

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РФ

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Дальневосточный геологический институт

Дальневосточного отделения Российской академии наук

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева

Сибирского отделения Российской академии наук

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Институт земной коры

Сибирского отделения Российской академии наук

**Н.Н. Крук, В.В. Голозубов, А.И. Ханчук,
И.А. Александров, А.А. Чашин, Е.В. Складов**

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕРГЕЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА – ДРЕВНЕЙШЕГО БЛОКА ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ



Владивосток

Дальнаука

2018

УДК 551.24:552.11:552.14:552.16:553

Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ханчук А.И., Александров И.А., Чашин А.А., Скляр Е.В. **Интрузивные комплексы Сергеевского террейна – древнейшего блока Южного Приморья.** – Владивосток: Дальнаука, 2018. – 56 с. ISBN 978-5-8044-

Работа посвящена описанию интрузивных комплексов Сергеевского террейна, представляющего собой крупную аллохтонную пластину, включенную в структуру юрской Самаркинской аккреционной призмы. Поддвиговая зона в подошве террейна обнажена зоной динамосланцев, метаморфизованных в зеленосланцевой и глаукофан-сланцевой фациях. Фундамент Сергеевского террейна образован, главным образом, раннепалеозойскими интрузивными породами – габброидами и гранитоидами приблизительно в равном соотношении, а также включенных в них блоков метаморфизованных первично вулканогенно-осадочных пород кембрийского возраста.

Монография предназначена для специалистов и студентов широкого набора геологических дисциплин, а также для участников полевой геологической экскурсии в рамках Всероссийской научной конференции «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит», г. Владивосток.

Работа опубликована при финансовой поддержке Федерального агентства научных организаций и Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-05-20083)

ISBN 978-5-8044-

- © ДВГИ ДВО РАН, 2018
- © Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ханчук А.И., Александров И.А., Чашин А.А., Скляр Е.В., 2018
- © «Издательство Дальнаука», 2018

1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Сергеевский террейн образует южную прибрежную часть Приморья и представляет собой фрагмент раннепалеозойской континентальной окраины, в позднем палеозое, мезозое и кайнозое являющейся ареной накопления прибрежно-морских и континентальных отложений, а временами – и вулканитов (рис. 1, 2). Северо-западной границей террейна, отделяющей его от Вознесенского террейна раннепалеозойского Бурея-Дзямусы-Ханкайского орогенного пояса, является Шкотовский разлом, почти повсеместно перекрытый кайнозойскими плато-базальтами.

В современной структуре Сергеевский террейн представляет собой крупную аллохтонную пластину, включенную в структуру юрской Самаркинской аккреционной призмы [Голозубов, 2006; Геодинамика ..., 2006]. Поддвигающая зона в подошве террейна обнажена в бассейне р. Кривой, а также в двух тектонических окнах в пределах выходов террейна (рис. 2). Она представлена зоной динамосланцев, метаморфизованных в зеленосланцевой и глаукофан-сланцевой фациях [Коваленко, Ханчук, 1991]. Автохтон образован юрским в различной степени тектонизированным глинисто-алевролитовым матриксом, содержащим включения, глыбы и конседиментационные пластины пермских и триасово-юрских кремней, песчаников, реже базальтов и известняков. Считается, что надвигание террейна происходило сближено по времени с формированием олистостромовых горизонтов Самаркинского террейна, то есть в средне-позднеюрское время [Мельников, Голозубов, 1980]. В меловое время террейн испытал цикл весьма интенсивных деформаций при формировании

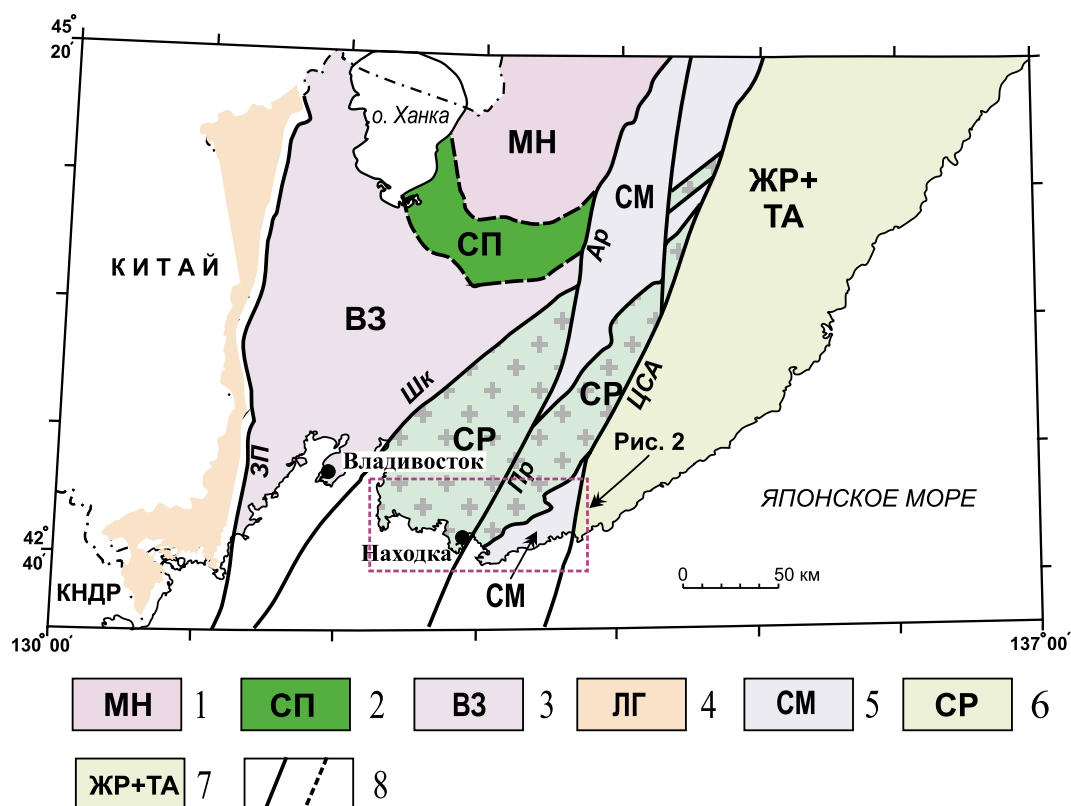


Рис. 1. Террейны Южного Приморья по [Геодинамика ..., 2006].

1–3 – террейны раннепалеозойского Бурея-Дзямусы-Ханкайского орогенного пояса: 1 – Матвеевско-Нахимовский (МН), метаморфический, 2 – Спасский (СП), фрагмент раннекембрийской аккреционной призмы, 3 – Вознесенский (ВЗ), фрагмент раннекембрийской пассивной окраины; 4 – Лаоэлин-Гродековский террейн (ЛГ) позднепалеозойского–раннемезозойского Солонкерского орогенного пояса – фрагмент активной окраины; 5–6 – террейны мезозойского Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса: 5 – Самаркинский террейн (СМ), фрагмент юрской аккреционной призмы, 6 – Журавлевский и Таухинский террейны – фрагменты раннемеловой окраины Азии; 8 – разломы.

