

УДК 552.33:552.53:552.11(100)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-172-197

## Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 3. Генетические аспекты модели соляно-щелочных взаимодействий

Г. А. Беленицкая

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), 199106, г. Санкт-Петербург,  
Средний просп., 74, e-mail: gab\_2212@mail.ru

Поступила в редакцию 11.06.2020 г., принята к печати 09.11.2020 г.

*Объект исследований* – новая геолого-генетическая модель щелочного магматизма, рассматривающая соленосные комплексы, находящиеся на путях восходящего движения глубинных магм, в качестве дополнительных источников щелочных и летучих компонентов. *Материалы и методы.* Обсуждению и обоснованию модели посвящено три статьи. В двух первых основное внимание было уделено геологическим аспектам проблемы. Охарактеризованы предпосылки и признаки участия древних соленосных комплексов в щелочном магматизме. Показано, что нахождение соленосных пород в глубоких зонах земной коры на путях восходящего движения потоков глубинных магм представляет собой геологически закономерное и достаточно распространенное явление. Обозначены щелочно-соляные ассоциации – пространственно-временные сочетания щелочных и соляных объектов; выделены их тектонические типы, для каждого из которых охарактеризованы эталонные объекты и дан глобальный обзор их разновозрастных аналогов. *Результаты и обсуждение.* Совокупность данных позволила оценить глубоко погребенные в субстрате более древние (чем магмы) соленосные комплексы как возможный важный и активный участник онтогенеза щелочных комплексов, дать положительную оценку геологическим аспектам модели “гало-контаминации магм” и соляно-магматических взаимодействий, сформулировать основные геолого-генетические положения модели. В *заключительной части* сделан акцент на обсуждении собственно генетических аспектов модели с оценкой вероятной роли и значимости различных галофильных компонентов в формировании щелочных магм и их особенностей. С этой целью рассмотрены черты подобия в пространственном и количественном распространении галофильных и фойдафильных компонентов в соляных и щелочных породах; обсуждена вероятная роль различных галофильных компонентов в формировании щелочной специализации магм, в возникновении богатого набора необычных особенностей щелочных пород – вещественных, структурных, морфологических и др.; оценена вероятность участия во взаимодействии с горячей магмой несоляных парагенных членов галофильного сообщества (доломитов, ангидритов, углеродистых отложений, рудных компонентов). Выполнен сравнительный анализ базовых положений рассматриваемой модели с другими моделями щелочного петрогенеза. Оценены достоинства модели и ее прогнозные возможности. Ряд положений выдвигается автором впервые и требует дополнительного обсуждения.

**Ключевые слова:** природные соли, щелочной магматизм, магматическая ассимиляция, соляная тектоника, щелочно-соляная ассоциация, аллохтонные соляные покровы, инъекции, контаминация

### Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации и Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 10-05-00555-а, 12-05-00513-Д-с, 16-15-20048-Д-с, 19-15-00038-Д)

## On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 3. Genetic aspects of the model of salt-alkaline interactions

Galina A. Belenitskaya

Russian Geological Research Institute (VSEGEI), 74 Srednii av., St. Petersburg 199106, Russia, e-mail: gab\_2212@mail.ru

Received 11.06.2020, accepted 09.11.2020

*Research subject.* An analysis of regional and global geological material characterizing the spatio-temporal relationships between alkaline magmatic and saline complexes allowed the author to propose and justify a new geological-genetic mo-

**Для цитирования:** Беленицкая Г.А. (2021) Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 3. Генетические аспекты модели соляно-щелочных взаимодействий. *Литосфера*, 21(2), 172-197. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-172-197

**For citation:** Belenitskaya G.A. (2021) On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 3. Genetic aspects of the model of salt-alkaline interactions. *Litosfera*, 21(2), 172-197. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-172-197

© Г.А. Беленицкая, 2021

del of alkaline magmatism. This model considers saline complexes, located along the paths of the upward movement of deep magmas, as additional sources of alkaline and volatile components. *Materials and methods.* Three articles are devoted to the discussion and justification of this model. Two articles were devoted to geological aspects of the problem. The prerequisites and signs of the participation of ancient saline complexes in alkaline magmatism were characterized. It was shown that the presence of saline rocks in the deep zones of the earth's crust along the paths of the upward movement of deep magma flows is a geologically natural and common phenomenon. Natural alkaline-salt associations (spatio-temporal combinations of alkaline and salt objects) were indicated; their tectonic types were distinguished. A global overview of their different-age analogues (neo- and paleogeodynamic) was given. *Results and discussion.* The collected data made it possible to evaluate older (than magmas) salt-bearing complexes (deeply buried in the substrate) as a possible important and active participant in the ontogenesis of alkaline complexes, to give a positive assessment of the geological aspects of the "magma halocontamination" model and salt-magmatic interactions; to formulate the main geological-genetic provisions of this model. *Conclusion.* This article focuses on the discussion of the genetic aspects of the proposed model with an assessment of the probable role and significance of various halophilic components in the formation of alkaline magmas and their features. For this purpose, the similarity features in the spatial and quantitative distribution of halophilic and foydaphilic components in salt and alkaline rocks are considered; the probable role of various halophilic components in the formation of alkaline specialization of magmas, in the emergence of a rich set of unusual features of alkaline rocks (material, structural, morphological, etc.) is discussed. The probability of participation of the complex of paragenetic (non-salt) members of the halophilic community (dolomites, anhydrites, black shales and associated ore components) in the interaction with hot magma is estimated. A comparative analysis of some basic provisions of the model under consideration with other geological-genetic models of alkaline petrogenesis is performed. The advantages of this model and its predictive capabilities are evaluated. A number of ideas have been proposed by the author for the first time, thus requiring further elucidation.

**Keywords:** *natural salts, alkaline magmatism, magmatic assimilation, salt tectonics, alkaline-salt association, allochthonous salt covers, injection, contamination*

#### Funding information

The work was supported by the Ministry of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation and the Russian Foundation for Basic Research (projects 07-05-00907-a, 10-05-00555-a, 12-05-00513-D-c, 16-15-20048-D-c, 19-15-00038-D)

#### Acknowledgements

I thank my colleagues from VSEGEI E.A. Landu, I.A. Natorkhina, N.N. Sobolev, S.P. Shokalsky, L.N. Sharpenok, who made a number of valuable comments, as well as O.G. Safonov for advice on experimental research. I thank the referee, whose valuable comments were taken into account by the author.

## ВВЕДЕНИЕ

*Проблема генезиса щелочных пород – одна из труднейших в современной петрологии.*  
(Щелочные породы, 1976, с. 5)

Приведенные в предшествующих работах (Беленицкая, 2018, 2019, 2020) итоги целенаправленного анализа регионального и глобального геологического материала, характеризующего пространственно-временные соотношения между щелочными магматическими и соленосными комплексами, показали, что нахождение в глубоких зонах земной коры на путях восходящего движения потоков глубинных магм соленосных (часто карбонатно-сульфатно-соляных) комплексов представляет собой геологически закономерное и достаточно распространенное явление. Участки пересечения магматических колонн с такими комплексами благоприятны для возникновения внутрикоровых промежуточных камер – очагов активных взаимодействий горячих алюмосиликатных магм с макро- и микрокомпонентами соленосных комплексов. Это послужило основанием для оценки такого взаимодействия как способствующего генерации *in situ* (в объемах формирующихся камер) щелочных

магм, а вокруг них и над ними – ареалов щелочных метасоматитов и гидротермалитов. Главными участниками взаимодействий выступают при этом восходящие магматические (или флюидно-магматические) массы и глубоко погребенные в субстрате относительно более древние, чем магмы, соленосные породы, а результирующими членами – магмы, контаминированные компонентами соленосных толщ и приобретающие щелочную (фойдафильную) специализацию.

Оценка более древних соленосных комплексов как возможных участников онтогенеза щелочных комплексов делает особенно важным уточнение условий распространения солей на путях восходящего движения глубинных магм, т.е. характера соленосности корово-чехольного субстрата во время их движения. Подчеркнем, частично повторяясь, некоторые основные особенности распространения и морфологии соляных тел в недрах Земли, раскрытые в работах (Беленицкая, 2017, 2018, 2019).

Взаимодействие солей с восходящими глубинными магмами и их участие в магматических процессах наиболее вероятно в трех типах геотектонических обстановок: покровно-складчатом, объединяющем разные части разновозрастных склад-

чатых областей, рифтогенном и в режиме активизированных пассивных окраин. Выделенные и охарактеризованные ранее (Беленицкая, 2019) эталонные соляно-щелочные объекты каждого из этих трех тектонических типов могут служить геологическими (тектонико- и литолого-петрологическими) моделями строения основных типов структурно-литологических ситуаций осуществления соляно-магматических взаимодействий. Относительно докембрийских солей имеются веские основания полагать, что их исходные масштабы были сопоставимы с фанерозойскими, а их сохранение вероятно в том числе и в разрезах метаморфических и складчато-метаморфических комплексов, включая щиты. Глубины распространения солей могут быть весьма значительными. Возможно, дискретно они охватывают земную кору на полную мощность. Наряду с солями, погребенными в составе осадочных толщ до глубин более 8–10 км, вероятны варианты тектонического затаскивания солей и на более значительные глубины.

В качестве иллюстраций здесь приведем итоговые обобщающие мелкомасштабные модели, отражающие пространственно-временные соотношения щелочных комплексов с погребенными древними и молодыми соленосными телами в разных тектоно-седиментационных и палеогеодинамических обстановках (рис. 1), а также ряд дополнительных иллюстраций, демонстрирующих характерные типы установленных сочетаний соленосных и щелочных комплексов в конкретных регионах (рис. 2–6).

Положительная оценка *геологических аспектов* модели “галоконтамации магм” показала желательность более тщательного анализа ее *генетических аспектов*. **Цель** данной статьи – осветить более детально особенности соляно-магматических взаимодействий как основы формирования щелочных магм и сопутствующих образований. Ее главные **задачи** следующие. 1. Детализировать *черты подобия распространения наборов галофильных и фойдафильных компонентов* в соляных и щелочных породах. 2. Конкретизировать вероятную роль различных галофильных компонентов в формировании многочисленных необычных геохимических и других особенностей щелочных пород – вещественных, структурных, морфологических и др. 3. Оценить вероятность участия во взаимодействии с горячей магмой комплекса *парагенных членов галофильного сообщества*, включая как минералы соляных пород, так и парагенные солям породы и толщи доломитов, ангидритов, углеродистых отложений и др. 4. Привлечь *экспериментальные данные*. 5. Дать *сравнительный обзор* ряда базовых положений различных *геолого-генетических моделей* щелочного петрогенеза с целью определить некоторые черты их подобия и относительные преимущества каждой из них.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

### О подобии наборов галофильных и фойдафильных компонентов в соленосных и щелочных породах

Как уже подчеркивалось, важнейшей предпосылкой для обсуждения вопроса об участии компонентов солей в щелочном магматизме мы считаем сходство наборов специфических компонентов состава соленосных и щелочных комплексов. Останемся на некоторых деталях этого вопроса.

Минеральные сообщества, образующие **галофильные породы**, охарактеризованы во многих публикациях. В табл. 1 приведены содержания основных галофильных компонентов в главных породообразующих минералах соленосных пород. Наиболее распространенный минерал солей – галит NaCl (39.3% Na, 60.7% Cl) – слагает каменную соль (галитит) – породу высоко-(ультра-)натриевую, на 80–90% и более состоящую из галита, нередко почти мономинеральную. Частым спутником каменной соли, однако количественно и пространственно более ограниченным и локализованным, являются калийные (точнее, калиево-магниево-магниево) хлоридные и менее распространенные сульфатные соли. Главные хлоридные калийные минералы – сильвин KCl (52.5% K, 47.5% Cl) и карналлит KCl·MgCl<sub>2</sub>·6H<sub>2</sub>O (14% K, 39% Cl). Высоко- и ультракалиевые породы, представляющие собой промышленные руды, содержат KCl до 30–35% (реже до 40–50%). Наиболее распространенными парагенными минералами (и породами) каменной и калийной солей выступают ангидриты и доломиты. Для большинства минералов соленосных пород характерна высокая растворимость.

Неизменными попутчиками соляных масс в разрезах являются высококонцентрированные рассолы. Установлены они и в тех частях разрезов континентальной земной коры, где соленосные породы ныне пока не известны. Типичный состав некоторых таких рассолов приведен в табл. 2. Соленосные формации и сопутствующие им рассолы содержат глобального масштаба концентрации Na, K, Cl, а также Mg, Ca, SO<sub>4</sub>, CO<sub>3</sub> и широкий спектр микрокомпонентов (Rb, Br, B, Cs, Sr, F и др.). Для части из них характерна склонность переходить в летучее состояние.

В **щелочных породах** наборы обогащающих их специфических фойдафильных макро- и микрокомпонентов неоднократно обсуждались в работах петрологов (Главнейшие провинции..., 1974; Восточно-Африканская..., 1974; Щелочные породы, 1976; Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; Лазаренков, 1988; Хомяков, 1990; Богатилов и др., 1991; Бородин, 1994; Холоднов, Бушляков, 2002; Пеков, 2006; Семенов, 2007; Aiuppa et al., 2009; и

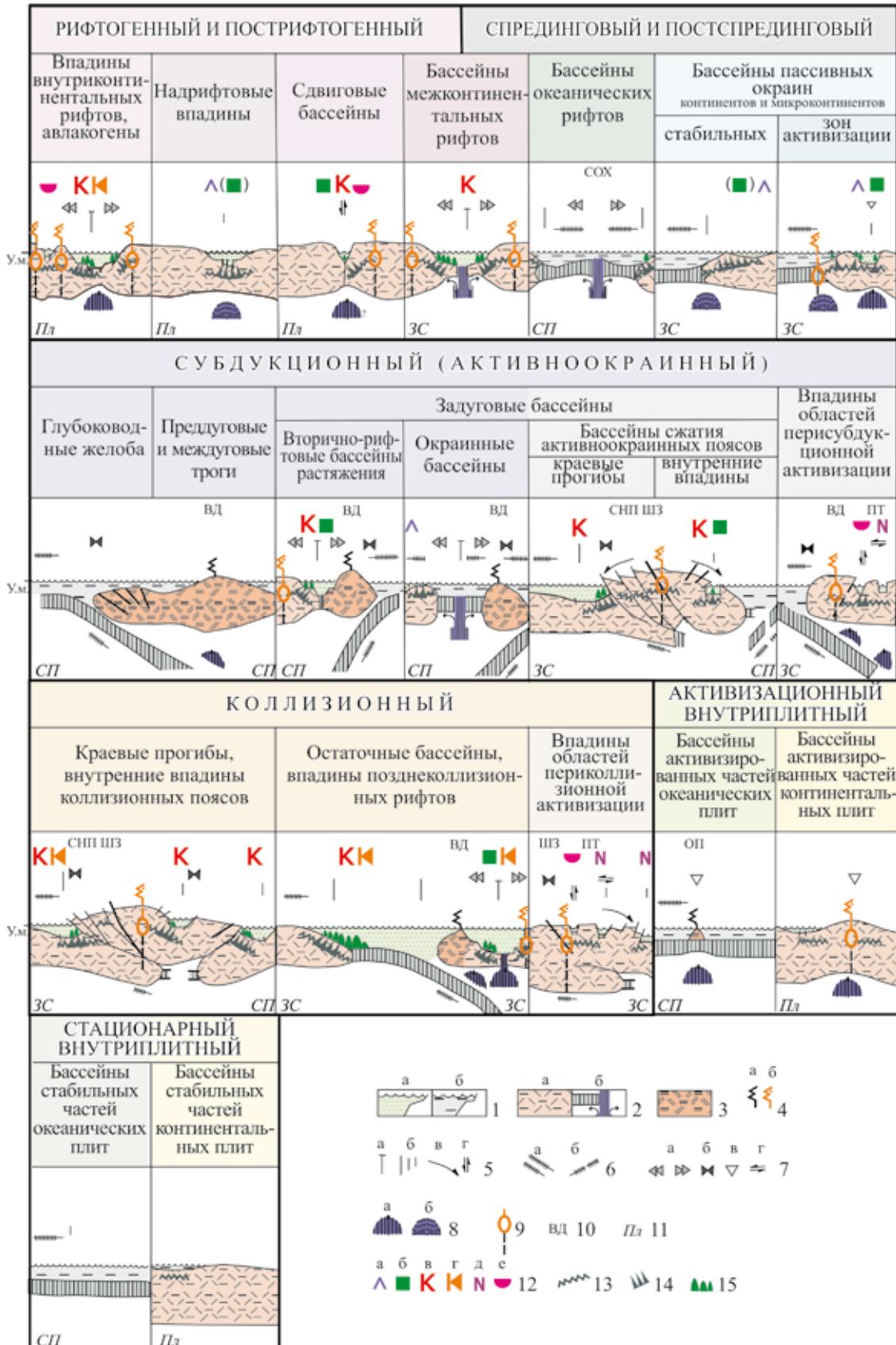
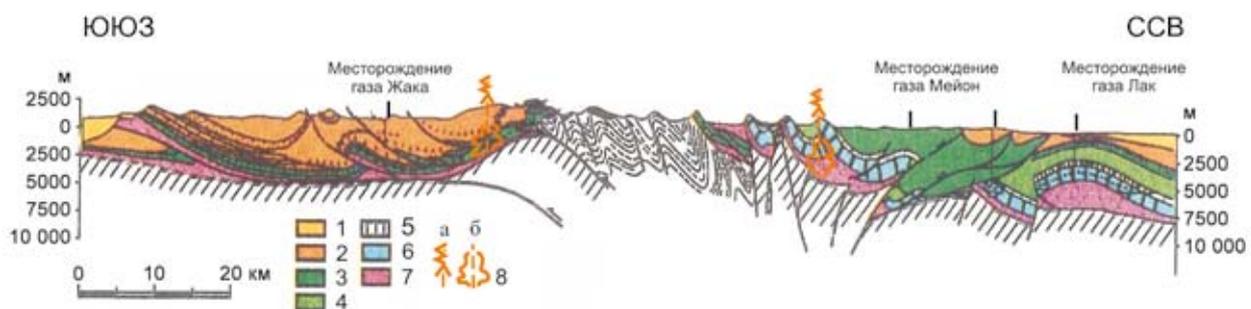


Рис. 1. Литолого-тектонические модели соляно-щелочных ассоциаций разных геодинамических типов, по (Беленицкая, 1998, 2020).

