

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ НА ПРИМЕРЕ СЫННЫРИТОВ СЫННЫРСКОГО МАССИВА

Л.И. Панина, Е.Ю. Рокосова, М.А. Рябуха

*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

С целью выяснения условий образования сынныритов на Сыннырском щелочном плутоне были изучены расплавные включения в минералах шонкинита, псевдолейцитовых сиенитов, в апатите из апатитовых обособлений, присутствующих в пироксенитах, шонкинитах и сынныритах, а также в минералах более поздних даек мончикитов-камptonитов. На основании установленных и ранее полученных данных сделано заключение, что все плутонические породы массива образовались из одной материнской щелочно-базальтоидной магмы в процессе длительной кристаллизационной дифференциации и фракционирования в условиях закрытой системы, исключающей отход летучих компонентов. Одноименные минералы в породах кристаллизовались при близких температурах в одной и той же последовательности: клинопироксен (1280—1150 °C) → лейцит (1250—1200 °C) → калиевый полевой шпат (1200—1180 °C) ↔ апатит (выше 1180—1050 °C) → нефелин, кальсилит. Состав материнской магмы в ходе кристаллизации эволюционировал в сторону увеличения Si, Al, K и уменьшения Fe, Mg, Ca, т. е. в сторону мелафолиитовых и фонолитовых расплавов. Широкое проявление процессов дифференциации и фракционирования позволило минералам разделиться в соответствии с их удельным весом: тяжелые минералы (клинопироксен, рудные, апатит) опускались на дно магматической камеры, формируя нижнюю меланократовую серию, а легкие (лейцит, калишпат, фойды) вместе с остаточным расплавом скапливались на верхних горизонтах камеры, образуя верхнюю лейкократовую серию пород. В процессе кристаллизации в расплавах увеличивалось количество флюидов, в которых при 920—830 °C содержалось 3033—4051 мг/кг CO₂, 397—644 мг/кг H₂O и 42.7—83.7 мг/кг CO. На ранней высокотемпературной стадии, когда количество флюидов было незначительно, тренд преобразования магмы совпадал с трендом кристаллизации базальтоидов. Об этом свидетельствуют температуры гомогенизации и химический состав включений в минералах мончикитов-камptonитов и щелочных базальтоидов, аналогичные таковым в плутонических породах массива. Кристаллизация клинопироксена в дайковых породах происходила при 4.58 кбар на глубине 10—12 км. На стадии кристаллизации полевых шпатов, когда количество флюидов в расплавах при формировании плутонических пород массива значительно возросло, а при образовании базальтоидов, наоборот, резко упало, их тренды стали разными. Тренд кристаллизации базальтоидов был направлен в сторону трахитовых расплавов с увеличением в них Si и уменьшением Fe, Mg, Al, щелочей. При формировании плутонических пород массива высокое давление воды препятствовало образованию плагиоклаза, расплавы становились все более обогащенными Al, K, приобретали все более высокоглиноземистый ультракалиевый состав, из которого на завершающих стадиях преобразования формировались сынныриты кальсилит-нефелин-калишпатового состава.

Сделан вывод, что сынныриты кристаллизовались в температурном диапазоне, несколько превышающем 1050—1180 °C, из остаточных продуктов дифференциации и фракционирования щелочно-базальтоидной магмы в замкнутых условиях, исключающих потерю летучих компонентов. Редкая встречаемость сынныритов связана с ограниченными возможностями появления в природе замкнутых магматических камер — макроаналогов включений минералообразующих сред в минералах.

Сынныриты, меланократовые породы, апатитовые обособления, расплавные включения, щелочно-базальтовая магма, летучие компоненты, вода, замкнутая камера

ULTRAPOTASSIC ALUMINOSILICATE MELTS: SPECIFICS OF FORMATION BY THE EXAMPLE OF SYNNYRITES FROM THE SYNNYR MASSIF

L.I. Panina, E.Yu. Rokosova, M.A. Ryabukha

To reveal the formation conditions of synnyrites in the Synnyr alkaline pluton, we studied melt inclusions in the minerals of shonkinites and pseudoleucite syenites, in apatite segregations in pyroxenites, shonkinites, and synnyrites, and in the minerals of later monchiquite-camptonite dikes. Based on the obtained and earlier published data, a conclusion has been drawn that all plutonic rocks of the massif formed from the same parental alkali-basaltic magma during long-term crystallization differentiation and fractionation in a closed system excluding a release of volatile components. Similar minerals in the rocks crystallized at similar temperatures in the same sequence: clinopyroxene (1280—1150 °C) → leucite (1250—1200 °C) → K-feldspar (1200—1180 °C) ↔ apatite (above 1180—1050 °C) → nepheline and kalsilit. The composition of the parental magma during

crystallization evolved toward an increase in Si, Al, and K contents and a decrease in Fe, Mg, and Ca contents, i.e., toward melaphonolite and phonolite melts. The differentiation and fractionation processes led to the separation of minerals according to their specific gravity: Heavy minerals (clinopyroxene, ore minerals, and apatite) descended to the bottom of the magma chamber, forming the lower melanocratic series, and light minerals (leucite, K-feldspar, and foids), together with the residual melt, accumulated in the upper horizons of the chamber, forming the upper leucocratic series of rocks. During crystallization, the amount of fluids increased. At 920–830 °C, the fluids contained 3033–4051 mg/kg CO₂, 397–644 mg/kg H₂O, and 42.7–83.7 mg/kg CO. At the early high-temperature stage, when the amount of fluids was insignificant, the trend of magma transformation coincided with the trend of basaltoid crystallization. This fact is evidenced by the homogenization temperatures and chemical composition of inclusions in the minerals of monchiquite–camptonites and alkali basaltoids, similar to those in the plutonic rocks of the massif. Clinopyroxene crystallized in dike rocks at 4.58 kbar at a depth of 10–12 km. At the stage of crystallization of feldspars, when the amount of fluids in melts significantly increased during the formation of plutonic rocks and drastically decreased during the formation of basaltoids, the formation trends of these rocks became different. The trend of basaltoid crystallization was directed toward trachyte melts with an increase in Si contents and a decrease in Fe, Mg, Al, and alkali contents. During the formation of plutonic rocks of the massif, the high water pressure prevented the formation of plagioclase, and the melts became more enriched in Al and K and acquired a high-alumina ultrapotassic composition, forming kalsilite–nepheline–K-feldspar synnyrites at the final stages of transformation.

A conclusion has been drawn that synnyrites crystallized from the residual products of differentiation and fractionation of alkali-basaltic magma in the temperature range slightly above 1050–1180 °C in a closed system excluding a release of volatiles. The occasional occurrence of synnyrites is due to the limited natural occurrence of closed magma chambers, macroanalogs of inclusions of mineral-forming media in minerals.

Synnyrite, melanocratic rocks, apatite segregations, melt inclusions, alkali-basaltic magma, volatile components, water, closed chamber

ВВЕДЕНИЕ

Сынныриты являются очень редкими породами-рудами. Они представляют собой гололейкокраговую плотную породу, состоящую из калиевого полевого шпата (55–85 об. %), кальсилита (до 35 об. %), нефелина (до 10 об. %) и редких зерен биотита (1–2 об. %). В химическом составе сынныритов присутствует до 22–23 мас.% Al₂O₃ и 16.5–21.0 мас. % K₂O, что позволяет использовать породы в виде комплексного сырья для получения глинозема и бесхлорных калийных удобрений. Сынныриты встречаются в составе ультракалиевых комплексных плутонов, где совместно с псевдолейцитовыми и нефелиновыми сиенитами слагают верхнюю лейкократовую серию пород. На массивах также присутствует нижняя мезо-, меланократовая серия, сложенная слюдяными пироксенитами, шонкинитами, реже оливин-монтichelлит-пироксеновыми породами (Маломурунский массив). Ультракалиевые комплексные массивы распространены преимущественно на территории России, главным образом в Байкало-Становой рифтовой системе Сибирского кратона [Костюк, 1990; Костюк и др., 1990]. Здесь они представлены Сыннырским, Якшинским и Сакунским высококалиевыми массивами, сформировавшимися в палеозойский этап магматизма. В меньшем количестве сынныриты отмечаются на Маломурунском, Ломамском и Дежневском вулканоплутонах, образовавшихся в мезозойский период. За рубежом сынныритоносные массивы известны в Гренландии [Brooks et al., 1981] и Западном Регубатском поднятии Западного Африканского кратона, расположенного в Южном Марокко и Мавритании [Bea et al., 2014]. Последние являются самыми древними образованиями (архейско-протерозойскими) и по размерам сопоставимы с Сыннырским массивом.

