

УДК 552.31

ПЕТРОЛОГИЯ СРЕДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО ИНТРУЗИВНОГО ТИКШЕОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)¹

© 2021 г. Е. В. Шарков^{а,*}, А. В. Чистяков^а, М. М. Богина^{а,**},
В. В. Щипцов^б, Б. В. Беляцкий^с, П. В. Фролов^б

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^бИнститут геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

^сВсероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Центр изотопных исследований, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: sharkov@igem.ru

**e-mail: lekhta@mail.ru

Поступила в редакцию 24.11.2020 г.

После доработки 03.02.2021 г.

Принята к публикации 29.03.2021 г.

Впервые приведено всестороннее описание одного из древнейших в мире Тикшеозерского ультрамафит-щелочно-карбонатитового интрузивного комплекса (~1.99 млрд лет), входящего в состав среднепалеопротерозойской изверженной провинции Балтийского щита. Рассмотрено его геологическое строение, а также петрографическая, минералогическая и геохимическая характеристики пород этого комплекса. Он был сформирован в три интрузивные фазы. Первая фаза образована породами нормальной щелочности: дунитами, верлитами, клинопироксенитами и габбро. Среди пород второй фазы отмечаются оливиниты, но преобладают щелочные ультрамафиты: якупирангиты (щелочные клинопироксениты) и фойдолиты (мельтейгиты, ийолиты и уртиты); в подчиненном количестве встречены щелочные габбро и нефелиновые сиениты. Третья интрузивная фаза представлена карбонатитами. Согласно геохимическим и минералогическим данным, все три фазы представляют собой независимые образования и не являются продуктами дифференциации единого исходного расплава. Показано, что нефелиновые сиениты были сформированы в результате фракционирования фойдолитов. Предложена модель формирования подобных комплексов в результате декомпрессионного плавления головы мантийного плюма, содержащего карбонатный флюид.

Ключевые слова: щелочно-ультрамафические с карбонатитами массивы, крупная изверженная провинция (КИП), мантийный плюм, ультрамафиты, фойдолиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты, интрузивные фазы, карбонатный флюид

DOI: 10.31857/S0869590321050071

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в мире известно более 500 ультрамафит-щелочно-карбонатитовых магматических комплексов (Wolley, Kjarsgaard, 2008). Они входят в состав крупных изверженных провинций (КИП (LIP); Ernst, 2014), связанных с подъемом мантийных плюмов. В пределах КИП они формируют ареалы, известные в качестве щелочных провинций, например Маймеча-Котуйская в пермо-триасовой Сибирской КИП (Васильев, 1988) или Кольская (Арзамасцев, Ву, 2014) в девонской Восточно-Европейской КИП и др.

Как правило, подобные комплексы представляют собой крутопадающие тела площадью первые десятки, редко сотни, квадратных километров с резкими интрузивными контактами с вмещающими породами. Они имеют сложное внутреннее строение и образованы широким спектром пород, формирование которых можно объединить в три главные интрузивные фазы, последовательно сменяющие друг друга. Породы первой фазы обычно представлены высокомагнезиальными ультрамафитами (дунитами, верлитами и клинопироксенитами, совместно или по отдельности). Второй фазы — преимущественно щелочные породы (якупирангиты, фойдолиты, нефелиновые сиениты и др.) и ассоциирующие с ними оливиниты и

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi: 10.31857/S0869590321050071 для авторизованных пользователей.

фоскориты. Внедрение карбонатитов третьей фазы повсеместно завершает интрузивный процесс.

Несмотря на довольно широкую распространенность этих устойчивых ассоциаций и почти вековую историю их изучения, вопрос о характере взаимосвязи карбонатитов и силикатных пород в подобных комплексах до сих пор остается дискуссионным (Woolley, Church, 2005; Gill, 2010 и др.). Во множестве предложенных гипотез, объясняющих феномен появления карбонатитовых магм, их формирование часто рассматривается вне связи с пространственно ассоциирующими с ними силикатными магмами. Обычно предполагается, что возникновение карбонатитовых магм было связано с плавлением карбонатизированных мантийных перидотитов литосферной мантии при высоких P - T параметрах и низкой степени частичного плавления (Yaxley et al., 1991; Kogarko, Zartman, 2007; Гирнис, 2003; Brey et al., 1991). По мнению (Kogarko, Veselovsky, 2019), источник такой карбонатизации литосферной мантии связан с подъемом головных частей мантийных плюмов, где в результате адиабатического плавления на глубинах 200–300 км образуется большое количество летучих компонентов, главным образом CO_2 .

Вместе с тем геологические и изотопные данные свидетельствуют об устойчивой связи щелочных и карбонатитовых магм (например, Bell, Tilton, 2001; Kogarko, Zartman, 2007; Rukhlov et al., 2015), поэтому рассматривать происхождение карбонатитовых магм в отрыве от ассоциирующих с ними силикатных пород вряд ли правомерно. Многие исследователи полагают, что происхождение карбонатитов связано с фракционной кристаллизацией щелочных магм или с ликвацией исходного расплава гипотетического промежуточного состава. При этом гипотеза собственно кристаллизационной дифференциации исходных щелочных расплавов (Tuttle, Gittins, 1966; Wyllie, Lee, 1999; Weidendorfer et al., 2016 и др.) сталкивается с проблемой отсутствия промежуточных разновидностей пород (фракционатов), а гипотеза силикатно-карбонатитовой ликвации (Wylley, 1989; Brooker, 1998; Kjarsgaard, Hamilton, 1988; Lee, Wyllie, 1997; Martin et al., 2013; Potter et al., 2017 и др.) — с проблемой значительной разницы в вязкости силикатных и карбонатитовых расплавов. В этом случае внедрению силикатных магм должно было предшествовать внедрение карбонатитовых, хотя в реальных промежуточных очагах (ультрамафит-щелочно-карбонатитовых комплексах) таких магматических систем карбонатиты всегда образуют последнюю интрузивную фазу.

Однако во многих случаях основное внимание при описании ультрамафит-щелочно-карбонатитовых комплексов уделялось карбонатитам (Щипцов и др., 2007; Кулешевич, 2016; Tichomirowa et al., 2006,

2013 и др.), а главная по объему их силикатная часть оставалась слабо изученной, что затрудняет понимание их происхождения. Цель настоящей работы — всестороннее описание силикатных пород Тикшеозерского комплекса в Северной Карелии; знания их петрографических, минералогических и геохимических особенностей помогут в разработке основ современной петрологической модели формирования подобных комплексов.

Этот комплекс образован преимущественно клинопироксенитами при существенной роли фойдитов и карбонатитов. Он является одним из древнейших интрузивов в мире. Геохронологические исследования проводились только для карбонатитов, датирование которых различными методами дает возраст около 1.99 млрд лет (Corfu et al., 2011; Tichomirowa et al., 2013; Родионов и др., 2009 и др.). Вместе с соседним Елетьозерским сиенит-габбровым комплексом (2086 ± 30 млн лет) (Шарков и др., 2015, 2018) он входит в состав среднепалеопротерозойской крупной изверженной провинции с возрастом ~2.1–2.0 млрд лет (Шарков, Богина, 2006; Sharkov et al., 2017). Эта провинция развита в восточной части Балтийского (Фенноскандинавского) щита и представляет собой одно из древнейших проявлений КИП фанерозойского типа (Шарков и др., 2020; Ernst, 2014).

Как и все подобные КИП, рассматриваемая провинция образована крупными лавовыми покровами, сложными преимущественно пикритами и базальтами разной щелочности — от преобладающих толеитов типа E-MORB до умеренно-щелочных базальтов типа OIB (базальты океанских островов). Лучше всего эти базальты сохранились в пределах рифтовых структур, между которыми в выходах архейского фундамента развиты рои даек того же состава, а также крупные титаносные сиенит-габбровые расслоенные интрузивы: Гремяха-Вырмесский на Кольском кратоне (1.97–1.87 млрд лет, Арзамасцев и др., 2006) и упомянутый выше Елетьозерский (2.086 млрд лет, Шарков и др., 2015, 2018) — на Карельском, где с ним соседствует Тикшеозерский ультрамафит-щелочно-карбонатитовый комплекс. Кроме того, в Карелии, в районе оз. Кимозеро встречены алмазосные кимберлиты (1.92 млрд лет) (Priyatkina et al., 2014; Каргин и др., 2015; Путинцева, Спиридонов, 2016), а в Северной Финляндии — раннепалеопротерозойские карбонатиты Кортеярви и Лайвайоки (2.02 млрд лет, Nykanen et al., 1997). Таким образом, данная провинция содержит практически полный набор магматических проявлений, типичных для фанерозойских КИП (Ernst, 2014).

Одним из наименее изученных объектов этой КИП является Тикшеозерский ультрамафит-щелочно-карбонатитовый комплекс.

Предварительные результаты его изучения были опубликованы ранее (Шарков и др., 2019), но

за последние годы были получены и новые данные, что позволило уточнить общую картину и частично пересмотреть сделанные ранее выводы.

Тикшеозерский комплекс был открыт в 1972 г. группой В.Д. Слюсарева в ходе тематических работ Института геологии Карельского научного центра РАН (ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск) при заверке геофизической аномалии на плохо обнаженной болотистой местности. Наряду с известными ранее клинопироксенитами, они обнаружили щелочные породы, а затем и карбонатиты. Проведенные здесь в 1970–1980-х гг. геолого-поисковые работы (преимущественно на апатит) позволили уточнить контуры комплекса и выявить спектр слагающих его пород (Богачев и др., 1976). Однако существенных концентраций полезных ископаемых здесь не было найдено, и интерес к массиву значительно снизился, ограничившись отдельными публикациями (Сафронова, 1988; Щипцов и др., 2007; Иващенко, Голубев, 2011; Кулешевич, 2016 и др.). Большая часть каменного материала, собранного в процессе геологических исследований, а также практически весь керновый материал буровых скважин были утеряны.

В рамках базовой темы ИГЕМ РАН были возобновлены исследования Тикшеозерского массива, как одного из ключевых объектов геологической истории Балтийского щита, с использованием современной аналитической техники. Были проведены новые полевые исследования, позволившие собрать коллекцию основных разновидностей пород, а также был использован сохранившийся материал прежних исследований. К сожалению, некоторые потери оказались необратимыми – так, не сохранилось ни одного образца серпентинизированных дунитов из южной части комплекса, и здесь мы можем опираться только на результаты предыдущих исследователей. Мы впервые детально охарактеризовали петрографию, минералогию и геохимию пород комплекса, а также разработали новую модель его формирования. Все это позволило нам составить наиболее полную картину этого уникального интрузива.

В работе приводятся, главным образом, оригинальные данные и на нескольких графиках приводятся также данные по нефелиновым сиенитам из литературных источников. Авторами были изучены более 130 прозрачно-полированных шлифов по всем главным типам пород в составе Тикшеозерского комплекса. Проведены определения содержаний главных и редких компонентов методом РФА более чем в 100 пробах, редких и рассеянных элементов методом ICP-MS в 50 пробах и изучены составы минеральных фаз в 54 шлифах (методику исследований см ниже).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТИКШЕОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

Тикшеозерский ультрамафит-щелочно-карбонатитовый комплекс площадью около 24 км², прорывает архейские гранито-гнейсы и раннепалеопротерозойские граниты (рис. 1). Его северная граница скрыта под акваторией оз. Тикшеозера; восточная и южная границы, из-за плохой обнаженности, проводятся в основном по данным буровых и геофизических работ. Прослежена только западная граница комплекса с архейскими гнейсами, но и она проходит по зоне совместного расщепления. На некотором удалении от главного тела комплекса располагаются небольшие спутники, крупнейшим из которых является Восточный спутник размером 0,7 × 2 км.

Как видно на рис. 1, в настоящее время комплекс представляет собой коллаж из тектонических блоков, так что его первоначальная форма неизвестна. Вместе с тем в породах Тикшеозерского комплекса проявлена первичная магматическая расслоенность, которая, хотя и слабее, чем в расположенном рядом Елетьозерском сиенит-габбровом комплексе, но позволяет судить о его кумулятивной стратиграфии. Судя по многочисленным следам интрузивных взаимоотношений между различными породами, особенно щелочного ряда, формирование комплекса происходило в неспокойной обстановке и говорить о его внутренней структуре можно лишь в самых общих чертах.

В отличие от большинства ультрамафит-щелочно-карбонатитовых комплексов во всем мире, часто имеющих штокообразное или концентрически-зональное строение, Тикшеозерский комплекс представляет собой субмеридионально-вытянутое лополитообразное тело, разделенное разломами на три блока: Шапкозерский, Центральный и Тикшеозерский, которые в значительной мере имеют автономное строение, что не позволяет достоверно реконструировать исходное строение массива.

Шапкозерский блок (рис. 1) мощностью до 250 м имеет сложное строение и образован преимущественно ультрамафитами: серпентинизированными дунитами, верлитами, а также клинопироксенитами при подчиненной роли габбро. Вся южная часть Шапкозерского блока образована пологозалегающим телом серпентинизированных дунитов, которые первыми исследователями описывались как оливиниты (см. раздел Петрография), мощностью около 100 м, слагающих здесь нижнюю часть разреза массива. В районе северного берега оз. Шапкозеро, согласно неопубликованным данным Н.Н. Холодилова и др., наблюдается нерегулярное чередование дунитов, верлитов и клинопироксенитов, и уже далее на север развито обширное поле клинопироксенитов, часто оливинсодержащих. В центральной части этого поля в клинопироксенитах появляется интерстициаль-

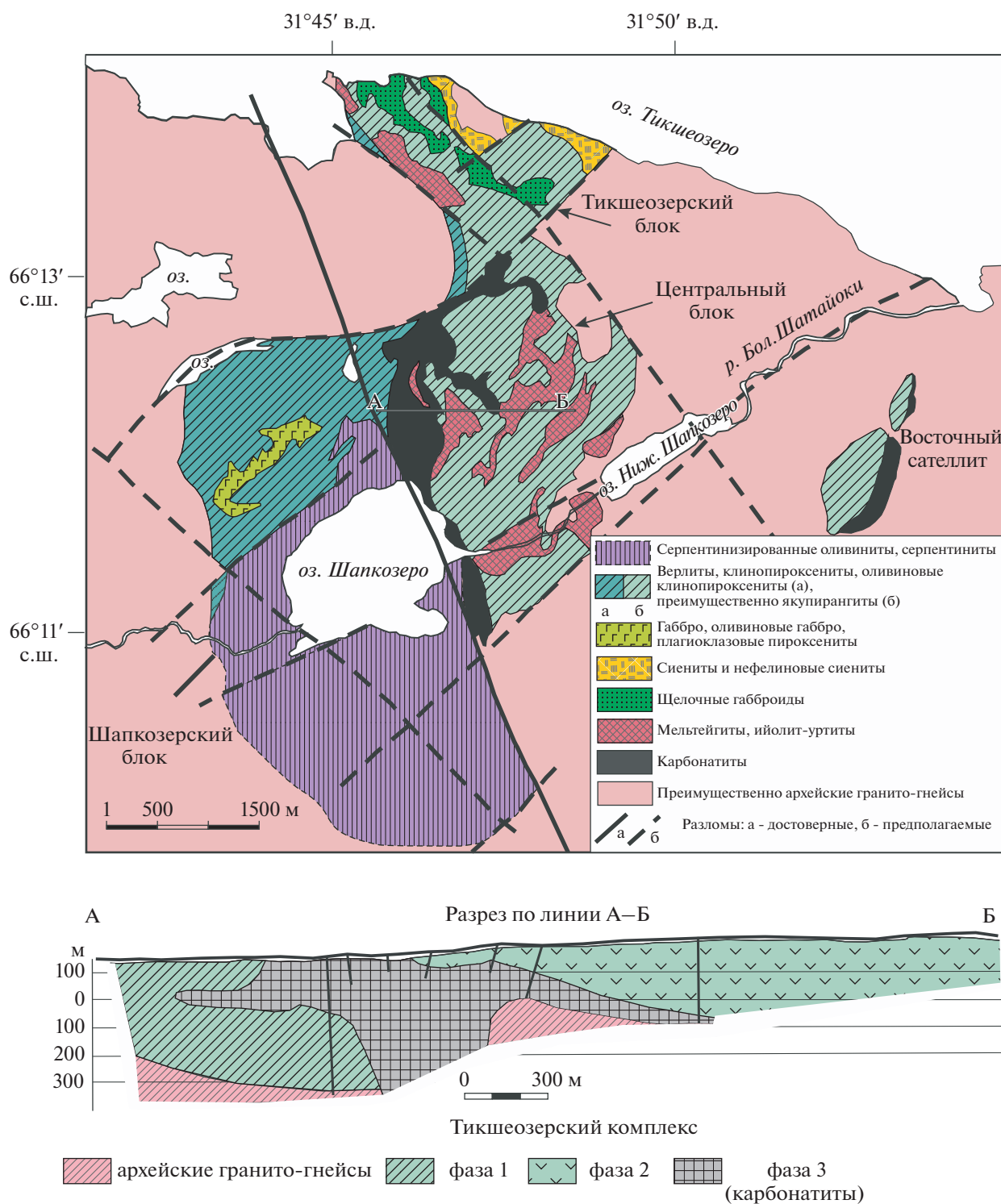


Рис. 1. Схема геологического строения Тикшеозерского комплекса по (Щипцов и др., 2007) с уточнениями и дополнениями.

ный плагиоклаз, и клинопироксениты путем переслаивания сменяются феррогаббро и оливиновыми габбро, слагающими самый верх сохранившегося разреза данного блока. Иными словами, в пределах

этого блока наблюдается переход от дунитов через верлиты, оливиновые клинопироксениты и клинопироксениты к оливиновым габбро и феррогаббро, что обычно для расслоенных мафит-

ультрамафитовых интрузивов, сложенных породами нормальной или слабо повышенной щелочности (Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 2006 и др.).