1 – бассейны субаквальной седиментации: а – с характерным осадконакоплением, б – без осадконакопления; 2 – тип литосферы: а – континентальная и субконтинентальная, б – океаническая, субокеаническая и оси спрединга; 3 – комплексы вулканических дуг и внутриокеанических вулканогенных поднятий; 4 – вулканизм: а – активный, б – высокой щелочности; 5 – синседиментационные тектонические смещения: а – раздвиг с прогибанием, б – прогибание разной интенсивности, в – надвиг, г – сдвиг, сдвига-раздвиг; 6 – направление движения плит (а), зарождающаяся зона субдукции (б); 7 – напряжения: а – растяжение и деструкция, б – сжатие, в – активизация с рассеянной деструкцией и (или) сжатием, г – диффузные напряжения зон “торошения” (сдвиг, сжатие, реже растяжение); 8 – области подъема аномальной мантии и подкорового магмообразования (а), то же, в фазе остывания и сжатия (б); 9 – внутрикоровые очаги щелочного магмообразования, связанного взаимодействием с погребенными солями; 10 – зоны относительных поднятий, разделяющие бассейны осадконакопления: ВД – вулканическая дуга, СНП – складчато-надвиговый пояс, ШЗ – шовная зона, ПТ – пояс “торошения”, ОП – локальное внутриокеаническое поднятие, СОХ – срединно-океанический хребет; 11 – геолого-структурная позиция соляно-щелочной ассоциации (преобладающий тип): ПЛ – внутренние части молодых и древних платформ, ЗС – зоны сочленения платформ и складчатых поясов, СП – складчатые пояса; 12 – геохимические типы соленосных осадочных бассейнов (в скобках – ограниченного распространения): а – сульфатно-кальциевый; б – хлоридно-натриевый (галитовый); в – хлоридно-калиевый; г – сульфатно-калиевый; д – пестрого состава, часто сульфатно-натриевый; е – пестрого состава, часто карбонатно-натриевый (содовый); 13 – погребенные соленосные комплексы в субстрате; 14 – то же, интенсивно осложненные соляной тектоникой или ортотектоникой; 15 – соляно-тектонические осложнения формирующихся (молодых) соленосных бассейнов.

**Fig. 1.** Lithological-tectonic models of salt-alkaline associations of different geodynamic types, by (Belenitskaya, 1998, 2020).

1 – sedimentary basins with subaqual deposition: а – salt deposition is typical, б – salt deposition is not typical; 2 – type of Earth’s crust (including the sedimentary cover): а – continental and subcontinental, б – oceanic, suboceanic and spreading axis; 3 – complexes of volcanic arcs and intra-oceanic uplifts; 4 – active volcanism (а), the same, possibly increased alkalinity (б); 5 – synsedimentation tectonic displacements: а – expansion with deflection, б – deflection of different intensity, в – thrust, г – shear, shear-spreading; 6 – the direction of movement of plates (а), originated subduction zones (б); 7 – tectonic stresses: а – stretching, destruction, б – compression, в – activation with diffuse destruction and (or) compression, г – diffuse stresses of the zones of “hummocking” (shear, compression, less stretching); 8 – areas of rise of the anomalous mantle and subcrustal magma formation (а), the same, in the cooling and compression phase (б); 9 – intracrust intermediate foci of alkaline magma which was formed due to interaction with buried salts; 10 – zones of relative uplifts separating sedimentation basins: ВД – volcanic arc, СНП – fold-thrust belt, ШЗ – seam zone, ПТ – hummock belt, ОП – local intraoceanic uplift, СОХ – mid-ocean ridge; 11 – geological-structural position of salt-alkaline associations (prevailing type): ПЛ – internal parts of young and ancient platforms, ЗС – zones of connection of platforms and folded belts, СП – folded belts; 12 – geochemical types of halogen complexes (in parentheses – limited development): а – sulphate-calcium, б – chloride-sodium (halite), в – chloride-potassium, г – sulfate-potassium, д – sulphate-sodium, е – carbonate-sodium (soda); 13 – salt complexes buried in the substrate; 14 – the same, intensely complicated by salt-tectonics and orthotectonics; 15 – salt-tectonic complications of forming (young) salt complexes.

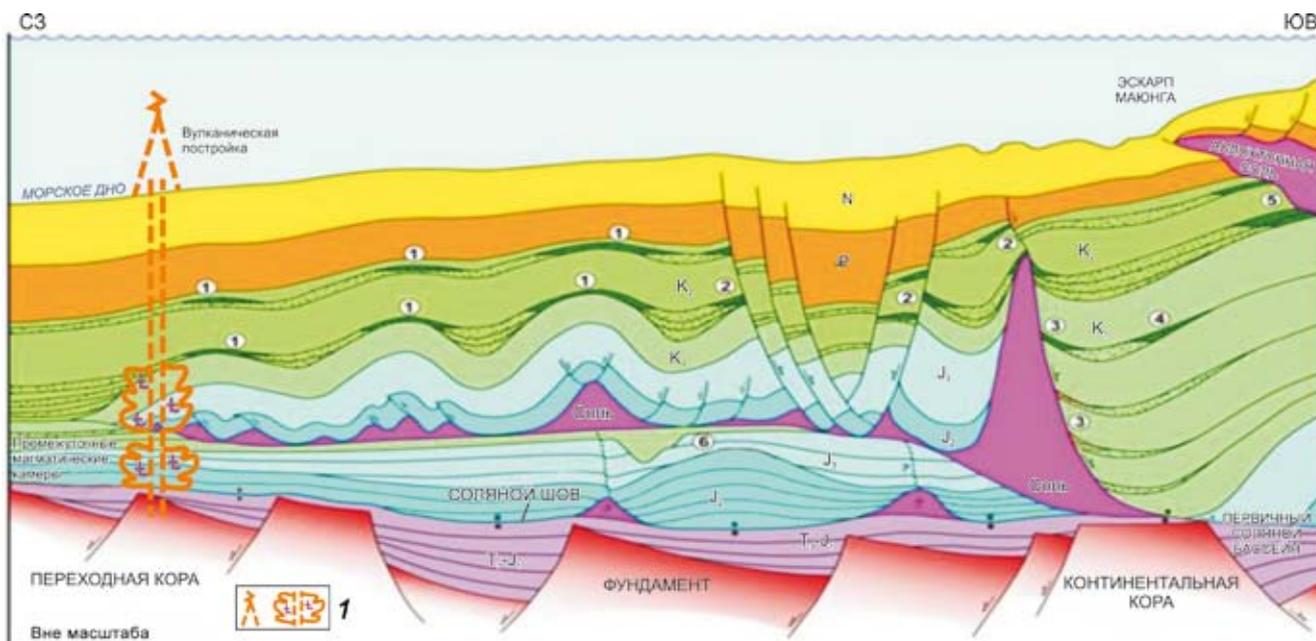


**Рис. 2.** Положение щелочных магматических комплексов и их соотношение с погребенными верхнетриасовыми и эоцен-миоценовыми соленосными отложениями в пределах Пиренейского складчато-надвигового пояса, по (Ziegler et al., 1996) с добавлениями (Беленицкая, 2020).

1–7 – отложения: 1 – эоцен-миоценовые (соленосные, локально калиеносные), 2 – палеогеновые (в верхней части локально соленосные), 3 – верхнемеловые, 4 – апт-альбские, 5 – барремские, 6 – юрские, 7 – верхнетриасовые калиеносные соли; 8 – щелочные магматические калиевые комплексы (ориентировочные проекции на профиль): а – вулканические постройки, б – промежуточные камеры на уровнях погребенных соленосных отложений.

**Fig. 2.** The position of alkaline magmatic complexes and their relationship with buried Upper Triassic and Eocene-Miocene saliferous deposits within the Iberian fold-thrust belt, according to (Ziegler et al., 1996) with additions by (Belenitskaya, 1998, 2020).

1–7 – sediments: 1 – Eocene-Miocene (saline, locally potassium-bearing), 2 – Paleogene (in the upper part locally saline), 3 – Upper Cretaceous, 4 – Aptian-Albian, 5 – Barremian, 6 – Jurassic, 7 – Upper Triassic potassium salts; 8 – alkaline magmatic potassium complexes (approximate projections on the profile): а – volcanic structures, б – intermediate chambers at the levels of buried saline deposits.



**Рис. 3.** Поперечный профиль через щелочно-соляную провинцию Марондова (пассивная окраина Мадагаскарского микроконтинента), по (Moore, 2010; Беленицкая, 2020).

Цифры в кружках – типы ловушек углеводородов, связанных с миграцией солей и аллохтонными покровами: 1, 6 – структурные, 2 – присбросовые, 3 – прислоненные (придиапировые), 4 – стратиграфического выклинивания, 5 – подпокрывные (подаллохтонные).

I – ориентировочное положение щелочного магматического комплекса (вулканическая постройка и промежуточная камера) на уровне триасовых–нижнемеловых соленосных отложений.

**Fig. 3.** Transverse profile of the alkaline-salt province of Marondov (passive margin of the Madagascar microcontinent), by (Moore, 2010; Belenitskaya, 2020).

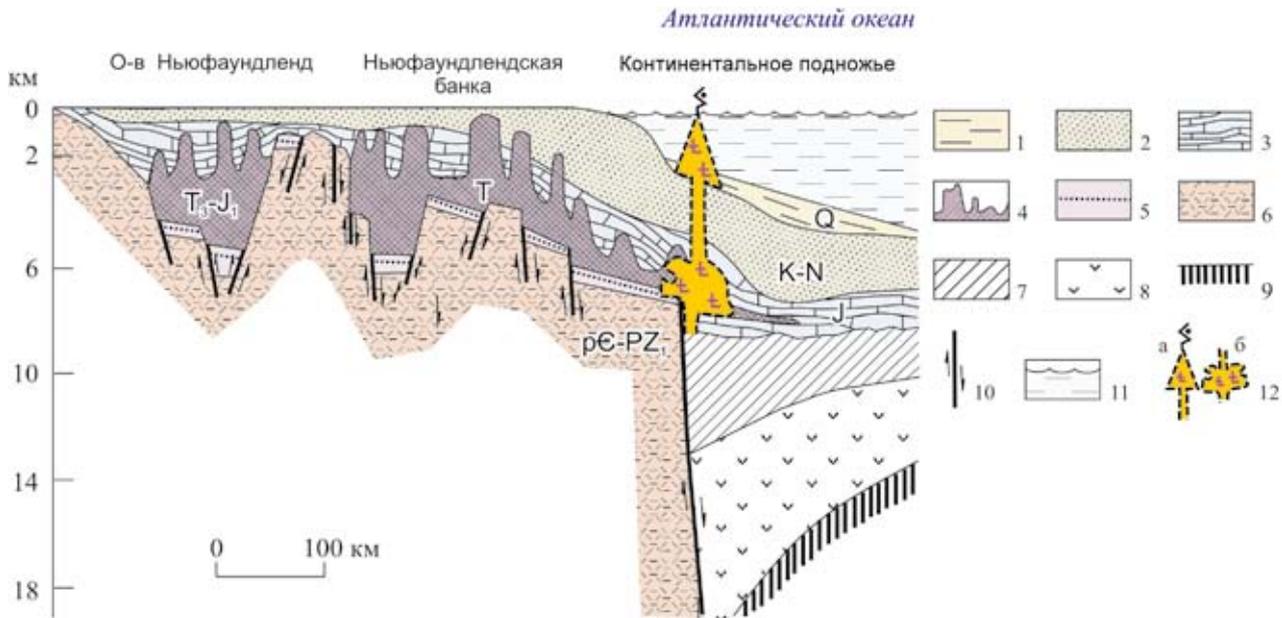
The numbers in the circles represent the types of hydrocarbon traps associated with the migration of salts and allochthonous covers: 1, 6 – structural, 2 – sub-thrust, 3 – propped (neardiapir), 4 – stratigraphic wedging, 5 – subsurface (suballochthonous).

I – approximate position of an alkaline igneous complex (volcanic structure and intermediate chamber) at the level of Triassic–Lower Cretaceous saline deposits.

мн. др.). Эти наборы включают в себя щелочные металлы, галоиды и летучие (Na, K, Cl, Rb, Br, Cs, S, F, CO<sub>2</sub> и др.). Их содержания, по оценкам разных исследователей, широко варьируют. Характерные величины (для пород с повышенным содержанием) приведены в табл. 3, составленной на основании обобщения опубликованных работ. По данным (Соловьев, 1970), в нефелиновых сиенитах и их эффузивных аналогах общее количество щелочей колеблется в пределах 12–15%, в некоторых типах щелочных габроидов и базальтоидов возрастет до 17–20%. В большинстве разновидностей Na существенно преобладает над K, а в калиевых – соотношения обратные. По данным М.К. Пильтенко (1964), средневзвешенное содержание щелочей в щелочных породах составляет 13.6%, в том числе Na<sub>2</sub>O – 9.36, K<sub>2</sub>O – 4.21%, т.е. окиси натрия в щелочных породах в 2.2 раза больше, чем K<sub>2</sub>O. В табл. 4 перечислены наиболее типичные минералы щелочных пород, чаще всего обогащенные фойдафильными макро- и микрокомпонентами. Боль-

шинство из них относится к числу петрогенных или аксессуарных минералов, определяющих существенные макро- и микроотличия щелочных пород от магматических пород нормальных рядов. Основное количество щелочных металлов концентрируется в фельдшпатоидах, прежде всего в нефелине и лейците, а также в щелочных темноцветных минералах (эгирине, щелочных амфиболах). Существенная их часть находится также в специфических минералах щелочных пород, одновременно обогащенных (порой весьма значительно) другими фойдафильными компонентами, прежде всего хлором, сульфатными и карбонатными анионами (содалите, нозеане, гаюине, канкрините, эвдиалите и др.).

**Сопоставление** наборов основных галофильных и фойдафильных компонентов, специфических для двух столь различных групп пород, обнаруживает их несомненное сходство (табл. 5). Иначе говоря, макро- и микроспециализация сравниваемых пород – галофильная или соляная (в тер-



**Рис. 4.** Субширотный профиль через Приатлантическую (Присевероамериканскую) пассивноокраинную солянокупольную провинцию и соляно-щелочной пояс, по опубликованным материалам из работы (Беленицкая, 2020).

1–5 – отложения: 1 – четвертичные пелагические и гемипелагические (Q), 2 – мел-неогеновые (K-N), 3 – юрские карбонатные и терригенные (J), 4 – верхнетриасово-нижнеюрские соленосные ( $T_3-J_1$ ), 5 – триасовые терригенные (T); 6 – докембрийско-нижнепалеозойские складчато-метаморфические и изверженные комплексы (pC-PZ<sub>1</sub>); 7, 8 – кора океанического типа, переходный (7) и “базальтовый” (8) слои; 9 – верхняя мантия; 10 – тектонические нарушения и направления перемещения отдельных блоков; 11 – воды Атлантического океана; 12 – щелочные комплексы (ориентировочная проекция на профиль); а – вулканические постройки, б – промежуточные магматические камеры на уровнях соленосных отложений.