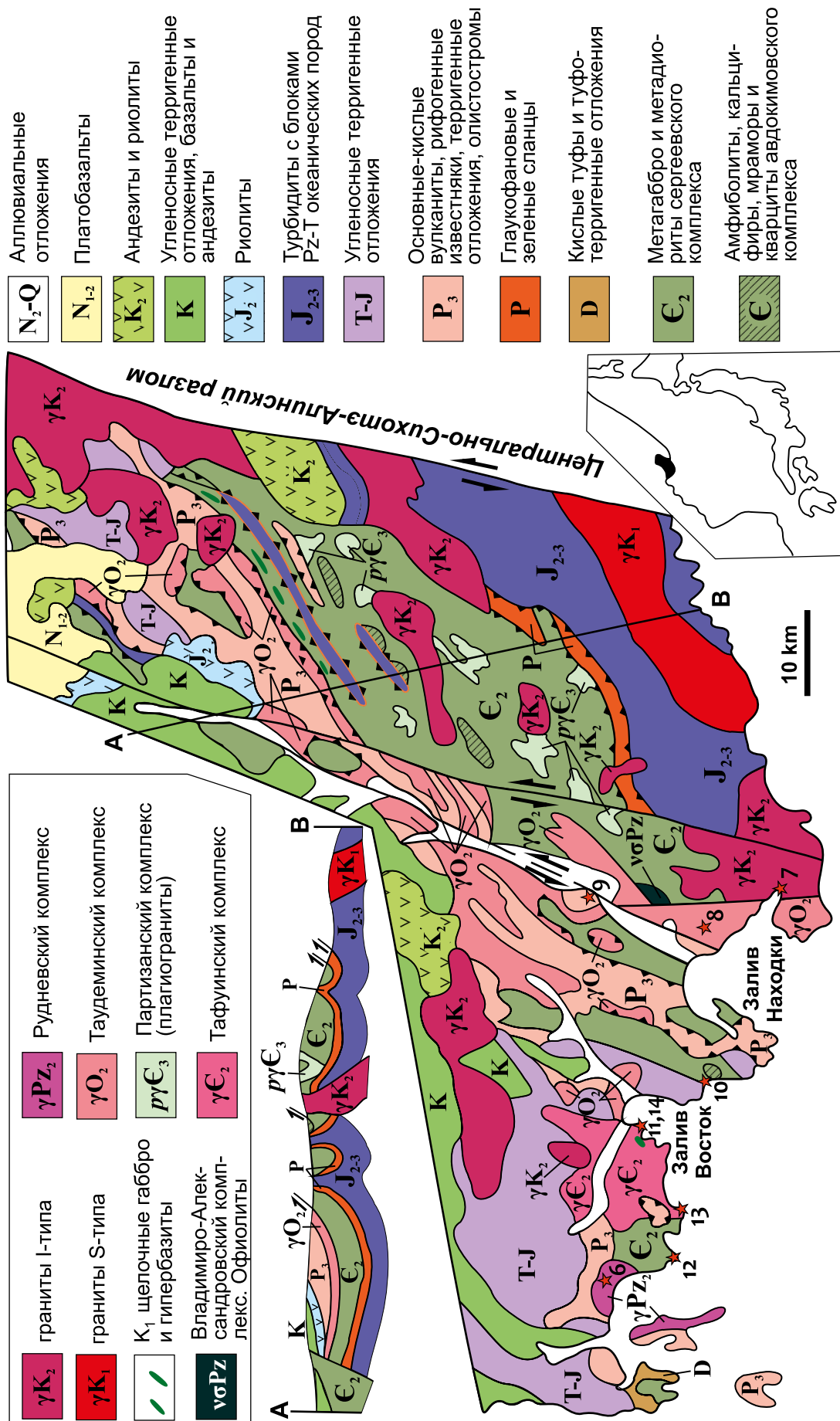


Рис. 2. Геологическое строение Южного Приморья по [Ханчук, 1993] с изменениями. Звездочками отмечены точки экспедиции.

Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса в обстановке сжатия с юга и юго-востока, со стороны прилегающей к Евразии океанической плиты Иванага. В раннем мелу доминировала обстановка скольжения вдоль границ континентальной и океанической плит, сопровождавшаяся формированием в континентальной части левосдвиговой системы разломов Тан-Лу [Голозубов, 2006; Геодинамика ..., 2006]. Совместно с Самаркинской аккреционной призмой Сергеевский террейн испытал значительные (не менее, чем на 15°) перемещения с юга на север [Golozubov et al., 1999]. Соответственно, представляется неправомерным включение этого террейна в структуры Бурея-Дзямусы-Ханкайского орогенного пояса (как это нередко делается) – его аналоги следует искать значительно южнее. В позднем мелу в связи со сменой направления движения плиты Иванага от близмеридионального до северо-западного на данном участке окраины возобновилась обстановка субдукции с формированием Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулcano-плутонического пояса Андийского типа [Геодинамика ..., 2006].

Фундамент Сергеевского террейна образован, главным образом, раннепалеозойскими интрузивными породами – габброидами и гранитоидами приблизительно в равном соотношении (рис. 2). Чехол представлен: а) локально распространенными среднедевонскими туфопесчаниками, алевролитами, содержащими растительные остатки, реже гравелитами и конгломератами; б) также локально распространенными нижнепермскими туфами и лавами андезитов, реже кремнистых туфитов и кремней (дунайская свита); в) ниже-верхнепермскими песчаниками, алевролитами, редко гравелитами и конгломератами (абрекская свита); г) верхнепермскими алевролитами, песчаниками, конгломератами, андезитами, базальтами, рифогенными известняками (чандалазская свита), залегающими преимущественно на гранитах фундамента; д) триасовыми, нижнеюрскими и верхнеюрскими-берриасовыми мелководно-морскими песчаниками и алевролитами, на отдельных участках сменяющимися по латерали риолитами, андезитами и базальтами. Перечисленные комплексы смяты в складки различных размеров и морфологии и с разрывом и угловым несогласием перекрыты раннемеловыми угленосными толщами Партизанско-Суходольского бассейна. Выше залегает ниже-верхнемеловые песчаники и пестроокрашенные алевролиты и аргиллиты коркинской серии, с разрывом и угловым несогласием перекрытые, в свою очередь, позднемеловыми надсубдукционными вулканитами Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Палеогеновые (эоценовые) угленосные терригенные отложения обнажены в локальных присдвиговых впадинах в районах г. Артем и пос. Смоляниново. Завершающим штрихом в формировании структуры района являются излияния миоцен-плиоценовых внутриплитных плато-базальтов. Среди син- и постаккреционных интрузий встречаются: а) раннемеловые граниты; б) ранне-позднемеловые габбро, диабазы, диориты и диоритовые порфириты; в) позднемеловые гранитоиды; г) палеоценовые граносиениты.

Далее приведено описание комплексов Сергеевского террейна, а также более поздних образований, которые являются объектами экскурсии 20–23 сентября 2018 года в рамках IV Всероссийской научной конференции «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит».

2. ИНТРУЗИВНЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕРГЕЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА

2.1. Авдокимовский метаморфический комплекс

Авдокимовский комплекс объединяет наиболее древние образования Сергеевского террейна. В его составе присутствуют метаморфические породы высоких и средних температур. Высокотемпературные породы наблюдаются в виде четко ограниченных линзовидных и блокоподобных ксенолитов в сергеевских габброидах (раздел 2.2) и тафуинских гранитах (раздел 2.3). Размер

кxenолитов варьирует от метра до первых сотен метров. Представлены они тремя ассоциациями: 1) клинопироксеновыми мраморами, кальцифирами, гранат-кварцевыми кристаллосланцами, амфиболитами; 2) амфиболитами, гранатовыми амфиболитами и кварцитами; 3) амфиболитами, гранатовыми амфиболитами и амфиболовыми кристаллосланцами.