Благодаря тому, что породы Шапкозерского блока характеризуются повышенной магнезиальностью и, соответственно, являются наиболее высокотемпературными, большинство исследователей относит их к первой интрузивной фазе Тикшеозерского комплекса (Шипцов и др., 2007; Ивашенко, Голубев, 2011; Кулешевич, 2016 и др.).

Центральный блок, отделенный крупным разломом от расположенного к югу Шапкозерского блока, сильно отличается от него строением и вещественным составом. Большинство исследователей эти образования относятся ко второй интрузивной фазе (Шипцов и др., 2007; Ивашенко, Голубев, 2011). Основная часть блока образована щелочными клинопироксенитами (якупирангитами) с небольшим количеством интерстициального нефелина, биотита и керсутита, нередко с повышенным содержанием Fe-Ti оксидов. Судя по данным бурения, в основании разреза Центрального блока на глубинах 80–212 м, под якупирангитами встречены оливиниты (неопубликованные данные Н.Н. Холодилова), которые отличаются от дунитов Шапкозерского блока отсутствием хромита и пониженной магнезиальностью оливина. По-видимому, они являются самыми высокотемпературными кумулатами образований второй фазы, аналогично дунитам первой фазы.

Среди пород Центрального блока важную роль также играют различные фойдолиты: мельтейгиты, ийолиты, уртиты и др., иногда ритмично переслаивающиеся друг с другом; при этом тела фойдолитов нередко связаны постепенными переходами с якупирангитами. Вместе с тем, как отмечалось выше, многочисленные следы интрузивных взаимоотношений между породами свидетельствуют о неспокойной обстановке формирования второй фазы интрузива, о внедрении новых порций расплава в затвердевающую интрузивную камеру. Однако это не меняло общую картину последовательного формирования пород от оливинитов до уртитов. Судя по данным бурения, вертикальная мощность интрузива в пределах блока достигает 500 м, снижаясь на периферии до 50–70 м (Ивашенко, Голубев, 2011).

Особенностью Центрального блока является наличие крупного тела карбонатитов (рис. 1), главным образом кальцитовых, секущего все перечисленные выше породы и содержащего как их обломки, так и ксенолиты вмещающих архейских пород. Обломки в таких эруптивных брекчиях не отсортированы; количественное соотношение обломков и цемента существенно варьирует. Контакты с вмещающими силикатными породами как резкие, так и с появлением различных карбо-

нато-силикатных пород (см. раздел Петрография). Мощность приконтактных изменений непостоянна, но часто превышает 10 м (Шипцов и др., 2007). Эти карбонатиты относятся к третьей заключительной интрузивной фазе. Кальцитовые карбонатиты с апатитом обычно содержат редкометальную (Zr, Nb, Ta) минерализацию. Доломит-кальцитовые карбонатиты найдены только в Восточном сателлите.

Северный, *Тикшеозерский блок* расположен вдоль берега оз. Тикшеозеро, под акваторию которого уходит его продолжение. Он отделен от Центрального блока зоной кулисообразных разломов северо-восточного простирания. Согласно данным бурения, мощность блока составляет 300–400 м, и, по существу, он представляет собой северную часть Центрального блока. В небольшом количестве вдоль западного контакта блока с вмещающими породами архея наблюдаются оливиновые якупирангиты, а сам блок сложен в основном якупирангитами и их разновидностями, обогащенными Fe-Ti оксидами, а также щелочными габброидами и фойдолитами. Небольшие тела нефелиновых сиенитов интродуцируют фойдолиты.

Таким образом, в отличие от большинства ультрамафит-щелочно-карбонатитовых комплексов с концентрически-зональным строением, Тикшеозерский комплекс, скорее, напоминает многофазный расслоенный интрузив, породы которого формировались по крайней мере в три главные интрузивные фазы: (1) ультрамафиты (дуниты, верлиты, клинопироксениты и габбро); (2) преимущественно щелочные породы: якупирангиты и фойдолиты (ийолиты, мельтейгиты, уртиты), щелочные габбро, нефелиновые сиениты и др.; в основании разреза под горизонтом якупирангитов отмечаются оливиниты и верлиты; (3) преимущественно кальцитовые карбонатиты и связанные с ними контактово-метасоматические силикатно-карбонатные породы. Вместе с тем по вещественному составу пород и последовательности событий Тикшеозерский комплекс полностью отвечает представлениям об ультрамафит-щелочно-карбонатитовом комплексе.

Породы первой фазы развиты преимущественно в пределах Шапкозерского блока, отделенного разломом от северо-восточной части комплекса (Центральный и Тикшеозерский блоки), образованной в основном щелочными породами второй фазы и карбонатитами. Прямые геологические данные о взаимоотношениях пород первой и второй интрузивных фаз отсутствуют, но карбонатиты прорывают как те, так и другие образования.

Тикшеозерский комплекс расположен в непосредственной близости к активному в палеопротерозое Беломорскому подвижному поясу (Ранний ..., 2005) с чем, по-видимому, и связано ши-

рокое развитие здесь разломной тектоники. Как было показано на примере соседнего Елетьозерского сиенит-габбрового комплекса, формирование разломов сопровождалось рассланцеванием пород и их метаморфизмом в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций (Шарков и др., 2018). Поскольку целью проводимых нами работ было изучение магматических процессов, мы отбирали минимально измененные магматические породы. Тем не менее и в этих образцах присутствуют следы зеленосланцевого метаморфизма в форме частичной серпентинизации оливина и частичном замещении первично-магматических клинопироксенов и амфиболов ряда паргасит-керсутит вторичным волокнистым актинолитом.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Состав главных пороодообразующих минералов определялся в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (г. Москва) на электронно-зондовом анализаторе (EPMA) JEOL JXA-8200, оснащенный пятью волновыми спектрометрами, при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре пучка 1–2 мкм. Время экспозиции на все элементы, измеряемые в оливине, пироксене и плагиоклазе, составляло 10 с на пике и по 5 с на фоне с обеих сторон. Для обеспечения электропроводимости образцы напылялись тонким слоем углерода. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF – коррекции с использованием программного обеспечения фирмы JEOL. В качестве стандартов на основные элементы использовались соединения, близкие по составу к исследуемым фазам.

Содержания петрогенных элементов в породах определялись на спектрометре последовательного действия PW-2400 в ИГЕМ РАН. Подготовка препаратов для анализа выполнена путем сплавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития в индукционной печи с последующим отливом однородного стеклообразного диска. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрациями ниже 0.5 мас. %.

Определение малых и рассеянных элементов в породах производилось с помощью масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) в ИПТМ РАН (Черноголовка), ИГЕМ РАН и ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск). Анализы одних и тех же образцов, выполненные в этих лабораториях, показали хорошую сходимость результатов.

В ИПТМ для определения использовался квадрупольный масс-спектрометр X-7 (Thermo Scientific, США). Разложение производилось ав-

токлавным методом с добавлением трасеров, содержащих 8 мг/л ^{146}Nd , 5 мг/л ^{161}Dy и 3 мг/л ^{174}Yb , по методике, описанной Карандашевым и др. (2016). Разложение образцов пород проводили путем кислотного вскрытия преимущественно в открытой системе. Пороги обнаружения для РЗЭ, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02–0.03 г/т, для Nb, Be, Co – 0.03–0.05 г/т, для Li, Ni, Y – 0.1 г/т, для Zr – 0.2 г/т, для Rb, Sr, Ba – 0.3 г/т, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 г/т. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А и СТ-1. Погрешности определения концентраций составляли от 3 до 5 отн. % для большинства элементов.

В ИГ КарНЦ РАН концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на приборе Thermo Scientific XSeries 2 по стандартной методике (Светов и др., 2015). Разложение образцов проводилось путем кислотного вскрытия в открытой системе. Правильность анализа контролировалась путем измерения стандартных образцов BNVO-2 и СГД-2А. Относительное стандартное отклонение для большинства элементов не превышало 5%, для V, Ba, Th составляло от 5 до 7%, для Sc и Ce – 9%.

В ИГЕМ РАН определение элементов методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) проводилось на XII ICP-MS Thermo Scientific масс-спектрометре. Разложение образцов пород проводили путем кислотного вскрытия в микроволновой печи. Детали методики изложены в работе (Бычкова и др., 2016).

В тексте, рисунках и таблицах аббревиатура минералов приводится по (Whitney, Evans, 2010).

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ГЛАВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПОРОД

Петрографические особенности пород

Характерной особенностью большинства пород Тикшеозерского комплекса является их неравномернозернистое, преимущественно мелко-среднезернистое строение, часто с неравномерным распределением минералов в пределах образца. Тем не менее, как будет показано ниже, во многих случаях строение этих пород, особенно ультрамафитов, определяется зернами двух групп: (1) субидiomорфных индивидуальных кристаллов и (2) расположенных в интерстициях между ними ксеноморфных выделений. Это очень напоминает строение обычных кумулатов расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов с их кумулятивными и интеркумулятивными фазами (Уэйджер, Браун, 1970). Более того, в силикатных породах Тикшеозерского комплекса нередко наблюдаются пойкилитовые структуры, где корроди-

рованные зерна минералов первой группы (кумулуса) содержатся в качестве хадакрисов в ойокристах минералов второй группы (интеркумулуса), что очень характерно для кумулатов. И хотя индивидуальные зерна минералов во многих породах, особенно щелочных, не имеют четких кристаллографических очертаний, а интерстициальный материал нередко представлен агрегатом зерен, строение пород в целом напоминает кумулат, тем более при наличии расслоенных текстур. В тех же случаях, когда использование кумулятивной терминологии затруднено, мы пользовались формальной петрографической классификацией, основанной на минеральном составе пород. На наш взгляд, все эти данные, наряду с наличием первичной магматической расслоенности, свидетельствуют о том, что становление пород Тикшеозерского ультрамафит-щелочно-карбонатитового комплекса подчинялось тем же законам теории затвердевания, что и в расслоенных интрузивах иного состава (Шарков, 2006).

Основные сведения о петрографии типичных разновидностей пород всех фаз Тикшеозерского комплекса приведены в Supplementary², ESM_1.xlsx, а представительные составы их минералов — в табл. 1 и ESM_2.xlsx, см. Supplementary. Здесь мы ограничимся только общей характеристикой петрографических особенностей изученных пород.

Особенно отметим **дуниты**. Как было отмечено выше, образцов дунитов Тикшеозерского комплекса не сохранилось, они были установлены только в керне скважин, ныне утраченном. Вместе с тем, судя по буровым и геофизическим данным, на их долю приходится около 33% площади комплекса (Ивашенко, Голубев, 2011). Согласно отчетам Н.Н. Холодилова, В.Н. Карпатенкова А.Н. Кравченко, С.Ф. Ключина и др. (неопубликованные данные), дуниты представляют собой практически мономинеральные, часто серпентинизированные породы, оливины — высокомагнезиальные (Fe_{88-90}) с NiO до 0.3 мас. %. Хромшпинелид с содержанием Cr_2O_3 около 40 мас. % присутствует в виде мелких равномерно распределенных кристаллов и редко их скоплений (Кирнарский и др., 1990). Скорее всего, дуниты представляли собой $Ol + Chr$ кумулаты, наиболее высокотемпературные фракционаты первой интрузивной фазы.

² Результаты исследований приведены в Supplementary materials к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно;
ESM_1.xlsx — Характеристика пород (фазы 1–3) Тикшеозерского комплекса;
ESM_2.xlsx — Составы минералов в породах Тикшеозерского комплекса;
ESM_3.xlsx — Моделирование процесса фракционной кристаллизации методом наименьших квадратов.

Породы первой фазы

Верлиты ($Ol + Cpx \pm Ti-Mag$ кумулаты), образованные оливином Fe_{78-79} (см. Supplementary, ESM_1.xlsx) и клинопироксеном (диопсидом $Wo_{46-48}En_{44-46}Fs_{7-8}$, табл. 1), наблюдаются преимущественно в пределах Шапкозерского блока. Обычно они образуют прослои или линзообразные тела, переслаиваясь с оливиновыми клинопироксенитами.

Верлиты представляют собой темную массивную породу, в которой оливин (40–65 об. % породы) и клинопироксен (30–55 об. %) образуют самостоятельные зерна. Присутствуют мелкие субидiomорфные зерна Fe-Ti оксидов (сростки *Mag* и *Ilm*, вероятно, первично *Ti-Mag*) с повышенным содержанием хрома (Supplementary, ESM_2.xlsx), также являющиеся кумулятивными фазами. Однако *Ti-Mag* может присутствовать и в виде интеркумулусной фазы (рис. 2), иногда совместно с сульфидами (пентландитом).

Клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты обычно наблюдаются в виде своеобразных неравнозернистых (от мелко-среднезернистых до, реже, крупнозернистых) кумулатов (рис. 2б). Клинопироксен (до 95 об. % породы) представлен диопсид-авгитом $Wo_{43-47}En_{44-49}Fs_{7-10}$. В оливинсодержащих разновидностях клинопироксенитов оливин (Fe_{76-81} , см. Supplementary, ESM_2.xlsx) образует редкие ксеноморфные выделения. Fe-Ti оксиды (сростки ильменита и магнетита) встречаются как в виде мелких включений в клинопироксене, так и в качестве интерстициальных фаз, наряду с сульфидами (главным образом, пирит). В оруденелых разновидностях (рис. 2в) Fe-Ti оксиды развиты преимущественно в форме интерстициального материала, составляющего от 15 до 60 об. %.

В интерстициальном материале, наряду с Fe-Ti оксидами, иногда наблюдается плагиоклаз (An_{60-63} , см. Supplementary, ESM_2.xlsx), в отдельных случаях в форме мелкозернистого агрегата (рис. 2г, 2д) в количестве до 20 об. %, что позволяет сопоставлять эти породы по геохимическим характеристикам с оливиновыми габбро (см. раздел Геохимия). На границе зерен плагиоклаза с оливином и Fe-Ti оксидами наблюдаются коронарные структуры (рис. 2д, 2е, 2ж), близкие к описанным в феррогаббро Ельтьозерского комплекса (Шарков, Чистяков, 2017).

Габбро встречаются в юго-западной части Шапкозерского блока, где они переслаиваются с плагиоклазсодержащими клинопироксенитами и, по-видимому, слагают верхнюю часть сохранившегося разреза этого блока. Они представляют собой мелко-среднезернистые породы — кумулаты, сложенные диопсидом $Wo_{47}En_{41}Fs_{12}$ (около 60 об. %, табл. 1), плагиоклазом An_{51-54} (около 30 об. % по-

Таблица 1. Представительные составы пироксенов из пород Тикшеозерского комплекса (мас. %)

Компоненты	T2*	T4	T18	25-12	T22	T37	838	T23	26-26	T32a	T15	834
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	51.36	50.62	52.51	46.47	51.11	53.42	50.06	51.35	50.05	47.85	46.05	47.80
TiO ₂	0.86	1.05	0.65	2.56	1.04	0.06	0.90	1.04	1.32	1.88	2.12	1.91
Al ₂ O ₃	3.53	3.91	2.58	8.45	3.42	0.68	5.43	3.04	4.91	7.25	8.10	6.91
Cr ₂ O ₃	0.48	0.28	0.65	0.11	0.00	0.00	0.10	0.30	0.00	0.03	0.02	0.01
FeO*	4.94	5.95	4.19	5.16	7.44	9.05	5.58	7.06	9.28	8.56	8.77	8.30
MnO	0.09	0.12	0.09	0.04	0.22	0.30	0.11	0.23	0.28	0.25	0.22	0.17
MgO	15.42	14.93	16.39	12.26	14.28	13.11	14.36	14.29	11.13	10.34	10.81	10.87
CaO	22.28	21.92	22.68	24.23	22.11	22.87	22.87	22.61	22.69	22.98	23.01	23.36
Na ₂ O	0.32	0.46	0.34	0.39	0.45	0.24	0.39	0.41	0.71	0.85	0.73	0.72
NiO	0.03	0.07	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04
Сумма	99.31	99.31	100.09	99.70	100.08	99.74	99.80	100.34	100.37	99.99	99.83	100.10
Wo	46.8	46.2	46.5	53.4	47.4	47.2	48.4	46.9	49.7	51.9	51.1	51.8
En	45.0	43.8	46.7	37.6	42.6	37.7	42.3	41.3	33.9	32.5	33.4	33.5
Fs	8.2	10.0	6.8	9.0	10.0	15.1	9.4	11.8	16.4	15.6	15.6	14.7
Компоненты	T32	27-1	32-1	32-2	T53	T56	26-1-8	839	839	20-5	20-5	
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
SiO ₂	49.39	50.13	44.52	45.73	46.75	48.98	47.26	53.71	53.58	54.58	53.41	
TiO ₂	1.55	1.05	2.64	2.59	1.93	1.93	2.20	0.75	0.43	0.54	0.75	
Al ₂ O ₃	5.60	2.82	9.85	7.07	5.60	5.01	6.29	1.86	1.77	5.79	7.05	
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.07	0.05	
FeO*	8.33	14.00	9.36	7.76	13.28	6.57	7.34	23.95	22.88	22.94	21.74	
MnO	0.25	0.37	0.12	0.14	0.37	0.10	0.18	0.00	0.02	0.00	0.01	
MgO	10.91	8.48	11.33	11.35	8.30	12.09	11.58	2.51	3.21	0.52	0.50	
CaO	23.46	21.94	20.90	23.81	22.84	24.18	24.33	3.97	5.04	0.91	0.62	
Na ₂ O	0.79	1.24	1.34	0.56	0.70	0.45	0.34	12.61	12.07	14.71	14.64	
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	
Сумма	100.29	100.06	100.06	99.05	99.77	99.35	99.54	99.39	99.02	100.07	98.79	
Wo	51.7	48.8	47.4	56.2	50.7	52.3	52.5					
En	33.5	26.2	35.8	37.3	25.6	36.4	34.8					
Fs	14.8	25.0	16.8	6.6	23.7	11.3	12.7					

Примечание. 1–19 – клинопироксены ряда диопсид–авгит, 20–23 – эгирины. Породы: первая фаза 1–8: 1 – верлит, 2–4 – оливиновый клинопироксенит и клинопироксенит, 5 – оливин–плаггиоклазовый клинопироксенит, 6–8 – габбро; вторая фаза 9–19: 9, 10 – щелочное габбро, 11, 12 – якупирангит, 13–16 – ряд мельтейгит–ийолит, 17–18 – уртит, 19 – тавит. 20–23 – карбонат–силикатные породы. FeO* – суммарное содержание железа в виде FeO.