**Fig. 4.** The sub-latitude model profile through the Atlantic (North American) passive margin salt-dome province and salt-alkaline belt. A generalization of published materials from the work (Belenitskaya, 2020).

1–5 – deposits: 1 – Quaternary pelagic and hemipelagic (Q), 2 – Cretaceous-Neogene (K-N), 3 – Jurassic carbonate and terrigenous (J), 4 – Upper Triassic-Lower Jurassic salt ( $T_3-J_1$ ), 5 – Triassic terrigenous (T); 6 – Precambrian-Lower Paleozoic fold-metamorphic and igneous complexes (pC-PZ<sub>1</sub>); 7, 8 – oceanic crust, transitional (7) and “basalt” (8) layers; 9 – upper mantle; 10 – tectonic disturbances and directions of movement of individual blocks; 11 – the waters of the Atlantic Ocean; 12 – alkaline complexes (approximate projection on the profile); a – volcanic buildings, б – intermediate magmatic chambers at the levels of salt deposits.

минах соляной геологии) либо фойдафильная или щелочная (в терминах петрологии) – во многом близки (порой почти тождественны). Порой разница лишь терминологическая, и представляется возможным и удобным выделять общий набор *галофильно-фойдафильных компонентов*. Именно такое сходство послужило для автора главным основанием для совместного анализа рассматриваемых породных комплексов. Заслуживает внимания также сходство сообществ более крупного ранга (формационно-породного): соляно-карбонатных и щелочно-карбонатитовых парагенезов, к рассмотрению которых мы обратимся ниже.

Теперь попытаемся оценить роль и значимость отдельных компонентов и микрокомпонентов галофильно-фойдафильного набора и разные аспекты их влияния на специфические черты щелочного магматизма.

### О роли компонентов солей в щелочном магматизме

**Щелочные металлы Na и K.** Общепринято, что “специфической чертой щелочных пород является гораздо большее содержание щелочных натровых и калий-натровых металлов” (Главнейшие провинции..., 1974, с. 346). Как отмечалось, их общее количество при значительных колебаниях, как правило, превышает 10–12%, достигая 15–20% (см. табл. 3). В большинстве из них  $Na_2O$  существенно преобладает над  $K_2O$ . Потенциальные возможности соляных толщ (часто почти мономинеральных галититовых пород) в качестве масштабного источника **натрия** несомненны. Количество Na в 1 м<sup>3</sup> каменной соли (около 0.8 т) в несколько раз превышает его прирост в щелочных породах (порядка 0.1–0.2 т/м<sup>3</sup>) по отношению к содержанию в базальтах. Соответственно, резерв натрия в соляных телах, да-



**Рис. 5.** Схематическая карта соотношения распространения и характера залегания триасовых и мессинских солей и щелочных магматических комплексов в Итальянской соляно-щелочной провинции, по (Беленицкая, 2019, 2020).

1 – площади установленного распространения соленосных отложений на мессинском уровне; 2 – площади относительно сплошного распространения триасовых соленосных отложений субпластового автохтонного и соляноTECTONического типов; 3 – площади дискретного распространения инъекционно-TECTONических и реликтовых триасовых соляных тел преимущественно ортоTECTONического типа: а – в покровно-складчатых орогенных областях, б – погребенных под осадочным покровом; 4 – области перекрытий мессинскими солями комплексов, содержащих триасовые соли разных кинематических типов; 5 – границы распространения мессинских соленосных отложений ( $N_1^3$ ): а – общие контуры, б – контуры областей с установленной калиеносностью; 6 – границы распространения триасовых соленосных отложений; 7 – то же для солей, залегающих глубже миоценовых (перекрытых миоценовыми солями); 8 – вулканические постройки: а – активные, б – неактивные; 9 – типы вулканизма: а – щелочной калиево-натриевого, б – толеитовый, в – известково-щелочной; 10, 11 – зоны субдукции: 10 – активные, 11 – реликтовые; 12 – надвиги: а – установленные, б – предполагаемые; 13 – внешние границы альпийских покровов: а – установленные, б – предполагаемые; 14 – суша; 15 – акватории; 16 – линии геологических профилей (см. (Беленицкая, 2019, рис. 1)).

матических типов; 5 – границы распространения мессинских соленосных отложений ( $N_1^3$ ): а – общие контуры, б – контуры областей с установленной калиеносностью; 6 – границы распространения триасовых соленосных отложений; 7 – то же для солей, залегающих глубже миоценовых (перекрытых миоценовыми солями); 8 – вулканические постройки: а – активные, б – неактивные; 9 – типы вулканизма: а – щелочной калиево-натриевого, б – толеитовый, в – известково-щелочной; 10, 11 – зоны субдукции: 10 – активные, 11 – реликтовые; 12 – надвиги: а – установленные, б – предполагаемые; 13 – внешние границы альпийских покровов: а – установленные, б – предполагаемые; 14 – суша; 15 – акватории; 16 – линии геологических профилей (см. (Беленицкая, 2019, рис. 1)).

**Fig. 5.** Schematic map of the distribution patterns of Triassic and Messinian salts and alkaline igneous complexes in the Italian salt-alkaline province, by (Belenitskaya, 2019, 2020).

1 – the area of the distribution of Messinian salt deposits; 2 – the areas with respect to continuous distribution of Triassic salt bodies of autochthonous subplastic and salt-tectonic types; 3 – the areas of discrete distribution of injection-tectonic and relict bodies of Triassic salts of predominantly orthotectonic type: а – in cover-folded orogenic areas, б – buried beneath a sedimentary cover; 4 – overlap areas of Messinian salts of complexes containing Triassic salts of different kinematic types; 5 – the boundaries of the distribution of Messinian salt sediments ( $N_1^3$ ): а – general contours, б – boundaries of regions with established potassium salts; 6 – boundaries of the distribution of Triassic salt-bearing deposits; 7 – the same, for salts lying deeper than the Miocene salt; 8 – volcanic structures: а – active, б – inactive; 9 – types of volcanism: а – alkaline potassium-sodium, б – tholeiitic, в – calc-alkaline; 10, 11 – subduction zones: 10 – active, 11 – relic; 12 – thrusts: а – fixed, б – assumed; 13 – outer boundaries of alpine covers: а – fixed, б – assumed; 14 – land; 15 – water areas; 16 – lines of geological profiles (Belenitskaya, 2019, Fig. 1).

же в случае сравнительно ограниченных их мощностей, может обеспечить его источник для объемов щелочных пород, значительно превышающих объемы ассимилированных солей. Близкий вывод может быть сделан и в отношении калия в случае присутствия калийных солей на местах проявления щелочного магматизма. Количество калия в  $1 \text{ м}^3$  калиеносных солей в среднем составляет 10–20%, т. е. около 0.1–0.2 т, что также превышает наблюдаемый удельный прирост калия в щелочных калиевых комплексах, “обеспечивая” калийную специализацию их значительных объемов.

Важно, что по отношению к магматическим расплавам соли представляют собой внешние “независимые” локализованные источники натрия и калия, при этом источники высококонцентрированные, находящиеся в составе высокорстворимых преимущественно хлоридных соединений, способных и склонных к ионному распаду и активному взаимодействию с компонентами расплавов и флюидов. Все это создает предпосылки для образования высоконатриевых и/или калиевых магм и кри-

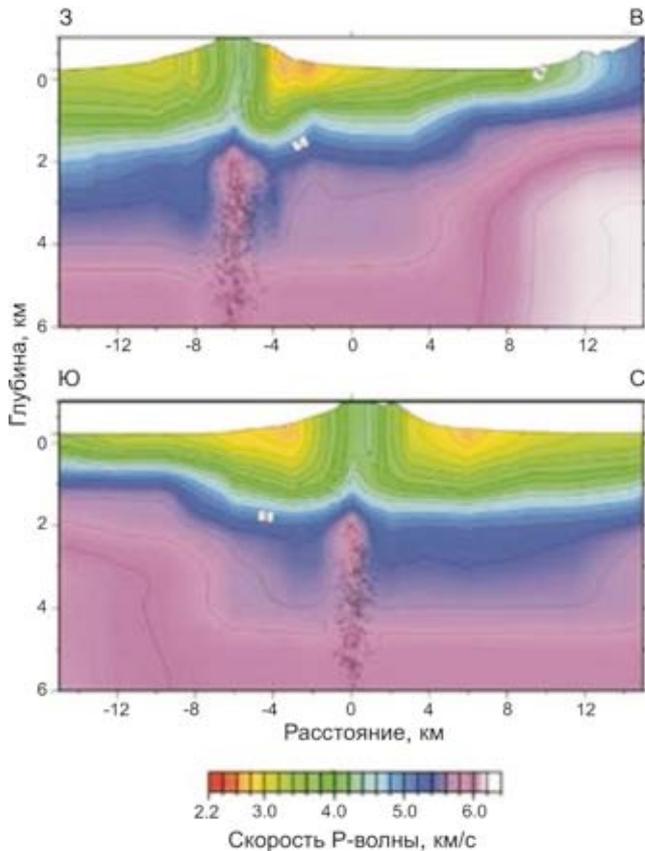


Рис. 6. Томографический разрез вулкана Везувий, по (Пучков, 2005).

Fig. 6. Tomographic section of Vesuvius, by (Puchkov, 2005).

сталлизации минеральных парагенезов повышенной щелочности (вплоть до ультращелочных). Итогом является обилие натровых и калиевых соединений, широкий спектр их силикатных и мафических минеральных видов как породообразующих (в том числе нефелина и лейцитита), так и аксессуарных, включая многочисленные “экзотические”.

Следует подчеркнуть, что А.П. Хомяков (1990, 2004, 2007), отмечая важную роль высоких концентраций натрия в возникновении ультращелочных агпаитовых минеральных ассоциаций, особое значение придавал не только вещественным, но и “инициативным” аспектам их воздействия на кристаллизующиеся щелочные комплексы. “Инициативную” роль высоких концентраций натрия в возникновении многих агпаитовых и ультраагпаитовых комплексов этот исследователь подчеркивал неоднократно. Эта роль, по его данным, обязана чрезвычайно высокой щелочной активности натрия, которая способствует проявлению другими катионами амфотерных свойств, что в большой мере благоприятствует образованию множества новых минеральных видов, в том числе экзотических.

В этом же А.П. Хомяков видит и рудогенерирующую роль натрия – в высвобождении “из катионных связей” (“из плена”) Ti, Zr, Nb, TR и других элементов и их накоплении уже в виде анионных компонентов в богатых натрием соединениях.

Избыток щелочных металлов, особенно в сочетании с высокой концентрацией летучих, способствует, кроме того, ранней кристаллизации щелочных лейкократовых минералов, опережающей образование меланократовых минералов, что нарушает последовательность минералообразования, обычную для других типов магматических пород (при которой выделение лейкократовых минералов замыкает процессы кристаллизации) (Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; и др.). Такая “нарушенная” последовательность кристаллизации особенно характерна для наиболее богатых щелочами агпаитовых разновидностей. Нефелин и лейцит в них выделяются на ранних стадиях кристаллизации, заметно раньше темноцветных минералов, что определяет высокую степень их идиоморфизма и влияет на возникновение необычных ассоциаций аксессуарных минералов.

Помимо огромной массы щелочных металлов, участвующих в собственно щелочном магматизме, гигантскими цифрами (сотнями кг на 1 м<sup>3</sup> пород) оценивается их масса, перемещаемая (и фиксируемая) в сопровождающих щелочной магматизм процессах щелочного натриевого и калиевого метасоматоза. А это тоже может свидетельствовать в пользу участия и в этих процессах сомасштабных количеств солей и рассолов.

Избирательное участие в щелочном магматизме солей того или иного *геохимического типа* – “чисто” натриевых (галититовых) или высококалиевых (калийных) – может способствовать формированию соответствующих типов (натриевых или калиевых) щелочных магматических и гидротермально-метасоматических комплексов, а также возникновению различий в сопутствующих им комплексах примесных микроэлементов. Подтверждением реальности влияния геохимического типа ассимилированных солей на специализацию магм, помимо упоминавшейся частой пространственной близости калийных разновидностей соляных толщ и щелочных магм, могут служить и другие косвенные показатели, в частности определенное сходство пространственных соотношений между калийными и натриевыми разновидностями соляных пород и щелочных комплексов. Например, обычное как для тел калийных солей, так и для калийных щелочных комплексов их относительно локальное распространение среди более масштабных тел галититовых солей и натриевых щелочных комплексов; некоторое сходство вертикального распределения калия и натрия в соляных и щелочных породах с тенденцией локализации калийных разновидностей в верхних частях их тел; и др.

**Таблица 1.** Содержание галофильных компонентов, потенциальных участников щелочного магматизма, в основных породообразующих минералах галогенных пород<sup>1</sup>, %

**Table 1.** Content of halophilic components, potential participants in alkaline magmatism, in the main rock-forming minerals of halogen rocks<sup>1</sup>, %

Группа	Минерал <sup>2</sup>	Формула	Содержание основных галофильных компонентов <sup>3</sup>
Хлориды	<b>Галит</b>	NaCl	Na – 39.3, Cl – 60.7
	<i>Сильвин</i>	KCl	K – 52.5, Cl – 47.5, (Rb)
	<i>Карналлит</i>	KCl·MgCl <sub>2</sub> ·6H <sub>2</sub> O	K – 14, Mg – 9, Cl – 39, (Rb)
	<i>Бишофит</i>	MgCl <sub>2</sub> ·6H <sub>2</sub> O	Mg – 12, Cl – 35, (Br)
	<i>Тахгидрит</i>	CaCl <sub>2</sub> ·2MgCl <sub>2</sub> ·12H <sub>2</sub> O	Ca – 8, Mg – 9, Cl – 41
Сульфаты	<b>Ангидрит</b>	CaSO <sub>4</sub>	CaO – 41.2, SO <sub>3</sub> – 58.8
	<b>Гипс</b>	CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O	CaO – 32.5, SO <sub>3</sub> – 46.6
Карбонаты	<i>Трона</i>	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·NaHCO <sub>3</sub> ·2H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub> – 30, Na <sub>2</sub> O – 31
	<i>Натрон (сода)</i>	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·10H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub> – 15.4, Na <sub>2</sub> O – 21.6
	<b>Кальцит</b>	CaCO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub> – 44, CaO – 56
	<b>Доломит</b>	CaMgCO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub> – 48, CaO – 30, MgO – 22
	<b>Магнезит</b>	MgCO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub> – 52, MgO – 48

Примечание. <sup>1</sup>По (Систематика и классификация..., 1998). <sup>2</sup>Полужирным прямым шрифтом выделены наиболее распространенные породообразующие минералы галогенных пород, курсивом – локальные породообразующие минералы; подчеркнуты основные парагенные минералы. <sup>3</sup>Содержания компонентов – по (Бетехтин, 1956; Семенов, 2007); в скобках – примесь.

Note. <sup>1</sup>According to (Systematics and classification..., 1998). <sup>2</sup>The most common rock-forming minerals of halogen rocks are highlighted in bold; the local rock-forming minerals are shown in bold italics; the main paragenic minerals are emphasized. <sup>3</sup>Content of components given according to (Betekhtin, 1956; Semenov, 2007); in parentheses is an admixture.