Крупный выход первой ассоциации описан в береговых обнажениях к западу от г. Находка. Метаморфические породы контактируют с сергеевскими габбро–гнейсами, которые образовали многочисленные апофизы и захватили кxenолиты метаморфических пород. Сланцеватость в метаморфитах авдокимовского комплекса и гнейсовидность в сергеевских мегабброидах имеют одинаковую ориентировку. Среди метаморфических пород выделяются пластовые тела амфиболитов, перемежающихся с разнообразными по составу метаизвестковистыми породами. Для амфиболитов условия метаморфизма оцениваются в 650°C и 8 кбар. В метакarbonатных породах гранат представлен андрадитом, а пироксен – геденбергитом, присутствует зеленая роговая обманка и куммингтонит.

Вторая ассоциация высокотемпературных пород образует прерывистую полосу северо-восточного простирания в северной части террейна. Наиболее представительный выход находится в верховьях р. Водопадная и в приустьевой части руч. Авдокимов. Здесь обнаружены безгранатовые и гранатовые амфиболиты, перемежающиеся в разрезе с пачками кварцитов. В переходной зоне наблюдается тонкое переслаивание существенно амфиболовых и кварцевых пород. Мощность амфиболовой части разреза первые сотни метров, кварцитов – десятки метров. Контакт сергеевских габброидов с амфиболитами инъекционный, гнейсовидность габброидов, их сланцеватость и сланцеватость амфиболитов конформны.

Образования третьей ассоциации известны на восточной оконечности бухты Авангард. Здесь в гранитоидах тафуинского комплекса присутствует крупный (первые десятки метров) кxenоблок, сложенный амфиболитами и гранатовыми амфиболитами, а также полосчатыми «параамфиболитами» (рис. 3).



Рис. 3. Фрагмент кxenолита параамфиболитов авдокимовского комплекса в тафуинских гранитах (окрестности базы Авангард).

Среднетемпературные породы представлены мусковитовыми и двуслюдяными кристаллическими сланцами, которые обнажаются в бухте Авангард и на перевале Америка (к северу от г. Находка). Взаимоотношения с высокотемпературными метаморфитами и сергеевскими габброидами не установлены. Двуслюдяные сланцы формируют разновеликие ксеноблоки в тафуинских гранитах.

Амфиболиты верховьев р. Водопадная – средне-мелкозернистые породы, состоящие из амфибола и плагиоклаза. В большинстве случаев породы интенсивно изменены с развитием хлорита и эпидота. В наименее измененных разностях текстура пород изменяется от почти массивной до гнейсовидной, структуры в большинстве случаев коррозионные. Амфибол и плагиоклаз слагают ксеноморфные зерна, не несущие признаков огранки и имеющие между собой неровные контакты.

Гранатовые амфиболиты восточной оконечности бухты Авангард – крупно- и гигантозернистые практически массивные породы. Каркас породы составляют разноориентированные, в разной степени удлинённые зерна амфибола, количество которого достигает более 80%. Промежутки между ними выполнены сложно построенными зернами кварца, обычно имеющими облачное погасание, и интенсивно серицитизированного плагиоклаза. Оба минерала ксеноморфны: их выделения имеют неровные границы и не обнаруживают признаков огранки. Кроме того, в интерстициальном пространстве встречаются скопления карбоната. Пойкилитовые вроски кварца и плагиоклаза нередко наблюдаются в краевых частях зерен амфибола. В этом случае зерна кварца обычно имеют частичную огранку, плагиоклаз остается ксеноморфным. Гранат в породах встречается редко: он образует изометричные пойкилобласты, насыщенные включениями амфибола и кварца.

Полосчатые амфиболиты (параамфиболиты), ассоциирующие с гранатовыми амфиболитами – мелкозернистые породы полосчатой или сланцеватой текстуры. Неравномерное распределение минералов наблюдается как на макро- так и на микроуровне. В шлифах отчетливо фиксируются меланократовые прослои, состоящие почти нацело из удлинённых ориентированных зерен амфибола, и лейкократовые, где наряду с амфиболом (его, как правило, не более 30–35%) присутствуют плагиоклаз, кварц, редко калишпат и единичные зерна хлоритизированного биотита. Структура минеральной массы в лейкократовых прослоях близка к гранобластовой.

Двуслюдяные кристаллосланцы – мелко-среднезернистые неравномернозернистые породы с гетеролепидогранобластовой (местами коррозионной) структурой и слоистой текстурой. Породы сложены ориентированными удлинёнными зернами слюд (главным образом – мусковита), неправильной формы обломками зерен кварца (обычно с облачным погасанием) и небольшим количеством слабо удлинённых лейст незонального плагиоклаза.

По химическому составу амфиболиты верховьев р. Водопадная – породы основного, реже ультраосновного состава (43–52 мас. % SiO_2). Для них характерны низкие концентрации титана (0.43–2.0 мас. % TiO_2 , в большинстве проб < 1 мас. %) и фосфора (0.1–0.64 мас. % P_2O_5 , в большинстве проб < 0.4 мас. %), низкие и умеренные концентрации калия (0.35–1.38 мас. % K_2O). Содержания магния и железа широко варьируют, характерны высокие концентрации кальция (> 8 мас. % CaO). Среди амфиболитов выделяется три «крайних» разности: магнезиальные (до 12 мас. % MgO при 13–13.5 мас. % Al_2O_3 и $\text{Mg\#} = 50\text{--}60\%$), глиноземистые (до 22 мас. % Al_2O_3 при 2.5–5.2 мас. % MgO и $\text{Mg\#} = 30\text{--}35\%$), и титанистые (> 2 мас. % TiO_2 при умеренной магнезиальности и повышенных содержаниях фосфора). Между магнезиальными и глиноземистыми разностями устанавливается широкий спектр промежуточных составов. Структурно-текстурные и петрохимические особенности пород указывают на магматическую природу их протолитов (базальты или туфы основного состава).

На TAS-диаграмме (рис. 4а) точки составов амфиболитов группируются преимущественно в поле базальтов, а наименее кремнекислые разности – в полях пикритов, тефритов и базанитов. Породы соответствуют умереннокалиевой серии (рис. 4б) и характеризуются толеитовым трендом