Относительно генезиса сынныритов нет однозначного представления. Уникальность их химического состава, который приближается к составу лейцита, способствовала появлению противоречивых гипотез. Так, происхождение сынныритов в Регубатском поднятии Западного Африканского кратона исследователи [Bea et al., 2014] объясняют следующим образом. Они считают, что вначале под уже стабилизированной архейской корой региона кристаллизовалась при 10–16 кбар обедненная водой мафическая ультракалиевая магма. Из нее около 1100 °C начинал кристаллизоваться лейцит, который всплывал в верхнюю часть магматической камеры. Позже в камеру внедрилась более натровая, богатая водой магма, возникшая в той же части источника метасоматизированной мантии. На заключительных этапах кристаллизации от нее отделилась водная паровая фаза, которая расплавила лейцитовую шапку, превращая ее в низкоплотную водосодержащую магму сынныритового состава. Кристаллизация последней обусловила возникновение сынныритов и нефелиновых сиенитов. Относительно происхождения сынныритов в ультракалиевых массивах, присутствующих на территории России, существуют другие представления. А.Я. Жидков [1980, 1986] допускает возможность возникновения в природе материнских ультракалиевых расплавов, из которых могли кристаллизоваться сынныриты. Г.В. Андреев [1965] счи-

тает, что подобные расплавы могли возникнуть в результате расплавления скопившегося в верхних частях магматической камеры лейцита в процессе медленного остывания исходного расплава. Более обоснованной является гипотеза образования сынныритов из калиевой щелочно-базальтоидной магмы в результате длительных процессов ее дифференциации и фракционирования в специфических условиях, приближенных к закрытым системам, исключающих отход летучих компонентов, прежде всего H_2O [Панина, 1983; Костюк и др., 1986, 1990]. На закрытость системы и обогащенность расплавов водой при формировании ультракалиевых плутонов, по их мнению, свидетельствует присутствие биотита и роговой обманки в меланократовых породах и среди дочерних фаз расплавных включений в минералах. Главным доказательством щелочно-базальтоидного состава исходных расплавов явилось присутствие в частично раскристаллизованных включениях в клинопироксенах разных по возрасту и местонахождению калиевых щелочных базальтоидов остаточных стекол, близких по составу к высокоглиноземистым, богатым калием сиенитам и сынныритами [Чепуров и др., 1974; Базарова и др., 1981]. Было сделано предположение, что расплавы подобного состава могут возникнуть при кристаллизационной дифференциации щелочно-базальтоидной магмы в условиях замкнутых магматических камер — макроаналогов расплавных включений в минералах.

В целом о генетической связи щелочно-базальтоидной магмы с ультракалиевыми сынныритоносными массивами, по мнению исследователей, свидетельствуют многие факты: а) один и тот же набор высокотемпературных минералов за исключением полевых шпатов, которые в базальтоидах представлены плагиоклазом, а в плутонических породах — калиевым полевым шпатом; б) близкие температуры и порядок кристаллизации одноименных минералов; в) один и тот же тренд преобразования законсервированных в минералах высокотемпературных расплавов, который во всех случаях направлен в сторону увеличения Si, Al, щелочей и уменьшения Mg, Fe, Ca; г) близость химического состава остаточных стекол в частично раскристаллизованных включениях в клинопироксене щелочных базальтоидов составу высокоглиноземистых, богатых калием сиенитов и сынныритов.

Вместе с тем прямые доказательства наличия большого количества летучих компонентов (особенно воды) при формировании сынныритов отсутствовали. Требовалось также получить прямые доказательства образования расплавов, отвечающих составу сынныритов, в процессе эволюции щелочно-базальтоидной магмы. Чтобы получить подобную информацию, мы попытались исследовать на Сыннырском плутоне включения в минералах меланократовых пород, присутствующих на массиве в виде крупных блоков шонкинитов и слюдистых пироксенитов и являющихся фрагментами нижней породной серии, а также изучить включения в калиевом полевом шпате псевдолейцитовых сиенитов и в апатите из пироксен-биотит-магнетит-апатитовых обособлений в слюдистых пироксенитах, шонкинитах и сынныритах. Все перечисленные плутонические породы и обособления, по мнению исследователей [Костюк, 1983; Костюк и др., 1986; Панина и др., 1991; Шарыгин, Панина, 1993], генетически между собой связаны и являются производными родоначальной щелочно-базальтоидной магмы, кристаллизовавшейся в закрытых условиях. Следовательно, полученная информация должна отразить эволюционное преобразование последней и зафиксировать, как ранее предполагалось [Панина, 1983; Костюк и др., 1990], появление ультракалиевых высокоглиноземистых расплавов на завершающих стадиях ее кристаллизации.

Кроме того, нами были исследованы присутствующие в пределах массива более молодые дайки мончикитов-камптонитов, относящиеся априори к производным щелочно-базальтоидных магм. Мы полагаем, что изучение даек позволит выявить особенности преобразования щелочно-базитовой магмы при кристаллизации в более открытой магматической системе и сравнить полученные результаты с таковыми при формировании плутонических пород массива.

Для выяснения состава и количества флюидов, присутствующих в ультракалиевых расплавах, мы также провели хроматографические исследования сынныритов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЫННЫРСКОГО МАССИВА

Сыннырский массив занимает высокогорную часть одноименного хребта. В плане массив имеет изометричную форму с поперечным сечением до 25 км (рис. 1). По геофизическим и геологическим представлениям [Жидков, 1978, 1980; Костюк и др., 1990; Орлова и др., 1993], форма его грибообразная, лакколлитовая. Массив сформирован в результате внедрения двух интрузивных фаз: ранней лакколлитовой интрузии высококалиевых фойдитовых сиенитов, занимающей площадь около 500 км², и более позднего диапирового штока пуласкитов-гедрумитов площадью около 90 км². Шток расположен внутри лакколита и имеет заметное смещение к юго-западу относительно центра массива. Лакколлит первой интрузивной фазы представляет собой зонально-кольцевое тело. В нем выделяются три петрографо-петрохимические зоны: внешняя, промежуточная и внутренняя, контактирующая со штоком пуласкитов-гедрумитов. Внешняя зона сложена преимущественно нефелиновыми сиенитами (фойяитами, итсин-

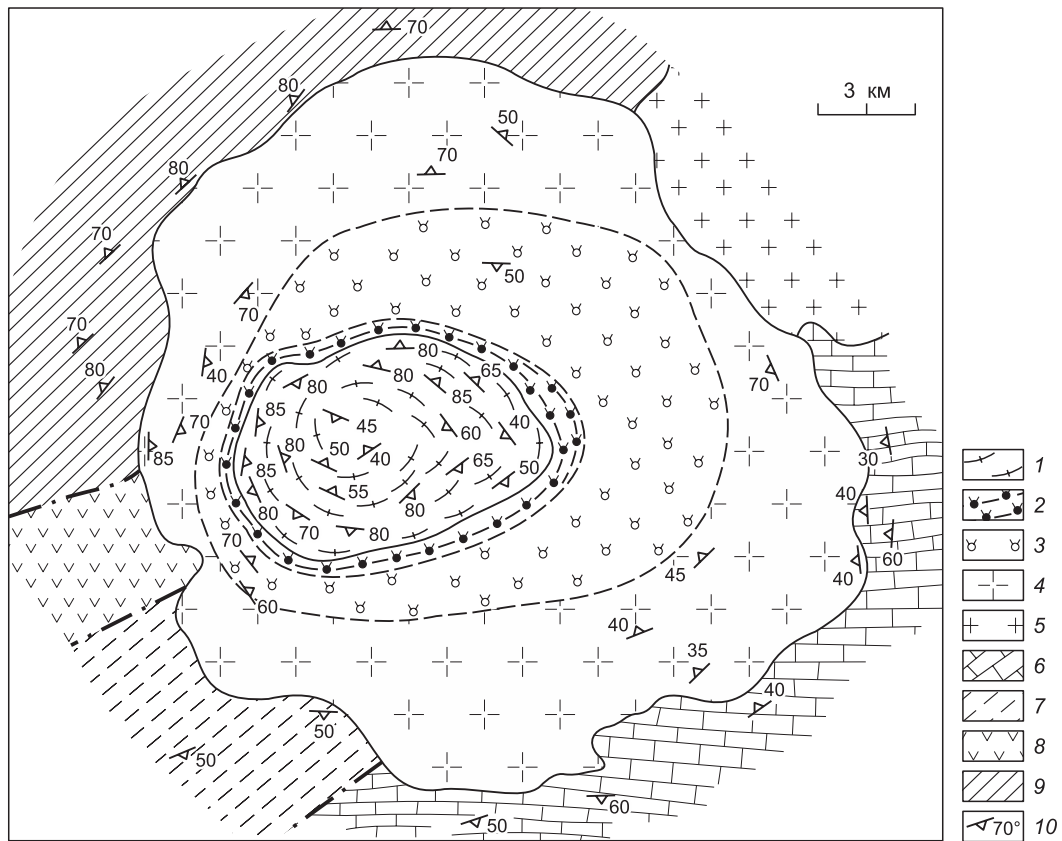


Рис. 1. Строение Сынныйского массива [Костюк и др., 1990].

1 — пуласкиты и гедрумиты второй интрузивной фазы; 2—4 — нефелин-кальситовые сиениты первой интрузивной фазы: 2 — сынныриты внутренней зоны, 3 — сынныриты переходной зоны, 4 — нефелиновые сиениты, фойяиты, порфиоровые псевдолейцитовые сиениты внешней зоны; 5 — гранитоиды витимканского комплекса; 6 — известняки кооктинской свиты; 7 — песчаники, алевролиты и конгломераты холоднинской свиты; 8 — эффузивы основного и 9 — среднего состава сыннырской свиты; 10 — элементы залегания.