**Таблица 2.** Химический состав рассолов Восточно-Сибирского соленосного бассейна<sup>1</sup>, по данным (Основы гидрогеологии..., 1982; Анциферов, 1989; Рифовые..., 2015)

**Table 2.** The chemical composition of the brines of the East Siberian salt basin<sup>1</sup>, according to (Osnovy gidrogeologii..., 1982; Antsiferov, 1989; Reef..., 2015)

№ п.п.	Ион	C <sub>1-2</sub> <sup>2</sup>		C <sub>1,m-an</sub> <sup>2</sup>		R-V <sup>2</sup>		Среднее АЛ + НБ <sup>3</sup>
		АЛ <sup>3</sup>	НБ <sup>3</sup>	АЛ <sup>3</sup>	НБ <sup>3</sup>	АЛ <sup>3</sup>	НБ <sup>3</sup>	
		г/л						
1	ΣМ	250/626 <sup>1</sup>	380/630	393/600	397/550	356/457	359/380	330
2	Na	50/90	43/126	44/70	42.3/164	36.5/82.0	36.9/125	40.2
3	<b>K</b>	<b>5.8/26.0</b>	<b>10.0/19.5</b>	<b>14.3/30.0</b>	<b>16.6/23.0</b>	<b>6.5/21.0</b>	<b>8.3/22.4</b>	<b>8.58</b>
4	Ca	30/183	80/167	44/161	80/145	75/114	75/150	63.6
5	<b>Mg</b>	<b>4/42</b>	<b>12/42</b>	<b>3/14</b>	<b>13/18</b>	<b>12/31</b>	<b>10/64</b>	<b>7.95</b>
6	Cl	150/405	240/406	227/376	246/325	225/238	227/302	201
7	SO <sub>4</sub>	1.5/6	1.4/4.4	0.9/3	0.5/0.6	0.2/1.0	0.2/0.9	1.60
8	HCO <sub>3</sub>	0.3/4	0.4/3.8	0.4/1.2	0.4/1.3	0.3/5.0	0.3/12.2	0.48
9	<b>Br</b>	<b>1.9/9.0</b>	<b>3.5/11.0</b>	<b>5.6/12.0</b>	<b>5.8/9.3</b>	<b>5.2/7.2</b>	<b>5.6/8.0</b>	<b>4.42</b>
10	<b>Sr</b>	<b>3.9/8.0</b>	<b>5.5/5.5</b>	<b>4.4/8.0</b>	<b>2.2/3.4</b>	<b>2.9/6.3</b>	<b>2.9/5.0</b>	<b>2.58</b>
		мг/л						
11	<b>J</b>	5.4/8.0	<b>17.0/50.0</b>	5.0/8.0	<b>12.0/25.0</b>	6.0/8.0	<b>29.0/255</b>	<b>4.0</b>
12	<b>Li</b>	<b>24.0/500</b>	–	–	–	–	<b>28.0/71.0</b>	<b>24.0</b>
13	<b>Rb</b>	<b>15/30</b>	<b>99</b>	<b>17/64</b>	<b>10/23</b>	<b>8/25</b>	<b>9/25</b>	<b>5.0</b>
14	Cs	0.06	–	–	–	<b>0.88/2.2</b>	<b>0.46/0.81</b>	0.06
15	<b>B</b>	<b>124/364,</b>	<b>76/306</b>	<b>67/159</b>	<b>128/266</b>	<b>52/278</b>	<b>83/282</b>	36.0
16	Fe <sup>II</sup>	220	–	–	–	801/1750	380/1174	220
17	<b>Mn</b>	<b>92/165</b>	<b>274/380</b>	–	–	<b>195/460</b>	<b>171/286</b>	<b>300</b>
18	NH <sub>4</sub>	197/760	238/340	414/1244	659/1860	322/1042	287/810	–

Примечание. <sup>1</sup>В числителе – средние значения, в знаменателе – максимальные. Полужирным шрифтом выделены компоненты рассолов, находящиеся в промышленных концентрациях. Прочерк – отсутствие данных. <sup>2</sup>C<sub>1-2</sub> – соленосная формация, C<sub>1,m-an</sub> – нижний комплекс соленосной формации, R-V – подсолевой комплекс. <sup>3</sup>АЛ – Ангаро-Ленская ступень, НБ – Непско-Ботуобинская антеклиза.

Note. <sup>1</sup>In the numerator are average values, in the denominator are maximum values. The components of brines in industrial concentrations are highlighted in bold. Dash means lack of data. <sup>2</sup>C<sub>1-2</sub> – salt formation, C<sub>1,m-an</sub> – lower complex of the salt formation, R-V – subsalt complex. <sup>3</sup>AL – Angara-Lena stage, NB – Nepa-Botuobinsk antecline.

**Таблица 3.** Характерное содержание основных фойдафильных компонентов в щелочных породах\*, %**Table 3.** The characteristic content of the main foydafilnyh components in alkaline rocks\*, %

Основные фойдафильные компоненты	Содержание
Na <sub>2</sub> O	7–14
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	11–17 (до 20)
K <sub>2</sub> O	5–12 (3)
Cl	0.05–1.50 (до 2.2–5.6)
CO <sub>3</sub>	2.5–8.1
SO <sub>4</sub>	0.1–0.33 (локально до 3.0)
Rb	0.01–0.07

\*Обобщение по данным (Соловьев, 1970; Восточно-Африканская..., 1974; Бородин, 1974; Щелочные породы, 1976; Когарко, 1977; Лазаренков, 1988; Хомяков, 1990; Богатиков и др., 1991; Пеков, 2006; Семенов, 2007; Aiuppa et al., 2009; и др.).

\*Generalization according to (Solov'ev, 1970; East African..., 1974; Borodin, 1974; Alkaline rocks, 1976; Kogarko, 1977; Lazarenkov, 1988; Khomyakov, 1990; Bogatikov et al., 1991; Pekov, 2006; Semenov, 2007; Aiuppa et al., 2009; and others).

**Хлор.** Высокий потенциал природных солей в качестве источника хлора столь же очевиден. Наряду с натрием это еще один главный макрокомпонент галофильных ассоциаций, большую часть которых можно назвать также и хлорофильными. При этом относительная количественная роль хлора в них даже более значима. Содержание хлора в солях (около 1 т в 1 м<sup>3</sup> соли) более чем на порядок превышает таковое в щелочных породах, где хлор присутствует в виде относительно небольшой, хотя значимой и весьма частой примеси (до 1.5%, порой до 2.2–5.6%, см. табл. 3). Обогащение щелочных комплексов хлором фиксируется его широким распространением в их породах. В щелочных комплексах выявлена примесь хлора во многих петрогенных и акцессорных алюмосиликатных минералах, как каличешских, так и мафических, порой достигающая порообразующих значений (табл. 6, 7). Хлор, в частности, входит в состав важных порообразующих минералов: содалита (до 4.9–7.3%), скаполита (до 3%), эвдиалита (до 0.7–1.6%), в меньшей мере – нозеана, гаюина, лазурита (Бетехтин, 1956; Соловьев, 1970; Пеков, 2006; Хомяков, 2007; Семенов, 2007; и др.). Присутствию примеси хлора обязаны многие новые и экзотические

**Таблица 4.** Минералы щелочных пород, обогащенные фойдафильными щелочными и летучими компонентами (их основные концентраторы)**Table 4.** Minerals of alkaline rocks, enriched in foidafilic alkaline and volatile components (their main concentrators)

Na (и K-Na) <sup>1</sup>	K <sup>1</sup>	Cl	CO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	F	Br
Нефелин	Лейцит	Содалит	Термонатрит	Канкринит	Виллиомит	Кальсилит
Анальцим	<b>Кальсилит</b>	Скаполит	Натрит	(вишневит)	Криолит	Микроклин
Натросилит	Микроклин	(мариолит)	Канкринит	Нозеан	Арфведсонит	Поллуцит
Натролит	<b>Чароит</b>	Лазурит	Натрон	Гаюин	Чароит	
Мелилит		Канкринит	Трона	Лазурит	Фтор-апатит	
Альбит		Эвдиалит		Дэвит		
Эгирин		Хлор-апатит				
Арфведсонит		Дэвит				
<b>Содалит</b>		Квадридэвит				
<b>Скаполит</b>		Алтисит				
(мариолит)		Делхейлит				
Эвдиалит						
<b>Натрит</b>						
<b>Термонатрит</b>						
<b>Канкринит</b>						
<b>Канкринит</b>						
(вишневит)						
<b>Нозеан</b>						
<b>Гаюин</b>						
<b>Лазурит</b>						
<b>Виллиомит</b>						
<b>Криолит</b>						

Примечание. <sup>1</sup>Обобщение по данным (Когарко, 1977; Хомяков, 1990; Пеков, 2006; Семенов, 2007; Геологический словарь, 2010–2012; и мн. др.). Полу жирным шрифтом выделены минералы, для которых характерно обогащение, помимо щелочных металлов, также летучими компонентами.

Note. <sup>1</sup>Generalization according to (Kogarko, 1977; Khomyakov, 1990; Pekov, 2006; Semenov, 2007; Geological Dictionary, 2010–2012; and many others ones). Boldface indicates minerals that are enriched in volatile components in addition to alkali metals.

**Таблица 5.** Сопоставление распространенности основных галофильно-фойдафильных компонентов в соленосных и щелочных породных ассоциациях

**Table 5.** The comparison of distribution of the main halophilic-foydaphilic components in saline and alkaline rock associations

Галофильно-фойдафильные компоненты	Распространенность в породных ассоциациях*	
	в соленосных	в щелочных магматических
Na	XX	XX
K	X	X
Cl	XX	+X
CO <sub>3</sub>	X	+X
SO <sub>4</sub>	X	+X
Rb	+(+)	+(+)

\*Распространенность компонентов: XX – широкое и значительное в основных породообразующих минералах, X – локальное значительное в основных и второстепенных породообразующих минералах или в парагенных комплексах, + примесь значимая, (+) примесь незначительная, неравномерная.

\*Distribution of components: XX – wide and significant in the main rock-forming minerals, X – local significant in the main and secondary rock-forming minerals or in paragenetic complexes, + significant impurity, (+) minor, non-uniform admixture.

минералы щелочных комплексов, открытые в последние десятилетия. Их количество постоянно растет. Важен и сам факт частого присутствия повышенных содержаний хлора в малохарактерных для этого магматических породах. Многие хлорсодержащие минералы известны только в щелочных комплексах. В еще большей мере эта особенность типична для сопутствующих щелочных метасоматических и гидротермальных образований.

Показательна частая согласованность появления в минералах и породах щелочных комплексов повышенных концентраций натрия и хлора – весьма значимый индикатор вероятной общности их источника.

Вместе с тем в контексте обсуждаемой проблемы – роли солей в качестве общего источника в щелочных породах и натрия и хлора – следует обратить внимание на тот факт, что, хотя содержания хлора в таких породах повышены, все же, как правило, они относительно небольшие (по сравнению с солями, где содержание хлора даже превышает содержание натрия). То есть в данном контексте можно говорить о своеобразном “недостатке прироста” в щелочных породах хлора относительно натрия. Одной из главных причин такого “недостатка” может быть известная очень высокая растворимость хлоридов большинства металлов, в том числе почти всех петрогенных (для Ca, Mg, Fe она значительно превышает даже растворимость хлоридов Na и K). Возникающий своеобразный “недостаток” осадителей ионов хлора в соляно-магматической си-

стеме служит серьезной предпосылкой для их накопления (и выноса) в составе флюидных фаз с образованием высококонцентрированных Na-Ca-Mg-Fe хлоридных рассолов, сопутствующих щелочному магматизму. Обладая высокой растворяющей активностью по отношению ко многим металлам, в том числе рудным, эти рассолы могут извлекать их как из алюмосиликатных расплавов, так и из рудоносных членов соленосных сообществ. Образующиеся металлоносные рассолы впоследствии участвуют в формировании обширных рудоносных гидротермально-метасоматических ареалов, связанных со щелочными комплексами.

В итоге хлор может способствовать дифференцированности флюидно-магматических систем двояко: благоприятствуя, с одной стороны, растворению и интенсивному выносу “хлорофильных” компонентов в составе отделяющихся высокоминерализованных хлоридных флюидов, а с другой – накоплению “хлорофобных” (или “магмафильных”, по (Маракушев и др., 1997)) компонентов в остаточных магматических породах. Такой своеобразный “хлоридный” тип дифференциации во многом может влиять на характер как минералообразования, так и сопряженного с ним рудогенеза с отдельным формированием хлорофильных и магмафильных рудных концентраций (Когарко, Рябчиков, 1978; Маракушев, Сук, 1996; Маракушев и др., 1997; Aïurra et al., 2009). В этом, по-видимому, заключается очень важная функция хлора в щелочном петро- и рудогенезе. Справедливость этих представлений достаточно уверенно подтверждают экспериментальные данные (они кратко обсуждаются ниже).

Таким образом, общим результатом взаимодействия алюмосиликатных расплавов с солевыми хлоридными системами является относительно устойчивое, но небольшое и неравномерное обогащение расплавов хлором с одновременным отделением основной его части в подвижную флюидную фазу, резко обогащенную хлоридными компонентами. В итоге в щелочных магматогенно-метасоматических системах хлор является хотя и количественно второстепенным, но весьма значимым минералообразователем и важным дополнительным инициатором фракционного разделения, влияя на многие специфические особенности и химического и минерального состава пород и на их рудоносность.

**Микрокомпоненты.** Ряд микрокомпонентов, типичных для соленосных комплексов (преимущественно редких щелочных металлов и галогенов – Rb, Cs, Li, Br и др.), могут служить источником обогащения ими магм и образования фойдафильных примесей в щелочных минералах и породах. Намечается, в частности, сходство наборов микрокомпонентов, характерных для калийных разновидностей солей и щелочных пород. В щелочно-

**Таблица 6.** Содержание галофильно-фойдафильных компонентов в основных породообразующих и второстепенных специфических минералах щелочных пород, %**Table 6.** The content of halophilic-foydaphilic components in the main rock-forming and secondary specific minerals of alkaline rocks, %

Основной щелочной металл	Минерал	Формула	Содержание
<b>Na</b>	Нефелин	<b>NaAlSiO<sub>4</sub></b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 17–24
	Анальцит	<b>NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>·H<sub>2</sub>O</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 14
	Натросилит	<b>Na<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 15
	Натролит	<b>Na<sub>2</sub>[Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>]·2H<sub>2</sub>O</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 16.3
	Мелилит	<b>NaCa<sub>3</sub>Al<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>14</sub></b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 5
	Альбит	<b>NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub></b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 12
	Эгирин	<b>NaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub></b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 10.4–13.4
	Арфведсонит	<b>Na<sub>3</sub>(Mg,Fe)<sub>4</sub>(Fe,Al)[Si<sub>4</sub>O<sub>11</sub>]<sub>2</sub>[OH,F]<sub>2</sub></b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 8–20
	Содалит	<b>Na<sub>4</sub>Al<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>Cl</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 22.5–26, <b>Cl</b> – 4.9–7.3
	Скаполит (мариолит)	<b>Na<sub>4</sub>(AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>)<sub>3</sub>Cl</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 14, <b>Cl</b> – 3
	Эвдиалит	<b>Na<sub>4</sub>Ca<sub>2</sub>ZrSi<sub>6</sub>O<sub>17</sub>[OH,Cl]<sub>2</sub></b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 12–17, <b>Cl</b> – 0.7–1.6
	Натрит	<b>Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub></b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 60, <b>CO<sub>2</sub></b> – 40
	Термонаит	<b>Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>·H<sub>2</sub>O</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 50, <b>CO<sub>2</sub></b> – 33
	Канкринит	<b>Na<sub>6</sub>Ca<sub>2</sub>(AlSiO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>·2H<sub>2</sub>O</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 16–19, <b>CO<sub>2</sub></b> – 7
	Канкринит (вишневит)	<b>Na<sub>8</sub>(AlSiO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>SO<sub>4</sub>·3H<sub>2</sub>O//</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 23, <b>SO<sub>3</sub></b> – 6
	Нозеан	<b>Na<sub>8</sub>(AlSiO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>SO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 23, <b>SO<sub>3</sub></b> – 8, <b>Cl</b> – 0.7
	Гаюин	<b>Na<sub>6</sub>Ca<sub>2</sub>(AlSiO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub></b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 16.6–22.5, <b>SO<sub>3</sub></b> – 11.8–14.2, <b>Cl</b> – 0.4
	Лазурит	<b>Na<sub>3</sub>Ca(AlSiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>SO<sub>4</sub></b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b> – 17, <b>SO<sub>3</sub></b> – 12, <b>Cl</b> – 0.25
Виллиомит	NaF	<b>Na</b> – 55, <b>F</b> – 45	
Криолит	<b>Na<sub>3</sub>AlF<sub>6</sub></b>	<b>Na</b> – 10?, <b>F</b> – 13	
<b>K</b>	Лейцит	<b>K[AlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>]</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b> – 21.5
	Кальсилит	<b>KAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub></b>	<b>K<sub>2</sub>O</b> – 30, ( <b>Rb</b> )
	Микроклин	<b>KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub></b>	<b>K<sub>2</sub>O</b> – 17, <b>Rb<sub>2</sub>O</b> – до 1.4, <b>Cs<sub>2</sub>O</b> – до 0.2
	Чароит	<b>K<sub>5</sub>Ca<sub>8</sub>(Si<sub>6</sub>O<sub>15</sub>)<sub>2</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)(Si<sub>4</sub>O<sub>9</sub>)(OH,F) nH<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b> – n, <b>F</b>

Примечание. Обобщение по данным (Бетехтин, 1956; Главнейшие провинции..., 1974; Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; Лазаренков, 1988; Хомяков, 1990; Семенов, 2007; Геологический словарь, 2010–2012; и др.). Полу жирным шрифтом выделены основные галофильно-фойдафильные компоненты данного минерала.