* Номер образца.

роды) и Fe–Ti оксидами (до 10 об. %); отмечаются единичные зерна оливина (Fo_{60}) и акцессорные биотит и F-апатит (см. Supplementary, ESM_2.xlsx).

Породы второй фазы

Образования второй фазы Тикшеозерского комплекса представлены в основном разнообразными ультраосновными щелочными породами от

якупирангитов до фойдолитов ряда мельтейгит–ийолит–уртит и их сильно измененными разновидностями, а также щелочными габбро и нефелиновыми сиенитами. Особенностью всех этих пород является отсутствие эгирина и развитие фассаита.

Самым высокотемпературным кумулатом здесь, по-видимому, являются оливиниты ($OI \pm$

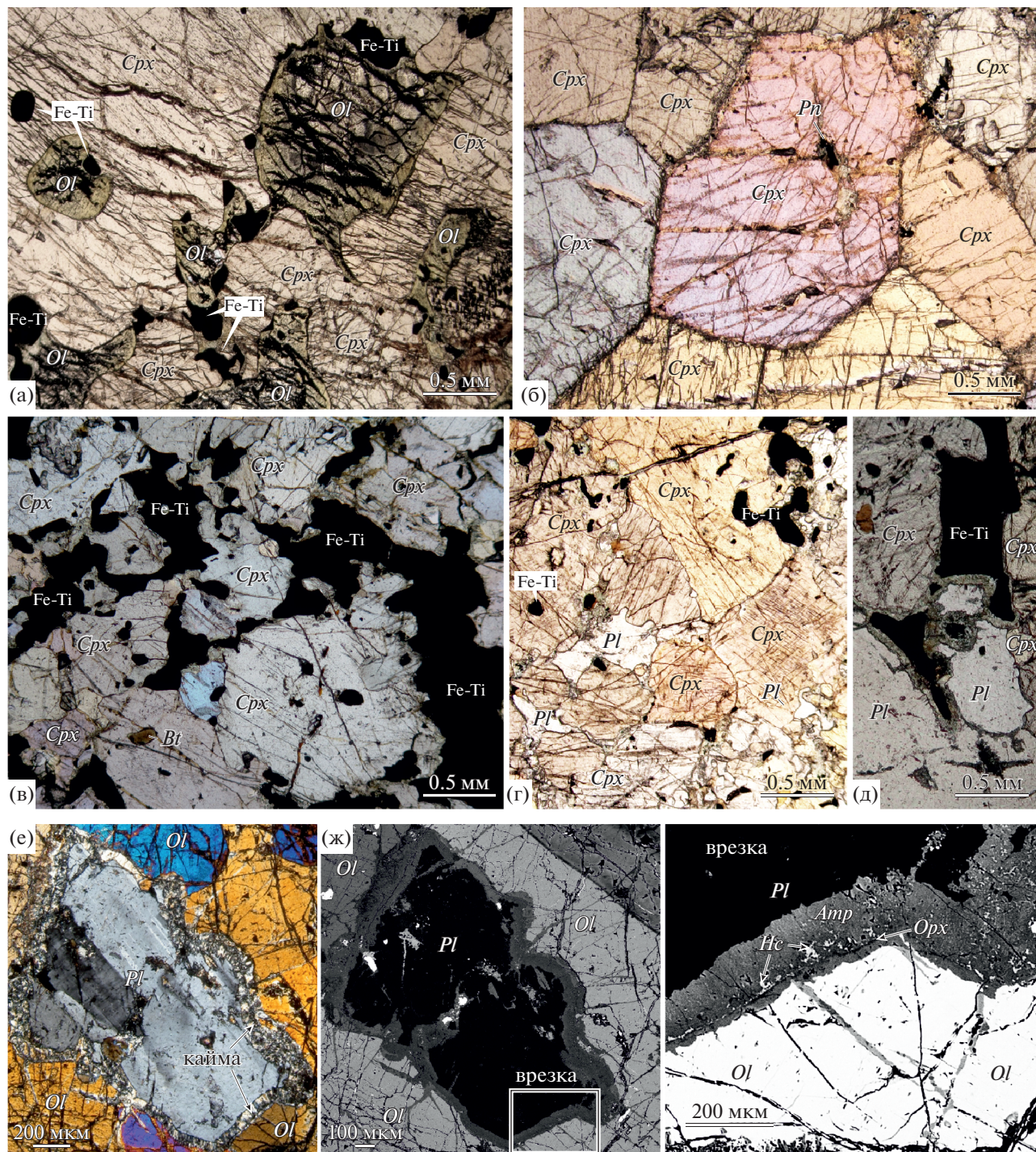


Рис. 2. Микрофото структур ультраосновных пород.

Вторая фаза: (а) — пойкилитовый верлит, обр. 25-12, без анализатора. Первая фаза: (б) — клинопироксенит, обр. Т18, без анализатора; (в) — рудный клинопироксенит, обр. 41-1-1, без анализатора; (г, д, е, ж) — оливин-плаггиоклазовый клинопироксенит: (г) — общий вид, без анализатора, (д) — амфиболовые каймы на контактах Fe-Ti оксидов с плаггиоклазом; (е, ж) — структурные соотношения оливина с плаггиоклазом (е — николи скрещены; ж — в отраженных электронах); на врезке — фрагмент (ж) детально: контакт оливин-плаггиоклаз (в отраженных электронах). Принятые на рис. 2, 3 и 7 сокращения минералов: *Ol* — оливин, *Cpx* — клинопироксен, *Orx* — ортопироксен, *Pl* — плаггиоклаз, *Amp* — амфибол, *Krs* — керсутит, *Ne* — нефелин, *Mag* — магнетит, *Ilm* — ильменит, Fe-Ti — сростки магнетита и ильменита, *Sdl* — содалит, *Cal* — кальцит, *Bt* — биотит, *Ap* — апатит, *Ttn* — титанит.

$\pm \text{Cpx} \pm \text{Ti-Mag}$ кумулаты), описанные предыдущими исследователями (см. выше). В нашей коллекции кумулаты представлены **пойкилитовым верлитом** (рис. 2а). Эта порода характеризуется появлением крупных ойкокристаллов клинопироксена, где в качестве хадакристаллов содержатся корродированные зерна кумулятивного оливина (рис. 3а). Порода характеризуется повышенными содержаниями несовместимых элементов, что типично для пород второй фазы.

Нефелинсодержащие клинопироксениты (якупирангиты) макроскопически практически не отличаются от клинопироксенитов первой фазы. Они обычно имеют неравномернозернистую текстуру и образованы преимущественно (до 70 об. %) зернами интенсивно плеохроирующего в розовых тонах фассаита (титанистого диопсида $\text{Wo}_{50-54}\text{En}_{33-35}\text{Fs}_{13-16}$), содержащего до 3 мас. % TiO_2 и 0.67–1.85 мас. % Na_2O . Fe-Ti оксиды (от 1–2 до 10 об. %), в форме распавшихся на *Mag* и *Ilm* субидиоморфных кристаллов *Ti-Mag*, равномерно рассеяны по породе, образуя в том числе и включения в *Cpx* (рис. 3а), т.е., как и *Cpx*, представляют собой минералы кумулуса, а сами якупирангиты — *Cpx* + *Ti-Mag* кумулаты. Остальные минералы присутствуют в виде ксеноморфных интерстициальных фаз. Это преимущественно нефелин (от 1–2 до 10 об. %) и керсутит, иногда образующий крупные ойкокристаллы с хадакристаллами кумулятивных зерен *Cpx* и Fe-Ti оксидов; отмечаются единичные выделения оливина (Fo_{55}) и флогопита, а также F-апатита.

Фоидолиты Тикшеозерского комплекса образуют ряд пород, нередко переслаивающихся друг с другом, а также с якупирангитами, хотя, как уже отмечалось, иногда имеют сложные интрузивные соотношения друг с другом. Согласно существующим классификациям (Петрографический ..., 2009), среди фоидолитов выделяются **мельтейгиты** с содержаниями нефелина 30–40 об. %, **ийолиты** — 40–60 об. % и **уртиты** — более 60 об. %.

Главные минералы фоидолитов представлены нефелином и плеохроирующим в розовых тонах титанистым диопсидом — фассаитом (табл. 1), которые являются кумулятивными фазами (рис. 3). При этом состав клинопироксена изменяется от $\text{Wo}_{47-56}\text{En}_{32-37}\text{Fs}_{9-17}$ — в мельтейгитах-ийолитах до $\text{Wo}_{50-53}\text{En}_{26-34}\text{Fs}_{13-23}$ — в урритах. Иногда в небольшом количестве присутствует кумулятивный оливин $\text{Fo}_{58,0}$ (см. Supplementary, ESM_2.xlsx).

В качестве интерстициальных фаз обычно наблюдаются зелено-коричневатые амфиболы паргасит–керсутитового ряда, которые, как и в якупирангитах, иногда образуют крупные ойкокристаллы с хадакристаллами кумулятивных *Cpx* и *Ne*, а также биотит и Fe-Ti оксиды. Обычными акцессорными минералами являются F-апатит и реже титанит и перовскит. Часто отмечается при-

сутствие тонкой сульфидной вкрапленности и карбонатного материала, развитого в форме мелких зерен и тонких прожилков. По нефелину нередко развивается вторичный содалит.

Фоидолиты нередко подвергаются вторичным изменениям и почти нацело преобразуются. Среди таких измененных пород наиболее распространены **тавиты** (вероятно, бывшие мельтейгиты), состоящие из мелкозернистого агрегата паргасита и титан-авгита ($\text{Wo}_{52}\text{En}_{35}\text{Fs}_{13}$) и скоплений зерен содалита различной формы и размеров (рис. 3в). В акцессорных количествах присутствуют титанит и шорломит; в виде мелких зерен по всей породе развит кальцит. Другой разновидностью “вторичных” пород являются **канкринит-нефелин-флогопитовые породы** (см. Supplementary, ESM_2.xlsx).

Нефелиновые сиениты на 30–40% состоят из выделений клинопироксена ($\text{Wo}_{49}\text{En}_{26-29}\text{Fs}_{22-25}$) в лейкократовом материале, образованном нефелином (до 20%), альбитом (Ab_{99}), калиевым полевым шпатом (Or_{89}) и содалитом. В акцессорных количествах присутствуют Fe-Ti оксиды, *Ap* и титанит. Местами присутствует карбонат, при этом пироксены замещаются *Amp* и *Phl*.

Одной из разновидностей щелочных пород являются **щелочные габбро**, (рис. 3г). Щелочные габбро образованы преимущественно диопсидом ($\text{Wo}_{50-52}\text{En}_{31-35}\text{Fs}_{13-17}$) и плагиоклазом (обычно An_{46-56} , в отдельных случаях до An_{77}), слагая примерно в равных количествах до 70 об. % породы; не менее ее 10 об. % составляет нефелин. Fe-Ti оксиды образуют сростки с биотитом ($\text{Mg\#}$ 0.38–0.44), совместно составляя около 20 об. % породы. Акцессорный F-*Ap* наблюдается часто в виде мелких включений в биотите.

Породы третьей фазы

Карбонатиты и карбонатно-силикатные породы связаны с заключительным этапом формирования Тикшеозерского массива — внедрением крупного тела карбонатитов Центрального блока (рис. 1).

Сами карбонатиты представляют собой породу, состоящую в основном из зерен кальцита и F-апатита (до 15–20 об. %), которая, судя по структуре, часто напоминает апатит-кальцитовый кумулат (рис. 3е). В количестве первых процентов здесь присутствуют флогопит и титаномagnetит, образующий как мелкие включения в кальците, так и более крупные выделения сложной формы. Обычно такие выделения ассоциируют с небольшими скоплениями мелких кристаллов рихтерита или катофорита, F-апатита и флогопита (магнетизм около 0.8), по периферии которых развивается близкий к доломиту карбонат (Fe доломит, MgO около 18 мас. %, FeO около 5 мас. %). В акцессорных количествах отмечаются зерна мона-

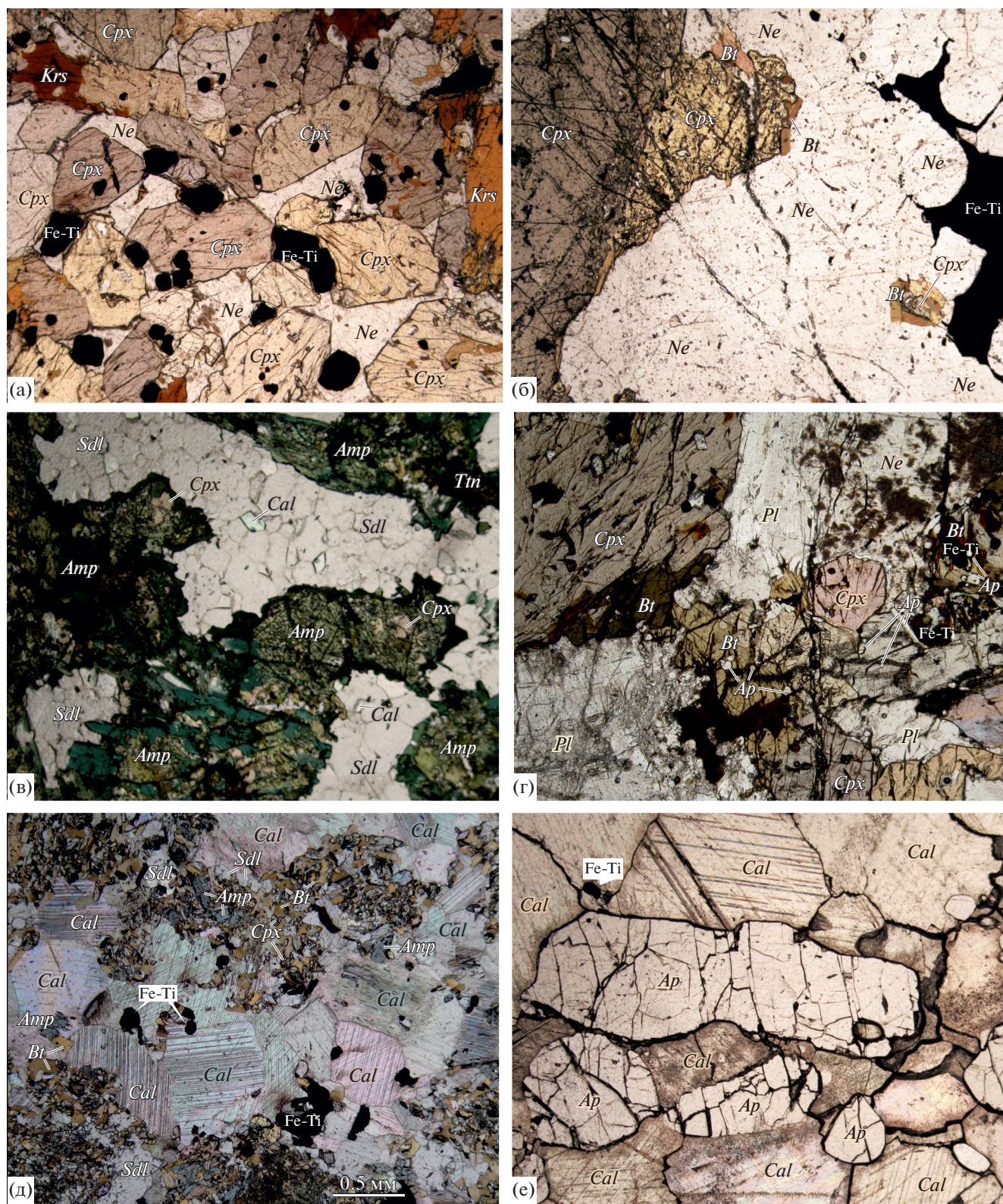


Рис. 3. Микрофото структур некоторых щелочных пород и карбонатитов (без анализатора).

(а) — якупирангит, обр. Т15; (б) — мельтейгит, обр. 32-2; (в) — тавит, обр. 26-1-8; (г) — тералит, обр. 26-26; (д) — карбонат-силикатная порода, обр. 37-9; (е) — карбонатит, обр. 154/142. На рис. (д) приведена масштабная линейка для всего рисунка.

цита, циркона и сульфидов, преимущественно пирита.

В зоне экзоконтакта тел карбонатитов с вмещающими силикатными породами развиты разнообразные метасоматиты: амфибол-карбонатные, амфибол-флогопит-карбонатные (рис. 3д), а также содалит-щелочно-амфиболовые, с нефелином, эгирином, канкринитом, шорломитом и титанитом и др. Породы имеют пятнистый или полосчатый облик, определяемый наличием в кальците мелкозернистых скоплений темноцветных минералов и лейкократовых обособлений содалита и канкринита, иногда альбита и калиевого полевого шпата.

Пятна силикатных пород по своей мелкозернистой структуре и минеральному составу часто напоминают фениты — экзоконтактовые щелочные метасоматиты, возникающие на границе щелочных интрузивов с вмещающими породами, в частности с гранито-гнейсами. Возможно, что в данном случае здесь могли быть и ксенолиты вмещающих гнейсов, захваченные карбонатитовой магмой в процессе ее внедрения.