дритами, дитроитами¹) с высокими содержаниями Al_2O_3 (17.5—20 мас. %) и щелочей (11—16 мас. %) при преобладании калия над Na. Вблизи северного эндоконтакта (р. Куйкипури) отмечается небольшое тело псевдолейцитовых сиенитов с содержанием K_2O около 15 мас. %. Внутренняя кольцевая зона лакколита сложена преимущественно сынныритами, содержащими 16—21 мас. % K_2O и 22—23 мас. % Al_2O_3 . Промежуточная зона лакколита имеет асимметричное строение с изменением мощности от 2 до 7—8 км. Среди пород этой зоны отмечаются как дитроиты, так и псевдолейцитовые сиениты и сынныриты.

В породах ранней интрузивной фазы (преимущественно в сынныритах) эпизодически встречаются ультраосновные—основные меланократовые разности в виде тел различной формы (шлиры, пласти, линзы, слои) и размера: от десятков сантиметров до нескольких метров мощностью и от десятков метров до 1—2 км протяженностью.

Меланократовые породы представлены главным образом шонкинитами, реже слюдястыми пироксенитами. Большая часть шонкинитов сосредоточена в северо-восточной части интрузии, на участке Калюмный. Тела шонкинитов залегают согласно с общим падением кольцевой структуры сынныритов, которое направлено к центру массива. Согласно исследованиям В.В. Шарыгина и Л.И. Паниной [1993], мелкие тела шонкинитов являются однородными. В наиболее крупных телах центральные зоны сложены слюдястыми пироксенитами мощностью до 0.5—3.0 м, которые сменяются по направлению к вмещающим сынныритам шонкинитами, переходящими в мелапудаскиты и пуласкиты. Сверху вниз по разрезу относительная мощность прослоев, обогащенных салическими минералами, уменьшается, а фемическими — увеличивается. Согласно геофизическим данным [Костюк и др., 1990; Панина и др.,

¹ Поскольку все работы по сынныритам в России проводились в 60—90-е годы прошлого столетия и при описании употреблялась принятая в тот период классификация пород [Андреева и др., 1984], то для адекватного восприятия опубликованной в те годы литературы, мы сохранили и использовали те же названия пород.

Таблица 1.

Химический состав пород Сыннырского массива, мас. %

| № п/п | Порода | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | BaO | Сумма |
|-------|--------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|-------|
| 1 | Слюдистые пироксениты | 43.49 | 1.88 | 9.28 | 15.01 | 0.30 | 9.20 | 12.60 | 0.81 | 3.65 | 1.30 | 0.41 | 97.93 |
| 2 | Шонкиниты | 50.00 | 0.95 | 12.00 | 10.05 | 0.23 | 7.00 | 9.50 | 1.50 | 7.00 | 0.55 | 0.00 | 98.78 |
| 3 | Пуласкиты | 55.43 | 0.98 | 15.02 | 7.07 | 0.12 | 2.95 | 4.98 | 3.25 | 7.32 | 0.29 | 0.72 | 98.43 |
| 4 | Фойяиты | 54.50 | 1.20 | 17.50 | 8.75 | 0.11 | 0.25 | 5.00 | 4.50 | 6.00 | 0.23 | 0.00 | 98.04 |
| 5 | Итсиндриты | 55.58 | 0.50 | 22.13 | 2.73 | 0.04 | 0.59 | 0.91 | 5.89 | 10.12 | 0.07 | 0.00 | 98.66 |
| 6 | Дитроиты | 55.43 | 0.30 | 22.11 | 1.23 | 0.02 | 0.50 | 1.02 | 2.65 | 13.57 | 0.15 | 0.00 | 99.89 |
| 7 | Псевдолейцитовые сиениты | 54.92 | 0.14 | 22.89 | 1.82 | 0.01 | 0.21 | 0.62 | 1.27 | 16.52 | 0.07 | 0.03 | 98.50 |
| 8 | Сынныриты | 54.82 | 0.16 | 22.52 | 1.57 | 0.01 | 0.58 | 0.72 | 1.57 | 16.50 | 0.06 | 0.17 | 98.68 |
| 9 | » | 54.88 | 0.05 | 23.20 | 1.02 | 0.02 | 0.24 | 0.27 | 0.72 | 18.38 | 0.03 | 0.00 | 98.81 |

* В том числе (мас. %): № 3 — 0.35 F, № 5 — 0.19 F, № 7 — 0.24 F.

1991], меланократовые породы слагают придонную часть магматической камеры и, как на Сакунском и Маломурунском массивах, формируют нижнюю мезо-, меланократовую породную серию. В шонкинитах и слюдистых пироксенитах в виде гнезд, шлиров, прожилковых вкраплений обособляется апатит, ассоциирующий с клинопироксеном, биотитом, калиевым полевым шпатом, магнетитом. Апатитовые обособления слагают разнообразные, чаще неправильные по форме тела мощностью до нескольких метров и протяженностью до первых сотен метров. Подобные скопления апатита, но существенно в меньшем количестве и размерах, отмечаются также в псевдолейцитовых сиенитах и сынныритах.

Геологический возраст нефелиновых сиенитов и сынныритов, определенный рубидий-стронциевым методом, соответствует 330 ± 4 — 311 ± 1 млн лет. Возраст пуласкитов второй интрузивной фазы, установленный калий-аргоновым методом, составляет 305 ± 12 млн лет [Костюк и др., 1990].

На массиве развита также поздняя дайковая серия калиевых базальтоидных пород, представленная мончикитами-камptonитами, которые приурочены к зонам долгоживущих глубинных разломов северо-западного простирания [Горстка, Крапивин, 1969]. Форма их пластинообразная с четкими резкими контактами, мощность 0.3—2.0 м, протяженность 50—300 м, возраст 170—190 млн лет.

Химический состав главных видов пород Сыннырского массива приведен в табл. № 1 по [Яшина, 1982; Костюк и др., 1990; Шарыгин, Панина, 1993].

КРАТКАЯ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДУЕМЫХ ПОРОД

Слюдяные пироксениты являются среднезернистыми породами, состоят из 65—70 об. % идиоморфных зерен клинопироксена, 20—25 об. % биотита, 3—5 об. % зерен и хадаккристаллов апатита, около 1 % ограненных зерен магнетита и редких ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата. Хадаккристаллы апатита содержатся в зернах клинопироксена и биотита.

Шонкиниты имеют средне-, мелкозернистую, реже порфировидную структуру за счет присутствия пойкилокристаллов калиевого полевого шпата и амфибола. В своем составе они содержат 40—50 об. % идиоморфных зерен клинопироксена, 15—20 об. % биотита, 20—30 об. % ксеноморфного калиевого полевого шпата, около 1 об. % нефелина, до 2 об. % гипидиоморфных зерен апатита и магнетита. Иногда присутствует гранат (до 5 об. %).

Магнетит-биотит-apatитовые породы, образующие шширообразные тела в пироксенитах, шонкинитах и сынныритах, характеризуются переменным минеральным составом. Центральные части тел представлены апатитом либо биминеральным биотит-apatитовым агрегатом. Периферийные части обычно содержат до 50 об. % апатита, 25 об. % биотита и 20—25 об. % магнетита. В центральных и периферийных частях апатитовых тел иногда присутствует до 1—3 об. % титанита и около 1 об. % калиевого полевого шпата. Апатит в породе находится в виде крупных и разновеликих зерен, между которыми развиваются биотит, магнетит, калиевый полевой шпат, титанит.

Согласно исследованиям В.В. Шарыгина и Л.И. Паниной [1993], химический состав одноименных минералов в слюдяных пироксенитах, шонкинитах и магнетит-биотит-apatитовых рудах близкий. *Клинопироксен* отвечает составу диопсид-салита, содержит незначительную примесь эгринового минерала. В слюдяных пироксенитах минерал имеет более низкую железистость, чем в шонкинитах: $f = 23$ —35 % против 39—56 %. *Биотит* обогащен TiO₂ (1.6—3.6 мас. %) и BaO (0.5—2.1 мас. %). Его железистость

стость незначительно повышается от пироксенитов к шонкинитам (от 59.4 до 62.4 %). *Калиевый полевой шпат* является калинатровой разновидностью. В его составе соотношение ортоклаза к альбиту меняется от 74:26 до 90:10. Минерал содержит до 1.5—3.0 мас. % ВаО и 0.2—0.9 мас. % SrO. *Гранат* представлен титанистым андрадитом-меланитом. *Anatium* относится к F-апатиту, содержит 0.5—2.9 мас. % SrO.

Псевдолейцитовые сиениты представлены [Костюк и др., 1990] плотной мелкозернистой породой с вкрапленниками псевдолейцита, иногда частично ограниченными. Количество вкрапленников варьирует от 10—15 до 20—60 об. %, размер — от 5 до 20 мм. Основным минералом породы является гипидиоморфный калиевый полевой шпат (90—95 %), в разной степени проросший кальситом и нефелином. Более или менее идиоморфные зерна нефелина отмечаются в незначительном (1—2 %) количестве. В породе присутствует клинопироксен (диоксид-салит) и биотит, а также акцессорные: титанит, титаномагнетит, апатит.