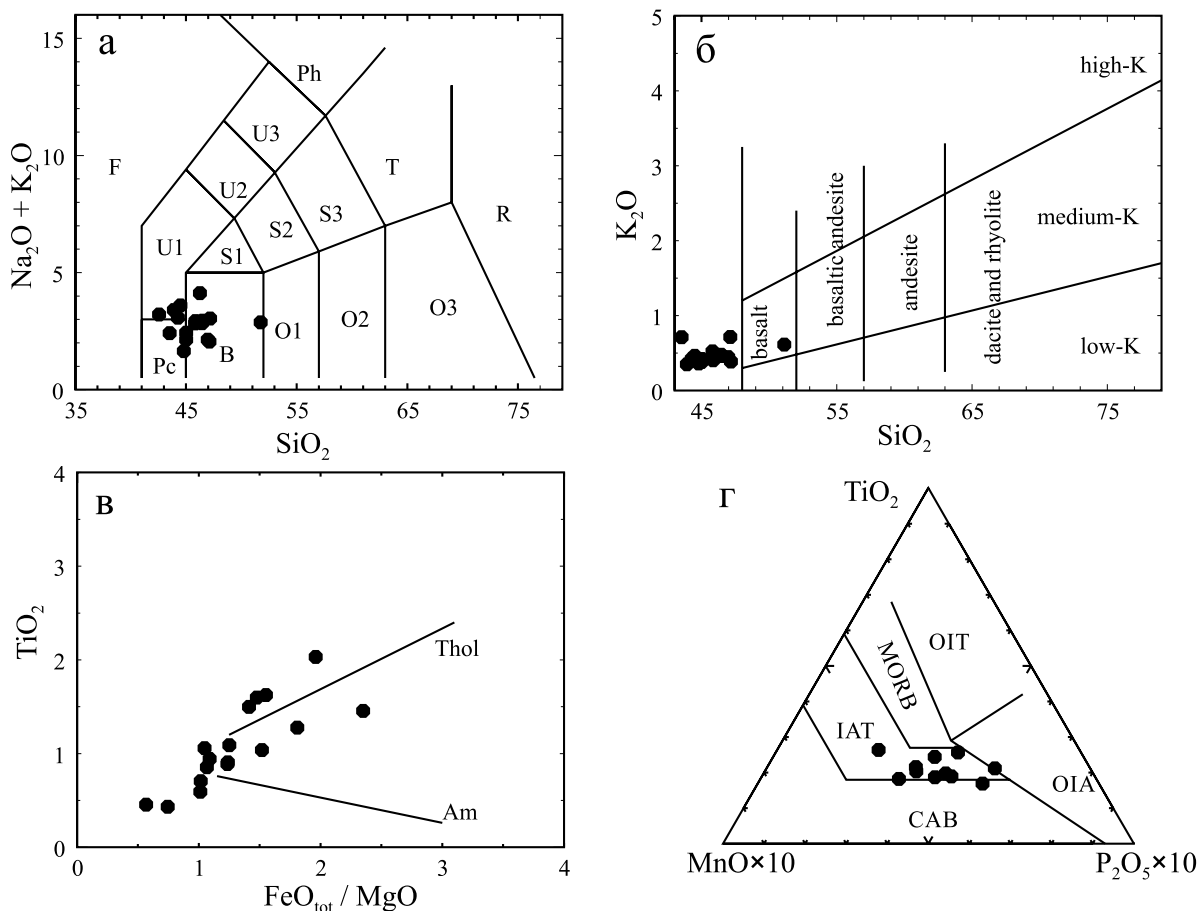


Рис. 4. Петрохимические диаграммы для амфиболитов авдокимовского комплекса.

эволюции (рис. 4в). На классификационной диаграмме Мюллена [Mullen, 1983] (рис. 4г) точки составов амфиболитов лежат в поле островодужных базальтов.

Редкоземельный состав амфиболитов неоднороден. Магнезиальные и глиноземистые разности характеризуется нижекларковыми концентрациями LILE, HFSE и РЗЭ. Спектры распределения редкоземельных элементов асимметричны с $(La/Yb)_N = 3.0-4.2$ без аномалии по европию (рис. 5а). На мультиэлементных диаграммах (рис. 5б) присутствуют слабые минимумы по Zr, Hf и Ti, максимум по Ba. Породы характеризуются низкими концентрациями Th, благодаря чему минимумы по Ta и Nb на спайдер-диаграммах не фиксируются, хотя отношение $(La/Nb)_N$ варьирует от 2.7 до 3.1.

Высокотитанистые разности имеют более высокие (близкларковые или несколько выше) концентрации HFSE, РЗЭ и, особенно, тория. Спектры распределения РЗЭ асимметричны с $(La/Yb)_N = 4.8$ и незначительным Eu минимумом (рис. 5а). Форма мультиэлементных спектров близка к описанным выше. Основное отличие – отсутствие минимума по Th и, за счет этого, наличие значимой отрицательной аномалии по Nb и Ta.

В целом по особенностям вещественного состава амфиболиты сходны с толеитовыми базальтами островных дуг, а для высокотитанистых разностей можно предполагать незначительную примесь внутриплитного компонента.

На большинстве дискриминационных диаграмм (рис. 6, а-в) точки составов амфиболитов тяготеют к полю островодужных пород. В то же время степень избирательного обеднения Ta и Nb в изученных породах несколько ниже, чем в типичных надсубдукционных магмах. По этой причине на диаграммах [Wood, 1980], использующих содержания этих элементов, точки составов амфиболитов располагаются в полях океанических базальтов.

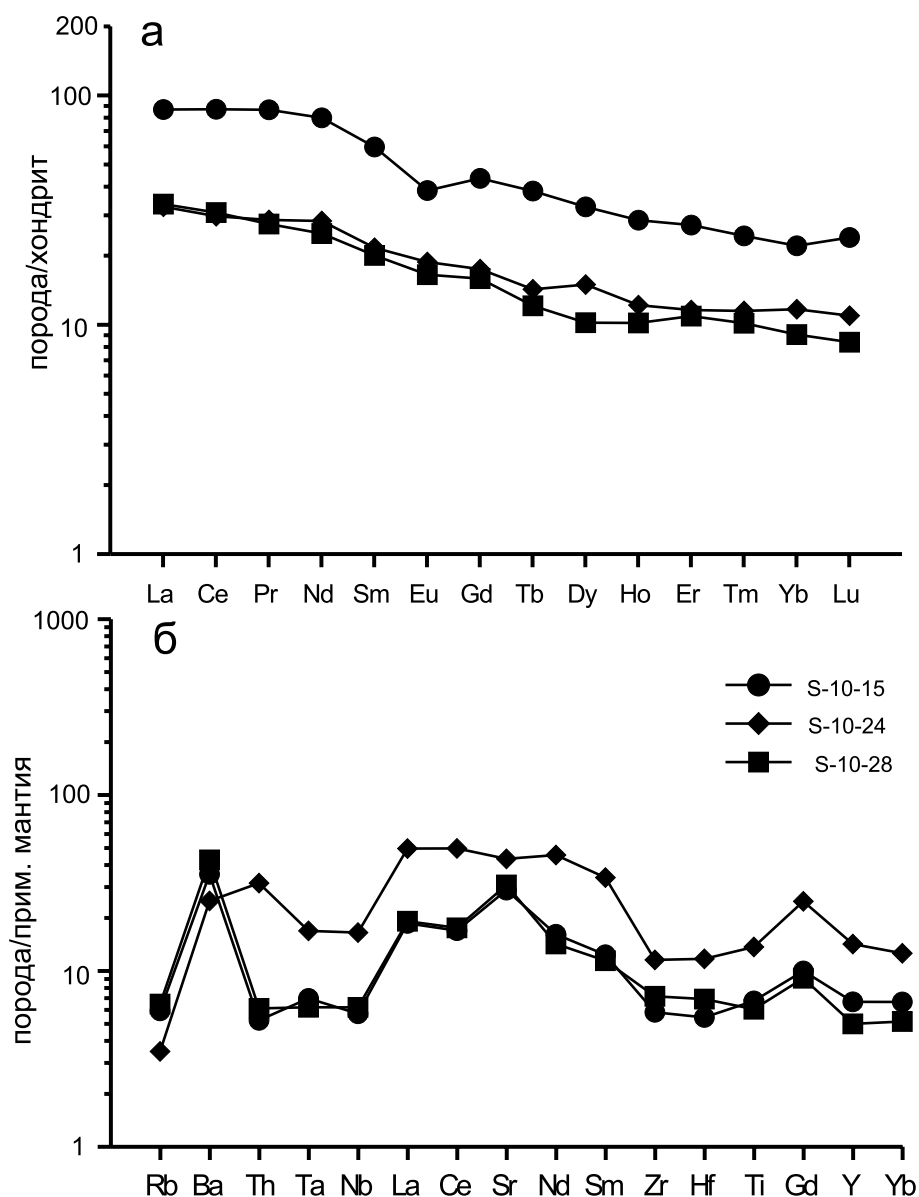


Рис. 5. Спектры РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для амфиболитов авдокимовского комплекса.

Амфиболиты характеризуются нулевыми или слабо отрицательными значениями параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ варьирует от 1.3 до 1.6 млрд лет.