Особенности состава главных минералов пород Тикшеозерского комплекса

Оливин. Магнезиальность оливина снижается от хризолита Fo_{79-80} в верлитах к Fo_{64-67} в *Ol-Pl* клинопироксенитах (оливиновое габбро), Fo_{60} — в оливиновом габбро и до гиалосидерита Fo_{58} в мельтейгите. Такая магнезиальность предполагает, что данные породы не являются прямыми мантийными производными, а подверглись фракционированию. Содержание NiO в оливинах снижается от 0.19 мас. % в верлитах до 0.03 мас. % в *Pl-Ol* клинопироксенитах и 0.06 мас. % в ийолитах. Оливины из ультрамафитов практически не содержат кальция, тогда как в щелочных породах оливин содержит 0.06–0.08 мас. % CaO. Все оливины низкотитанистые (0.01–0.02 мас. % TiO_2), содержание MnO в них возрастает от 0.3 мас. % в верлитах до 2.64 мас. % — в ийолитах.

Клинопироксен является одним из главных минералов в породах Тикшеозерского комплекса, присутствуя во всех разновидностях. Зональность в минерале не установлена. Согласно IMA классификации, клинопироксены соответствуют в основном диопсидам, за исключением карбонатно-силикатных пород, где встречен эгирин (рис. 4). На диаграмме *Di-Aeg-Hd* составы клинопироксенов образуют серию трендов с уменьшением магнезиальности и увеличением акмитового минала, идущих от клинопироксенитов нормальной серии (первой фазы) через якупирангиты, фойдолиты и щелочные габбро к нефелиновым сиенитам ($Mg\#$ от 88 в клинопироксенитах до 72–77% в якупирангитах, до 54% в нефелиновых сиенитах,

содержание акмитового минала от 2.56% в клинопироксенитах до 8.82% в нефелиновых сиенитах). Клинопироксен в карбонатите близок к клинопироксенам в породах щелочной ультраосновной серии.

В ряду пород первой фазы состав клинопироксена (диопсида) изменяется от $Wo_{43-47}En_{44-48}Fs_{4-10}$ в верлитах и клинопироксенитах до $Wo_{47}En_{41}Fs_{12}$ — в габбро (рис. 5). В породах щелочного ряда (вторая фаза) *Spx* характеризуется повышенными содержаниями TiO_2 и Al_2O_3 с увеличением железистости до 11–15% *Fs* в якупирангитах и до 23% *Fs* — в уртитях. В щелочных габбро *Spx* имеет состав $Wo_{50-52}En_{31-35}Fs_{13-16}$, а в нефелиновых сиенитах — $Wo_{48-49}En_{28-30}Fs_{20-25}$.

Клинопироксены из пород нормальной и щелочной серий образуют сходные тренды на *Di-Aeg-Hd* диаграмме (рис. 4), эволюционируя к более железистому составу. При этом видно, что тренд пород нормальной серии смещен относительно остальных пород к нижней части диаграммы. Тренды эволюции пироксенов Тикшеозерского комплекса (рис. 4) близки к таковым в комплексах Якупиранга и Банхадао в Бразилии (Ruberti et al., 2012; Chmyz et al., 2017).

Почти во всех изученных породах присутствуют **амфиболы** ряда паргасит–эдениит (рис. 6). В якупирангитах *Amp* представлен керсутитом (TiO_2 — до 5.47 мас. %, см. Supplementary, ESM_1.xlsx). Щелочные амфиболы из группы катафорита наблюдались только в карбонат-силикатных породах и рихтерита — в карбонатитах.

Слюды в породах щелочного ряда представлены, главным образом, Mg-биотитом и только в карбонатитах — флогопитом. В отличие от высокобариевых слюд (до 12–14 мас. % BaO) Елетозерского массива (Шарков и др., 2018), биотиты Тикшеозерского комплекса содержат менее 1 мас. % BaO.

Основность **плаггиоклаза** снижается от An_{60-63} в *Ol-Pl* клинопироксенитах (оливиновое габбро) до An_{51-54} — в феррогаббро. Максимально основной плаггиоклаз отмечается в щелочных габбро, где он представлен битовнитом An_{75-77} , а нефелин имеет Na/K — 5.7–6.2. В породах щелочного ряда состав **нефелина** в целом изменяется в сторону снижения Na/K от 6.7 в якупирангитах до 5.0 — в уртитях.

Fe-Ti оксиды. Как было показано выше, Fe-Ti оксиды встречаются в породах Тикшеозерского комплекса как в виде кумулятивных, так и интеркмулусных фаз. Кумулятивные оксиды характерны, главным образом, для высокотемпературных разновидностей пород (верлиты, клинопироксениты, якупирангиты), тогда как интерстициальные — для более низкотемпературных (габбро, фойдолитов и карбонатитов). Как видно на рис. 7, субидiomорфные (кумулятивные) кристаллы Fe-Ti оксидов часто состоят из двух фаз: (1) преобладающих

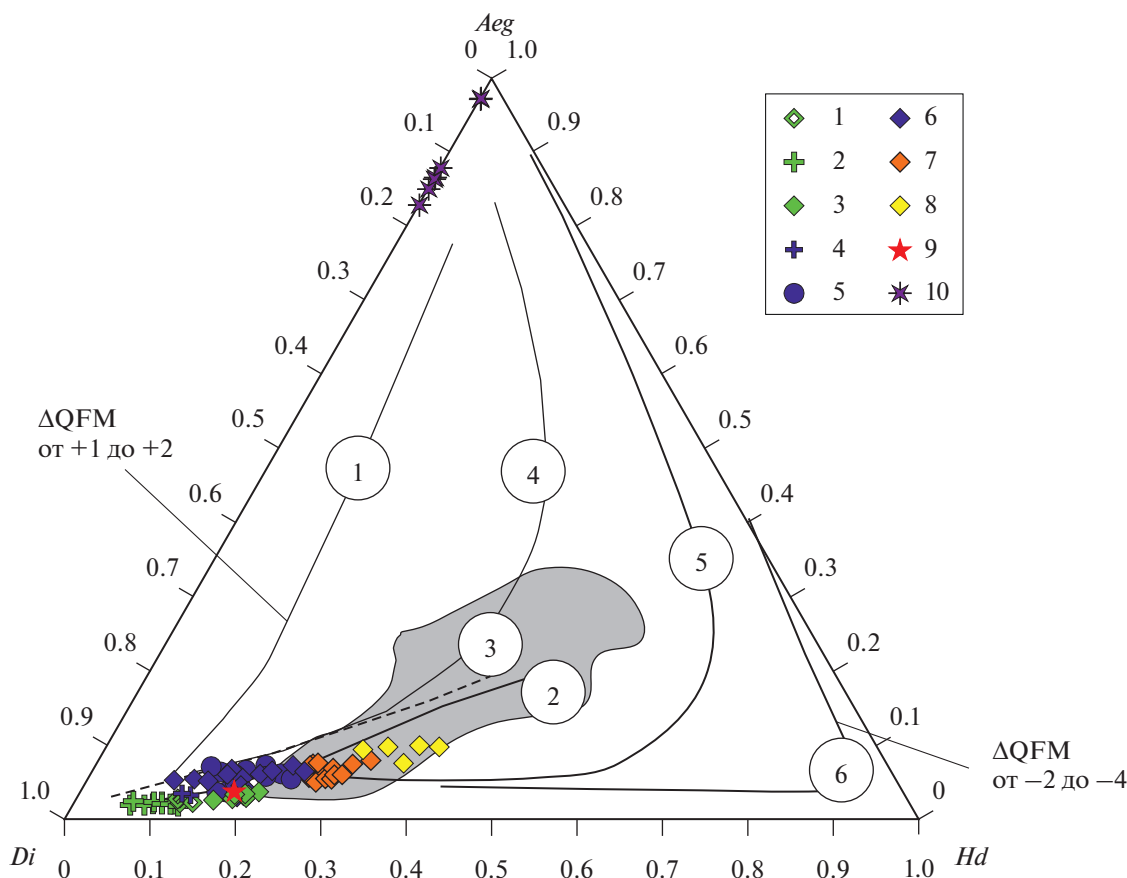


Рис. 4. Составы клинопироксенов из пород Тикшеозерского комплекса на диаграмме *Di–Aeg–Hd*.

Породы: первая фаза: 1 – верлиты, 2 – клинопироксениты, 3 – габбро; вторая фаза: 4 – щелочные клинопироксениты, 5 – якупирангиты, 6 – ряд мельтейгит–ийолит–уртиты, 7 – щелочные габбро, 8 – нефелиновые сиениты; третья фаза: 9 – карбонатиты и 10 – карбонат-силикатные породы.

Для сравнения показаны тренды изменения составов пироксенов по (Marks, Markl, 2001; Mann et al., 2006; Ruberti et al., 2012; Chmyz et al., 2017; Носова и др., 2019) (1) Катценбукель, ЮЗ Германия; (2) Якупиранга, Бразилия; (3) Бан-хадао, Бразилия; (4) Уганда; (5) Южный Корок, Южная Гренландия; (6) Илимауссак, Южная Гренландия. Серое поле – составы пироксенов из сиенит-порфиров массива Артюшки, Пачелмский авлакоген, Россия.

по объему зерен претерпевшего распад *Ti–Mag*, представленного сейчас *Mag* с пластинчатыми и более сложной формы выделениями *Ilm*, вероятно, заместившего первичные ульвошпинели при “окислительном распаде” твердого раствора (Патнис, Мак-Коннелл, 1983); (2) самостоятельными зернами *Ilm* в краевых частях контуров первичных зерен *Ti–Mag*. Близкая ситуация отмечается и в интерстициальных выделениях Fe–Ti оксидов в фойдолитах и карбонатитах.

Хром в Fe–Ti оксидах концентрируется главным образом в магнетите. Содержание Cr_2O_3 закономерно снижается от 9.04 мас. % в магнетитах из верлитов, до первых процентов – из клинопироксенитов, габбро и некоторых якупирангитов, и десятых–сотых долей процента – из большинства якупирангитов, а также из фойдолитов и карбонатитов (рис. 8, см. Supplementary, ESM_2.xlsx). Содержание хрома в ильменитах невелико, состав-

ляет сотые доли процента и только в ильменитах из верлитов достигает 0.3 мас. % Cr_2O_3 . Это хорошо согласуется с данными (Wang, Zhou, 2013) о зависимости содержаний хрома в Fe–Ti оксидах от степени эволюции расплава.

В щелочных породах наблюдаются акцессорные ***F-апатит, титаниит*** и редко – ***перовскит***. В карбонатитах количество F-апатита может достигать 15–20 об. %, встречаются единичные зерна монацита и циркона.

Карбонаты ряда кальцит–доломит в форме единичных зерен и прожилков отмечаются главным образом в породах второй фазы Тикшеозерского комплекса и образуют собственно карбонатиты третьей фазы. В фойдолитах карбонаты представлены кальцитом, тогда как в карбонатитах, наравне с кальцитом, присутствуют карбонаты, содержащие около 17 мас. % MgO и 5 мас. % FeO (см. Supplementary, ESM_2.xlsx). Последние

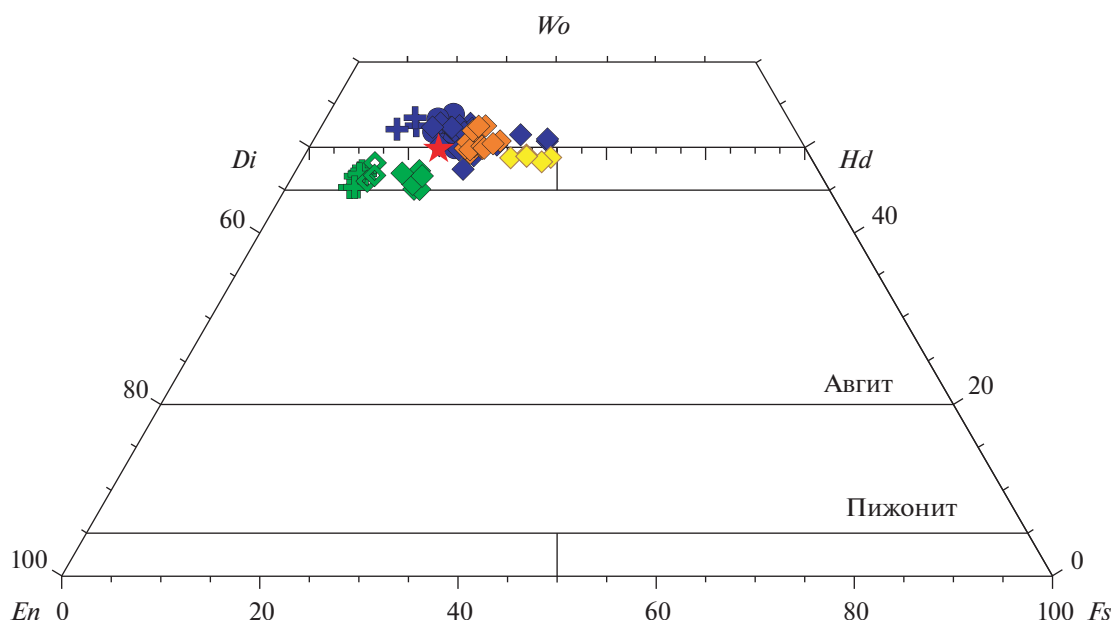


Рис. 5. Составы пироксенов на диаграмме *En–Wo–Fs* из пород Тикшеозерского массива. Условные обозначения см. на рис. 4.

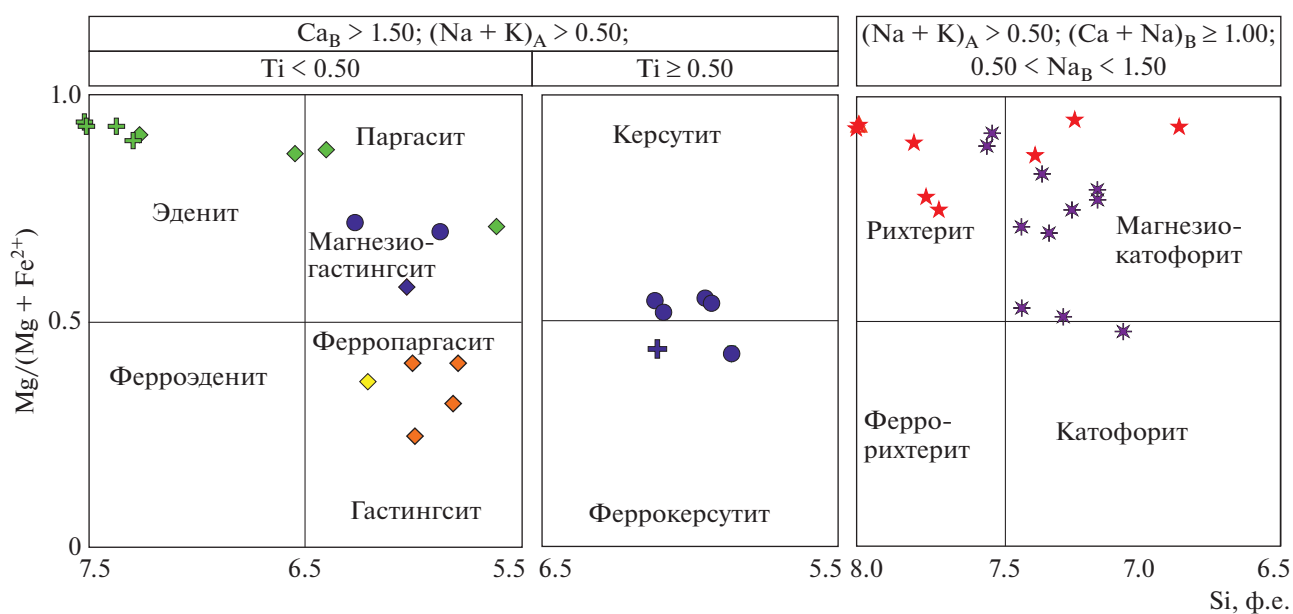


Рис. 6. Составы амфиболов из пород Тикшеозерского комплекса. Условные обозначения см. на рис. 4.