Note. Generalization according to (Betekhtin, 1956; Major provinces..., 1974; Kogarko, 1977; Kogarko, Ryabchikov, 1978; Lazarenkov, 1988; Khomyakov, 1990; Semenov, 2007; Geological Dictionary, 2010–2012; and other). The main halophilic-foydaphilic components of this mineral are highlighted in bold.

**Таблица 7.** Минералы щелочных пород, обогащенные, наряду с Na и K, летучими компонентами**Table 7.** Minerals of alkaline rocks, enriched along with Na and K, volatile components

Основной щелочной компонент	Cl	CO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	F	Br
Na	Содалит Скаполит (мариолит) Лазурит Канкринит Эвдиалит	Термонаит Канкринит Натрит	Канкринит (вишневит) Нозеан Гаюин Лазурит	Виллиомит Криолит Арфведсонит	–
K	Фенаксит Дэвит Квадридэвит Алтисит Делхейлит	–	Дэвит	Чароит	+

Примечание. Обобщение по данным (Бетехтин, 1956; Хомяков, 1990; Семенов, 2007; Геологический словарь, 2010–2012; и др.). Знак “+” означает наличие локально развитой значимой примеси. Прочерк – сведения о минералах отсутствуют.

Note. Generalization according to (Betekhtin, 1956; Khomyakov, 1990; Semenov, 2007; Geological Dictionary, 2010–2012; etc.). The sign “+” indicates the presence of a locally developed significant impurity. Dash – no data about minerals.

калиевых магматических комплексах отмечались повышенные содержания Rb, Cs, а в последние годы – также Br (Главнейшие провинции..., 1974; Aicurra et al., 2009), т.е. микрокомпонентов, типичных для калийных солей. Показательны данные, касающиеся рубидия. Его среднее содержание в щелочных породах 0.01–0.07% ( $\approx 686$  г/т), в сильвините  $(20-50) \times 10^{-4}\%$  (0.002–0.005%); в карналите  $200 \times 10^{-4}\%$  (0.002%). Содержание Rb в щелочных породах, как и в солях, положительно коррелирует с калием (Лазаренков, 1988). При этом важнейшими концентраторами рубидия и в калиевых щелочных породах, и в калийных солях являются минералы, типоморфные для этих пород: лейцит и псевдолейцит – в первых, сильвин и карналит – во вторых. Можно полагать, что за обогащение щелочных пород разными наборами микропримесей “отвечают” соли разных геохимических типов.

Итак, включение соляных масс в магматический процесс достаточно просто объясняет природу концентрированного источника натрия, калия, хлора и ряда галофильных микрокомпонентов. Обеспечивая их необходимый дополнительный резерв в щелочных комплексах, они могут также влиять на их геохимический тип, характер микропримесей и некоторые специфические структурно-вещественные показатели.

**Летучие.** К группе летучих компонентов в большинстве публикаций обычно относят, помимо уже рассмотренного хлора, CO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub>, F, H<sub>2</sub>S, H<sub>2</sub>O и др. В соленосных толщах концентраторами и мощными источниками всего спектра этих компонентов являются, как отмечалось, парагенные солям минералы и породы, прежде всего сульфатные и карбонатные. В разных количествах они присутствуют в собственно соляных телах, но образуют и самостоятельные парагенные солям породные комплексы, в том числе весьма мощные.

Важная и разнообразная роль летучих в щелочном магматизме широко обсуждалась в литературе (Когарко, Рябчиков, 1978; Карбонатиты, 1969; Геологический словарь, 2010–2012; и мн. др.). Высока их роль как инициаторов процессов, однако и “донорские” функции весьма значимы. Летучие обеспечивают обогащенность щелочных пород, наряду с хлором, сульфат- и карбонат-ионами, проявляясь в широком распространении многих минералов, содержащих эти анионы (см. табл. 6, 7). Содалитовые, гаюиновые, нозеановые, канкринитовые породы образуют в щелочных массивах значительные блоки (Главнейшие провинции..., 1974; Хомяков, 1990, 2004, 2007; Семенов, 2007; и др.). Весьма богаты, в частности, сульфатами щелочные комплексы Ловозера, Лос, Верхнерейнского массива и др. Показательно обнаружение в некоторых щелочных массивах широкого распространения минералов группы содовых (натрит, термонатрит и др.). Их чрезвычайно высокое количество установлено

в щелочных комплексах Хибинско-Ловозерском и Илимаусак. Особое внимание привлекают знаменитые содовые лавы молодого вулкана Олдоинья-Ленгаи (рис. 7), где концентрации содовых карбонатов максимально высоки. Здесь же выявлены высокие содержания Na, K, Cl, SO<sub>3</sub>. В составе лавы в 2008 г. определены, %: Na<sub>2</sub>O – 32.22, CO<sub>2</sub> – 31.55, CaO – 14.2, K<sub>2</sub>O – 8.38, SO<sub>3</sub> – 3.72–3.40 (<http://tadviser.ru/index.php>). Характерна пространственная ассоциация этого вулкана с современными высококонцентрированными содовыми озерами (Магади, Натрон и др.), а также (тех и других) с ареалами распространения в субстрате триасово-юрских соленосных отложений (см. (Беленицкая, 2020)).

Обилие летучих компонентов в щелочных комплексах влияет и на некоторые их характерные структурно-текстурные, морфологические и пространственные показатели. Максимально они выражены в агпаитовых и пегматоидных разновидностях, для которых весьма специфичны.

Подытожим **наиболее значимые проявления и признаки** влияния галофильных компонентов на различные особенности состава, строения и морфологии щелочных комплексов, которые могут быть вероятным отражением участия этих компонентов в магматизме:

- специфические черты минерального состава щелочных пород, сопоставимые с комплексом характерных особенностей компонентов и микрокомпонентов галофильного сообщества;

- структурно-текстурные показатели, в том числе “агпаитовые” проявления, “ответственность” за которые может быть связана с повышенными содержаниями щелочных металлов и летучих “галофильной” природы;

- гетерогенность и дискретность разномасштабных вещественных и структурно-текстурных показателей, их частая контрастная изменчивость – вероятные следствия неравномерности проявления процессов контаминации магмы соленосными отложениями (в результате вариаций как состава их ассимилированных блоков, так и их размера внутри общих камер);

- относительная согласованность появления большинства перечисленных аномальных макро- и микропоказателей и их сочетаний – вероятное отражение их возникновения под воздействием одних и тех же агентов;

- широкое распространение в щелочных магматических и сопутствующих метасоматических образованиях пегматоидных структур и собственно пегматитовых тел – одно из важных общих следствий высоких содержаний летучих;

- обширные ореолы щелочных метасоматитов и гидротермалитов с высокими содержаниями галофильно-фойдафильных компонентов, максимально развивающихся во фронтальных зонах восходящих флюидных потоков;



**Рис. 7.** “Содовая” магматическая гора Олдоинья-Ленгаи ([http://tadviser.ru/index.php\\_Ol\\_Doinyo\\_Lengai](http://tadviser.ru/index.php_Ol_Doinyo_Lengai)).

**Fig.7.** “Soda” magmatic Mountain Oldoinya Lengai ([http://tadviser.ru/index.php\\_Ol\\_Doinyo\\_Lengai](http://tadviser.ru/index.php_Ol_Doinyo_Lengai)).

– повышенная интенсивность дифференциации в соляно-магматических системах (Петрографический кодекс..., 2009; Лазаренков, 1988) как следствие сочетания различных ее типов, в том числе обязанных высокой концентрации галофильных компонентов;

– значительное ускорение восходящего движения магмы, сопровождающееся, в частности, активизацией вулканизма взрывного типа, – еще одно возможное следствие резкого обогащения магм летучими.

Таким образом, высокие содержания галофильных компонентов и микрокомпонентов (и особенно их сочетаний), заимствованных из соленосных комплексов и парагенных им пород, могут проявляться как в особенностях состава щелочных комплексов, так и в их структурно-текстурных и морфологических особенностях и пространственных взаимоотношениях. Вместе они могут определять широкий спектр специфических особенностей щелочных магматических и сопряженных с ними метасоматических пород и составлять их разнообразную “фойдафильную” специализацию.

#### **Рудогенная роль компонентов солей**

В широком спектре процессов рудогенеза, связанного с магматогенно-метасоматическими и ме-

таморфическими образованиями, многие исследователи отводят значимую роль солям и особенно рассолам (Пильтенко, 1964; Сердюченко, 1972; Павлов, 1975; Мазуров и др., 2007; Гришина и др., 2014; и др.). Большое внимание этим вопросам уделял Д.П. Сердюченко (1972; и др.). Он, в частности, считал, что многие нижнедокембрийские отложения первоначально обладали как высокой соленосностью, так и значительной рудоносностью и в ходе последующих метаморфо-метасоматических процессов служили одновременно источниками и “агентов-минерализаторов” и рудных элементов.

В рудогенезе, сопутствующем щелочному магматизму, значимая роль нередко отводится повышенным содержаниям летучих веществ, а порой и щелочных металлов (Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; Маракушев и др., 1997; и др.). Однако с соленосностью субстрата их повышенные содержания, как правило, не связываются.

Среди рудных компонентов, характерных для щелочных комплексов, по типу взаимосвязей с теми или иными элементами флюидно-магматических систем, намечаются, как указывалось, две группы – хлорофильная и маग्мафильная (Маракушев и др., 1997). В ходе процессов щелочного рудогенеза хлор и натрий являются двумя очень важными факторами, по-разному влияющими на рудный потенциал щелочных комплексов. С хлором связано об-

разование концентрированных хлоридных рассолов, обладающих высокой извлекающей способностью по отношению ко многим металлам, что благоприятствует обогащению ими флюидных фаз, а в дальнейшем – накоплению в их производных рудоносных гидротермально-метасоматических образований, что определяет их высокую “хлорофильную” рудоносность. Одновременно в остаточных магмах накапливаются магнезиальные (“хлорофобные”) компоненты, формирующие магматогенные рудные концентрации. Щелочные металлы, обогащающие магмы, нередко также рассматриваются как один из факторов, в большой мере способствующий значительному остаточному накоплению в магмах Zr, Hf, Nb, Ta и других компонентов, наиболее характерных для агпайтовых и ультраагпайтовых комплексов (Хомяков, 2004, 2007).

Среди источников рудных компонентов для щелочных комплексов и связанных с ними гидротермально-метасоматических образований предполагается два основных: один (чаще) – глубинные алюмосиликатные расплавы (мантийные магмы), другой (реже) – рудоносные члены осадочных комплексов во взаимодействии с магмой.

В случае участия в процессах щелочного магматизма соленосных парагенезов, обладающих значимой и разнообразной рудоносностью своих членов (рис. 8) (Беленицкая, 1998), они могут выступать в качестве дополнительных источников целого ряда рудных компонентов, т. е. служить активными агентами рудонакопления.

#### Участие в магматизме пород, парагенных солям

Еще одной важной стороной обсуждаемой модели галоконтаминации глубинных магм является вовлечение в ассимиляционные процессы не только соляных тел, но также и парагенных солям толщ, по составу близких примесным минералам соляных пород, но гораздо более масштабных. В наибольшей мере это касается ангидритовых, карбонатных (прежде всего – доломитовых), высокоуглеродистых комплексов (см. рис. 8). Их парагенезис с солями весьма устойчив, так что совместное участие во взаимодействии с магмой вполне закономерно. В качестве источника летучих их роль уже частично отмечалась выше.

**Ангидриты** – одни из самых частых и масштабных спутников хлоридных солей (см. рис. 8, табл. 1). Потенциальные возможности ангидритов в качестве источника разных форм серы (сульфатной, сульфидной, самородной) достаточно очевидны и освещены во многих работах, например в (Рифогенные..., 1990; Рифовые..., 2015; и др.). Важно, что эти же формы серы весьма часто также обогащают щелочные и сопутствующие им породы и руды.

При рассмотрении процессов взаимодействия ангидритов с магмой следует иметь в виду вероятность их участия в этих процессах отдельно от каменной соли. Уже в автохтонных галогенных комплексах соли и ангидриты хотя и сопряжены пространственно, но при этом достаточно дифференцированы (см. рис. 8). В ходе же кинематической эволюции происходит еще более значительное их разделение: соль первая “уходит” с мест первоначального нахождения, а ангидрит дольше остается *in situ*, сохраняясь, в частности, как в покровно-складчатых комплексах орогенов, так и в глубоко погруженных толщах фундамента платформ. В таких обстановках зачастую более вероятно участие во взаимодействии с глубинными магмами именно ангидритов. Например, это касается ангидритов, глубоко погребенных в нижнедокембрийских толщах палеорифтовых структур, для которых весьма вероятно их участие в формировании медно-никелевых руд типа Норильских и Печенгских. В этих и подобных случаях сера ангидритов может расходоваться на обогащение сульфатами и сульфидами как самих магматических пород, так и связанных с ними руд.

**Доломиты и известняки.** Столь же масштабны другие обычные спутники солей – осадочные карбонаты, особенно доломиты<sup>1</sup>. Участие карбонатов в щелочном магматизме является ключевым положением известной модели Р. А. Дели и С. Ж. Шенда, согласно которой осадочные карбонаты рассматриваются в качестве главного источника углекислоты и основной причины десиликации магм<sup>2</sup>. Несмотря на неоднократно высказывавшиеся серьезные возражения, основные положения этой модели применительно к щелочному петрогенезу остаются актуальными и отстаиваются рядом современных исследователей. Наиболее вероятна и значима роль компонентов осадочных карбонатов в образовании карбонатитов – верхнего звена восходящих щелочно-карбонатитовых магматогенно-метасоматических систем.

**Породы с повышенной углеродистостью, часто рудоносные.** Высокоуглеродистые породы – еще один член галофильных макросообществ (Беленицкая, 1998; Рифовые..., 2015; и др.). В щелочном магматизме эти породы могут служить важным источником как углеродистого вещества, примесь которого характерна для многих щелочных

<sup>1</sup> В работах (Карбонатиты, 1969; и др.) отмечалось, что присутствие карбонатов установлено в 107 районах развития щелочных пород из 155 (общего числа изученных).

<sup>2</sup> Можно полагать, что бедность щелочных магм SiO<sub>2</sub> (их “десиликация”) в разных случаях может быть обусловлена и другими причинами, в том числе наследованием (преемственностью) от исходных мантйных магм, бедных SiO<sub>2</sub>, а также выносом SiO<sub>2</sub> высокоактивными флюидами.

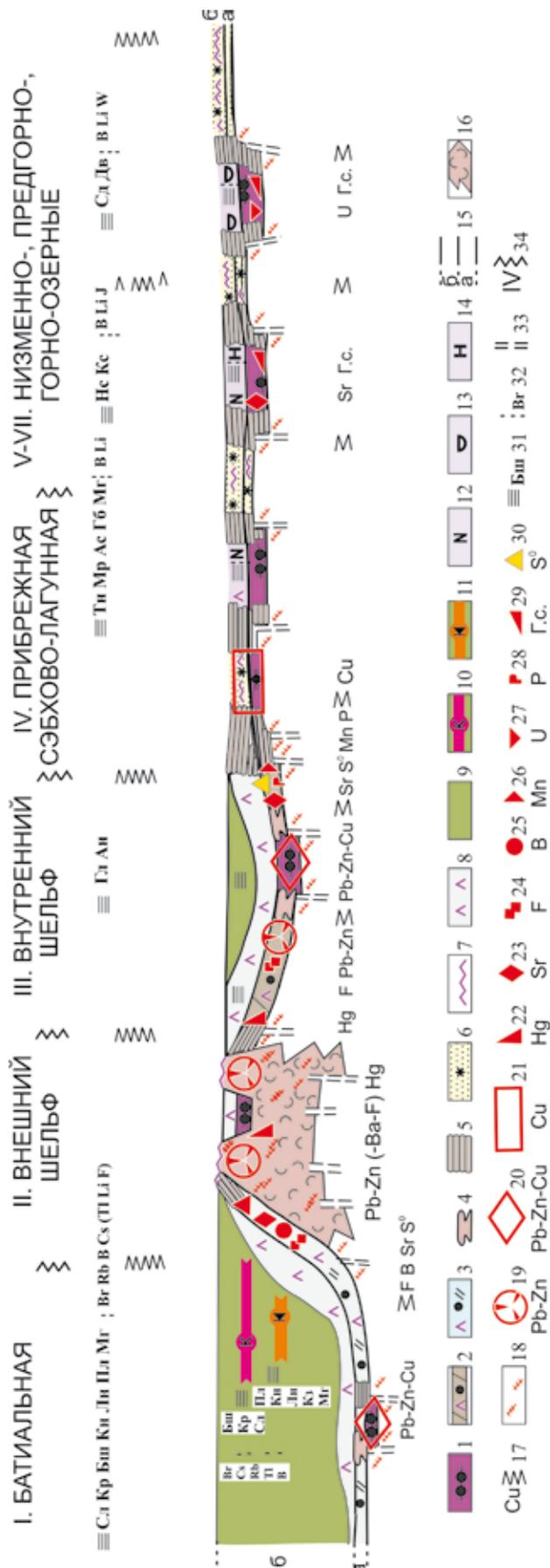


Рис. 8. Рудно-фациальная модель рифогенно-углеродисто-галогенной ассоциации, по (Беленицкая, 1998).