Гранатовые амфиболиты бухты Авангард характеризуются низкими содержаниями кремнезема и алюминия. Породы обогащены железом и кальцием, имеют невысокие содержаниями магния и низкие – титана. Суммарные концентрации щелочей варьируют от 1.9 до 3.8 мас. %.

На диаграмме А.Б. Неелова (рис. 7а) точки составов гранатовых амфиболитов попадают в поля III в (карбонатные и карбонатно-железистые песчаники), IV б, в (граувакковые алевролиты, карбонатистые, карбонатные и железистые алевролиты) и V в (карбонатные аргиллиты). На диаграмме М. Хиррона (рис. 7б) точки составов пород лежат в полях железистых песчаников и сланцев. Таким образом, гранатовые амфиболиты имеют метаосадочную природу: их протолитом являлись железисто-карбонатные осадки.

Редкоэлементный состав гранатовых амфиболитов характеризуется низкими содержаниями крупноионных литофильных элементов, Sr, Th и U, близкларковыми – Nb и Ta. Концентрации ряда

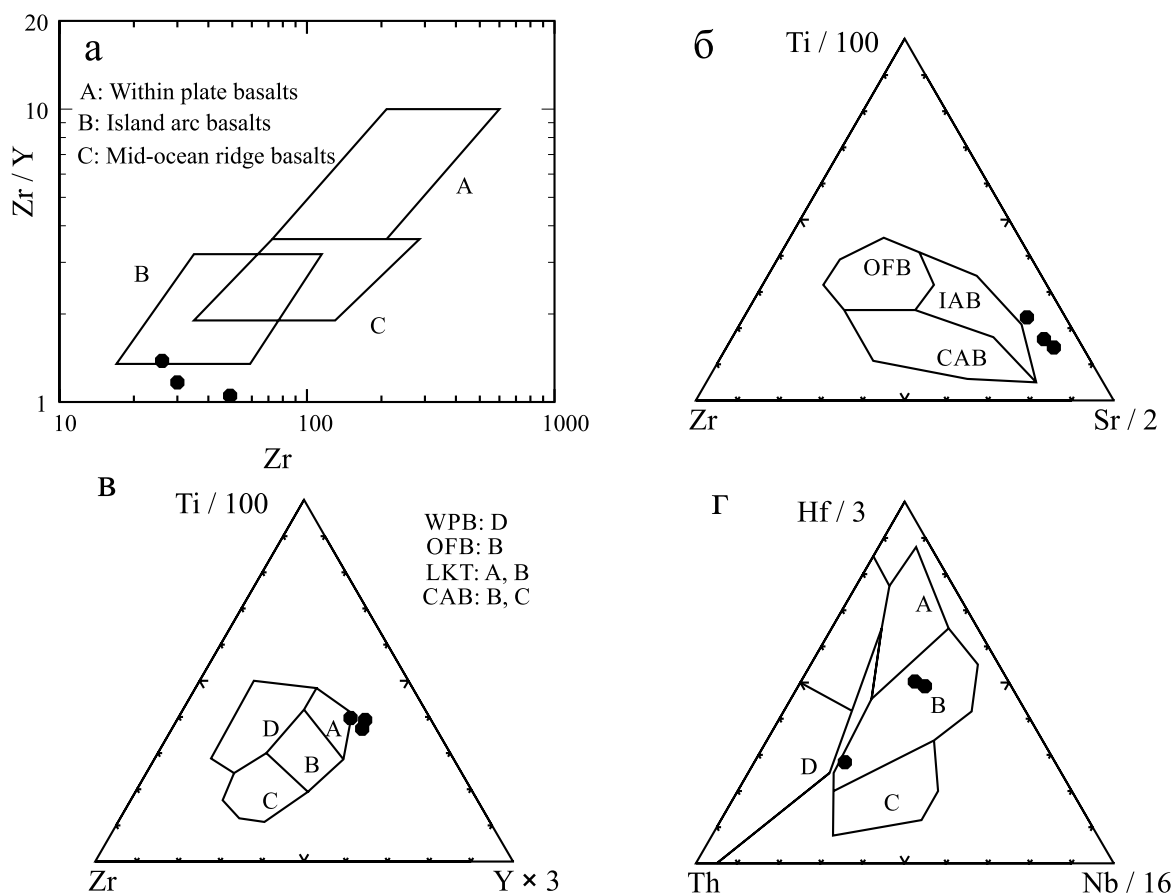


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для амфиболитов авдокимовского комплекса.

высокозарядных элементов (Zr, Hf, Y), входящих в состав граната, широко варьируют, видимо отражая долю этого минерала в породах. Концентрации РЗЭ нижекларковые (33–80 г/т), спектры их распределения асимметричные с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и с неглубоким европиевым минимумом (рис. 8а). Характерны широкие колебания содержаний иттриевых РЗЭ при довольно менее значительных – цериевых, вероятно также определяемые долей граната в составе пород. На мультиэлементных диаграммах (рис. 8б) присутствуют максимумы по Th, минимумы по Ba, Sr и, Ti.

Гранатовые амфиболиты характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (-4.6...-6), модельный возраст T_{DM} составляет 1.65–1.75 млрд лет.

Параамфиболиты, ассоциирующие с гранатовыми амфиболитами в восточной части б. Авангард имеют кремнекислотность в интервале 47.6–51.4 мас. % SiO_2 при содержаниях Al_2O_3 от 10.6 до 11.6%. Подобно гранатовым амфиболитам породы обогащены железом (до 25 мас. % Fe_2O_3) и имеют невысокие содержания магния. Вместе с тем они обеднены кальцием и имеют более высокие содержания щелочей, особенно калия (до 3.3 мас. % K_2O в отдельных пробах). На диаграмме А.Б. Неелова (рис. 7а) точки их составов попадают в поля IV б-в (карбонатистые и железистые алевролиты), а на диаграмме М. Хиррона (рис. 7б) лежат на границе полей железистых песчаников и сланцев.

Вероятнее всего, ассоциация гранатовых амфиболитов и биотит-амфиболовых сланцев представляет собой продукт метаморфизма железистых кор выветривания, в разной степени обогащенных карбонатным материалом.

Мусковитовые и двуслюдяные сланцы, присутствующие в виде ксенолитов в гранитоидах в бухте Авангард, характеризуются высокой кремнекислотностью (66,6–75,1 мас. % SiO_2) при