Камптониты состоят из тонкозернистой основной массы и небольших вкрапленников клинопироксена, биотита, амфибола, оливина. В основной массе находится преимущественно плагиоклаз, а также клинопироксен, биотит, апатит, магнетит. **Мончикит** представлен вкрапленниками клинопироксена, амфибола, биотита, редкими зернами оливина и стекловатой основной массой, в которой отмечаются микролиты амфибола, клинопироксена и анальцима. По данным В.Н. Горстки и А.Г. Крапивина [1969], *клинопироксен* отвечает титанистому авгиту, а *амфибол* — баркевикиту.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для реконструкции физико-химических условий образования сынныритов Сыннырского массива наряду с традиционными геологическими, минералогическими и петрографическими методами мы широко использовали методы термобаргеохимии, которые основаны на изучении расплавных и флюидных включений, законсервированных в минералах в процессе их роста и охлаждения. Для гомогенизации включений была использована совмещенная с микроскопом термокамера с силитовым нагревателем, позволяющая нагревать включения до 1350—1400 °С при постоянном контроле за происходящими изменениями во включениях. Эталонировка камеры осуществлялась по отчетливо фиксированным точкам плавления химически чистых солей и благородных металлов, помещенных в рабочую точку камеры. Точность измерения температуры составляла ± 10 —15 °С. Из-за повышенной разгерметизации включений нагревание производилось очень медленно в течение 5—6 ч и часто прекращалось после расплавления последней дочерней фазы и некоторого уменьшения газового пузыря, затем включение закалялось.

Для выяснения химического состава породообразующих минералов, дочерних фаз и стекла в прогретых и непрогретых включениях был использован микрозондовый анализ. Анализ проводился на рентгеноспектральном микроанализаторе «Camebax-micro» в ИГМ СО РАН. При анализе диаметр зондового пучка не превышал 2—3 мкм, ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток 30—40 нА. В качестве эталонов использовались международные стандарты минералов и стекол. Точность анализа составляла ± 1.5 %. Для выяснения качественного и количественного состава летучих компонентов, присутствовавших в кристаллизовавшемся расплаве при определенных температурах, нами был использован метод газовой хроматографии, разработанный в ИГМ СО РАН. Метод позволяет из одной навески пробы количественно определить CO₂, H₂O, CO, H₂, O₂+Ar, N₂, H₂S, SO₂ и предельные углеводороды от метана (CH₄) до пентана (C₅H₁₂). Суть метода заключается в регистрации газов, выделившихся из включений при их перегреве и разгерметизации. При анализе пробу минерала или породы (200 мг, фракция 0.25—0.5 мм) помещали в капсулу и подключали к вакуумной системе. После откачки воздуха пробу плавно нагревали до 1000 °С. В процессе прогрева происходит разгерметизация включений и выделение из них газа. Выделившийся газ вызывает падение вакуума в системе, которое фиксируется датчиком. С помощью термометра определяется температура нагревания образца и температура поступления газов в систему. Непрерывно работающий вакуумный насос откачивает поступающий газ в анализирующую систему, представленную тремя серийными хроматографами ЛХМ-80. Здесь происходит разделение газов на основе их различного физико-химического взаимодействия с сорбентом хроматографической колонки и осуществляется их качественное и количественное определение.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

В клинопироксене шонкинитов, калиевом полевоом шпате псевдолейцитовых сиенитов и апатите из апатитовых обособлений в рассматриваемых **плутонических породах** Сыннырского массива нами были обнаружены силикатные, солевые и газовой-жидкие включения, которые чаще всего встречаются совместно. Наибольшее количество включений присутствует в апатите, наименьшее — в калиевом полевоом шпате. Силикатные включения встречаются преимущественно в клинопироксене и калиевом полевоом шпате, в меньшем количестве — в апатите, в котором преобладают солевые включения. Силикатные и солевые включения располагаются в минералах бессистемно, иногда группами, изредка пооди-

Таблица 2. Химический состав клинопироксена, амфибола, биотита, калиевого полевого шпата, апатита, мас. %

| Оксид | Клинопироксен | | | | | | | Амфибол | | Биотит | | Калиевый полевой шпат | Апатит | | |
|--------------------------------|---------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|--------|-------|-----------------------------|--------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| SiO ₂ | 50.07 | 50.32 | 51.66 | 53.74 | 54.94 | 45.89 | 46.85 | 38.63 | 38.34 | 35.33 | 36.25 | 63.50 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| TiO ₂ | 0.64 | 0.53 | 0.31 | 0.08 | 0.12 | 3.03 | 2.35 | 5.94 | 4.71 | 2.94 | 3.45 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 2.65 | 2.45 | 3.93 | 0.68 | 0.70 | 8.65 | 5.80 | 13.46 | 14.50 | 13.81 | 16.63 | 19.50 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 14.92 | 13.22 | 13.10 | 4.51 | 4.51 | 7.58 | 7.41 | 11.88 | 13.27 | 21.60 | 18.93 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MnO | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 8.69 | 9.82 | 9.14 | 16.42 | 16.03 | 12.23 | 13.77 | 11.72 | 10.23 | 11.19 | 10.21 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 20.46 | 21.89 | 20.05 | 22.78 | 22.56 | 21.78 | 21.99 | 11.67 | 11.88 | 0.63 | 0.73 | 0.01 | 53.51 | 54.26 | 53.42 |
| Na ₂ O | 2.35 | 1.64 | 2.94 | 0.39 | 0.40 | 0.62 | 0.53 | 2.40 | 2.57 | 0.15 | 0.96 | 0.50 | 0.19 | 0.23 | 0.22 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 1.53 | 1.50 | 9.17 | 7.88 | 14.01 | 0.01 | 0.04 | 0.00 |
| P ₂ O ₅ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 39.47 | 39.93 | 38.91 |
| BaO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.15 | 0.05 | 0.27 | 0.16 | 0.42 | 0.00 | 2.46 | 0.07 | 0.00 | 0.00 |
| Сумма | 99.91 | 99.87 | 100.14 | 98.60 | 99.26 | 99.94 | 98.76 | 97.50 | 97.16 | 95.25 | 95.04 | 100.09 | 98.81* | 97.86* | 97.71* |

Примечание: 1—8, 12—15 — минералы-хозяева включений, 9—11 — дочерние фазы включений. Породы: 1—3, 10 — шонкиниты; 4—9, 11 — мончикиты-камptonиты; 12 — псевдолейцитовые сисниты. Апатит из обособлений: 13 — в слюдястых пироксенитах, 14 — в шонкинитах, 15 — в сынныритах.

* В том числе (мас. %): № 13 — 2.56 SrO, 2.86 F; № 14 — 0.49 SrO, 2.90 F; № 15 — 2.17 SrO, 2.93 F.

ночке, относятся к первичным. Газово-жидкие включения, приуроченные к сквозным трещинам в минералах, являются вторичными. Задачей нашего исследования явилось изучение первичных силикатных включений, присутствующих в минералах рассматриваемых пород. Солевым и газово-жидким включениям посвящена специальная статья Л. И. Паниной и Л.М.Усольцевой [2003].

Прежде чем перейти к рассмотрению силикатных включений в минералах, отметим их характерную особенность: независимо от присутствия включений в том или ином минерале и породе, большинство из них при нагревании взрывается, особенно при температурах, близких к гомогенизации содержимого. Это чрезвычайно затрудняло исследование, особенно при определении химического состава включений и существенно уменьшило объем полученной информации.

В **клинопироксенах шонкинитов** силикатные включения встречаются небольшими группами, до 7—10 штук в поле зрения. Клинопироксен представлен салитом (табл. 2, ан. 1—3). Форма включений разнообразная: удлиненная, изометричная, округлая. Размер варьирует от 3 до 15 мкм. Содержимое включений преимущественно тонко раскристаллизованное. Среди дочерних фаз включений установлен биотит (см. табл. 2, ан. 10) и кальцит (52.14 мас. % CaO, 2.24 FeO, 2.01 мас. % SrO). В составе биотита отмечается около 3 мас. % TiO₂ и 0.4 мас. % BaO, а в кальците — до 2 мас. % SrO. При нагревании содержимое включений начинает подплавляться около 760—780 °С, при 820 °С оформляется газовый пузырь, полное плавление дочерних фаз осуществляется при 1180—1190 °С. При дальнейшем повышении температуры газовый пузырь вначале перемещается, а потом резко уменьшается в размерах и исчезает при 1235—1280 °С. Химический состав гомогенизированных включений отвечает составу мелафонолитов калиевого типа щелочности, содержит 0.5—1.2 мас. % TiO₂ (табл. 3, ан. 1—3).

В **калиевом полевоом шпате** силикатные включения были изучены в *псевдолейцитовых сисниттах*. Состав калиевого полевого шпата практически безнатровый, содержит 2.4 мас. % BaO (см. табл. 2, ан. 12). Включения в калиевом полевоом шпате мелкие — от 5 до 20 мкм, округлой, удлиненной и неправильной формы. Содержимое включений тонкораскристаллизовано, представлено бесцветными и зеленоватыми дочерними фазами, а также рудным минералом. Подплавление дочерних фаз отмечается около 800 °С. При дальнейшем повышении температуры рудная фаза округляется, появляется газовый пузырь. При 1000—1025 °С дочерние фазы интенсивно расплавляются и большинство включений взрывается, появляются трещины в минерале. Гомогенизировать содержимое удалось в единичных, самых мелких включениях при 1180 ≤ 1215 °С. Химический состав закаленных включений отвечает калиевым фонолитам (см. табл. 3, ан. 4) и близок составу дитроитов Сыннырского массива (см. табл. 1, ан. 6).