1-6 – рудноносные парагенерации подгалогенного горизонта; 7 – перрывно-корковые образования; 8-14 – парагенерации галогенного горизонта; 15 – биохемогенный (а) и соленосный (б) горизонт; 16 – рифогенный комплекс в субстрате; 17 – зональность распределения полезных компонентов; 18 – диагенетическая металлоносность в субстрате; 19-30 – полезные компоненты в различных парагенерациях биохемогенного горизонта; 31-32 – фосфаты, 29 – металлоносные черные (до горячих) сланцы, 30 – сера самородная; 31, 32 – полезные компоненты в различных парагенерациях соленосного горизонта; 31 – минеральные макрокомпоненты солей (Бш – бишофит, Кр – карналлит, Пл – полигалит, Кн – кизерит, Кз – кизерит, Мг – магнетит, Гл – галит, Ан – ангидрит, Тн – тенардит, Мр – мирабилит, Гб – глауберит, Ас – астраханит, Сд – минералы содовой группы, Дв – давсонит, Нс – натровые нитраты, Кс – то же, калиевые); 32 – малые и микроэлементы солей (в скобках – редкие); 33 – зоны нарушений; 34 – ландшафтные обстановки.

Fig. 8. Ore-facies model of rifogenic-carbon-halogen association, by (Belenitskaya, 1998).

1-6 – ore-bearing paragenervations of a subhalogen bio-chemogenic horizon; 7 – dolomite with increased carbon and sulfate content, 3 – dolomite-anhydrite with increased carbon content, 4 – primitive bioherm, 5 – stratum-stromatolite, 6 – red-colored with increased carbon sulfate and salinity; 7 – interruption-crust formations; 8-14 – paragenervations of the halogen horizon: 8 – calcium sulfate, 9 – halite, 10 – potassium chloride, 11 – potassium sulfate, 12 – sodium sulfate, 13 – soda, 14 – nitrate; 15 – biochemogenic (a) and saline (b) horizons; 16 – rifogenic complex in the substrate; 17 – zoning of the distribution of useful components; 18 – diagenetic metal content in the substrate; 19-30 – useful components in various paragenervations of the biochemical horizon: 19 – Pb-Zn in carbonates, 20 – Cu-Pb-Zn in high-carbon (“copper shales”), 21 – Cu in red-colored (“copper sandstones”), 22 – cinnabar, 23 – celestine, sometimes barite, 24 – fluorite, sometimes sellaite, 25 – borates, 26 – manganese ores, 27 – uranium, 28 – phosphates, 29 – metal-bearing black (to combustible) shales, 30 – native sulfur; 31, 32 – useful components in various paragenervations of the saliferous horizon: 31 – mineral macro-components of salts (Bsh – bischofite, Кр – carnallite, Пл – polygalite, Кн – kizerite, Кз – kizerite, Мг – magnesite, Гл – halite, Ан – anhydrite, Тн – tenardite, Мр – mirabilite, Гб – glauberite, Ас – astrahanite, Сд – minerals of the soda group, Дв – davsonite, Нс – sodium nitrates, Кс – the same, potassium), 32 – small and trace minerals of salts (rare in parentheses); 33 – zones of violations; 34 – landscape setting.

пород (определяя их битуминозность, графитоносность) так и целого ряда металлов. Кроме того, вероятно участие углеродистого вещества в процессах взаимодействия с сульфатами (в процессах высокотемпературной сульфатредукции) с образованием углекислоты и сероводорода.

Важными макрочленами многих последовательностей, характерных для нижнедокембрийских разрезов, являются также фосфатоносные отложения и железистые кварциты (Сердюченко, 1972; и др.). В галофильные парагенезы фанерозоя они обычно не входят, но являются членами макропарагенезов докембрия.

### **О роли морфологии, состава и строения соленосных тел на участках внедрения магмы**

Особенности морфологии, состава и строения соленосных комплексов могут оказывать значимое влияние на морфологию промежуточных камер, на состав контаминированных магм, на состав и строение результирующих магматических тел, а также сопутствующих гидротермально-метасоматических образований. Действительно, иногда наблюдаются некоторые черты подобия особенностей морфологии, размеров и расположения щелочных массивов аналогичным показателям соленосных тел. Чаще всего это проявляется в отношении наиболее распространенных и морфологически “выразительных” диапировых и некоторых субпластовых форм. Такого рода сходство щелочных комплексов с участниками взаимодействий со стороны соляного сообщества способно служить источником дополнительной информации о вероятных ориентировочных формах промежуточных камер, их масштабах и общих ареалах взаимодействий.

Для разных тектонических обстановок былого нахождения солей можно предполагать различные пространственно-морфологические и вещественные показатели итоговых магматических тел. Так, для пассивноокраинного типа, смещенного в абиссальную зону, более вероятно участие во взаимодействии соляно-тектонических (диапироподобных и покровообразных) структур, а также различных более сложных инъекционных тел, связанных с миграцией соляных масс в глубоководные области (Belenitskaya, 2018). При этом для состава этих тел более характерно преобладание собственно соляных, часто калиеносных, участников, относительно бедных ангидритами, карбонатами и другими несоляными компонентами, не столь активно участвующими в миграционных процессах. Для покровно-складчатых областей более вероятен близпластовый, под- и вдольнадвиговый, вдольтектонический или неправильно-инъекционный, возможно, многоуровневый характер остаточно-инситуальных и инъекционно-тектонических комплексов. В опре-

деленных условиях здесь может быть более значимой роль ангидритов, доломитов и высокоуглеродистых пород. Для рифтогенных обстановок вероятен каждый из этих двух морфологических и вещественных типов, а также их сочетание. В ходе исследований может быть выявлено более отчетливое отражение конкретных региональных особенностей соленосных комплексов и их ассимилированных частей в морфологии и составе формирующихся щелочных сообществ. Особого внимания заслуживает сопоставимость многоярусности промежуточных камер с многоуровневостью соленосных разрезов.

### **Соляно-карбонатные (осадочные и инъекционно-осадочные) и щелочно-карбонатитовые (магмато-генно-метасоматические) макропарагенезы: некоторые сопоставления**

Для осадочных последовательностей хорошо известно наличие устойчивых парагенезов соленосных комплексов с карбонатными толщами. У большинства исследователей не вызывает сомнения существование ассоциации щелочных пород и карбонатитов, но вопрос об их генетических соотношениях пока решается неоднозначно (Карбонатиты, 1969; Фролов и др., 2003; и др.)<sup>3</sup>. Эти факты дают основание сопоставить два масштабных типа макропарагенезов. Один – соляно-карбонатный – образован устойчивыми сонахождениями каменной и калийных солей с доломитовыми и известняковыми телами. Другой – щелочно-карбонатитовый – представлен сочетанием натриевых и калиевых щелочных магматических и метасоматических пород с кальциевыми и доломитовыми карбонатитами. Первый макропарагенез – “холодный”, инъекционно-осадочный, второй – “горячий”, магмато-генно-метасоматический. Для членов сопоставляемых макропарагенезов, для каждого из них, характерно наличие однотипных геохимических разновидностей (звеньев): натриевых и калиевых у солей и щелочных пород, кальцитовых и доломитовых – у осадочных карбонатов и карбонатитов. Каждый из типов макропарагенезов – инъекционно-осадочный и магмато-генно-метасоматический – можно дополнить еще двумя

<sup>3</sup> Карбонатиты, являясь значимым масштабным относительно малоглубинным геологическим звеном щелочных магмато-генно-метасоматических колонн, могут быть также в большей мере обязаны, по нашему мнению, соленосности недр. Участие в их возникновении избыточных масс щелочей и летучих (однако вне связи с соленосными комплексами) наиболее четко высказано Л.С. Бородиным (Главнейшие провинции..., 1974; Бородин, 1994) и в разных вариантах признается большинством других исследователей (Фролов и др., 2003; и др.).

звеньями – магниевым и карбонатно-натриевым (содовым).

Можно также полагать, что мощные рудоносные “коры выветривания”, весьма характерные для приповерхностных зон карбонатитовых комплексов, в ряде случаев являются не “чисто” гипергенными образованиями (корами выветривания), а флюидно-гипергенными звеньями магматогенно-метасоматических колонн (Беленицкая, 2020), связанными с восходящей разгрузкой в приповерхностную зону глубинных магматогенных флюидов. В таком случае при становлении многих щелочно-магматических комплексов могли иметь место еще более масштабные, чем представлялось ранее, процессы флюидно-магматического взаимодействия, в результате которых формируются многоярусные восходящие колонны. Они представлены следующим рядом образований (снизу вверх): глубинные относительно “чистые” магматические производные мантийных магм, собственно щелочные магматические комплексы, ареалы щелочных метасоматитов натриевого или калиевого типа (фениты и др.), пегматитовые тела, гидротермалиты, максимально развитые на фронте восходящих флюидно-расплавных потоков, щелочные вулканиты взрывного типа, карбонатиты (кальциевые, магниевые, натровые) и, возможно, флюидогенные “коры выветривания”. Наборы макрочленов этих фойдафильных восходящих сообществ в разной мере сопоставимы с членами галофильных макропарагенезов или их сочетаний.

### О вкладе экспериментальных данных в решение проблем соляно-магматических взаимодействий

Экспериментальным исследованиям процессов взаимодействия высокотемпературных алюмосиликатных расплавов с различными компонентами соленосных систем (Na, K, Cl, SO<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> и др.) посвящаются все больше отечественных и зарубежных работ (Павлов, Рябчиков, 1968; Карбонатиты, 1969; Рябчиков, Хамилтон, 1971; Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; Маракушев, Сук, 1996; Маракушев и др., 1997; Пуртов и др., 1998, 2002; Карбонатиты и кимберлиты..., 2005; Анфилогов, 2006; Сафонов и др., 2007; Чевычелов и др., 2008; Aiuppa et al., 2009; Safonov, Butvina, 2013; Khodorevskaya, Varlamov, 2016; и мн. др.). Достаточно полно они обобщены, например, в работе (Aiuppa et al., 2009). К сожалению, пока изучаются преимущественно взаимодействия магм с растворами солей относительно слабой концентрации. Тем не менее итоги уже выполненных исследований, касающихся ряда обсуждаемых нами проблем, весьма показательны, в том числе в отношении поведения и судьбы натрия, калия и хлора и сопряженных с ними микрокомпонентов. Полу-

ченные результаты подтверждают многие аспекты рассмотренной нами геолого-генетической модели. Приведем немного подробнее наиболее значимые из них.

Подтвержден сам факт активного взаимодействия между высокотемпературными алюмосиликатными расплавами и солевыми системами NaCl и KCl. Взаимодействие сопровождается растворением солей Na и K в расплавах и разделением (расплавлением) основной массы соляно-алюмосиликатных расплавных систем на две жидкости: существенно силикатную (расплавно-силикатную) и солевую (флюидно-солевую). Они выделяются в виде соответствующих слоев с четкой фазовой границей между ними. При этом натрий и калий обогащают расплавно-силикатную фазу, а хлор в большей мере отделяется во флюидную, т. е. наблюдается расслоение соляно-алюмосиликатной жидкости, сопровождаемое дифференциацией щелочных металлов и хлора, что представляет собой один из весьма значимых результатов взаимодействий. В итоге образуются, с одной стороны, алюмосиликатные расплавы, обогащенные солями Na и K и в меньшей мере хлором (но все же обогащенные также и хлором), с другой – хлоридные флюиды, несмешиваемые с силикатными расплавами и проявляющие высокую миграционную способность.

В ряде публикаций частично уточняются также конкретные особенности химических и минеральных взаимодействий, характерных для каждой из этих фаз (например, в (Сафонов и др., 2007)). В частности, даже из слабых растворов NaCl и KCl наблюдаются заимствование щелочных металлов и обогащение ими алюмосиликатных расплавных систем. Чрезвычайно интересны результаты единичных исследований взаимодействий при более высоких концентрациях солей. Так, данные О.Г. Сафопова и В.Г. Бутвиной (Safonov, Butvina, 2013) показали, что увеличение концентраций солей в системах взаимодействия гнейса с водно-углекисло-солевыми флюидами смещает состав образующихся расплавов от гранитных к сиенитовым и нефелин-нормативным. Зафиксировано образование даже ультракалиевых минеральных и породных парагенезов, аналогичных камафугитам<sup>4</sup>. Экспериментальные системы, изученные этими авторами, наиболее близки обсуждаемым нами природным системам.

Несколько большее число экспериментальных исследований посвящено поведению хлора и его роли в продуктах магматической дифференциации. Его судьба при образовании несмешиваемых сили-

<sup>4</sup> Камафугиты – собирательный термин для группы щелочных горных пород, включающей в себя ряд высококалиевых разновидностей: катунгит (лейцитит), мафурит (фоидит) и угандит (ультраосновной фоидит) (Геологический словарь, 2010–2012).

катных и хлоридных расплавов рассматривалась уже в ранних исследованиях (Рябчиков, Хамилтон, 1971; Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; и др.). Ныне в целом ряде работ показано небольшое обогащение хлором алюмосиликатных расплавов и значительное обогащение им флюидных фаз, активно отделяющихся от расплавных. Особое внимание при этом уделяется изучению экстрагирующей и концентрирующей роли хлорсодержащих фаз в отношении рудных компонентов. Экспериментальными исследованиями многих ученых подтверждено, что присутствие во флюидах хлоридных солей, особенно в высоких концентрациях, является мощным фактором экстракции целого ряда *рудных элементов* из магматических расплавов. Высококонцентрированные хлоридные растворы эффективно избирательно извлекают из расплава и концентрируют многие (но не все) рассеянные рудогенные элементы, в том числе Cu, Zn, Pb, Sn, W, Au, U, часть РЗЭ. При отсутствии хлора эти элементы практически полностью удерживаются магматическими расплавами, накапливаясь в них (в тех или иных их слоях).

Интересные результаты изучения подобных взаимодействий приведены в работах А.А. Маракушева с соавторами (Маракушев, Сук, 1996; Маракушев и др., 1997; и др.), где показано, что хлор, локализуясь во флюидной фазе, способствует экстракции и миграции многих рудогенных металлов. Как полагают исследователи, в этом состоит особая металлогеническая роль хлора в качестве фактора образования рудных месторождений, залегающих вне порождающих их материнских интрузивов. Следует подчеркнуть (и авторы обращают на это внимание), что в ходе экспериментов *слабые хлоридные растворы не проявляют способности к экстракции и транспортировке* из силикатных расплавов редкоземельных элементов, в то время как *концентрированные (плотные) щелочно-галогенные фазы эффективно экстрагируют* различные рудные металлы, в том числе Au, W и некоторые редкоземельные элементы (La, Nd и др.). Вместе с тем авторы подчеркивают (и это, на наш взгляд, чрезвычайно важно), что хлоридная экстракция металлов имеет избирательный характер, определяясь химическим сродством к хлору.

Таким образом, экспериментальные данные определенно показывают, что хлоридная экстракция для одних рудогенных металлов представляет важную ступень в их избирательной миграции из магматических очагов и в накоплении в составе флюидных фаз, для других же, наоборот, она может способствовать накоплению в определенных типах алюмосиликатных расплавов. Оба варианта сопровождаются раздельным формированием “своих” типов руд: первый – в составе гидротермально-метасоматических образований, второй – в магматогенных.

Для подтверждения рассматриваемой модели щелочного магнеобразования желательны более детальные экспериментальные исследования взаимодействий между расплавными алюмосиликатными компонентами и собственно солями, особенно NaCl, и/или высококонцентрированными растворами. Наиболее результативным представляется экспериментальное изучение взаимодействия магм с **комплексом** компонентов соленосных сообществ, включая, наряду с солями, также сульфатные и карбонатные их члены.