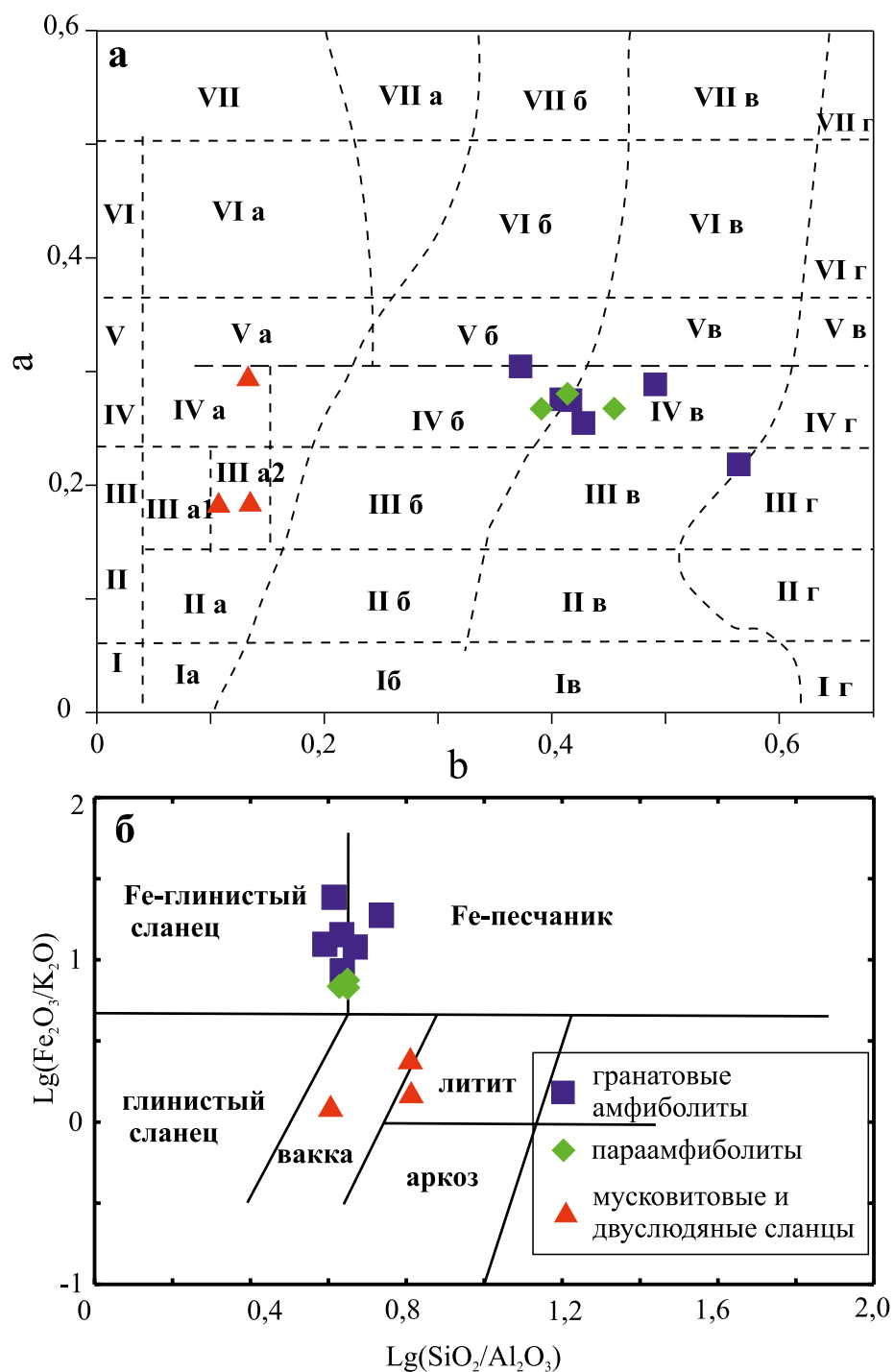


Рис. 7. Диаграммы (а) А.Б. Неелова [1977] и (б) М. Хиррона [Heron, 1988] для пород авдокимовского комплекса.

умеренных содержаниях глинозема (11.6–16.6 мас. % Al_2O_3). Породы относительно обеднены фермическими компонентами и кальцием, по содержаниям щелочей близки к среднему составу верхней коры. На диаграмме Неелова (рис. 7а) точки составов пород попадают в поля III а2 (полимиктовые песчаники) и IV а (полимиктовые алевролиты). На диаграмме Хиррона (рис. 7б) точки их составов лежат в полях лититов и вакк.

По редкоземельному составу двуслюдяные сланцы близки к РААС, отличаясь слабо пониженными содержаниями крупноионных литофильных элементов и Sr, несколько более высокими –

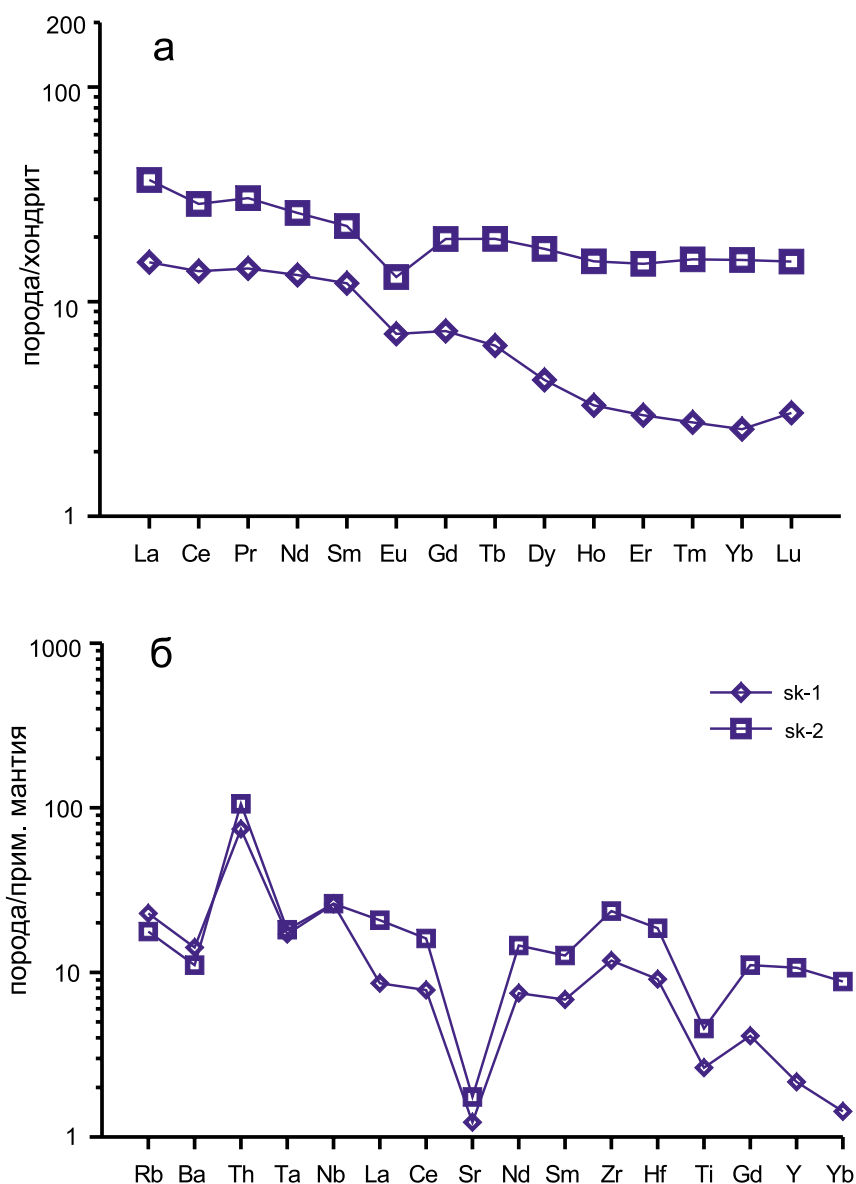


Рис. 8. Спектры РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для гранатовых амфиболитов авдокимовского комплекса.

Zr, Hf и Y. Содержания редкоземельных элементов близки наблюдаемым в PAAS или несколько выше (160–250 г/т), спектры их распределения асимметричны с $(La/Yb)_N = 6.8–9.1$ и неглубоким европиевым минимумом (рис. 9а). На мультиэлементных диаграммах (рис. 9б) фиксируются минимумы по Nb, Ta, Sr, Ti, незначительные – по Ba.

Породы характеризуются отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$ (около -4 в пересчете на возраст 500 млн лет), модельный возраст T_{DM} составляет 1.55 млрд лет.

Возраст пород авдокимовского комплекса достоверно неизвестен. Конформность тектонических структур в авдокимовских метаморфитах и вмещающих их более молодых сергеевских габброидах заставляет предполагать, что в последний раз эти породы были метаморфизованы в раннем палеозое (см. ниже).