В **апатите** (см. табл. 2, ан. 13—15) из *апатитовых обособлений* в сынныритах, шонкинитах и слюдястых пироксенитах силикатные включения имеют неправильную и частично ограниченную форму. Они преимущественно тонкораскристаллизованы. Газовый пузырь обычно отсутствует. Подплавление дочерних фаз во включениях наблюдается около 670—830 °С. При 750—860 °С оформляется газовый

Таблица 3. Химический состав силикатных расплавных включений в минералах плутонических (1—11) и дайковых (12—16) пород Сыннырского массива, мас. %

| № п/п | Матрица | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | BaO | SrO | SO ₃ | Cl | F | Сумма |
|-------|---------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|------|-----------------|------|------|-------|
| 1 | Срх | 52.38 | 1.20 | 9.86 | 10.52 | 3.98 | 14.62 | 2.83 | 3.06 | 0.03 | 0.00 | 0.25 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 98.73 |
| 2 | » | 52.95 | 1.18 | 10.84 | 8.24 | 4.62 | 12.34 | 2.20 | 5.62 | 0.08 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 98.09 |
| 3 | » | 54.54 | 0.47 | 13.06 | 7.90 | 2.77 | 9.33 | 3.92 | 5.09 | 0.03 | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 97.27 |
| 4 | Kfs | 55.64 | 0.16 | 22.56 | 0.84 | 0.08 | 1.56 | 2.80 | 12.35 | 0.10 | 2.20 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 98.29 |
| 5 | Ap | 56.69 | 0.00 | 23.16 | 0.07 | 0.00 | 2.61 | 2.09 | 13.59 | 0.23 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 98.44 |
| 6 | » | 53.86 | 0.00 | 23.30 | 0.12 | 0.00 | 2.17 | 3.52 | 15.24 | 0.59 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.17 | 0.13 | 99.22 |
| 7 | » | 54.44 | 0.00 | 23.05 | 0.16 | 0.00 | 1.28 | 3.87 | 15.04 | 0.30 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.04 | 98.30 |
| 8 | » | 55.11 | 0.00 | 22.00 | 0.08 | 0.00 | 1.12 | 2.66 | 14.99 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 96.41 |
| 9 | » | 53.82 | 0.14 | 22.42 | 0.00 | 0.01 | 1.75 | 2.48 | 16.53 | 0.35 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 97.52 |
| 10 | » | 53.09 | 0.00 | 23.30 | 0.11 | 0.00 | 1.20 | 2.53 | 15.91 | 0.60 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 0.18 | 0.37 | 97.37 |
| 11 | » | 53.65 | 0.00 | 21.90 | 0.00 | 0.00 | 0.73 | 1.93 | 17.16 | 0.29 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.39 | 0.00 | 96.19 |
| 12 | Срх | 54.75 | 1.00 | 20.15 | 4.76 | 1.90 | 7.41 | 4.57 | 5.34 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 99.91 |
| 13 | » | 55.53 | 0.24 | 21.60 | 1.96 | 0.97 | 3.30 | 4.77 | 4.94 | 0.00 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 93.38 |
| 14 | » | 55.53 | 0.26 | 21.93 | 1.66 | 1.00 | 3.53 | 4.83 | 5.69 | 0.00 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 94.51 |
| 15 | » | 56.06 | 0.11 | 22.87 | 0.90 | 0.32 | 1.77 | 4.54 | 7.48 | 0.00 | 0.11 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 94.16 |
| 16 | Amp | 55.02 | 0.10 | 22.45 | 0.68 | 0.17 | 2.95 | 4.59 | 7.52 | 0.58 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 94.13 |

Примечание. Включения в минералах: 1—3 — шонкинитов; 4 — псевдолейцитовых сиенитов; 5—11 — апатитовых шлиров и обособлений: в сынныритах (5, 9, 11), пироксенитах (6, 7, 10), шонкинитах (8); 12—16 — мончикитов-камptonитов. Включения: 1—4 — гомогенизированные, 5—11 — прогретые до 1050—1180 °С и закаленные, 12—16 — негретые; 12 — стекловатые включения, 13—16 — остаточные стекла частично раскристаллизованных включений.

пузырь. При 1000—1070 °С дочерние фазы полностью расплавляются и при 1050—1180 °С большинство включений взрывается. Можно полагать, что температуры гомогенизации включений незначительно превышают 1200 °С. Подобные температуры были ранее зафиксированы при гомогенизации включений в апатите, присутствовавшем в породах Сакунского, Маломурунского и Ханинского массивов [Панина и др., 1991]. Химический состав стекла включений, закаленных при температуре полного плавления дочерних фаз, изменяется от лейцит-фонолитового (см. табл. 3, ан. 5—8) до остаточного ультракалиевого высокоглиноземистого (ан. 9—11), близкого, соответственно, составу псевдолейцитовых сиенитов и сынныритов рассматриваемого массива.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют, что сынныриты формировались из остаточных отдифференцированных расплавов ультракалиевого высокоглиноземистого состава в температурном интервале, незначительно превышающем 1050—1180 °С. Повсеместная разгерметизация расплавных включений в минералах рассматриваемых пород говорит о том, что расплавы были существенно обогащены флюидами еще на ранней магматической стадии и их количество в процессе кристаллизации не уменьшалось, а, наоборот, увеличивалось.

В *дайках мончикитов-камptonитов* включения были изучены в клинопироксене и амфиболе. Все они представлены силикатными разностями. В *клинопироксене мончикитов-камptonитов* присутствуют стекловатые и частично раскристаллизованные включения. Клинопироксен-хозяин отвечает диопсиду и авгиту (см. табл. 2, ан. 4, 5 и 6, 7 соответственно). Частично раскристаллизованные включения состоят из стекла, бурых и бесцветных дочерних фаз и газового пузырька. Бурые дочерние фазы включений в авгите представлены амфиболом, а в диопсиде — биотитом. Амфибол по составу отвечает керсутиту, содержит 4.7 мас. % TiO₂ и 0.16 мас. % BaO. В биотите также отмечается высокое (3.45 мас. %) содержание TiO₂ (см. табл. 2, ан. 9 и 11 соответственно). Размягчение стекла включений происходит при 730—760 °С, подплавление бесцветных дочерних фаз — около 800 °С, бурых фаз — при 830 °С. Интенсивное плавление дочерних фаз включений осуществляется при 1000—1100 °С. При этих температурах очень часто происходит разгерметизация включений. Гомогенизировать удалось лишь очень мелкие включения при 1210—1255 °С.

Стековатые включения в клинопироксене *мончикитов* иногда содержат темную полость с жидкой и газообразной CO₂. Во время охлаждения жидкая CO₂ кристаллизуется метастабильно при –100, –102 °С, а ее плавление наблюдается при нагревании до –56.6 °С. Гомогенизация углекислоты происходит при +24 °С в жидкость, плотность которой составляет 0.725 г/см³ [Варгафтик, 1972]. Исходя из

температур гомогенизации стекловатых включений, которые соответствуют 1200—1215 °С, давление расплава в момент его захвата пироксеном соответствовало 4.58 кбар [Шмонов, Шмулович, 1975; Томиленко и др., 1977].

Поскольку большинство включений вскрывается при нагревании и прогомогенизировать удается лишь очень мелкие включения, нами в минералах мончикитов-камptonитов были химически проанализированы непрогретые стекловатые включения (см. табл. 3, ан. 12) и остаточные стекла в частично раскристаллизованных включениях (ан. 13—15). Их химический состав отражает состав дифференциатов, оставшихся после частичной кристаллизации захваченного расплава в замкнутой вакуоли. Согласно анализу, стекло имеет К-На фонолитовый состав, в котором количество Al_2O_3 достигает 20—22 мас. %, а щелочей — 10—11 мас. % при незначительном преобладании К над Na. Этот состав довольно близок промежуточному составу фойяитов-итсидритов Сыннырского массива (см. табл. 1, ан. 4, 5).

В мончикитах силикатные включения были обнаружены также в амфиболе-керсутите (см. табл. 2, ан. 8). Включения единичные, форма их округлая, частично ограненная, содержимое — стекловатое и частично раскристаллизованное. В стекловатых включениях обычно присутствует газовый пузырек, который при 700—750 °С начинает увеличиваться, при 1100 °С достигает максимальных размеров, а затем начинает уменьшаться. При 1180 °С включения становятся темными и взрываются. Химический состав остаточных стекол непрогретых частично раскристаллизованных включений также отвечает К-На фонолиту, содержит до 0.6 мас. % P_2O_5 (см. табл. 3, ан. 16).

Следовательно, состав остаточных стекол в частично раскристаллизованных включениях, присутствующих в клинопироксене и амфиболе мончикитов-камptonитов, оказался достаточно близок, как это и было ранее установлено в щелочных базальтоидах из разных регионов мира [Панина, 1983], к составу высокоглиноземистых высококальциевых пород типа сынныритов и близким к ним по химизму нефелиновым сиенитам Сыннырского плутона.

ХРОМАТОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

С помощью хроматографического анализа нами были изучены сынныриты и получены данные о составе флюидов при их формировании на определенных температурных отрезках, начиная с 1000 °С. Как показал анализ (табл. 4), состав флюидов был простой и включал ограниченное количество газов — CO_2 , CO , H_2O . В очень незначительном количестве присутствовали также N_2 , CH_4 , углеводороды. Наиболее высокое количество флюидов присутствовало при 920—890 °С. Среди летучих компонентов отмечалось: 4051.0—1751.8 CO_2 , 643.6—377.0 H_2O и 83.7—42.7 мг/кг CO . При понижении температуры количество флюидов резко уменьшилось, особенно CO_2 , и вода начала преобладать над углекислотой. Резкое падение количества CO_2 , по всей видимости, было связано с проявлением карбонатно-силикатной жидкостной несмесимости, которая была обусловлена накоплением в силикатном расплаве большого количества углекислоты и других летучих компонентов. Проявление жидкостной карбонатно-силикатной несмесимости при формировании сыннырских пород детально рассмотрено в работе Л.И. Паниной и Л.И. Усольцевой [2003]. Об этом косвенно также свидетельствует присутствие в минералах изучаемых пород карбонатно-солевых включений. Для щелочных магм, как показало изучение расплавных включений в минералах разных пород [Соловова и др., 1996; Nielsen et al., 1997; Панина, Усольцева, 1999], проявление карбонатно-силикатной несмесимости является характерной особенно-

Таблица 4. Состав флюидной фазы включений в минералах сынныритов

| № п/п | T, °С нагрева | Содержание, мг/кг | | | | | | | | | |
|-------|------------------|-------------------|--------|-------|-------|--------|------|--------|--------|-------------------|--------|
| | | CO_2 | H_2O | H_2 | N_2 | CH_4 | CO | H_2S | SO_2 | C_2H_2 | NH_3 |
| 1 | 920 | 4051.0 | 396.8 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 83.7 | 0.0 | 0.0 | Сл. углеводородов | 0.0 |
| 2 | 900 | 1751.8 | 377.0 | 0.0 | Сл. | 0.0 | 52.8 | 0.0 | 0.0 | » | 0.0 |
| 3 | 890 | 3032.9 | 643.6 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 42.7 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 4 | 870 | 365.5 | 179.6 | 0.0 | Сл. | 0.0 | 30.8 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 5 | 850 | 284.3 | 212.9 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 28.8 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 6 | 830 | 334.6 | 129.0 | 0.0 | Сл. | 0.0 | 60.6 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 7 | 780 | 78.9 | 173.5 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 11.7 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 8 | 620 | 56.2 | 105.0 | 0.0 | Сл. | 1.4 | 2.4 | 0.0 | 0.0 | Сл. | Сл. |
| 9 | 600 | 25.2 | 173.7 | 0.0 | 0.0 | 1.2 | Сл. | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 10 | 580 | 33.9 | 81.9 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 11 | 440 | 6.5 | 106.7 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 3.3 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| 12 | 350 | 8.9 | 97.0 | 0.0 | 5.6 | 0.0 | 3.6 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |

стью. Более необычным для щелочных силикатных расплавов явилось присутствие на высокотемпературном магматическом этапе воды. Роль воды и ее количества при образовании ультракалиевых высокоглиноземистых расплавов, ответственных за формирование сынныритов, будут рассмотрены ниже.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изучение расплавных включений показало, что на Сыннырском массиве клинопироксен в шонкинитах кристаллизовался при 1280—1235 °С, калиевый полевой шпат в псевдолейцитовых сиенитах — при 1200—1180 °С, апатит из шпиров в шонкинитах, гнезд в слюдистых пироксенитах и сынныритах — около 1180—1050 °С. Аналогичные температуры кристаллизации одноименных минералов были ранее установлены в некоторых породах Сыннырского и других ультракалиевых массивов [Костюк и др., 1990; Панина и др., 1990]. Так, кристаллизация клинопироксена в слюдистых пироксенитах и дитроитах Сыннырского массива отмечалась при 1280—1190 °С и 1210—1150 °С соответственно; в пироксенитах и шонкинитах Сакунского массива — при 1310—1280 °С и 1280—1260 °С соответственно; пироксенитах Маломурунского массива — при 1280—1210 °С. Кристаллизация апатита, присутствовавшего в пироксенитах Сакунского и Маломурунского массивов, происходила при 1240—1200 °С и 1200 °С, соответственно [Панина и др., 1991]. Кроме того, на Маломурунском массиве были также зафиксированы температуры (1360—1290 °С) кристаллизации оливина в пироксен-мелилит-оливиновых породах [Панина и др., 1989], а на Сыннырском плутоне — температуры образования лейцита (1250—1200 °С) и нефелина в псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитах (1100—880 °С) [Панина, 1978]. Следовательно, можно сделать вывод, что независимо от состава породы в рассматриваемых массивах одноименные минералы кристаллизовались при близких температурах по схеме: оливин→клинопироксен↔лейцит→калиевый полевой шпат↔apatит→нефелин. Это свидетельствует о кристаллизации всех пород ультракалиевых массивов из материнской магмы одного состава в процессе ее эволюционного преобразования.

Было также установлено, что клинопироксен в мончикитах-камptonитах кристаллизовался при 1255—1210 °С и давления 4.58 кбар, т. е. кристаллизовался практически при тех же температурах, что и клинопироксен в шонкинитах. Близкие температуры кристаллизации одноименных минералов и аналогичный порядок их выделения был ранее установлен также для щелочных базальтоидов из разных регионов мира. Так, согласно данным [Поляков и др., 1985; Костюк и др., 1990], образование минералов в калиевых щелочных базальтоидах обычно происходит по следующей схеме: оливин (≥ 1400 —1280 °С)→клинопироксен (1380—1180 °С)↔лейцит (1350—1150 °С)→плаггиоклаз (1220—1180 °С)→биотит↔apatит (1240—1200 °С).

По полученным данным, кристаллизация минералов при формировании пород Сыннырского массива сопровождалась уменьшением в расплаве Fe, Mg, Ca и увеличением Si, Al, K. Было установлено, что в процессе кристаллизации клинопироксена в шонкинитах расплавы имели мелафонолитовый состав (см. табл. 3, ан. 1—3). При этом отметим, что на Сакунском массиве кристаллизация клинопироксена в более ранних слюдистых пироксенитах осуществлялась из более основного тефритового расплава [Костюк и др., 1990]. Образование калиевого полевого шпата в сыннырских псевдолейцитовых сиенитах происходило из калиевых фонолитовых расплавов (см. табл. 3, ан. 4). При кристаллизации апатита расплавы становились все более отдифференцированными, все более высокоглиноземистыми, ультракалиевыми, все более близкими к составам псевдолейцитовых сиенитов и сынныритов (см. табл. 3, ан. 5—11). Расплавы, отвечающие составам сынныритов, сформировались при температурах, незначительно превышающих 1050—1180 °С, на завершающих стадиях преобразования материнской магмы. Это были первые прямые доказательства образования сынныритов из магматических расплавов на завершающих стадиях кристаллизации материнской магмы и первые прямые данные о составах и особенностях преобразования высокоглиноземистых калиевых расплавов в процессе формирования сынныритов.

Согласно [Костюк и др., 1990; Панина и др., 1990; Kamenetsky et al., 1995; Cioni et al., 1998; Lima, 2000; Исакова и др., 2019], преобразование щелочно-базальтоидных магм в законсервированных включениях также осуществляется в направлении тефритовых, мелафонолитовых и фонолитовых расплавов. Проанализированные нами остаточные стекла в частично раскристаллизованных включениях в клинопироксене и амфиболе мончикитов-камptonитов имеют фонолитовый состав (см. табл. 3, ан. 12—16).

Близкие температуры кристаллизации одноименных минералов, выделявшихся в одной и той же последовательности, а также близость составов отдифференцированных фракций кристаллизовавшихся расплавов при формировании пород Сыннырского массива и остаточных стекол включений в минералах щелочных базальтоидов подтвердили ранее сделанный вывод об аналогичности состава их материнских магм.

Исходя из установленного порядка образования минералов, мы попытались проследить тренд эволюции материнской магмы в процессе ее кристаллизации и формирования пород Сыннырского массива (рис. 2, табл. 3). На рисунке отчетливо видно, что при последовательной кристаллизации минералов в магме уменьшалось содержание FeO, MgO, CaO и увеличивалось количество SiO₂, Al₂O₃ и K₂O,