В целом имеющиеся результаты уже выполненных исследований, а также проводимых в последние годы для рассматриваемой проблемы чрезвычайно показательны. Они, бесспорно, не противоречат предлагаемой геологической модели галоконтаминации с участием соленосных комплексов (и, прежде всего, их макросоставляющих – *натрия, калия, хлора и других летучих*) в химических соляно-расплавных взаимодействиях, а во многих аспектах подтверждают ее. С точки зрения О.Г. Сафонова – ведущего исследователя-экспериментатора рассматриваемых систем, такая интерпретация экспериментальных результатов вполне правомерна, а эмпирический вывод о возможной роли ассимиляции солей в генезисе и эволюции щелочных магм достаточно обоснован (личная переписка автора с О.Г. Сафоновым, 2015–2016 гг.).

### Сравнительный анализ геолого-генетических моделей щелочного магнеобразования

В сложной проблеме генезиса щелочных магматических пород одним из главных, по общему признанию, является вопрос о природе дополнительных источников поступления или накопления щелочных металлов и летучих, ответственных за “фойдафильную” специализацию щелочного магматизма. В различных моделях обсуждаются разные источники и механизмы их накопления.

Наиболее распространены модели с акцентом на следующие факторы и явления. 1. Особые условия кристаллизационной дифференциации магмы под воздействием разных факторов. 2. Процессы ассимиляции коровых карбонатных пород, приводящие к десиликации магмы (Р. Дэли, С. Шенд и др.). 3. Разные типы глубинных и сверхглубинных поступлений, привносящих щелочные компоненты и летучие: сквозьмагматические растворы (Д.С. Коржинский), щелочные расплав-флюиды (Л.Н. Когарко и др.), флюидно-солевые системы (Л.С. Бородин и др.), флюидные плюмы, генерируемые на границе с жидким ядром (Н.Л. Добрецов, Ф.А. Летников и др.). 4. Затягивание океанических осадков в мантию в зоне субдукции – мантийное рециклирование материала океанической коры (Hofmann, 1997). 5. Реже предполагается некоторое участие процессов ассимиляции магмой подземных раство-

лов осадочной оболочке (Покровский, 2000). Многие петрологи допускают сочетание разных факторов, хотя и отдают предпочтение одному или двум из них. Практически во всех случаях в качестве источника щелочных компонентов рассматривается *глубинный* (и *сверхглубинный*) материал. Последний может либо “подниматься к поверхности вместе с разного рода мантийными выплавками, либо принимать участие в коровом палингенном процессе, обуславливая все формационное разнообразие щелочных пород” (Главнейшие провинции..., 1974, с. 327).

Пока решение этих вопросов во многом остается дискуссионным. Большинство исследователей склоняется к выводу о наибольшей вероятности мантийных поступлений. Часто предполагается активная роль обогащенной (метасоматизированной) мантии.

Одно из общих затруднений при обосновании разных моделей касается количественной оценки дополнительных источников фойдафильных компонентов. Для любых мантийных поступлений количество привносимых компонентов лимитируется не только их вероятными концентрациями в составе поступающих флюидов, но и возможной общей массой самих несущих флюидов. Количество последних, в свою очередь, зависит от проницаемости пород и их удельной и общей флюидной “емкости”, а также от относительной длительности поступления. При этом масштабное и длительное поступление флюидов, обогащенных щелочными и летучими компонентами, предполагает обязательное наличие в более глубоких зонах коры или мантии огромных питающих резервуаров, способных обеспечивать их необходимый резерв. Поэтому вопрос о способности мигрирующих сквозь магматических растворов и питающих их мантийных резервуаров обеспечить длительный масштабный перенос (и привнос) щелочных металлов и летучих встречает определенные затруднения с этой стороны и пока однозначно не решается. Подобные затруднения относятся и к вариантам накопления щелочных металлов в ходе магматической дифференциации, также в большой мере затрагивающим количественные стороны этих процессов, их способность обеспечить щелочную и ультращелочную специализацию магм. Такого рода затруднения, возникающие при обосновании разных вариантов накопления щелочных металлов в ходе магматической дифференциации, неоднократно обсуждались в петрологической литературе (например, в работе Б.Г. Покровского (2000)).

Возвращаясь к предлагаемой нами модели “галоконтаминации” восходящих магм в результате их взаимодействия с соленосными (карбонатно-сульфатно-соляными) комплексами, еще раз отметим, что она достаточно просто объясняет природу многих сложных аспектов обсуждаемых процес-

сов. Прежде всего это касается сосредоточенного в этих комплексах мощных и концентрированных источников щелочных металлов и летучих, способных восполнить нехватку их внутриматематического резерва для реализации процессов щелочного (и щелочно-карбонатитового) магматизма, при этом реализацию непосредственно *in situ* – в промежуточных магматических камерах без обязательного привлечения глубинных потоков мантийных флюидов.

Значимым *преимуществом* соленосных комплексов перед мантийными поступлениями в качестве дополнительного источника щелочных и летучих компонентов является масштабность и компактность заключенного в них резерва таких компонентов и установление их распространения в регионах проявления щелочного магматизма на соответствующих палеоглубинах и в соответствующих тектонических палеообстановках. Рассмотренная модель расширяет также спектр вероятных механизмов и причин фракционирования, позволяя обсуждать процессы контаминации магмы солями в качестве инициатора процессов дифференциации. С позиций данной модели адекватное объяснение получает, кроме того, факт раздельного нахождения в природе калиевых и натриевых типов щелочных комплексов, а также некоторые другие особенности их накопления.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что ряд важных положений предлагаемой модели в разной мере близок тем или иным базовым положениям других разрабатываемых гипотез о генезисе щелочных магм, в частности трем из наиболее распространенных. Так, представления об *ассимиляции магмой карбонатных пород*, которые рассматриваются в качестве главных источников углекислоты и причин десиликации магм, и в настоящее время в разной степени поддерживаются многими исследователями (Ритманн, 1964; Главнейшие провинции..., 1974; Щелочные породы, 1976; Анфилогов, 2006; и др.). Поскольку для природных солей парагенез с карбонатами чрезвычайно характерен, то для обсуждаемой нами модели участие во взаимодействии совместно с солями также и осадочных карбонатов является вполне закономерным. При этом весьма показательно, что парагенез, прежде всего с доломитами, характерен как для солей, так и для карбонатитов. Все это делает выполненные в разные годы теоретические и экспериментальные петрологические разработки, обосновывающие значимость для щелочного магматизма процессов ассимиляции магмой карбонатов, приложимыми и к моделям совместной ассимиляции соляно-карбонатных комплексов. Использование полученных ранее результатов изучения процессов ассимиляции магмой карбонатов, дополненное углубленным анализом признаков участия в магматизме соляно-карбонатных парагенезов, является,

по нашему мнению, одним из перспективных направлений дальнейших исследований.

Рассматриваемая модель имеет значимые элементы сходства и с ключевыми положениями весьма популярной гипотезы *мантийного рециклинга* (Hofmann, 1997), которая допускает обогащение щелочами и летучими компонентами в результате ассимиляции субдуцируемого вещества океанической коры (вместе с перекрывающими ее океаническими осадками). В отличие от последней обсуждаемая нами модель включает в себя элементы *чехольно-корового рециклинга* с обязательным вовлечением в магматизм *соленосных (карбонатно-сульфатно-соляных) комплексов* (возможно, тектонически “затащенных” и в еще более глубокие части литосферы). Поскольку соленосные комплексы характерны почти исключительно для коры континентального типа, то модель мантийного рециклинга способна обеспечить лишь весьма ограниченный (на порядки более бедный) источник щелочных и летучих компонентов и ее реализация хотя геологически и вероятна, однако представляется малоэффективной.

Что касается разных вариантов реализации модели *щелочного метасоматоза в мантии* (“обогащенной” метасоматизированной мантии), ныне одной из наиболее распространенных, то ее осуществление в определенных масштабах вполне возможно и за счет сверхглубокого тектонического погружения континентальной коры с фрагментами соленосных тел. Как показано в работе (Беленицкая, 2017), вероятно тектоническое обогащение соленосным веществом не только глубоких зон земной коры, но в какой-то мере и верхней мантии, что предполагает возможность участия этого вещества и в возникновении здесь очагов метасоматизации.

Таким образом, автор не отрицает роли в формировании щелочной специализации магм других факторов и механизмов, обсуждаемых в петрологической литературе. Данная модель рассматривается не в качестве альтернативы существующим представлениям и не исключает вероятность возникновения магм повышенной щелочности другими (возможно разными) способами, в том числе уже в мантии, так же как и участия других механизмов ее роста в процессе эволюции магмы<sup>5</sup>. Весьма вероятна реализация разных процессов и наличие (и даже совмещение) щелочных пород разного генезиса, обязанных разным геологическим факторам.

<sup>5</sup> Как будто близкую мысль высказывал Л.С. Бородин (Главнейшие провинции..., 1974, с. 305): “По совокупности геологических материалов и данных экспериментальной петрологии достаточно определенно можно предположить существование самостоятельных глубинных и коровых щелочных магм”.

## ОБЩЕЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ регионального и глобального геологического материала, характеризующего пространственно-временные отношения соленосных и щелочных магматических комплексов, выявил наличие их природных сонахождений, что послужило основанием для выделения соляно-щелочных ассоциаций, а также *соляно-щелочных провинций и поясов*. Различаются три основных их *тектонических типа*: 1) покровно-складчатый, 2) рифтогенный и 3) активизированных пассивных окраин. Для каждого тектонического типа выделены и охарактеризованы *эталонные* соляно-щелочные провинции: Итальянская (покровно-складчатый тип), Верхнерейнская (рифтогенный тип) и Северозападно-Африканская (активизированных пассивных окраин). *Аналоги* эталонных объектов наиболее уверенно устанавливаются среди *неогеодинамических* поясов, где молодым щелочным комплексам часто сопутствуют более древние соли в геоструктурах всех трех тектонических типов. В *палеогеодинамических* поясах (особенно в докембрийских) сонахождение со щелочными комплексами более древних, чем они, солей выявляется менее уверенно.

Сформулирована *геолого-генетическая модель “галоконтаминации магмы”*. Нахождение соленосных пород на путях восходящего движения глубинных магм, связанных с тектоно-магматической активизацией, представляет собой достаточно распространенное и геологически закономерное явление. Пересекаемые горячей алюмосиликатной магмой уровни соленосности благоприятны для инъекционного внедрения магмы с образованием промежуточных камер – центров ассимиляции магмой соленосных (карбонатно-сульфатно-соляных) комплексов, ее контаминации их компонентами и взаимодействия между ними.

Рассмотрена *роль компонентов и микрокомпонентов соленосных парагенезов в щелочном магматизме*. Они могут служить мощными источниками натрия и калия, а также разнообразных летучих, способных обеспечить характерные черты щелочного пороодообразования. Высокие содержания щелочных металлов и летучих влияют как на особенности состава щелочных магматических тел и сопутствующих им гидротермально-метасоматических образований, так и на их структурно-текстурные и пространственные особенности, в том числе на широкое развитие агпаитовых структур, пегматоидных образований, на морфологию тел и их пространственные взаимоотношения.

Важной стороной модели является высокая вероятность *ассимиляции* магмой не только солей, но также *парагенных солям комплексов*. В наибольшей мере это касается карбонатов (прежде всего доломитов), а также ангидритов и углероди-

стых отложений часто с характерной “галофильной” рудоносностью. Есть веские основания для сопоставления и совместного рассмотрения двух крупных геологических *макросообществ*. Одни – щелочно-карбонатитовые – представлены “горячими” магматогенно-метасоматическими парагенезами щелочных натриевых и калиевых пород с кальциевыми и доломитовыми карбонатитами. Вторые – соляно-карбонатные – представлены “холодными” инъекционно-осадочными парагенезами каменной и калийных солей с доломитами и известняками.

Среди факторов, затрудняющих представление о взаимосвязи щелочных магм с солями, главным является отсутствие условий для сохранения солей – участников магматизма.

Сравнение рассматриваемой модели с другими обсуждаемыми в литературе гипотезами показывает сходство некоторых их базовых положений. В частности, с ключевым положением популярной модели А. Хофманна, предполагающей *мантийный рециклинг* вещества океанической коры (и перекрывающих ее океанических осадков). В отличие от нее предлагаемая модель ориентирована преимущественно на иной – *коровый (чехольно-коровый) – рециклинг*, что благоприятствует вовлечению в магматизм соленосных (карбонатно-сульфатно-соляных) составляющих (не характерных для океанической коры). Очевидна близость отдельных положений модели с широко известными представлениями об *ассимиляции магмой карбонатных пород*. В целом мы считаем весьма вероятной реализацию в природе разных вариантов щелочного магмогенеза и наличие (и даже совмещение) щелочных пород разного генезиса, обязанных разным геологическим факторам.

Одним из достоинств предлагаемой модели являются очевидные преимущества соленосных (и карбонатно-соленосных) комплексов в качестве источников и щелочных и летучих компонентов, определяемые концентрированностью и масштабностью их резерва. Новое толкование получают многие неоднократно отмечавшиеся исследователями специфические и даже “непонятные” черты состава, строения и распространения щелочных пород.

*Прогнозные возможности* модели могут быть использованы при изучении как щелочных, так и соленосных комплексов. Например, соленосность разрезов в областях современной или бывшей тектоно-магматической активизации может служить предпосылкой развития в них щелочного магматизма, а распространение щелочных комплексов – предпосылкой наличия погребенных солей.

Изложенные данные свидетельствуют о способности соленосного сообщества служить мощным комплексным источником щелочных металлов и летучих, поставлять большое количество всех этих

компонентов, инициировать активность других факторов, повышать их эффективность и влиять на самые разные аспекты взаимодействий: петрологические, метасоматические, рудно-геохимические и др., т. е. отвечать за уникальные и необычные особенности щелочных и сопряженных с ними образований. Поэтому в случае участия солей в магматизме очень вероятна их активная и разнообразная роль, весьма сходная с предполагаемой ролью глубинных флюидов.

Вероятно также влияние соленосных комплексов и рассолов (или их отдельных компонентов) не только на процессы с выраженной щелочной специализацией, но и на другие проявления эндогенного петрогенеза и рудогенеза, в том числе на процессы гранитообразования, метасоматоза, метаморфизма.

### Благодарности

Благодарю своих коллег, сотрудников ВСЕГЕИ, Э.А. Ланду, И.А. Наторхина, Н.Н. Соболева, С.П. Шокальского, Л.Н. Шарпенюк, сделавших ряд важных замечаний, а также О.Г. Сафонова за консультацию по вопросам экспериментальных исследований. Признательна рецензенту статьи за ценные замечания.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфилогов В.Н. (2006) Проблемы базальтового магматизма и генезис щелочных пород. *Тезисы Всерос. семинара “Геохимия магматических пород”*. Школа “Щелочной магматизм Земли”. <http://geo.web.ru/conf/alkaline/2006/index69.html>
- Анциферов А.С. (1989) Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Недра, 176 с.
- Беленицкая Г.А. (1998) Галогенсодержащие бассейны. *Литогеодинимика и минерация осадочных бассейнов* (Под ред. А.Д. Щеглова). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 220-320.
- Беленицкая Г.А. (2017) Соли в земной коре: распространение и кинематическая история. *Литосфера*, **17**(3), 5-28.
- Беленицкая Г.А. (2018) Об участии природных солей в щелочном магматизме. Ст. 1. Природные соляно-щелочные ассоциации. *Литосфера*, **18**(2), 153-176. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-153-176
- Беленицкая Г.А. (2019) Об участии природных солей в щелочном магматизме. Ст. 2. Эталонные объекты. Геологические аспекты модели. *Литосфера*, **19**(4), 499-518. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-499-518
- Беленицкая Г.А. (2020) Соли Земли. Тектонические, кинематические и магматические аспекты геологической истории. М.: ГЕОС, 606 с.
- Бетехтин А.Г. (1956) Курс минералогии. М.: Госгеолтехиздат, 558 с.
- Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. (1991) Лампроиты. М.: Наука, 301 с.
- Бородин Л.С. (1994) Генетические типы и геохимические особенности мантийно-коровых карбонатитовых формаций. *Геохимия*, (12), 1683-1692.