Неоднократные попытки выделить циркон из амфиболитов, предпринимавшиеся учеными из разных коллективов, не увенчались успехом. Поэтому для оценки возможного возраста материнских толщ нами была отобрана проба двуслюдяных сланцев из крупного (более 2 м в диа-

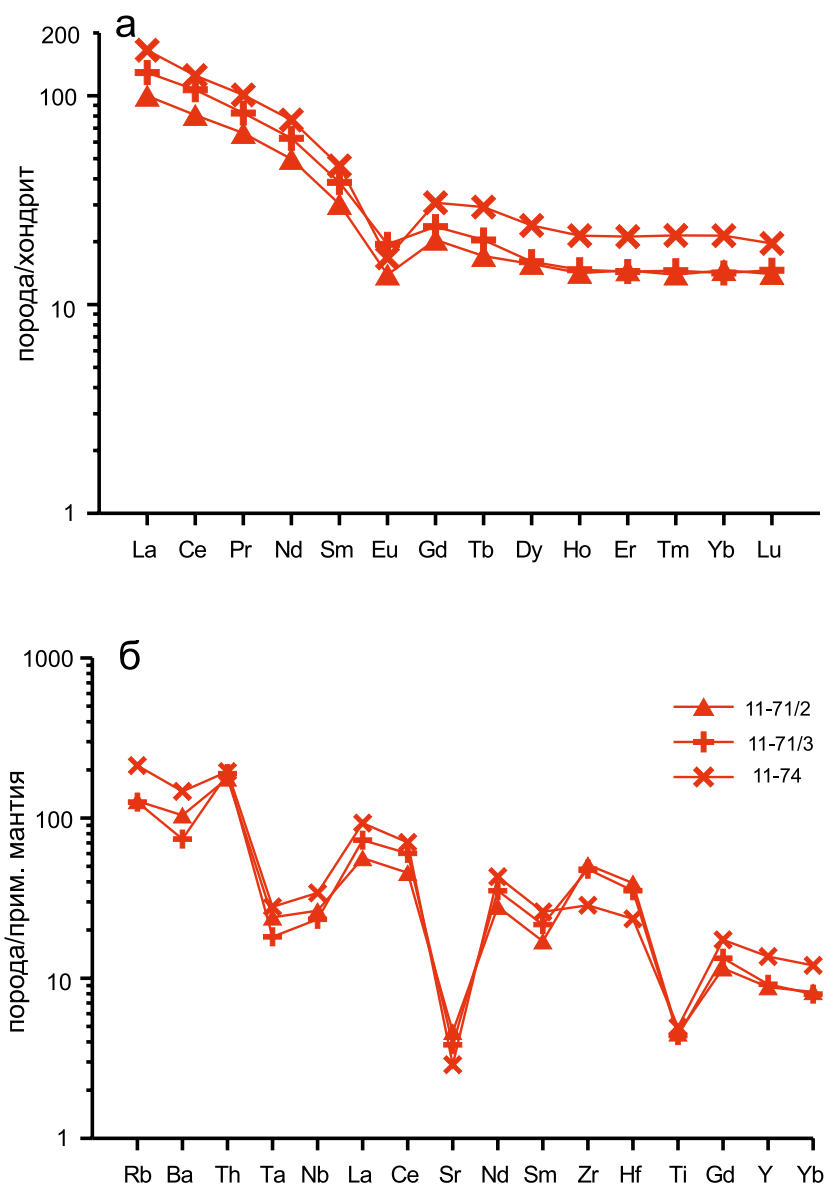


Рис. 9. Спектры РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для слюдяных сланцев авдокимовского комплекса.

метре) ксеноблока в тафуинских гранитах. Выделение и U-Pb LA-ICP-MS датирование было проведено в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск).

Всего было проанализировано 100 зерен циркона, 95 аналитических точек оказались конкордантными или субконкордантными ($D < 10\%$). Распределение возрастов цирконов показано на рис. 10а. Преобладающая популяция цирконов (75 зерен) демонстрирует возраста в интервале 700–950 млн лет. Девятнадцать зерен дали более древние возрасты: 1.0–1.2 млрд лет (три зерна), 1.4–1.5 млрд лет (два зерна), 1.600–1.8 млрд лет (три зерна), 2.0–2.5 млрд лет (11 зерен). Для одного зерна получена оценка возраста 517.3 ± 9 млн лет.

Анализ внутреннего строения цирконов и содержания в них U и Th показал, что в исследованной выборке резко преобладают цирконы магматического генезиса. Распределение возрастов магматических и метаморфических цирконов приведено на рис. 10б. Из рисунка видно, что метаморфическую природу имеют только три зерна, одно из которых является самым молодым в изученной выборке (517.3 ± 9 млн лет) и маркирует тектонотермальное событие, сопровождавшее