обычно развиты ограниченно и пространственно связаны с участками развития флогопита и амфибола.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ТИКШЕОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

Состав пород

На основании петрографических и петрохимических данных, породы комплекса подразделяются

на следующие группы: (1) ультрамафические (дуниты, верлиты, клинопироксениты) и мафические (габбро) породы нормальной серии; (2) породы щелочной серии, сильно недосыщенной кремнеземом, представленные в основном щелочными клинопироксенитами (якупирангитами) и сериями мельтейгит-ийолит-уртит; (3) щелочные габбро, соответствующие эссекситам и тералитам; (4) нефелиновые сиениты; (5) карбонатно-силикатные породы; (6) карбонатиты. Породы первой

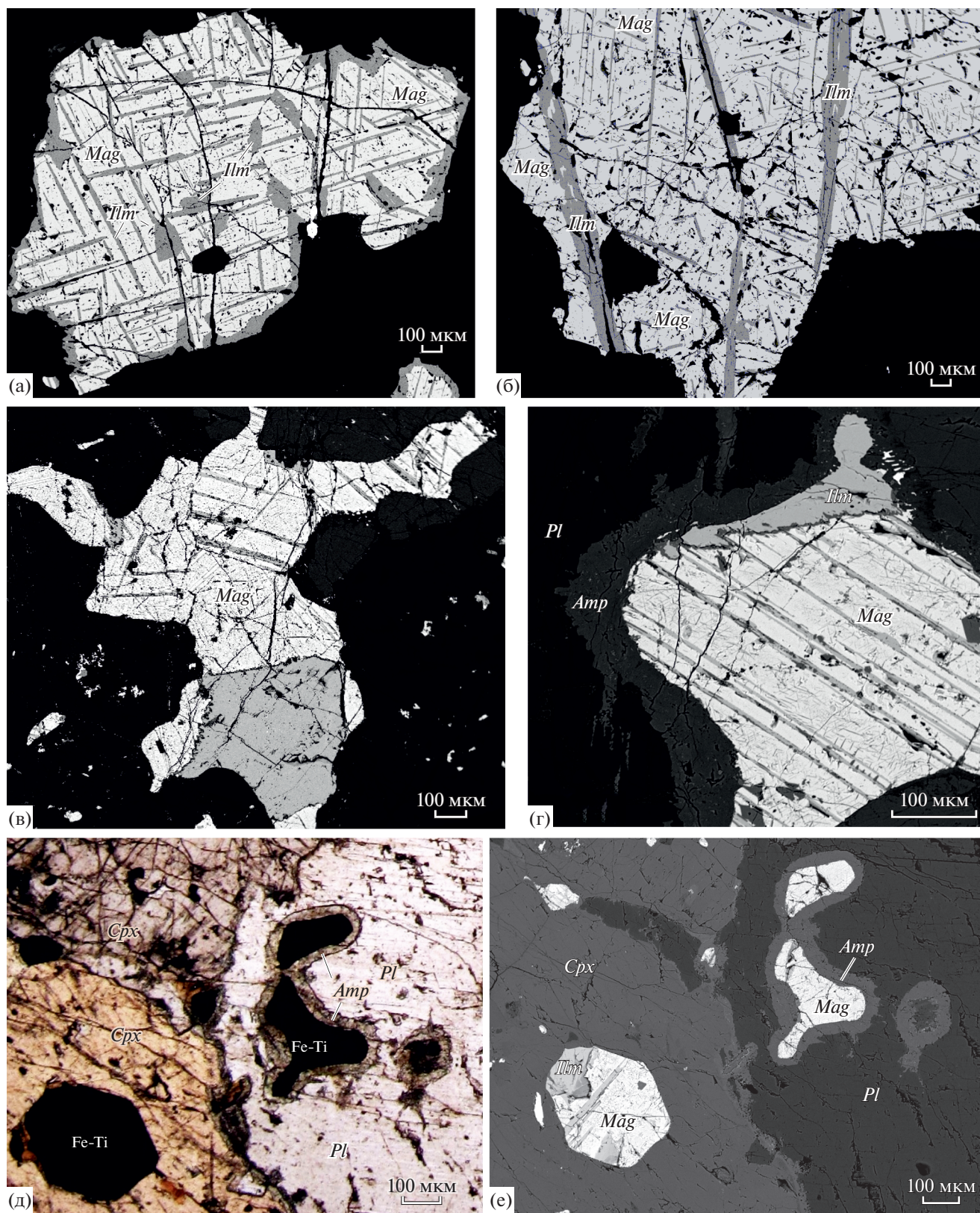


Рис. 7. Строение Fe-Ti оксидов в породах Тикшезерского комплекса (а–г, е – фото в отраженных электронах, д – в проходящем свете при одном николе). Породы: (а) – ийолит (обр. 32-1), (б) – карбонатит (обр. 154/90), (в–е) – Ol-Pl клинопироксенит (обр. T22).

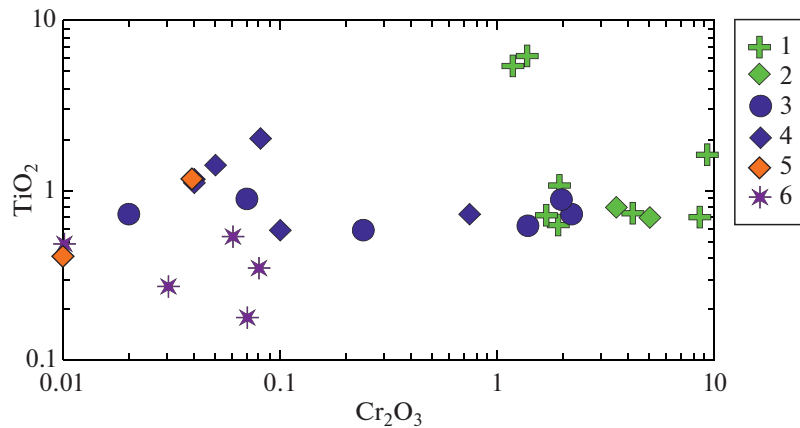


Рис. 8. Вариации содержаний TiO_2 — Cr_2O_3 (в мас. %) в Fe-Ti оксидах в породах Тикшеозерского комплекса. Породы: первая фаза: 1 — ультрамафиты, 2 — габбро; вторая фаза: 3 — якупирангиты, 4 — мельтейгиты, ийолиты, 4 — щелочные габбро; третья фаза: 5 — карбонатиты и 6 — карбонат-силикатные породы.

группы составляют первую интрузивную фазу. Породы второй, третьей и четвертой групп формируют вторую интрузивную фазу. Породы пятой и шестой групп образуют третью фазу. Представительные анализы пород приведены в табл. 2 и представлены на классификационной диаграмме SiO_2 —щелочи (рис. 9а).

На диаграмме R1—R2 (рис. 9б), широко используемой для классификации пород, недосыщенных кремнеземом (De La Roche et al., 1980), выделяется непрерывный тренд, сформированный породами сильно недосыщенной щелочной серии от щелочных верлитов и якупирангитов к мельтейгитам, ийолитам и уртитам. Он контролируется фракционированием оливина (на начальных стадиях), но в основном клинопироксена и нефелина, что подтверждается смещением точек от составов, близких к клинопироксену, к нефелину. Породы ультраосновной-основной серии формируют отдельный кластер в правом верхнем углу, на границе линии насыщения кремнеземом. Точки составов нефелиновых сиенитов формируют тренд, параллельный тренду сильно недосыщенной кремнеземом щелочной серии. Промежуточное положение между ними занимают щелочные габбро. Карбонат-силикатные породы попадают как на тренд щелочных пород, так и располагаются вне полей диаграммы, что подчеркивает их метасоматическое происхождение.

Клинопироксениты и перидотиты нормальной щелочности характеризуются узкими вариациями состава SiO_2 от 43 до 51 мас. %, низкими содержаниями TiO_2 (обычно <1 мас. %) и Al_2O_3 (2.21—6.26 мас. %) и высокой магнезиальностью (Mg# 79—83) при высоком содержании Cr (до 2000 г/т). С ними ассоциируют габбро нормальной щелочности. На всех диаграммах рис. 10 за

исключением диаграммы MgO — SiO_2 породы нормальной щелочности образуют обособленное поле.

Якупирангиты, верлиты и щелочные клинопироксениты имеют более низкие содержания SiO_2 (36—42 мас. %) и более низкую магнезиальность, чем породы нормальной щелочности, но обогащены TiO_2 (до 4.4 мас. %), $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ (12.14—17.86 мас. %) и Al_2O_3 (5.20—9.43 мас. %). Также в них возрастает щелочность и содержание P_2O_5 (до 0.44 мас. %) и существенно понижается содержание Cr (первые сотни г/т) (рис. 10).

В серии мельтейгит-ийолит-уртит содержания P_2O_5 , щелочей и Al_2O_3 увеличиваются. Щелочные габбро практически на всех графиках перекрываются или близки к породам мельтейгит-ийолит-уртитовой серии по содержаниям Al_2O_3 , CaO, Na₂O, P_2O_5 , Fe_2O_3 , но характеризуются меньшей магнезиальностью, занимая по этому параметру промежуточное положение между нефелиновыми сиенитами и остальными породами (рис. 10). Нефелиновые сиениты практически на всех диаграммах формируют отдельный кластер с низкими TiO_2 , CaO, FeO, Mg#, существенно более высокими содержаниями K_2O , SiO_2 и близкими к щелочным габбро P_2O_5 , Al_2O_3 и Na₂O. От ультраосновных щелочных пород к нефелиновым сиенитам отмечается увеличение содержаний Al_2O_3 , Na₂O и K_2O при уменьшении TiO_2 , CaO и Mg#. Во всех породах, за исключением нефелиновых сиенитов, Na₂O преобладает над K_2O (рис. 10).

Карбонат-силикатные породы на диаграммах вариаций Na₂O, TiO_2 , K_2O и особенно CaO в зависимости от SiO_2 (рис. 10) образуют отчетливый линейный тренд, направленный в сторону карбонатитов.

Таблица 2. Представительные составы пород Тикшеозерского комплекса

Компо- ненты	T17*	T19	T2	T22	T23	21-35	25-12	34-1	38-8	32-2	26-1-8	32-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	47.60	48.42	48.25	43.57	45.86	43.48	36.76	38.98	41.04	38.59	36.22	39.48
TiO ₂	0.42	0.41	0.51	1.35	1.67	2.80	2.09	4.44	3.09	3.11	3.12	3.45
Al ₂ O ₃	1.62	1.49	2.03	6.26	8.26	12.76	5.20	8.23	8.72	13.04	12.78	10.97
Fe ₂ O ₃	8.51	9.70	9.7	17.58	13.19	13.84	17.86	15.88	12.14	13.62	11.93	13.65
MnO	0.144	0.155	0.155	0.236	0.183	0.207	0.178	0.176	0.149	0.193	0.173	0.159
MgO	22.16	24.15	22.42	16.35	12.16	6.75	18.74	10.62	10.17	7.72	6.92	9.31
CaO	15.99	13.56	15.89	12.74	15.56	13.59	10.61	19.79	18.71	14.04	13.51	17.11
Na ₂ O	0.23	0.22	0.44	0.87	1.49	2.52	1.49	0.77	1.82	4.83	8.24	2.76
K ₂ O	0.03	0.03	0.06	0.09	0.22	1.71	0.76	0.41	1.01	2.13	0.87	1.14
П.п.п.	2.69	1.09		0.41	0.62	1.27	5.61	0.39	2.08	1.96	4.75	1.55
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.16	0.44	0.03	0.05	0.52	0.27	0.06	0.03
Mg#	83.73	83.11	82.04	64.76	64.56	49.08	67.46	56.93	62.34	52.83	53.41	57.41
V	114.4	117.5	164.6	397	269	354	275.3	389.4	337.7	275	337.5	337.30
Cr	2031.0	1848.0	2072.0	354	882	100	1712	72.1	243.8	4.5	160.9	9.57
Co	64.1	76.1	68.4	99.4	64.0	47.8	82.2	46.0	35.5	41.3	33.2	41.92
Ni	553.7	834.9	502.0	219	261	96.5	471.7	78.9	78.8	92.1	84.1	83.97
Rb	1.0	0.5	1.2	2.4	2.2	38.2	11.6	17.1	24.1	73.1	17.8	27.77
Sr	35	33	47	207	309	965	202	308	1339	509	442	330.0
Y	3.7	3.7	4.0	11.5	15.7	26.1	6.3	13.0	13.1	20.7	13.5	13.78
Zr	10.5	11.0	11.1	33.7	57.1	225	73.9	315.5	276.6	297	199.0	309.6
Nb	0.5	0.3	0.6	2.3	4.1	117	8.64	13.2	12.2	115	13.4	20.78
Ba	33.0	12.1	80.4	71.3	170	1211	734.1	423.8	1544.0	782	574.6	442.8
La	2.6	1.2	2.5	3.6	12.6	58.7	10	18.7	28.6	75.2	32.4	19.57
Ce	6.2	4.1	7.1	12.2	32.3	129.7	22.7	51.7	72.4	169	64.4	56.22
Pr	0.9	0.7	1.0	2.0	5.0	14.5	3	7.7	9.8	20.0	7.7	8.37
Nd	4.5	4.0	5.1	11.1	22.3	59.8	13.7	36.7	44.1	76.4	33.2	39.57
Sm	1.1	1.2	1.3	3.0	4.8	10.3	2.8	7.6	8.4	13.0	6.0	7.64
Eu	0.3	0.3	0.4	0.94	1.5	3.3	1	2.3	2.7	3.6	1.8	2.31
Gd	1.2	1.1	1.3	3.0	5.6	8.3	2.6	6.9	7.8	8.8	5.9	6.29
Tb	0.2	0.2	0.2	0.42	0.65	1.1	0.3	0.9	0.9	1.1	0.7	0.82
Dy	0.9	0.9	1.0	2.4	3.6	5.8	1.5	3.6	3.6	5.4	3.1	4.04
Ho	0.2	0.2	0.2	0.46	0.69	1.0	0.2	0.6	0.6	0.86	0.5	0.67
Er	0.4	0.5	0.5	1.2	1.8	2.8	0.7	1.6	1.6	2.08	1.6	1.63
Tm	0.0	0.1	0.1	0.15	0.22	0.32	0.1	0.2	0.2	0.25	0.2	0.21
Yb	0.3	0.4	0.4	0.91	1.5	2.1	0.5	1.1	1.1	1.49	1.3	1.34
Lu	0.0	0.0	0.0	0.14	0.20	0.29	0.1	0.1	0.1	0.21	0.1	0.21
Hf	0.4	0.5	0.5	1.3	2.1	5.4	2.7	8.7	7.1	7.5	3.8	7.74
Ta	0.1	0.1	0.1	0.36	0.39	8.7	0.6	1.6	1.0	3.6	1.5	1.99
Pb	25.8	27.1	29.9	1.1	2.3	3.2	29.2	37	33.4	5.7	121.3	1.98
Th	0.2	0.1	0.3	0.13	0.10	4.5	7.6	2.6	6.1	13.7	3.3	2.28
U	0.0	0.0	0.0	0.026	0.027	0.85	0.3	0.4	0.4	2.3	0.6	0.21

Таблица 2. Окончание

Компо- ненты	T56	27-12	T46	27-15	27-01	T32a	26-26	26-1-4	41-3-3	37-9	23-15	26-21	169/200
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	41.71	38.75	51.25	50.91	50.22	41.09	42.44	31.44	40.31	27.64	37.25	25.34	1.19
TiO ₂	0.97	2.77	0.21	1.3	1.60	1.63	2.65	2.55	0.98	2.00	2.93	1.61	0.06
Al ₂ O ₃	21.01	12.46	23.10	19.89	13.30	24.27	16.52	6.31	21.99	6.50	13.84	8.67	0.21
Fe ₂ O ₃	4.37	13.04	4.99	7.69	10.00	8.67	14.12	15.38	4.74	12.15	13.1	10.84	2.94
MnO	0.069	0.225	0.131	0.202	0.174	0.114	0.205	0.163	0.084	0.318	0.177	0.326	0.180
MgO	5.25	7.60	0.51	1.63	3.22	2.80	4.51	8.12	3.29	6.76	8.43	2.43	1.59
CaO	11.73	15.99	2.42	8.83	7.13	8.79	11.00	14.95	8.76	20.57	13.57	24.57	50.92
Na ₂ O	7.13	2.09	8.28	3.52	4.80	9.02	4.03	5.52	10.37	4.42	5.98	2.72	0.25
K ₂ O	2.84	1.56	5.82	5.12	4.99	2.11	1.86	1.66	1.65	1.72	3.82	1.81	0.10
П.п.п.	3.65	4.16	1.80		3.15	0.64	1.11	13.21	7.47	16.31		19.32	36.09
P ₂ O ₅	0.03	0.37	0.14	0.22	0.46	0.41	0.84	0.21	0.08	0.73	0.36	1.51	5.27
Mg#	70.36	53.53	16.80	29.52	38.89	38.96	38.70	51.06	57.84	52.37	55.98	30.70	51.66
V	73.00	291	3.82	23.41	210.6	161	199.5	337.9	98.2	309	238.6	149.4	70.89
Cr	11.71	191	3.70	30.26	10.2	24.6	17.6	19.0	28.9	51.9	55.3	40.2	10.00
Co	14.16	47.6	8.27	12.54	25.5	29.9	39.5	33.6	14.8	40.8	37.5	24.5	9.29
Ni	21.45	109	5.65	26.73	10.8	41.5	14.2	41.3	27.9	109	76.3	33.6	23.96
Rb	59.10	78.5	121.8	94.48	167.4	35.7	44.8	25.6	48.7	61.0	100.9	11.2	8.50
Sr	1814.00	1012	1232.0	1347	1733	1258	1742	1627	847	2037	1032	2797	4117.00
Y	6.67	22.5	12.05	14.85	24.6	13.5	18.7	18.8	6.1	45.2	15.9	54.4	46.80
Zr	172.90	184	93.77	120.2	226.9	81.0	92.4	258.3	115.3	179	79.9	19.8	24.79
Nb	5.86	75.4	99.07	111.9	187.5	17.3	33.81	62.5	32.1	105	83.72	223.5	32.74
Ba	798.1	966	3768.00	3270	3323	613	1229	936.5	600.2	3136	1779	1505	415.80
La	13.4	57.1	50.75	50.42	78.8	40.0	61.4	63.0	10.5	211	95.7	413.4	261.20
Ce	31.44	127	101.20	103.5	160.1	87.6	136.2	152.3	30.3	368	170.9	751	562.60
Pr	4.44	14.3	10.52	11.5	16.7	10.0	15.2	15.0	4.4	38.4	16.7	78.7	63.13
Nd	19.79	54.2	36.25	40.08	63	39.7	62	58.8	20.2	139	61.4	255	238.00
Sm	3.91	9.7	5.37	6.15	9.8	6.5	9.9	9.4	4.0	22.5	9.3	32.3	36.68
Eu	1.18	2.7	2.41	2.44	3.4	2.2	3.4	2.8	1.4	6.3	2.7	8.4	9.60
Gd	3.07	7.2	3.95	4.71	9.3	4.9	9	10.0	3.4	15.9	9	31.3	26.44
Tb	0.40	1.0	0.55	0.67	1	0.60	1	1.1	0.4	2.0	0.9	2.9	3.20
Dy	1.85	5.3	2.76	3.43	5	3.2	4.4	4.4	1.7	10.1	3.8	12.1	12.93
Ho	0.30	0.92	0.50	0.62	0.9	0.55	0.7	0.8	0.3	1.7	0.6	2	1.91
Er	0.77	2.1	1.36	1.76	2.6	1.4	2	2.1	0.8	4.3	1.6	5.7	4.63
Tm	0.09	0.28	0.17	0.24	0.3	0.15	0.2	0.2	0.1	0.53	0.2	0.6	0.49
Yb	0.66	1.6	1.18	1.67	2.3	1.0	1.3	1.6	0.6	3.2	1.1	3.7	2.89
Lu	0.10	0.24	0.18	0.26	0.3	0.14	0.2	0.2	0.1	0.44	0.2	0.5	0.38
Hf	4.80	3.8	1.77	2.68	5.5	2.1	2.5	7.4	2.0	4.6	2.2	0.5	0.20
Ta	0.61	4.0	3.56	5.71	6.4	1.3	2.4	1.4	2.3	4.9	4.1	6.2	4.72
Pb	2.42	8.8	9.92	4.10	33.7	1.6	27.3	37.1	28.6	24.4	38.6	51.3	14.03
Th	3.32	6.2	2.71	2.57	8.8	1.5	3.2	1.0	1.3	19.1	12.1	16.2	6.01
U	0.28	1.1	0.46	0.56	10.6	0.27	0.4	1.9	0.4	11.7	0.5	8	11.04

Примечание. Ультраосновная-основная серия (первая фаза): (1, 2) пироксенит, (3) верлит, (4, 5) габбро; щелочная серия (вторая фаза): (6, 8) пироксениты, (7) верлит, (9) якупирангит, (10, 11) ийолит, (12, 14) мельтейгит, (13) уртит, (15) нефелиновый сиенит, (16, 17) сиениты, (18, 19) щелочные габбро; третья фаза: (20–24) карбонат-силикатная порода, (25) карбонатит. Пустые ячейки – содержание не определялось; <ПО – содержания ниже предела обнаружения. Оксиды приведены в мас. %, элементы – в г/г.