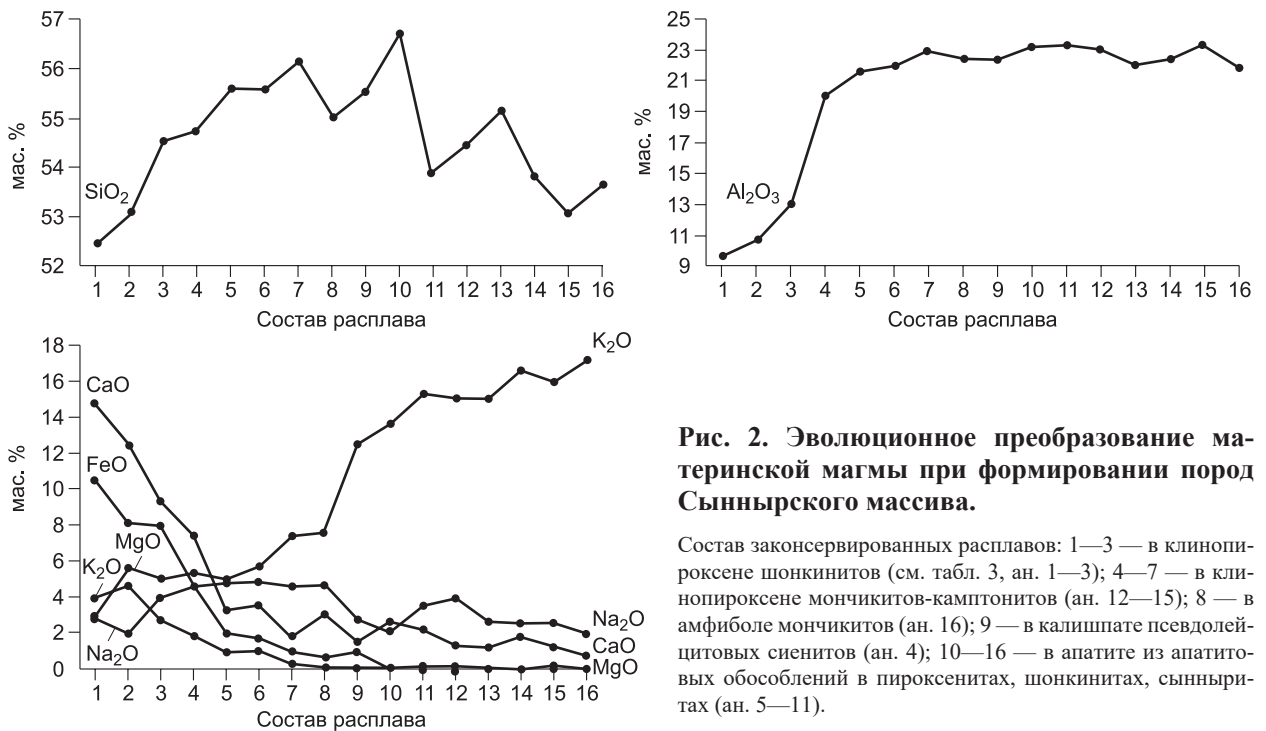


Рис. 2. Эволюционное преобразование материнской магмы при формировании пород Сыннырского массива.

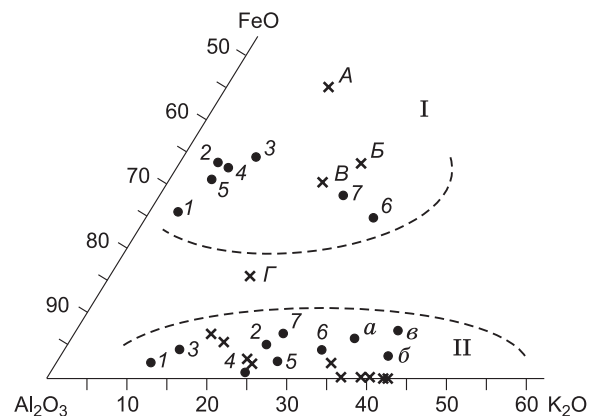
Состав законсервированных расплавов: 1—3 — в клинопироксене шонкинитов (см. табл. 3, ан. 1—3); 4—7 — в клинопироксене мончикитов-камптонитов (ан. 12—15); 8 — в амфиболе мончикитов (ан. 16); 9 — в калишпате псевдолейцитовых сиенитов (ан. 4); 10—16 — в апатите из апатитовых обособлений в пироксенитах, шонкинитах, сынныритах (ан. 5—11).

образуя единый тренд эволюции. Подобный тренд еще раз подтверждает, что все рассматриваемые породы кристаллизовались из единой родоначальной магмы в процессе ее дифференциации и фракционирования. Исходя из предполагаемого щелочно-базальтоидного ее состава, на этот же тренд преобразования мы попытались разместить составы остаточных расплавов, законсервированных в минералах мончикитов-камптонитов, чтобы убедиться в их сопоставимости и однонаправленном преобразовании в ходе кристаллизации. Выяснилось (см. рис. 2), что остаточные расплавы не только не искажают тренд преобразования материнской магмы, но даже несколько дополняют его. Это явилось веским подтверждением того, что материнская магма, ответственная за формирование пород Сыннырского массива, имела щелочно-базитовый состав, а образование сынныритов связано с длительным ее преобразованием в закрытых условиях (наподобие макровакуолей включений), исключающих потерю летучих компонентов.

Данный вывод подтверждается и расположением полученных результатов на диаграмме Al_2O_3 — FeO — K_2O (рис. 3), отражающей положение состава щелочных базальтоидов и их остаточных стекол из включений в минералах [Панина, 1983]. На диаграмме составы малодифференцированных расплавов из включений в клинопироксене шонкинитов (*A, B, B*, соответствующие табл. 3, ан. 1—3), располагаются в I поле щелочных базитов. Несколько более отдифференцированные расплавы (*Г*), законсервированные в стекловатых включениях в клинопироксене мончикитов-камптонитов (см. табл. 3, ан. 12), попадают в зону между полями базальтоидов и остаточных стекол включений. Состав остаточных стекол из

Рис. 3. Положение составов щелочных базальтоидов (I), их остаточных стекол (II) и законсервированных расплавов в минералах сыннырских пород в системе Al_2O_3 — FeO — K_2O .

1 — пиролит (Горячегорский массив), 2 — щелочной базальт (Большой Анюй), 3 — оливинный трахизабальт, 4 — анальцимовый тефрит и 5 — анальцимовый базальт (Южная Армения), 6 — фергусит-порфир (Восточный Памир), 7 — оливинный псевдолейцитит (Центральный Алдан); *a* — нефелиновый сиенит и *б* — сыннырит Сыннырского массива, *в* — сыннырит Сакунского массива. Расплавные включения в минералах сыннырских пород: *A, B, B* — в клинопироксене шонкинитов, *Г* — стекловатые включения в клинопироксене мончикитов-камптонитов. Крестиком отмечены включения в калиевом полевоом шпате псевдолейцитовых сиенитов, апатите из обособлений в сынныритах, пироксенитах и шонкинитах, а также остаточные стекла из включений в клинопироксене и амфиболе мончикитов-камптонитов.



включений в клинопироксене и амфиболе мончикитов-камптонитов (см. табл. 3, ан. 13—16) совместно с расплавами, законсервированными в калиевом полево шпате псевдолейцитовых сиенитов и апатите из обособлений (ан. 4—11), размещаются во II поле остаточных стекол включений, содержащихся в минералах щелочных базальтоидов (на диаграмме отмечены крестиками).

О формировании сынныритоносных массивов в закрытых системах, исключающих потерю летучих и способствующих их накоплению в процессе кристаллизации материнской щелочно-базальтоидной магмы, свидетельствуют результаты проведенных нами хроматографических исследований сынныритов. Было установлено, что на завершающих стадиях формирования ультракалиевых массивов при 920—890 °С в расплавах содержалось до 1752—4051 CO₂, 42.7—83.7 CO и 377—644 мг/кг H₂O. Такое количество летучих компонентов, особенно H₂O в несколько раз превышающее таковое в щелочно-базальтоидных магмах [Поляков и др., 1974, 1985], существенно повлияло на тренд дальнейшего преобразования кристаллизовавшихся расплавов.

При кристаллизации плутонических пород в закрытых условиях возросшее давление воды, согласно экспериментам Г. Йодера и К. Тилли [1965], способствовало увеличению в расплаве количества Al, препятствовало кристаллизации плагиоклаза, вместо которого образовался калиевый полево шпат. Повышающееся давление воды, по данным экспериментального изучения системы K₂O—Na₂O—SiO₂ [Scarfe et al., 1966], сужало также поле образования лейцита, увеличивая количество K₂O в расплавах. При P_{H₂O} = 8.4 кбар вместо лейцита осуществлялась совместная кристаллизация кальсилита и калиевого полевого шпата — главных компонентов сынныритов. При кристаллизации щелочных базальтоидов из-за потери летучих компонентов в связи с открытостью магматической системы эволюция магмы обычно продолжается в направлении значительного обогащения остаточных расплавов Si и понижения количества Mg, Fe, Ca, щелочей. Из расплавов кристаллизуется плагиоклаз, а преобразование магмы, чаще всего, ограничивается трахитовым барьером.

Одной из причин редкой встречаемости в природе сынныритов является преимущественная кристаллизация щелочно-базальтоидных магм в той или иной мере открытых системах, способствующих отделению от расплава флюидов, содержащих некоторое количество воды. В редких случаях в природе появляются условия, близкие к закрытым системам, когда флюиды при кристаллизации накапливаются, а процессы дифференциации и фракционирования расплавов протекают до конца, как в микровключениях с обогащением остаточных расплавов Al и K. Лишь в этих исключительных случаях конечные продукты преобразования калиевой базальтоидной магмы могут приобрести состав, близкий к составу сынныритов.