- Восточно-Африканская рифтовая система. (1974) М.: Наука, 314 с.
- Геологический словарь (2010–2012). В 3 т. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ.
- Главнейшие провинции и формации щелочных пород. (1974) Отв. ред. Л.С. Бородин. М.: Наука, 376 с.
- Гришина С.Н., Полозов А.Г., Мазуров М.П., Горяйнов С.В. (2014) Генезис хлоридно-карбонатных образований трубки Удачная-Восточная. *Докл. АН*, **458**(2), 198–200.
- Карбонатиты. (1969) (Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттинса). М.: Мир, 487 с.
- Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз). (2005) А.А. Фролов, А.В. Лапин, А.В. Толстов, Н.Н. Зинчук, С.В. Белов, А.А. Бурмистров. М.: НИИ-Природа, 540 с.
- Когарко Л.Н. (1977) Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 294 с.
- Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. (1978) Летучие компоненты в магматических процессах. *Геохимия*, (9), 1293–1321.
- Лазаренков В.Г. (1988) Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. Л.: Недра, 236 с.
- Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т. (2007) Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской платформы. *Геология рудн. месторождений*, **49**(4), 306–320.
- Маракушев А.А., Сук Н.И. (1996) Экспериментальное моделирование рудоносности нефелин-сиенитовых интрузивов. *Докл. АН*, **347**(1), 90–94.
- Маракушев А.А., Сук Н.И., Новиков М.П. (1997) Хлоридная экстакция металлов и проблема их миграции из магматических очагов. *Докл. АН*, **352**(1), 83–86.
- Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия (1982) С.Л. Шварцев, Е.В. Пиннекер, А.И. Перельман, В.И. Кононов, А.Д. Назаров, Н.М. Рассказов, П.А. Удодов, В.М. Швец. Новосибирск: Наука, 287 с.
- Павлов Д.И. (1975) Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 246 с.
- Павлов Д.И., Рябчиков И.Д. (1968) Долериты, застывшие в соляной толще. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (2), 52–63.
- Пеков И.В. (2006) Ультращелочные жильные гидротермалиты в породах рудоносного расслоенного комплекса Ловозерского массива, Кольский полуостров: минералогия и механизм образования. *Минералогия во всем пространстве сего слова*. Апатиты, 132–135.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. (2009) СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 200 с.
- Пильтенко М.К. (1964) О возможности образования щелочных горных пород посредством палингенеза суперкрупных соленосных толщ. *Происхождение щелочных пород. Тр. 3-го Всесоюз. петрограф. совещ.* М.: Наука, 117–128.
- Покровский Б.Г. (2000) Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 225 с.
- Пуртов В.К., Анфилогов В.Н., Егорова Л.Г. (2002) Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов. *Геохимия*, (10), 1084–1097.
- Пуртов В.К., Анфилогов В.Н., Егорова Л.Г., Котляров В.А. (1998) Гранитизация базальта в хлоридных растворах по экспериментальным данным. *Докл. АН*, **363**(2), 234–237.
- Пучков В.Н. (2005) Везувий и другие. Самиздат. [http://samlib.ru/p/puchkow\\_w\\_n/vezuviyiokrestnosti.shtml](http://samlib.ru/p/puchkow_w_n/vezuviyiokrestnosti.shtml) (accessed 12.12.2015)
- Ритманн А. (1964) Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 438 с.
- Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России. (2015) (Отв. ред. Г.А. Беленицкая, О.В. Петров, Н.Н. Соболев). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 624 с.
- Рифогенные и сульфатоносные формации фанерозоя СССР. (1990) (Отв. ред. Г.А. Беленицкая, Н.М. Задорожная). М.: Недра, 291 с.
- Рябчиков И.Д., Хамилтон Д.Л. (1971) О возможности отделения концентрированных хлоридных растворов в ходе кристаллизации кислых магм. *Докл. АН СССР*, **197**(4), 933–936.
- Сафонов О.Г., Перчук Л.Л., Литвин Ю.А. (2007) Взаимодействие диопсида и жадеита с хлоридом калия при давлении 5 ГПа. *Докл. АН*, **415**(1), 105–109.
- Семенов Е.И. (2007) Оруденение и минерализация щелочных пород. М.: Геокарт, ГЕОС, 196 с.
- Сердюченко Д.П. (1972) Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные. *Геология докембрия*. Л.: Наука, 31–41.
- Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. (1998) В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева, В.И. Драгунов, Д.К. Патрунов, В.Г. Кузнецов, Г.А. Беленицкая, В.В. Жданов, И.Б. Волкова. СПб.: Недра, 352 с.
- Соловьев С.П. (1970) Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 312 с.
- Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. (2003) Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ-Природа, 494 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 392 с.
- Хомяков А.П. (1990) Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 196 с.
- Хомяков А.П. (2004) Минералы-эндемики как продукты геокатализа и индикаторы процессов формирования промышленных суперконцентраций металлов в литосфере. *Минералогия во всем пространстве сего слова*. СПб.: Изд-во СПбГУ, 234–235.
- Хомяков А.П. (2007) Ультраагпаитовые породы Хибинско-Ловозерского комплекса как неисчерпаемый источник минералов с уникальными свойствами. *Тр. Всерос. науч. конф. и IV Ферсмановской науч. сессии*. Апатиты: К & М, 202–205.
- Чевычелов В.Ю., Бочарников Р.Е., Хольтц Ф. (2008) Экспериментальное исследование распределения хлора и фтора между флюидом и субщелочным базальтовым расплавом. *Докл. АН*, **422**, (1), 93–97.
- Щелочные породы. (1976) (Под ред. Х. Серенсена). Пер. с англ. М.: Мир, 400 с.
- Aluppa A., Baker D.R., Webster J. (Guest Editor). (2009) Halogenes in Volcanic Systems and Their Environmental Impacts. Special Issue. *Chem. Geol.*, **263**(1–4), 163 p.
- Belenitskaya G.A. (2018) Salt systems of the earth: distribu-

- tion, tectonic and kinematic history, salt-naphthids interrelations, discharge foci, recycling. USA, Wiley, 714 p.
- Hofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, **385**, 219-229.
- Khodorevskaya L.I., Varlamov D.A. (2016) Experimental study of amphibole's interaction with NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O fluids: applications to high-temperature alkaline metasomatism of basic rocks. *Exper. GeoSci.*, **22**(1), 31-32.
- Moore D.C. (2010) Pioneering the global subsalt-presalt play: The World beyond Mahogany Field. Search and Discovery. Article #10285.
- Safonov O.G., Butvina V.G. (2013) Interaction of model peridotite with H<sub>2</sub>O-KCl fluid: experiment at 1.9 GPA and its implications for upper mantle metasomatism. *Petrology*, **21**(6), 599-615.
- Ziegler P.A., Horvath F. (ed.). (1996) Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. *Mem. Mus. Natn. Hist. Nat. Paris*, **170**, 511.
- Aiuppa A., Baker D.R., Webster J. (Guest Editor). (2009) Halogenes in Volcanic Systems and Their Environmental Impacts. Special Issue. *Chem. Geol.*, **263**(1-4), 163 p.
- Alkaline rocks. (1976) Ed. H. Serensen. Moscow, Mir Publ., 400 p. (In Russian)
- Anfilogov V.N. (2006) Problems of basaltic magmatism and the genesis of alkaline rocks. *Abstracts of the All-Russian Seminar "Geochemistry of Igneous Rocks". School "Alkaline Magmatism of the Earth"*. <http://geo.web.ru/conf/alkaline/2006/index69.html> (In Russian)
- Antsiferov A.S. (1989) Hydrogeology of the oldest oil and gas bearing strata of the Siberian Platform. Moscow, Nedra Publ., 176 p. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (1998) Halogen-bearing basins. *Lithogeodynamics and minerogenetic of sedimentary basins*. (Ed. A.D. Shcheglov). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 220-320. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2018) Salt systems of the earth: distribution, tectonic and kinematic history, salt-naphthids interrelations, discharge foci, recycling. USA, Wiley, 714 p.
- Belenitskaya G.A. (2018) On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 1. Natural salt-alkaline associations. *Litosfera*, **18**(2), 153-176. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-153-176 (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2019) On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 2. Reference objects. Geological aspects of the model. *Litosfera*, **19**(4), 499-518. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-499-518 (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2020) Salts of the earth. Tectonic, kinematic and magmatic aspects of geological history. Moscow, GEOS Publ., 606 p. (In Russian)
- Betekhtin A.G. (1956) The course of mineralogy. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 558 p. (In Russian)
- Bogatikov O.A., Ryabchikov I.D., Kononova V.A. (1991) Lamproites. Moscow, Nauka Publ., 301 p. (In Russian)
- Borodin L.S. (1994) Genetic types and geochemical features of mantle-crustal carbonatite formations. *Geokhimiya*, **12**, 1683-1692. (In Russian)
- Carbonatites. (1969) Eds O. Tuttle and J. Gittins. Moscow, Mir Publ., 487 p. (In Russian)
- Carbonatites and kimberlites (relationships, minerageny, forecast). (2005) A.A. Frolov, A.V. Lapin, A.V. Tolstov, N.N. Zinchuk, S.V. Belov, A.A. Burmistrov. Moscow, NIA-Priroda Publ., 540 p. (In Russian)
- Chevychelov V.Yu., Bocharnikov R.E., Khol'tts F. (2008) Experimental study of the distribution of chlorine and fluorine between fluid and subalkaline basaltic melt. *Dokl. Akad. Nauk*, **422**(1), 93-97. (In Russian)
- East African Rift System. (1974) Moscow, Nauka Publ., **3**, 314 p. (In Russian)
- Frolov A.A., Tolstov A.V., Belov S.V. (2003) Carbonatite deposits of Russia. Moscow, NIA-Priroda Publ., 494 p. (In Russian)
- Fundamentals of hydrogeology. Hydrogeochemistry. (1982) S.L. Shvartsev, E.V. Pinneker, A.I. Perel'man, V.I. Kononov, A.D. Nazarov, N.M. Rasskazov, P.A. Udodov, V.M. Shvet. Novosibirsk, Nauka Publ., 287 p. (In Russian)
- Geological Dictionary. (2010–2012) In 3 vol. St.Petersburg, VSEGEI Publishing House. (In Russian)
- Grishina S.N., Polozov A.G., Mazurov M.P., Goryainov S.V. (2014) Genesis of chloride-carbonate formations of the Udachnaya-Vostochnaya pipe. *Dokl. Akad. Nauk*, **458**(2), 198-200. (In Russian)
- Khodorevskaya L.I., Varlamov D.A. (2016) Experimental study of amphibole's interaction with NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O fluids: applications to high-temperature alkaline metasomatism of basic rocks. *Exper. GeoSci.*, **22**(1), 31-32.
- Khofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, **385**, 219-229.
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) Halogens in endogenous ore formation. Ekaterinburg, UB RAS, 392 p. (In Russian)
- Khomyakov A.P. (1990) Mineralogy of ultra-agpaite alkaline rocks. Moscow, Nauka Publ., 196 p. (In Russian)
- Khomyakov A.P. (2004) Minerals-endemic as products of geocatalysis and indicators of the formation of industrial superconcentrations of metals in the lithosphere. *Mineralogy in the whole space of this word*. St.Petersburg, St.Petersburg State University Publ., 234-235. (In Russian)
- Khomyakov A.P. (2007) Ultraagpaite rocks of the Khibiny-Lovozero complex as an inexhaustible source of minerals with unique properties. *Tr. All-Russian scientific conf. and IV Fersman scientific session*. Apatity, K & M Publ., 202-205. (In Russian)
- Kogarko L.N. (1977) Problems of agpaite magma genesis. Moscow, Nauka Publ., 294 p. (In Russian)
- Kogarko L.N., Ryabchikov I.D. (1978) Volatile components in magmatic processes. *Geokhimiya*, **9**(9), 1293-1321. (In Russian)
- Lazarenkov V.G. (1988) Formation analysis of alkaline rocks of continents and oceans. Leningrad, Nedra Publ., 236 p. (In Russian)
- Major provinces and formations of alkaline rocks. (1974) (Ch. ed. L.S. Borodin). Moscow, Nauka Publ., 376 p. (In Russian)
- Marakushev A.A., Suk N.I. (1996) Experimental modeling of the ore content of nepheline-syenite intrusions. *Dokl. Akad. Nauk*, **347**(1), 90-94. (In Russian)
- Marakushev A.A., Suk N.I., Novikov M.P. (1997) Chloride extraction of metals and the problem of their migration from magma chambers. *Dokl. Akad. Nauk*, **352**(1), 83-86. (In Russian)
- Mazurov M.P., Grishina S.N., Istomin V.E., Titov A.T. (2007) Metasomatism and ore formation at the contacts

- of dolerites with salt-bearing sediments of the southern Siberian platform cover. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **49**(4), 306-320. (In Russian)
- Moore D.C. (2010) Pioneering the global subsalt-presalt play: The World beyond Mahogany Field. Search and Discovery. Article #10285.
- Pavlov D.I. (1975) Magnetite ore formation with participation of exogenous chloride waters. Moscow, Nauka Publ., 246 p. (In Russian)
- Pavlov D.I., Ryabchikov I.D. (1968) Dolerites solidified in a salt mass. *Izv. AN SSSR, Ser. Geol.*, (2), 52-63. (In Russian)
- Pekov I.V. (2006) Ultra-alkaline vein hydrothermalites in the rocks of the ore-bearing layered complex of the Lovozero massif, Kola Peninsula: mineralogy and formation mechanism. *Mineralogy in the whole space of this word. Apatity*, 132-135. (In Russian)
- Petrographic code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact rocks. (2009) 3-rd ed. St.Petersburg, Publishing house VSEGEI, 200 p. (In Russian)
- Pil'tenko M.K. (1964) On the possibility of the formation of alkaline rocks by palingenesis of supercrustalline salt-bearing strata. *The origin of alkaline rocks. Tr. 3rd All-Union. petrogaf. Meeting.* Moscow, Nauka Publ., 117-128. (In Russian)
- Pokrovskii B.G. (2000) Crustal contamination of mantle magmas on evidence of isotope geochemistry. Moscow, Nauka Publ., 225 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2005) Vesuvius and others. Samizdat. [http://samlib.ru/p/puchkov\\_w\\_n/vezuviyiokrestnosti.shtml](http://samlib.ru/p/puchkov_w_n/vezuviyiokrestnosti.shtml) Accessed 12.12.2015 (In Russian)
- Purtov V.K., Anfilogov V.N., Egorova L.G. (2002) Interaction of basalt with chloride solutions and the mechanism of formation of acidic melts. *Geokhimiya*, (10), 1084-1097. (In Russian)
- Reef, saline and black shale formations of Russia. (2015) (Ch. eds G.A. Belenitskaya, O.V. Petrov, N.N. Sobolev). St.Petersburg, Publishing house VSEGEI, 624 p. (In Russian)
- Reefogenic and sulfate-bearing formations of the Phanerozoic of the USSR. (1990) (Ch. eds G.A. Belenitskaya, N.M. Zadorozhnaya). Moscow, Nedra Publ., 291 p. (In Russian)
- Ritmann A. (1964) Volcanoes and their activity. Moscow, Mir Publ., 438 p. (In Russian)
- Ryabchikov I.D., Khamilton D.L. (1971) On the possibility of separating of concentrated chloride solutions during crystallization of acid magmas. *Dokl. Akad. Nauk SSSR.*, **197**(4), 933-936. (In Russian)
- Safonov O.G., Butvina V.G. (2013) Interaction of model peridotite with H<sub>2</sub>O–KCl fluid: experiment at 1.9 GPA and its implications for upper mantle metasomatism. *Petrology*, **21**(6), 599-615.
- Safonov O.G., Perchuk L.L., Litvin Yu.A. (2007) Interaction of diopside and jadeite with potassium chloride at a pressure of 5 GPA. *Dokl. Akad. Nauk*, **415**(1), 105-109. (In Russian)
- Semenov E.I. (2007) Metallization and mineralization of alkaline rocks. Moscow, Geokart, GEOS Publ., 196 p. (In Russian)
- Serdyuchenko D.P. (1972) Saline sedimentary rocks in the Precambrian earth strata and their scapolite-bearing metamorphic derivatives. *Geology Precambrian.* Leningrad, Nauka Publ., 31-41. (In Russian)
- Solov'ev S.P. (1970) Chemistry of igneous rocks and some issues of petrochemistry. Leningrad, Nauka Publ., 312 p. (In Russian)
- Systematics and classification of sedimentary rocks and their analogues. (1998) V.N. Shvanov, V.T. Frolov, E.I. Sergeeva, V.I. Dragunov, D.K. Patrunov, V.G. Kuznetsov, U.A. Belenitskaya, V.V. Zhdanov, I.B. Volkova. St.Petersburg, Nedra Publ., 352 p. (In Russian)
- Ziegler P.A., Horvath F. (ed.). (1996) Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. *Mem. Mus. Natn. Hist. Nat. Paris*, **170**. 511 p.