* Номер образца.

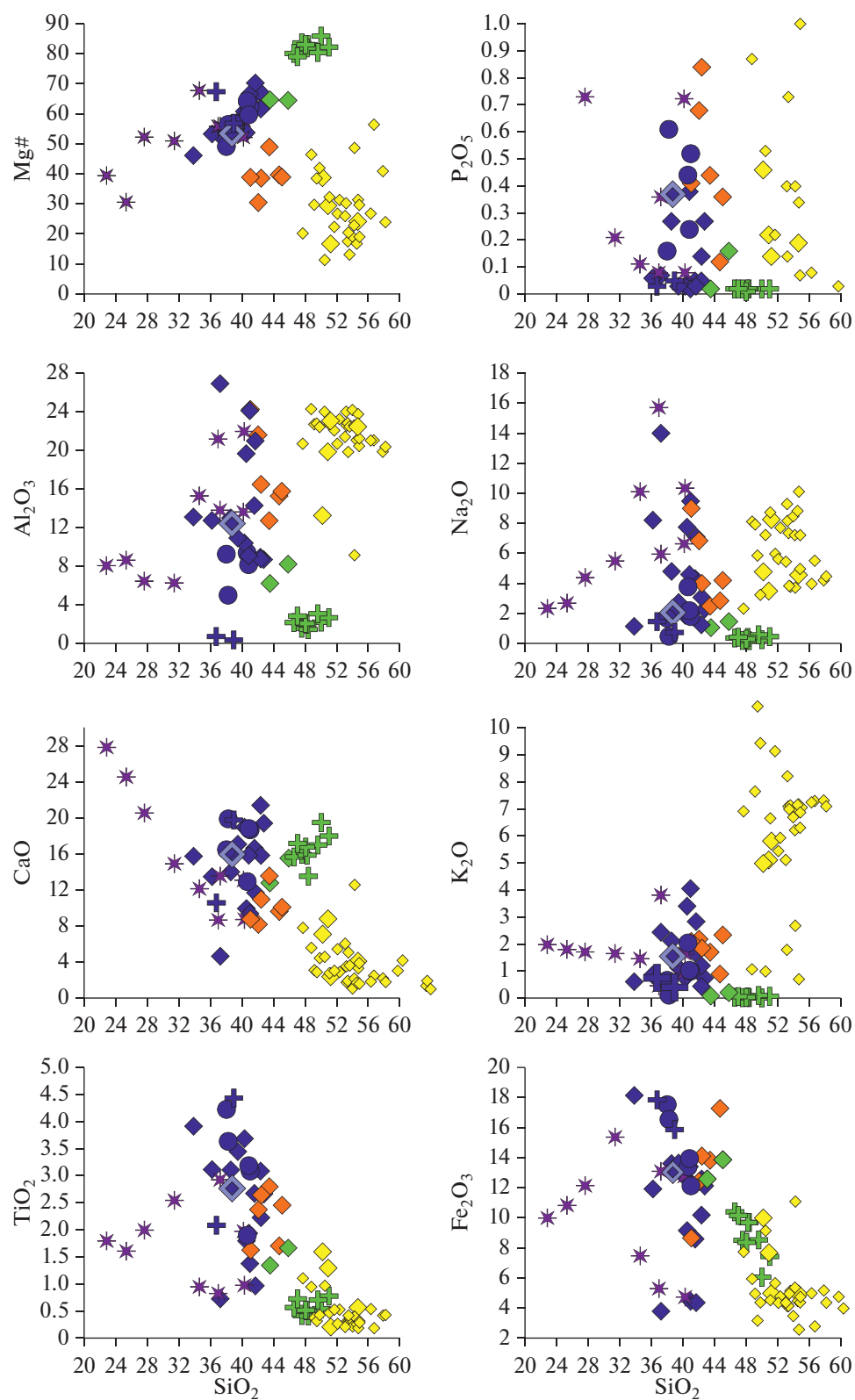


Рис. 10. Диаграммы Харкера для пород Тикшеозерского комплекса (в мас. %).
Условные обозначения см. на рис. 9.

Распределение редких элементов

Мультиэлементные спектры силикатных и карбонатных пород показаны на рис. 11. Ультраосновные породы нормальной щелочности демонстрируют положительную аномалию Ba и незначительную отрицательную аномалию P, при низких содержаниях всех несовместимых элементов относительно других групп пород. Габбро характеризуются более высокими содержаниями несовместимых элементов.

Породы щелочной серии, сильно недосыщенной кремнеземом, характеризуются отчетливой отрицательной P-аномалией, положительной аномалией Ba, обеднением Th и U, отрицательной Nb-Ta аномалией, что может быть связано с контаминацией нижнекоровым материалом (Rudnick, Fountain, 1995). Эти породы характеризуются широким разбросом в содержаниях элементов, при отсутствии закономерного изменения от клинопироксенитов к уртитам. В нефелиновых сиенитах нормированные содержания элементов близки к таковым в ультраосновной щелочной серии при более высоком содержании КИЛЭ. Вышеупомянутые положительная аномалия Ba и отрицательная P дополняются неглубокими Zr-Hf аномалиями. Щелочное габбро имеет близкую форму спектра при меньшем обогащении КИЛЭ и слабо проявленных отрицательных аномалиях P и Zr-Hf.

Карбонатиты отличаются от других пород максимальным обеднением HFSE, демонстрируя отрицательные аномалии Ti и P, глубокую Zr-Hf аномалию.

Распределение P3Э

Клинопироксениты характеризуются наименее фракционированными спектрами P3Э, часто с обеднением ЛР3Э ($(La/Yb)_N = 2.62-5.6$, $(La/Sm)_N = 0.61-1.65$, $(Gd/Yb)_N = 2.45-2.95$) (рис. 11). Щелочные породы демонстрируют существенные вариации в распределении P3Э при незначительном фракционировании ЛР3Э и значительном ТР3Э ($(La/Yb)_N = 12.19-27.50$, $(La/Sm)_N = 1.54-4.31$, $(Gd/Yb)_N = 3.62-5.47$). Системного изменения содержаний ЛР3Э от щелочных верлитов и клинопироксенитов к якупирангитам и уртитам не наблюдается.

Щелочные габбро имеют более высокое содержание P3Э при более высокой степени их фракционирования, перекрываясь с породами щелочной серии в области верхних значений P3Э ($(La/Yb)_N = 18.97-31.87$, $(La/Sm)_N = 3.57-3.90$, $(Gd/Yb)_N = 3.20-5.59$). Нефелиновые сиениты отличаются наиболее высоким содержанием P3Э относительно щелочных габбро и щелочных ультрамафитов при более высоком фракционировании P3Э и

ЛР3Э и близком ТР3Э ($(La/Yb)_N = 20.43-33.55$, $(La/Sm)_N = 5.16-5.94$, $(Gd/Yb)_N = 2.28-4.15$).

Карбонатиты характеризуются максимальными содержаниями P3Э, наиболее фракционированными спектрами, что отражается в высоких значениях $(La/Yb)_N = 48-54.5$, экстремально фракционированных ТР3Э ($(Gd/Yb)_N = 7.8-9$) (рис. 11), характерных для карбонатитов (Nelson et al., 1988).

Карбонат-силикатные метасоматические породы характеризуются сильными вариациями степени фракционирования P3Э, что отражает различия в субстратах, а также привнос флюида, обогащенного P3Э ($(La/Yb)_N = 26-106$, $(La/Sm)_N = 2.9-5.0$, $Gd/Yb_N = 4.1-9.7$).

Во всех породах отсутствует Eu-аномалия, за исключением слабой положительной Eu-аномалии в нефелиновых сиенитах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Силикатные магмы Тикшеозерского комплекса

По содержаниям кремнезема и щелочей ($Na_2O + K_2O$) силикатные породы Тикшеозерского комплекса отчетливо подразделяются на три группы: (1) ультраосновные-основные породы нормальной щелочности: дуниты, верлиты, клинопироксениты и габбро, относимые к первой интрузивной фазе; (2) сильно недосыщенная кремнеземом серия: оливиниты, щелочные клинопироксениты, якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты и уртиты второй интрузивной фазы; (3) умеренно-недосыщенные кремнеземом породы: щелочные габбро и нефелиновые сиениты, связь которых со второй интрузивной фазой обсуждается ниже.

Породы нормальной щелочности

Породы первой группы образуют последовательность кумулатов, типичную для мантийных выплавов (пикритов и пикробазальтов) нормальной или слабо повышенной щелочности (Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 2006 и др.). Эти породы образуют непрерывный ряд от дунитов до габбро и характеризуются повышенным содержанием хрома. Против генетической связи с породами щелочной серии свидетельствует их минеральный состав, представленный клинопироксеном, оливином и Fe-Ti оксидами, а также плагиоклазом: интеркулусные минералы, типичные для щелочных пород, такие как биотит, перовскит, керсутит и др., полностью отсутствуют.

Судя по преобладанию в породах первой группы ультрамафитов, исходным расплавом здесь могли быть пикриты или пикробазальты нормальной щелочности.

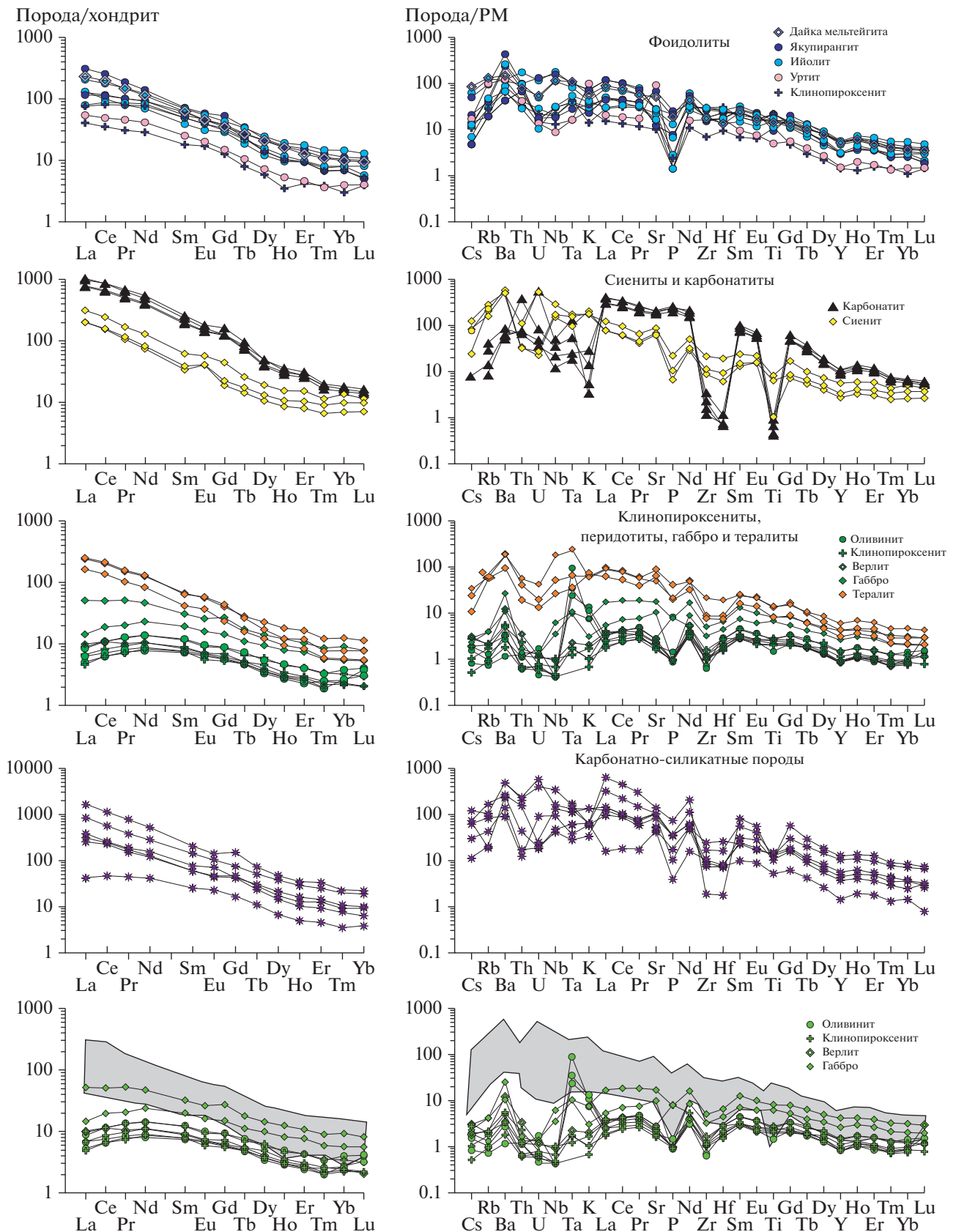


Рис. 11. Спектры распределения РЗЭ и редких элементов для пород Тикшеозерского комплекса. Поля на нижних рисунках показывают состав пород щелочной серии Тикшеозерского массива. Концентрации нормированы на хондрит и примитивную мантию по (McDonough, Sun, 1995).

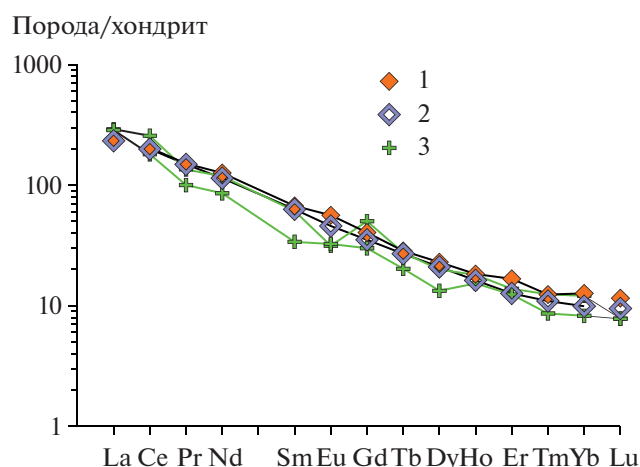


Рис. 12. Спектры распределения РЗЭ в модельном расплаве, равновесном клинопироксену в верлите, в сравнении с составами мельтейгитовой дайки и щелочного габбро. Модельный расплав был рассчитан с использованием коэффициентов распределения (Hart, Dunn, 1993; McKenzie, O’Nions, 1991). Концентрации нормированы на хондрит по (McDonough, Sun, 1995).

(1) щелочное габбро; (2) мельтейгитовая дайка; (3) состав расплава в равновесии с клинопироксеном из верлита.

Сильно- и умеренно-недосыщенные кремнеземом породы

Породы второй группы на диаграмме R1–R2 (рис. 9б) образуют непрерывный тренд, направленный в сторону Ne, и, вероятно, произошли из ультраосновного щелочного (меланефелинитового) расплава, существование которого подтверждается наличием даек мельтейгит-порфиров и микройолитов (Франц, 2006). На начальной стадии процесса (формировании щелочных верлитов и якупирангитов) существенную роль играло фракционирование клинопироксена, оливина и титаномагнетита, вызывая понижение содержания MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 и CaO . Эта эволюция ведет к раннему появлению нефелина в системе, формируя с увеличением содержания нефелина мельтейгиты, ийолиты и уртиты. Породы умеренно-недосыщенные щелочами (щелочные габбро и сиениты) образуют ответвление от тренда сильно недосыщенных кремнеземом пород.

Соотношение ультраосновных пород нормальной щелочности и щелочных пород

Соотношение недосыщенных и умеренно недосыщенных кремнеземом пород и ультраосновных-основных пород нормальной щелочности неоднозначно. Возможны два механизма их формирования: (1) как продукты фракционирования единого ультраосновного щелочного расплава или (2) дериваты различных расплавов.