Исходя из полученных и ранее опубликованных данных, образование ультракалиевых сынныритоносных массивов можно представить следующим образом. Все породы ультракалиевых массивов были сформированы из щелочно-базальтоидных магм в процессе внутрикамерной дифференциации и фракционирования в закрытых условиях, исключающих потерю летучих компонентов. Кристаллизация каждой минеральной фазы приводила к изменению химического состава оставшихся порций материнского расплава, который эволюционировал в сторону увеличения Si, Al, K и уменьшения Mg, Fe, Ca — от тефритовых к мелафонолитовым и фонолитовым составам. Благодаря закрытости системы, кристаллизовавшиеся расплавы обогащались флюидами. Высокое давление воды препятствовало образованию плагиоклаза, способствовало накоплению глинозема, щелочей и кристаллизации калиевого полевого шпата. Спокойная тектоническая обстановка в течение длительного времени позволила минералам выкристаллизоваться и разделиться в соответствии с их удельным весом. В результате тяжелые минералы — оливин, клинопироксен, апатит и рудные — опустились на дно магматической камеры, формируя нижние мезо-, мелакрытые породные серии из кумулятивных пластов и линз пироксенитов и шонкинитов, содержавших апатитовые обособления. После отсадки тяжелых минералов из отдифференцированных расплавов, скопившихся на верхних горизонтах магматической камеры, была сформирована верхняя лейкократовая серия пород. Продолжавшееся эволюционное преобразование в закрытых условиях способствовало дальнейшему увеличению Al и K и приобретению остаточными расплавами ультракалиевого высокоглиноземистого состава, из которого кристаллизовались сынныриты. Высокое давление воды в магматической камере обусловило совместную кристаллизацию кальсилита и калиевого полевого шпата вместо лейцита.

ВЫВОДЫ

Весь гомодромный ряд пород ультракалиевых сынныритоносных массивов формировался из единой щелочно-базальтовой магмы калиевого типа щелочности в процессе длительной дифференциации и фракционирования в закрытых условиях, исключающих отход воды и других летучих компонентов.

Кристаллизация магмы, как и при формировании вулканитов, начиналась с выделения фемических минералов при близких (около 1300 °С) температурах, в той же последовательности с увеличением

в отдифференцированных расплавах Si, Al, K и уменьшением Mg, Fe, Ca при эволюции в сторону тефритовых, мелафонолитовых, фонолитовых составов.

В процессе фракционирования тяжелые минералы опускались на дно магматической камеры, образуя нижнюю мезо-, меланократовую породную серию, а из всплывших отдифференцированных расплавов формировалась верхняя лейкократовая серия пород.

Возрастающее в процессе кристаллизации магмы количество воды и других флюидов препятствовало кристаллизации плагиоклаза и способствовало дальнейшему увеличению в расплаве Al и K, вплоть до образования на завершающих стадиях преобразования (около 1180—1050 °С) высокоглиноземистых ультракалийевых остаточных расплавов, из которых формировались сынныриты.

Авторы благодарны И.А. Андреевой за обсуждение статьи и сделанные замечания.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № 330-2016-005) при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00285а).

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Г.В.** Петрология Сыннырского щелочного массива. Улан-Удэ, 1965, 117 с.
- Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М.** Магматические горные породы. Щелочные породы. Т. 2. М., Наука, 1984, 416 с.
- Базарова Т.Ю., Костюк В.П., Хмельникова О.А.** Особенности формирования щелочных базальтов Большого Анюя (приток Колымы) // Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 5, с. 1192—1194.
- Варгафтик Н.Б.** Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М., Наука, 1972, 720 с.
- Горстка В.Н., Крапивин А.Г.** Жильные образования // Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива. Л., Наука, 1969, 147 с.
- Жидков А.Я.** Типизация и распределение калийно-глиноземистых руд в Сыннырском щелочном массиве // Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5, с. 1140—1143.
- Жидков А.Я.** Ультракалийевая салическая ветвь интрузивных щелочных пород // Петрология. М., Наука, 1980, с. 81—95.
- Жидков А.Я.** Сынныриты — новое комплексное сырье // Природа, 1986, № 5, с. 96—101.
- Исакова А.Т., Панина Л.И., Стоппа Ф.** Условия образования лейцитсодержащих магм комплекса Большена (Вульсини, Италия): по результатам изучения расплавных включений в минералах // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (2), с. 143—158.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э.** Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965, 246 с.
- Костюк В.П.** Калиевый щелочной магматизм Байкало-Алданского пояса // Геология и геофизика, 1983 (5), с. 33—42.
- Костюк В.П.** Байкало-Становая рифтогенная структура и место щелочного магматизма в ней // Геология и геофизика, 1990 (4), с. 28—35.
- Костюк В.П., Базарова Т.Ю., Панина Л.И., Вавилов М.А.** О дифференциации щелочных базальтоидов и возможном образовании высококалийевых природных расплавов // Геология и геофизика, 1986 (2), с. 79—85.
- Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю.** Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 1990, 234 с.
- Орлова М.П., Жидков А.Я., Орлов Д.М., Зотова И.Ф.** Внутренняя структура и формирование Сыннырского щелочного массива (Северное Прибайкалье) // Геохимия, 1993, № 8, с. 1161—1181.
- Панина Л.И.** О температурах кристаллизации пироксена и лейцита в щелочных породах Сыннырского плутона // Геология и геофизика, 1978 (6), с. 54—60.
- Панина Л.И.** Образование высококалийевых богатых глиноземом расплавов // Геология и геофизика, 1983 (4), с. 34—40.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М.** Роль жидкостной несмесимости в образовании кальцитовых карбонатитов Маломурунского массива (Алдан) // Петрология, 1999, т. 7, № 6, с. 653—669.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М.** Проблема карбонатитообразования на Сыннырском щелочном массиве (Северное Прибайкалье) // Плюмы и глубинные источники щелочного магматизма (материалы III Международного семинара), Хабаровск, 2003, с. 75—87.
- Панина Л.И., Моторина И.В., Шарыгин В.В., Владыкин Н.В.** Биотитовые пироксениты и меллит-монтчеллит-оливиновые породы Маломурунского щелочного массива и их генезис (Якутия) // Геология и геофизика, 1989 (12), с. 41—57.
- Панина Л.И., Шарыгин В.В., Моторина И.В.** Слюдяные пироксениты как продукты ранних этапов эволюции калиевой щелочной магмы (на примере Маломурунского массива, Алданский щит) // Геология и геофизика, 1990 (3), с. 71—78.

- Панина Л.И., Шарыгин В.В., Прошенкин И.Е.** Апатитоносность калиевых щелочных массивов // Геология и геофизика, 1991 (1), с. 107—115.
- Поляков А.И., Наумов В.Б., Романчев В.П.** Условия формирования пород по данным термометрических исследований // Восточно-Африканская рифтовая система. М., Наука, 1974, т. 3, с. 179—183.
- Поляков А.И., Турков В.А., Муравьева Н.С., Несмеянова Л.И., Игнатенко К.И.** Физико-химические условия процессов выплавления и эволюции базальтовых магм Байкальской рифтовой зоны // Геохимия, 1985, № 1, с. 41—58.
- Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д.** Включения карбонатных и силикатных расплавов в минералах щелочных базальтоидов Восточного Памира // Петрология, 1996, т. 4, № 4, с. 339—363.
- Томиленко А.А., Бердников Н.В., Карсаков Л.П.** Криометрия включений в породах Чогарского глубинного метаморфического комплекса (Восточная Сибирь) // Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1189—1192.
- Чепуров А.И., Базарова Т.Ю., Лаврентьев Ю.Г., Покачалова О.С.** Состав включений магматического расплава в минералах фергусит-порфира (Восточный Памир) и псевдолейцититах (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 5, с. 1185—1188.
- Шарыгин В.В., Панина Л.И.** Меланократовые породы Кальюмного участка (Сыннырский щелочной массив) // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (8), с. 109—116.
- Шмонов В.М., Шмулович К.И.** Мольные объемы и уравнения состояния CO_2 в интервале 100—1000 °С и 2000—10000 бар // Докл. АН СССР, 1975, т. 217, № 4, с. 935—938.
- Яшина Р.М.** Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей. М., Наука, 1982, 273 с.
- Bea F., Montero P., Haissen F., Rjimati E., Molina J.F., Scarrow J.H.** Kalsilite-bearing plutonic rock: The deep-seated Archean Awasard massif of the Reguibat Rise, South Morocco, West African craton // Earth Sci. Rev., 2014, v. 138, p. 1—24.
- Brooks C.K., Fawcett J.J., Gittins J., Rucklidge J.C.** The Bathjerg complex, east Greenlandia unique ultrapotassic Caledonian intrusion // Can. J. Earth Sci., 1981, № 18, p. 274—285.
- Cioni R., Marianelli P., Santacrose R.** Thermal and compositional evolution of the shallow magma chambers of Vesuvius: Evidence from pyroxene phenocrysts and melt inclusions // J. Geophys. Res., 1998, v. 103 (138), p. 18277—18294.
- Kamenetsky V., Metrich N., Cioni R.** Potassic primary melts of Vulsini (Roman Province): evidence from mineralogy and melt inclusions // Contrib. Mineral. Petrol., 1995, v. 120, p. 186—196.
- Lima A.** Experimental study on silicate-melt inclusions in clinopyroxene phenocrysts from Roccamonfina lava (Italy) // Mineral. Petrol., 2000, v. 70, p. 199—220.
- Nielsen T.F.D., Solovova I.P., Veksler I.V.** Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonate: evidence from crystallized melt inclusions, Cardiner Complex // Contrib. Mineral. Petrol., 1997, v. 126, p. 331—344.
- Scarfe C.M., Luth W.C., Tuttle O.F.** An experimental study bearing on the absence of leucite in the plutonic rocks // Am. Mineral., 1966, v. 51, p. 726—735.

*Поступила в редакцию 1 июля 2020 г.,
принята в печать 24 марта 2021 г.*