian)
- Peters T., Luth W.C., Tuttle D.F. (1966) The melting of analcite solid solutions in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{NaAlSi}_2\text{O}_7$ - $\text{H}_2\text{O}$ . *Amer. Miner.*, **51**, 735-753.
- Pfaff K., Krumrei T., Marks M., Wenzel T., Rudolf T., Markl G. (2008) Chemical and physical evolution of the "lower layered sequence" from the nepheline syenitic Ilimaussag intrusion, South Greenland: Implications for the origin of magmatic layering in peralkaline felsic liquids. *Lithos*, **106**, 280-296.
- Serensen Kh.O. (1965) On the magmatic evolution of the alkaline province of South Greenland *Problemy geokhimii*. Moscow, Nauka Publ., 338-349. (In Russian)
- Shand S.J. (1945) The present status of Daly's hypothesis of the alkaline rocks. *Amer. J. Sci.*, **243A**, 495-507.
- Turner F., Ferhugen Dzh. (1961) *Petrologiya izverzhennykh i metamorficheskikh porod* [Petrology of igneous and metamorphic rocks]. Moscow, Izd-vo In. lit., 592 p. (In Russian)
- Ueizdzer L., Braun G. (1970) *Rassloennye izverzhennye porod* [Stratified igneous rocks]. Moscow, Mir Publ., 552 p. (In Russian)