В пользу происхождения всех этих пород из единого исходного расплава может свидетельствовать расчет редкоэлементного состава расплава, равновесного с клинопироксеном в одной из наиболее изученных примитивной породе — верлитах. Для расчета состава расплава использовали коэффициенты распределения (Hart, Dunn, 1993; McKenzie, O’Nions, 1991). На рис. 12 видно, что спектры распределения РЗЭ, вычисленные для жидкости, равновесной с данным клинопироксеном, практически идентичны составу мельтейгитовой дайки и щелочного габбро, указывая на то, что данные кумулаты могли сформироваться при кристаллизации щелочного ультраосновного (нефелинитового) расплава. О том, что ультраосновные породы нормальной щелочности могли быть кумулатами щелочной серии могут свидетельствовать и близкие тренды клинопироксенов на диаграмме *Di–Aeg–Hd* (рис. 4).

Однако при ближайшем рассмотрении видно, что тренд пород нормальной серии смещен относительно трендов остальных пород к нижней части диаграммы, т.е. существует два близких, но независимых тренда (рис. 4). Кроме того, породы нормальной серии образуют непрерывный ряд от дунитов до габбро, что также, скорее, свидетельствует о независимом формировании этих пород. Против генетической связи с породами щелочной серии также свидетельствует минеральный состав пород нормальной серии, в частности клинопироксенитов и габбро. Главными минералами в клинопироксенитах являются клинопироксен, оливин и магнетит, которые дополняются плагиоклазом в габбро. Интеркумулусные минералы, типичные для пород щелочных серий, такие как биотит, перовскит, керсутит и др., здесь отсутствуют.

В пользу независимого происхождения этих двух серий также может свидетельствовать анализ состава амфибола. На диаграмме $Al^{IV}-K$ (рис. 13) (Ridolfi, Renzulli, 2012) точки составов амфиболов из Тикшеозерского массива образуют два отдельных кластера: амфиболы из пород нормальной серии попадают в поле производных известково-щелочных магм, а амфиболы из щелочных пород — в поле производных щелочных расплавов.

Анализ этих фактов в комплексе с присутствием собственно щелочных клинопироксенитов и верлитов в ассоциации с фойдолитами Тикшеозерского массива свидетельствуют о том, что породы основной-ультраосновной серии, скорее всего, имеют самостоятельное происхождение. Однако для окончательного подтверждения этого вывода требуются изотопные исследования, которые в настоящий момент нами проводятся.

Формирование из двух независимых исходных мантийных расплавов, ферропикритового и щелочно-ультраосновного, было обосновано для

массива Гремяха-Вырмес на Балтийском щите (Арзамасцев и др., 2006), который наиболее близок к Тикшеозерскому массиву по возрасту и набору пород. В качестве исходного расплава для ультраосновной-основной серии был использован состав ферропикрита Печенгской структуры с возрастом 1988 ± 3 млн лет (Hanski et al., 2014), а для щелочной серии — меланефелиниты (Арзамасцев и др., 2006).

Формирование силикатных пород из двух различных исходных расплавов было также продемонстрировано для мелового комплекса Якупиранга аналогичного состава (Veccaliva et al., 2017).

Эксперименты Йодера и Тилли (1965), проведенные при давлении 1 атм, показали, что базальты нормальной и щелочной серий не могут быть дифференциатами единой исходной магмы и, скорее всего, имеют самостоятельное происхождение. Они разделены термальным физико-химическим барьером, по обе стороны которого они эволюционируют по-разному. Однако, согласно более поздним работам (O'Hara, 1968), термальный барьер исчезает при давлениях выше 8 кбар. Таким образом, переход становится возможным при более высоких давлениях. Исходные расплавы обеих серий Тикшеозерского комплекса могли быть близки друг к другу по составу, но в ходе дальнейшей низкobarной эволюции оказались по разные стороны термального физико-химического барьера, соответственно, и развивались по-разному, обеспечивая формирование двух серий пород. При этом даже небольшие колебания в содержании компонентов в плавящихся субстратах, особенно щелочей, могут сыграть решающую роль в их развитии.

Происхождение нефелиновых сиенитов

Для многих щелочных ультраосновных массивов, где нефелиновые сиениты ассоциируют с фойдолитами, предполагается, что нефелиновые сиениты являются их дифференциатами (Арзамасцев и др., 2006). Чтобы проверить, являются ли эти породы в данном комплексе генетически связанными, было проведено моделирование петрогенного состава нефелиновых сиенитов методом наименьших квадратов. В качестве модельного исходного состава был использован состав порфириовидного оливинового мельтейгита, который слагает маломощные дайки повсеместно прорывающие породы якупирангит-уртитового ряда и рассматривается как возможный исходный расплав (Францц, 2006). Отсутствие водосодержащих фаз (амфибола) в основной массе породы свидетельствует о "сухости расплава", что подтверждается содержанием H_2O , равным 0.08 мас. %. В качестве конечного состава был использован нефелиновый сиенит (обр. 27–15). Моделирование показало, что породу такого состава можно

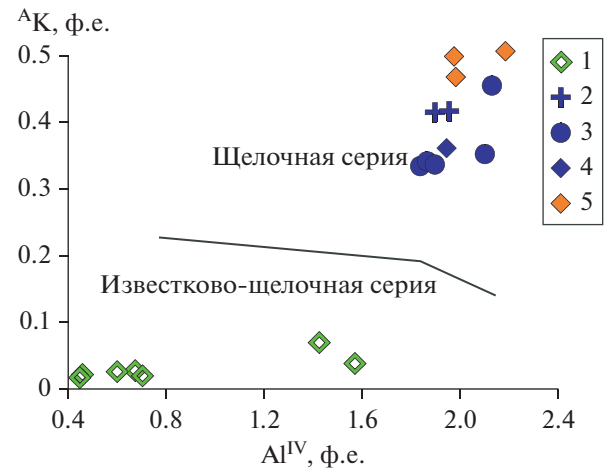


Рис. 13. Диаграмма $Al^{IV}-AK$ для амфиболов (Ridolfi, Renzulli, 2012) из пород: 1 – верлиты, 2 – щелочные клинопироксены, 3 – якупирангиты, 4 – ряд мельтейгит–ийолит–уртиты, 5 – щелочные габбро.

получить при фракционировании клинопироксена (61.7 мас. %), нефелина (7.6 мас. %), оливина (29.4 мас. %) и шпинели (1.3 мас. %) (см. Supplementary, ESM_3.xlsx). Количество остаточного расплава – 10 мас. %, что согласуется с незначительной распространенностью нефелиновых сиенитов в виде небольших тел и даек в пределах массива. Для подтверждения этой модели дополнительно нами были проведены расчеты процессов фракционной кристаллизации с использованием программы rhyolite-MELTS (Smith, Asimow, 2005; Gualda et al., 2012). Расчеты показали, что 11.34% остаточной жидкости близкого состава получается в результате фракционирования 26.53% оливина, 56.01% клинопироксена, 4.48% нефелина и 1.05% шпинели, что близко к полученным выше результатам моделирования методом наименьших квадратов, при постоянном давлении 1 кбар и фугитивности кислорода $\lg(10)fO_2 = -12.37$. Таким образом, результаты моделирования процесса кристаллизации показывают принципиальную возможность получения сиенитового расплава за счет дифференциации фойдолитового расплава.

Полученные нами петрологические и геохимические данные свидетельствуют о том, что Тикшеозерский ультрамафит-щелочно-карбонатитовый комплекс образован в результате последовательного внедрения трех независимых типов мантийных расплавов: 1 – нормальной щелочности, 2 – щелочного и 3 – карбонатитового.

Происхождение Тикшеозерского комплекса

Многие исследователи обращают внимание на то, что большинство карбонатитсодержащих ком-

плексов являются составными частями крупных изверженных провинций (КИП) (Kogarko, Zartman, 2007; Ernst, 2014). Согласно представлениям (Maquyama, 1994; Добрецов и др., 2001; French, Romanowicz, 2015 и др.), формирование КИП объясняется подъемом термохимических мантийных плюмов, которые генерируются на границе ядра и мантии.

Материал этих плюмов, из-за низкой эффективности кондуктивной теплопроводности, в значительной мере сохраняет свою высокую температуру в процессе подъема через относительно холодную мантию, несмотря на некоторое адиабатическое остывание. Поэтому, когда головные части таких плюмов достигают уровня, где температура плюмового материала из-за декомпрессии оказывается выше температуры его солидуса, начинается адиабатическое декомпрессионное плавление их вещества с возникновением внутриплитных магматических систем. Эти системы состоят из двух главных компонентов, развивающихся по своим законам: (1) области генерации магм и (2) области подъема новообразованных магм с формированием в толще земной коры промежуточных очагов (интрузивов) и излияниями лав на поверхность земли с образованием КИП.

Изучение связанных с плюмами магматических систем в КИП показало, что одни и те же головные части плюмов могут продуцировать разные родоначальные расплавы в зависимости от содержания флюидных компонентов в зоне генерации магм (Ma et al., 2015; Sharkov et al., 2017 и др.). Однако цельная картина функционирования магматических систем, связанных с плавлением головных частей мантийных плюмов пока отсутствует, и поэтому предлагаемый ниже сценарий формирования Тикшеозерского ультрамафит-щелочно-карбонатитового комплекса является одним из вероятных.

Как было показано выше, этот комплекс образован тремя интрузивными фазами (крупным самостоятельными порциями расплавов, последовательно поступавших из одной и той же области магнообразования). При этом исходные расплавы двух первых (силикатных) фаз (нормальной щелочности и щелочные) происходили из близких по составу мантийных (плюмовых) субстратов.

Процесс плавления головы плюма, скорее всего, имел ступенчатый характер и контролировался как постепенным охлаждением ее вещества, так и содержанием флюидов. Судя по составу магм, на начальном этапе выплавлялись наиболее высокотемпературные расплавы типа пикробазальтов нормальной щелочности, обеспечивавшие формирование в том числе пород первой фазы рассматриваемого комплекса. По-видимому, по мере охлаждения плавящегося субстрата возможности

выплавления таких расплавов были исчерпаны, и магнообразование временно прекратилось.

В отличие от первой фазы, вторая фаза Тикшеозерского комплекса представлена в основном разнообразными щелочными породами с преобладанием ультраосновных разновидностей (якупирангитов и фойдолитов). При исчерпании возможностей декомпрессионного плавления головы плюма на смену ему, вероятно, пришло флюидо-зависимое плавление, обеспечиваемое метасоматической переработкой материала уже затвердевшей, но еще горячей головы мантийного плюма. Следы такого плавления нередко сохраняются в качестве “расплавных карманов” (melt-pockets) в ксенолитах мантийных шпинелевых лерцолитов из базальтов и базанитов (Downes et al., 2001; Ma et al., 2015; Ryabchikov et al., 2010 и др.). Этот тип плавления осуществлялся под влиянием остаточных флюидов, освободившихся при затвердевании головы мантийного плюма (рис. 14). Таким образом, последовательное декомпрессионное и флюидо-зависимое плавление голов мантийных плюмов может генерировать два и более различных типов магм из одного и того же мантийного плюма.

Специальное изучение “расплавных карманов” показало, что мантийные плюмы содержат два главных типа флюидов, участвовавших в плавлении: (1) легкоподвижный карбонатный, обогащенный $LP3\Theta$, Na, Th, U и деплетированный Si, Ti, Zr и Hf; (2) силикатно-водный расплав/флюид, обогащенный Si, Ti, Fe, Ba, P, K, Zr, Nb и др. (Downes et al., 2001; Ma et al., 2015; Ionov et al., 1996 и др.).

Мы полагаем, что состав флюидо-зависимых магм в значительной мере зависит от соотношения этих флюидов в конкретной голове плюма: доминирование силикатно-водного должно приводить к появлению трахитовых (сиенитовых) расплавов, тогда как карбонатных — карбонатитовых или кимберлитовых магм.

Согласно данным (Ionov et al., 1996), формирование “расплавных карманов” с закаленным карбонатитовым расплавом в ксенолитах шпинелевых лерцолитов из базанитов о. Шпицберген происходило при $T = 900\text{--}990^\circ\text{C}$ и $P = 0.9\text{--}1.0$ ГПа. Возможно, таким же образом и при таких же P - T параметрах формировались и карбонатитовые магмы Тикшеозерского массива.

Таким образом, изучение Тикшеозерского ультрамафит-щелочно-карбонатитового комплекса показало важную роль декомпрессионного плавления в головных частях термохимических мантийных плюмов, которое контролировало эволюцию магматических систем.

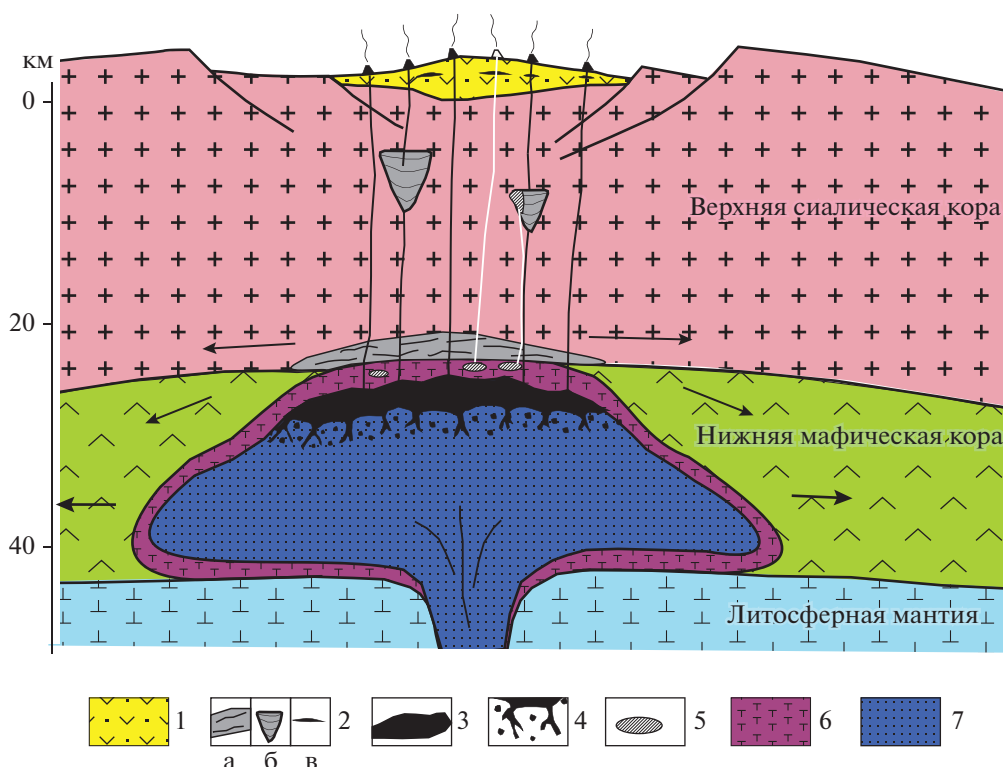


Рис. 14. Схема, иллюстрирующая происхождение карбонатитовых расплавов.

1 — вулканогенно-осадочный комплекс; 2 — промежуточные магматические камеры: а — на границе кора—мантия (андерплейтинг), б — интрузивные комплексы, в — субвулканические силлы; 3 — базальтовый расплав; 4 — зона адиабатического плавления; 5 — участки инконгруэнтного плавления и карбонатитовые фазы ультрамафит-щелочно-карбонатитовых комплексов; 6 — охлажденные края головных частей мантийных плюмов; 7 — вещество мантийных плюмов.

Эволюция ультрамафит-щелочно-карбонатитовых комплексов в истории Земли

Как уже говорилось, интрузивные ультрамафит-щелочно-карбонатитовые комплексы образуют устойчивые ассоциации, связанные с развитием КИП фанерозойского типа. Согласно имеющимся данным, максимумы проявления такого магматизма намечаются в позднем протерозое, раннем палеозое (девон—карбон), позднем палеозое (пермь—триас), мезозое (юра—мел) и в кайнозое (эоцен—миоцен) (Васильев, 1988; Wolley, Kjarsgaard, 2008 и др.). Несмотря на удивительное разнообразие морфологии интрузивов и набора пород в каждом конкретном случае, в целом ультрамафит-щелочно-карбонатитовые комплексы развивались по одному сценарию, и существенной эволюции данного типа магматизма за это время не произошло. Как далеко в истории Земли этот тип магматизма может быть пролонгирован? Возможно, ответ на этот вопрос могут дать карбонатит-ультрамафитовые комплексы палеопротерозойской щелочной провинции Пиланесберг (Pilanesberg) в Южной Африке: Phalaborwa, Schiel, Glenover и др. (Verwoerd, Du Toit, 2006).

Наиболее известным представителем этой провинции является комплекс Палабора (Phalaborwa) (Verwoerd, Du Toit, 2006). Он расположен в выступе архейского гранито-гнейсового фундамента кратона Каапвааль (Kaapvaal), окруженного мафитами огромного палеопротерозойского Бушвельдского расслоенного интрузива. Как и Тикшеозерский комплекс, комплекс Палабора образован преимущественно кумулятивными клинопироксенитами, но с калиевым полевым шпатом и флогопитом в интерстициях между зернами, а образования второй фазы представлены фоскоритами и сиенитами при отсутствии нефелина. Как и в более поздних комплексах, карбонатитовые расплавы появились последними. Согласно (Wu et al., 2011), комплекс Палабора внедрился несколько раньше (~2060 млн лет), чем, собственно, Бушвельдский (~2055 млн лет), но произошел из того же мантийного плюма. Сам Бушвельдский массив образовался за счет внедрения высоко-Si высоко-Mg магм (Hutton, Sharpe, 1989).

Такие магмы сейчас описываются в качестве кремнеземистой высоко-Mg серии (KBMC) и весьма характерны для КИП раннего палеопротерозоя, которые в некоторых случаях сохраняют

активность до середины палеопротерозоя (Шарков и др., 2020). Из этого следует, что карбонатит-содержащий комплекс Палабора, как и Тикшеозерский, тоже являлся частью крупной изверженной провинции (Бушвельдской), но другого состава — последней на Земле КИП, образованной КВМС (Шарков и Богина, 2006). Иными словами, комплекс Палабора может являться представителем более древней разновидности образований, в дальнейшем сменившимися комплексами фанерозойского типа, к которым и принадлежит Тикшеозерский комплекс.

Таким образом, Тикшеозерский комплекс, по-видимому, является древнейшим представителем ультрамафит-щелочно-карбонатитового магматизма современного типа.

ВЫВОДЫ

1. Один из древнейших в мире Тикшеозерский ультрамафит-щелочно-карбонатитовый комплекс с возрастом 1.99 млрд лет входит в состав среднепалеопротерозойской КИП фанерозойского типа.

2. На основании геолого-петрографических данных, породы Тикшеозерского комплекса были сформированы в три интрузивных фазы. Первая фаза образована породами нормальной щелочности: дунитами, верлитами, клинопироксенитами и габбро. Среди пород второй фазы преобладают щелочные ультрамафиты: якупирангиты (щелочные клинопироксениты) и фойдолиты (уртиты, мельтейгиты и ийолиты), при подчиненной роли оливинитов, щелочного габбро и нефелиновых сиенитов. Третья интрузивная фаза представлена карбонатитами.

3. Согласно полученным геохимическим и минералогическим данным, все три фазы не являются продуктами дифференциации единого исходного расплава.

4. На основании геолого-петрографических данных и моделирования показано, что нефелиновые сиениты сформировались в результате фракционирования фойдолитов (оливинового мельтейгита).

5. Предложена возможная модель формирования комплекса в результате декомпрессионного плавления головы мантийного плюма, содержащего карбонатный флюид.

Благодарности. Авторы выражают признательность А.А. Носовой, А.В. Гирнису и анонимному рецензенту за ценные замечания и комментарии, учет которых позволил существенно улучшить рукопись.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках базовой темы ИГЕМ РАН с регистрационным номером ЕГИСУ НИОКТР 121041500222-4 и темы НИР-210 ИГ КарНЦ РАН (отдел минерального сырья).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А.А., Ву Фу-Ян. U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щлочно-ультраосновных массивов Колбской провинции // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 496–515.
- Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Протерозойский полифазный массив Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров: пример смешения базитовых и щелочных мантийных расплавов // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 384–414.
- Богачев А.И., Слюсарев В.Д., Кравченко А.Н. и др. Новый тип щелочного протерозойского магматизма в Карелии // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 5. С. 1169–1172.
- Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б. и др. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63.
- Васильев Ю.Р. Гипербазиты щелочно-ультраосновных комплексов // Ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. С. 172–195.
- Гирнис А.В. Равновесие оливин–ортопироксен–расплав как термобарометр для мантийных магм // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 115–127.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. 2-е издание. Новосибирск: Наука “ГЕО”, 2001. 409 с.
- Иващенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: ГИ КарНЦ РАН, 2011. 369 с.
- Кирнарский Ю.М., Осокин А.С., Шолохнев В.В., Холодильников Н.Р. Новые данные о минеральном составе пород Тикшеозерского массива (Северная Карелия) // Сб. Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск: Кар. НЦ АН СССР, 1990. С. 39–58.
- Йодер Г.С., Тилли Э.К. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
- Карандашев В.К., Хвостиков В.А., Носенко С.В., Бурмий Ж.П. Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2016. Т. 82. № 7. С. 6–15.
- Каргин А.В., Бабарина И.И., Богатиков О.А. и др. Палеопротерозойские кимберлиты Кимозера (Карельский кратон): геолого-структурная позиция и геохимическая типизация // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 1. С. 78–81.
- Кулешевич Л.В. Редкоземельная минерализация Тикшеозерско-Елетьозерского щелочного комплекса (Северная Карелия) // Сб. Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ГИ КарНЦ РАН, 2016. Вып. 18. С. 71–87.
- Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В. и др. Раннекемрийский сиенитовый и монзонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.

Патнис А., Мак-Коннелл Дж. Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 3-е издание. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.

Путинцева Е.В., Спиридонов Э.М. Древнейшие в России алмазоносные кимберлиты и метакимберлиты Кимозера, Карелия // Новые данные о минералах. 2016. Вып. 51. С. 62–95.

Ранний докембрий Балтийского щита // Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Родионов Н.В., Беляцкий Б.А., Антонов А.В. и др. Геохимические особенности и возраст бадделита из карбонатитов щелочно-ультраосновного массива Тикшеозера (Северная Карелия) // Докл. АН. 2009. Т. 564. № 4. С. 474–479.

Сафронова Г.П. Типохимические особенности породообразующих минералов Тикшеозерского массива (Северная Карелия) // Сб. Минералогия докембрия Карелии. Петрозаводск: Институт геологии Карельского филиала АН СССР, 1988. С. 22–41.

Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю. и др. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов на приметере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Тр. КарНЦ. Сер. Геология докембрия. 2015. № 7. Р. 54–73.

Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Франц Н.А. Щелочно-ультраосновные дайки Тикшеозерского карбонатитового массива (Северная Карелия) и их петрологическое значение // Вест. СПбГУ. Сер. 7. 2006. Вып. 3. С. 61–66.

Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир, 2006. 364 с.

Шарков Е.В., Богина М.М. Эволюция магматизма палеопротерозоя — геология, геохимия, изотопия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 3–27.

Шарков Е.В., Чистяков А.В. Коронарные структуры в феррогабброидах Ельтьозерского интрузивного комплекса (Северная Карелия, Россия) как свидетельство существования богатого Fe расплава. 1. Разновидности корон // Геохимия. 2017. № 6. С. 513–526.

Шарков Е.В., Беляцкий Б.В., Богина М.М. и др. Кристаллогенезис и возраст циркона из щелочных и основных пород Ельтьозерского магматического комплекса, Северная Карелия // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 285–307.

Шарков Е.В., Чистяков А.В., Щипцов В.В. и др. Происхождение Fe-Ti-оксидной минерализации в среднепалеопротерозойском Ельтьозерском сиенит-габбровом интрузивном комплексе (Северная Карелия, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2018. Т. 60. № 2. С. 198–230.

Шарков Е.В., Чистяков А.В., Богина М.М. и др. Ультрамафит-щелочно-карбонатитовые комплексы как результат двухстадийного плавления мантийного плюма (на примере среднепалеопротерозойского Тикшеозерского интрузива, Северная Карелия, Россия) // Докл. АН. 2019. Т. 486. № 4. С. 460–465.

Шарков Е.В., Богина М.М., Чистяков А.В., Злобин В.Л. Эволюция крупных изверженных провинций в истории Земли (на примере восточной части Балтийского щита) // Вулканология и сейсмология. 2020. № 5. С. 51–66.

Щипцов В.В., Бубнова Т.П., Гаранжа А.В. и др. Геолого-технологическая и экономическая оценка ресурсного потенциала карбонатитов Тикшеозерского массива (формация ультраосновных щелочных пород и карбонатитов) // Сб. Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ГИ КарНЦ, 2007. Вып. 10. С. 159–170.

Beccaluva L., Binchini G., Natali C., Siena F. The alkaline-carbonatite complex of jacupiranga (Brazil): Magma genesis and mode of emplacement // Gondwana Res. 2017. V. 44. P. 157–177.

Bell K., Tilton G.R. Nd, Pb and Sr Isotopic Compositions of East African carbonatites: Evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // J. Petrol. 2001. V. 42. № 10. P. 1927–1945.

Brey G.P., Kogarko L.N., Ryabchikov I.D. Carbon dioxide in kimberlitic melts // N. Jahrb. Mineral. Monatsh. 1991. № 4. P. 159–168.

Brooker R.A. The effect of CO₂ saturation on immiscibility between silicate and carbonate liquids: An experimental study // J. Petrol. 1998. V. 39. № 11–12. P. 1905–1915.

Chmyz L., Arnaud N., Biondi J.C. et al. Ar-Ar ages, Sr-Nd isotope geochemistry, and implications for the origin of the silicate rocks of the Jacupiranga ultramafic-alkaline complex (Brazil) // J. South Amer. Earth Sci. 2017. V. 77. P. 286–309.

Corfu F., Bayanova T., Shchiptsov V., Frantz N. U-Pb ID-TIMS age of the Tikshozero carbonatite: Expression of the 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia // Cent. Eur. J. Geosci. 2011. V. 3. № 3. P. 302–308.

Downes J.R. Formation and modification of the shallow subcontinental lithospheric mantle: A review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of Western and Central Europe // J. Petrol. 2001. V. 41. P. 233–250.

De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagram and major-element analyses: Its relationships with current nomenclature // Chem. Geol. 1980. V. 29. P. 183–210.

Ernst R.E. Large igneous province. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 653 p.

Gill R. Igneous rocks and processes: A practical guide. Chichester: Wiley-Blackwell, 2010. 428 p.

French S.W., Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // Nature. 2015. V. 525. P. 95–99.

Gualda, M.S., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L. Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems // J. Petrol. 2012. V. 53. P. 875–890.

Hanski E.J., Huhma H., Melezhik V.A. New isotopic and geochemical data from the Paleoproterozoic Pechenga greenstone belt, NW Russia: Implication for basin development and duration of volcanism // Precambrian Res. 2014. V. 245. P. 51–65.

- Hart S.H., Dunn T. Experimental Cpx/melt partitioning of 24 trace elements // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 113. P. 1–8.
- Hutton C.J., Sharpe M.R. Significance and origin of boninite-like rocks associated with the Bushveld complex // *Boninites and Related Rocks*. Ed. A.J. Crawford. London: Unwin Hyman, 1989. P. 174–207.
- Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Genshaft Y.S., Kopylova M.G. Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral composition and trace-element residence // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 125. № 4. P. 375–392.
- Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L. Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites // *Mineral. Mag.* 1988. V. 52. P. 43–55.
- Kogarko L.N., Veselovskiy R. Geodynamic origin of carbonatites from the absolute paleotectonic reconstructions // *J. Geodynamics*. 2019. V. 125. P. 13–21.
- Kogarko L.N., Zartman R.E. A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maimecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia // *Mineral. Petrol.* 2007. V. 89. P. 113–132.
- Lee W.J., Wyllie P.J. Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1.0 to 2.5 GPa compared with mantle melt compositions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 127. P. 1–16.
- Ma G.S.-K., Wang K.L., Malpas J. et al. Melt-pockets and spongy clinopyroxenes in mantle xenoliths // Eds A. Khan, F. Deschamps. *The Earth's Heterogeneous Mantle*. Heidelberg: Springer International Publishing, 2015. P. 205–257.
- Mann U., Marks M., Markl G. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts the Katzenbuckel Volcano, Southwest Germany // *Lithos*. 2006. V. 91. P. 262–285.
- Marks M., Markl G. Fractionation and assimilation processes in the alkaline augite syenite unit of the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, as deduced from phase equilibria // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 1947–1969.
- Martin L., Schmidt M.W., Mattson H.B., Gunther D. Element partitioning between immiscible carbonatite and silicate melts for dry and H₂O-bearing systems at 1–3 GPa // *J. Petrol.* 2013. V. 54. P. 2301–2338.
- Maruyama S. Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*. 1994. V. 100. P. 24–49.
- McDonoug W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- McKenzie D., O'Nions R.K. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations // *J. Petrol.* 1991. V. 32. P. 1021–1091.
- Nelson D.R., Chivas A.R., Chappell B.W., McCulloch M.T. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1988. V. 52. P. 1–17.
- Nykanen J., Laajoki K., Karhu J.A. Geology and geochemistry of the Early Proterozoic Kortejarvi and Laivajoki carbonatites, Central Fennoscandian Shield, Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 1997. V. 9. № 1–2. P. 5–30.
- O'Hara M.J. The bearing of phase equilibria studies on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks // *Earth Sci. Rev.* 1968. V. 4. P. 69–133.
- Potter N.J., Kamenetsky V.S., Simonetti A., Goemann K. Different types of liquid immiscibility in carbonatite magmas: A case study of the Oldoinyo Lengai // *Chem. Geol.* 2017. V. 455. P. 376–384.
- Priyatkinina N., Khudoley A.K., Ustinov V.N., Kullerude K. 1.92 Ga kimberlitic rocks from Kimozero, NW Russia: Their geochemistry, tectonic setting, and unusual field occurrence // *Precambrian Res.* 2014. V. 249. P. 162–179.
- Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphibolites in calc-alkaline and alkaline magmas: Thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1.130°C and 2.2 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 163. P. 877–895.
- Ruberti E., Enrich G.E.R., Azzone R.G. et al. The Banhaddao alkaline complex, southeastern Brazil: Source and evolution of potassic SiO₂-undersaturated high-Ca and low-Ca magmatic series // *Mineral. Petrol.* 2012. V. 104. P. 63–80.
- Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 267–309.
- Rukhlov A.S., Bell K., Amelin Y. Carbonates, isotopes and evolution of the subcontinental mantle: An overview // *Symposium on strategic and critical materials proceedings*. British Columbia Geol. Survey. 2015. Paper 2015-3. P. 39–64.
- Ryabchikov I.D., Sharkov E.V., Kogarko L.N. Rhönite from mantle peridotites in Syria // *Bull. Tethys Geol. Soc. Cairo*. 2010. V. 6. P. 120–126.
- Sharkov E., Bogina M., Chistyakov A. Magmatic systems of large continental igneous provinces // *Geosci. Front.* 2017. V. 8. № 4. P. 621–640.
- Smith P.M., Asimov P.D. Adibat_1ph: A new front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models // *Geochem. Geophys.* 2005. V. 6. P. Q02004.
- Tichomirowa M., Grosche G., Götz J. et al. The mineral isotope composition of two Precambrian carbonatite complexes from the Kola Alkaline Province – Alteration versus primary magmatic signatures // *Lithos*. 2006. V. 91. P. 229–249.
- Tichomirowa M., Whitehouse M.J., Gerdes A. et al. Different zircon recrystallization types in carbonatites caused by magma mixing: Evidence from U–Pb dating, trace element and isotope composition (Hf and O) of zircons from two Precambrian carbonatites from Fennoscandia // *Chem. Geol.* 2013. V. 353. P. 173–198.
- Tuttle O.F., Gittins J. Carbonatites. New York: Wiley Interscience, 1966.
- Verwoerd W.J., Du Toit M.C. The Phalaborwa and Schiel complexes // *The Geology of South Africa*. Eds. M.R. Johnson, C.R. Anhaeusser, R.J. Thomas. Johannesburg/Council for Geosciences, Pretoria. 2006. P. 291–318.
- Wang C.Y., Zhou M.-F. New textural and mineralogical constraints on the origin of the Hongge Fe–Ti–V oxide deposit, SW China // *Mineral. Deposita*. 2013. V. 48. P. 787–798.
- Weidendorfer D., Schmidt M.W., Mattsson H.B. Fractional crystallization of Si-undersaturated alkaline magmas leading to unmixing of carbonates on Brava Island (Cape Verde) and a general model of carbonatite genesis in alkaline magma suites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2016. V. 171. P. 1–29.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Wooley A.R., Church A.A. Extrusive carbonatites: A brief review // *Lithos*. 2005. V. 85. P. 1–14.

Wooley A.R., Kjarsgaard B.A. Carbonatite occurrences of the world: Map and database // Geol. Survey Canada. Open File 5796. 2008.

Wu F.-Y., Yang Y.-H., Li Q.-L. et al. In situ determination of U-Pb ages and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the petrogenesis of the Phalaborwa carbonatite Complex, South Africa // Lithos. 2011. V.127. P. 309–322.

Wyllie P.J. Origin of carbonatites: Evidence from phase equilibrium studies // Ed. K. Bell. Carbonatites: Genesis and Evolution. London: Unwin Hyman, 1989. P. 500–545.

Wyllie P.J., Lee W.-J. Kimberlites, carbonatites, peridotites and silicate-carbonate liquid immiscibility explained in parts of the system $\text{CaO}-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-(\text{MgO} + \text{FeO})-(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ // Proc. 7th International Kimberlite Conference. Cape Town: Red Roof Design, 1999. P. 912–932.

Yaxley G.M., Crawford A.J., Green D.H. Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 305–317.

Petrology of the Mid-Paleoproterozoic Tiksheozero Ultramafic-Alkaline-Carbonatite Complex (Northern Karelia)

E.V. Sharkov¹, A. V. Chistyakov¹, M. M. Bogina¹,
V. V. Shchiptsov², B. V. Belyatsky³, and P. V. Frolov²

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Karelia*

³*Center for Isotopic Research, Karpinskii All-Russia Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia*

The paper reports first comprehensive geological, petrographic, mineralogical, and geochemical data on one of the world's largest Tiksheozero ultramafic-alkaline-carbonatite complex (~1.99 Ga), which belongs to the Mid-Paleoproterozoic igneous province of the Baltic Shield. The complex was formed in three intrusive phases. The first phase is composed of the rocks of normal alkalinity: dunites, wehrlites, clinopyroxenites, and gabbro. The rocks of the second phase include mainly alkaline ultramafic rocks represented by jacupirangites (alkaline clinopyroxenites) and foidolites (melteigites, ijolites, and urtites), with subordinate olivinites, alkaline gabbro, and nepheline syenites. The third intrusive phase is represented by carbonatites. Geochemical and mineralogical data indicate that all three phases were formed independently and are not the differentiation products of a single primary melt. It is shown that nepheline syenites were obtained through foidolite fractionation. A model of formation of such complexes through decompressional melting of carbonate-bearing mantle plume head is proposed.

Keywords: alkaline-ultramafic massifs with carbonatites, large igneous province (LIP), mantle plume, ultramafic rocks, foidolites, nepheline syenites, carbonatites, intrusive phases, carbonatite fluid