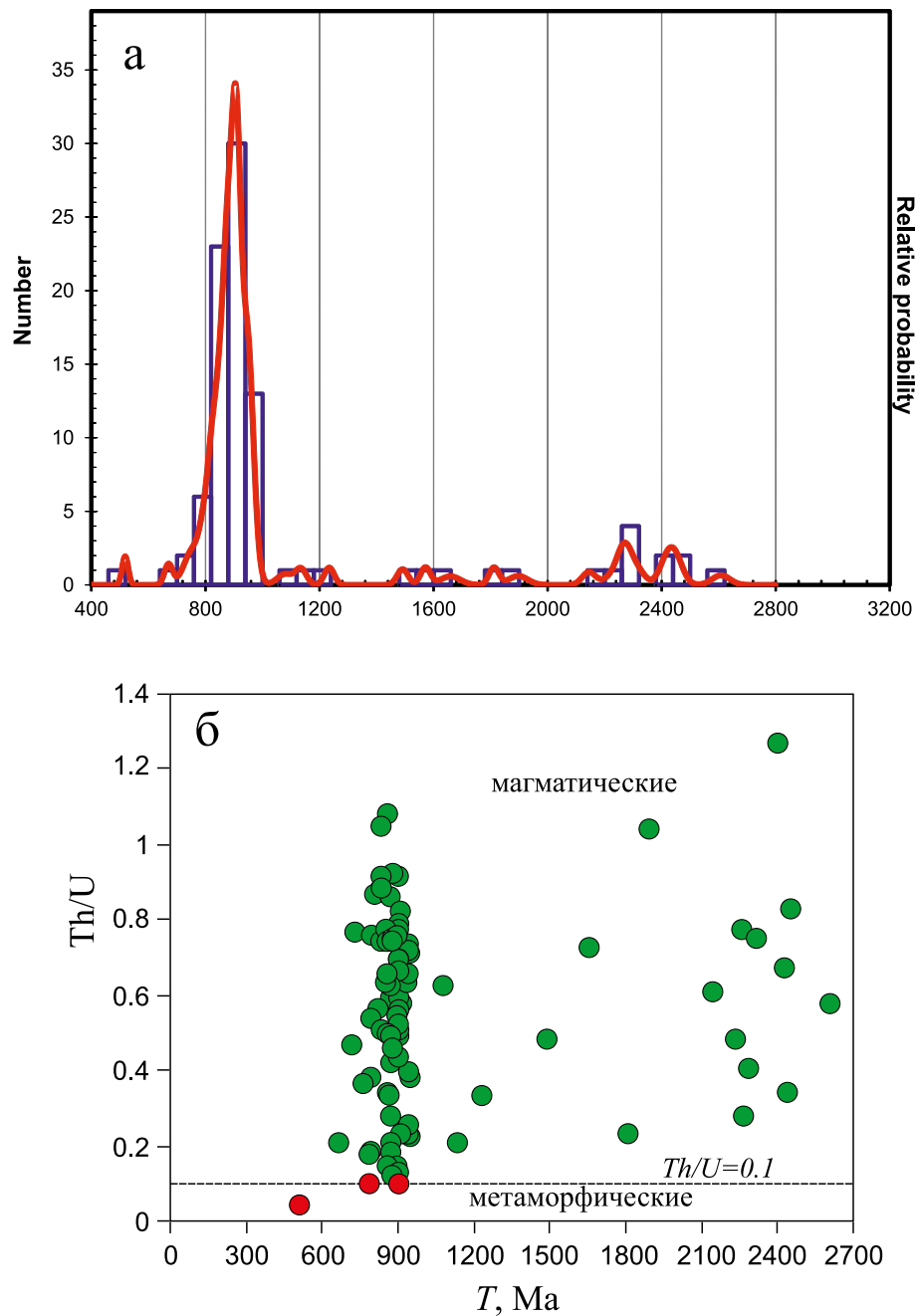


Рис. 10. Диаграммы (а) относительной вероятности возрастов и (б) отношений Th/U–Т для цирконов из двуслюдяных гнейсов авдокимовского комплекса.

внедрение габброидов сергеевского комплекса (см. выше). Два других зерна с низким Th-U отношением имеют возрасты 790 ± 14 и 905 ± 15 млн лет.

Судя по возрастам наиболее молодых магматических цирконов (670–730 млн лет, три зерна) геологический возраст осадочной толщи, подвергшейся впоследствии метаморфизму, не мог быть древнее раннего венда. В источнике этих толщ преобладали неопротерозойские (700–950 млн лет) комплексы, однако в небольших количествах присутствовал более древний (вплоть до позднего архея) материал.

Таким образом, в составе протолитов авдокимовского комплекса (в том объеме, в каком он выделяется в настоящее время) диагностируются разнородные образования: толеитовые островодужные вулканы, терригенные породы – продукты размыва железистых кор выветривания, пес-

чаники и алевролиты, сформированные за счет пород зрелой континентальной коры, известняки и доломиты. Подобный набор пород заставляет предполагать, что формирование авдокимовского комплекса явилось следствием метаморфизма аккреционного клина, содержавшего разнородные осадочные и вулканические породы. В то же время не исключено, что в настоящее время в состав данного комплекса объединяются разнородные образования, не связанные между собой и, возможно, имеющие разный возраст.

2.2. Сергеевский комплекс метагабброидов

В состав сергеевского комплекса объединены метамагматические породы основного и среднего состава, широко развитые практически на всей территории Сергеевского террейна. Выходы этих пород известны на площади в сотни квадратных километров. Они занимают значительную часть водораздела рек Партизанская и Киевка и выходят также на о-ве Путятин, в районе бухт Анна и Гайдамак и на п-ове Трудном (рис. 2). Наиболее представительные обнажения находятся на побережье Японского моря, в районе п. Анна и г. Находка (бухта Прозрачная, точка 10).

В метагабброидах присутствуют включения пара- и ортометаморфических пород авдокимовского комплекса, сами метагабброиды прорваны тафуинскими (раздел 2.3) и более молодыми гранитоидами и часто встречаются в них в виде ксенолитов и ксеноблоков.

Сергеевский комплекс сложен метагабброидами и метадiorитами. В обнажениях почти повсеместно наблюдается характерная полосчатая текстура, обусловленная количественными вариациями плагиоклаза и темноцветных минералов (главным образом – амфибола). Ориентированными часто бывают и сами выделения амфибола, отдельные зерна и их небольшие скопления, что и придает породам гнейсовидный облик. Степень ориентировки может резко варьировать даже в пределах небольших обнажений (рис. 11).

В породах сергеевского комплекса широко проявлены процессы огнейсования, дробления, перекристаллизации и ретроградного метаморфизма на уровне метаморфической фации зеленых сланцев. Степень тектонического преобразования пород резко неоднородна и зачастую приурочена к отдельным зонам, как правило конформным с полосчатостью. Однако местами зоны тектонических изменений ориентированы под углом к полосчатости, являясь при этом транзитными. Вероятнее всего, оформление наблюдаемой гнейсовой текстуры метагабброидов происходило, когда эти породы уже находились в твердом состоянии.

Образования сергеевского комплекса, наименее затронутые процессами тектонического преобразования, представляют собой породы амфиболитовой фации метаморфизма – амфиболиты и гнейсы основного, либо среднего состава. Они состоят в основном из плагиоклаза (№ 40–50) и зеленой роговой обманки. В качестве примесей в габброидах присутствуют моноклинный пироксен, редко биотит. Для диоритов характерно наличие в породообразующих количествах биотита и присутствие ксеноморфных зерен кварца (до 10%). Аксессуары представлены апатитом, цирконом и магнетитом. Структура пород средне-крупнозернистая с переходами к аллотриоморфно-зернистой. Текстура ориентированная.

По вещественному составу породы сергеевского комплекса соответствуют умеренно- и высококальциевым образованиям умеренно-щелочной (преимущественно метагабброиды) и нормальной (в основном – метадiorиты) серий (рис. 12). Породы характеризуются низкими содержаниями титана, умеренными – магния и фосфора, повышенной глиноземистостью и высокой известковистостью.

С ростом кремнекислотности в породах комплекса понижаются концентрации феррических компонентов и кальция, слабо растут содержания натрия (рис. 13). Вместе с тем, как на диаграммах Харкера (рис. 13), так и на бинарных диаграммах $MgO-Al_2O_3$, $MgO-CaO$ и Al_2O_3-CaO (рис. 14) фигуративные точки составов пород не образуют четких трендов, типичных для эволюции магматических систем, обусловленной кумулятивной отсадкой ликвидусных минеральных фаз. Вместо



Рис. 11. Фотографии коренных выходов пород сергеевского комплекса.

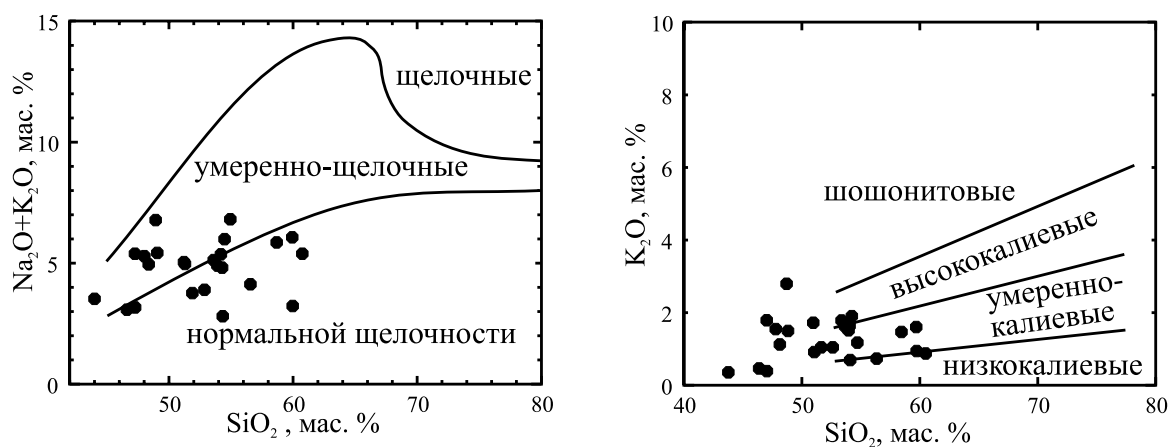


Рис. 12. Диаграммы щелочности для пород сергеевского комплекса.

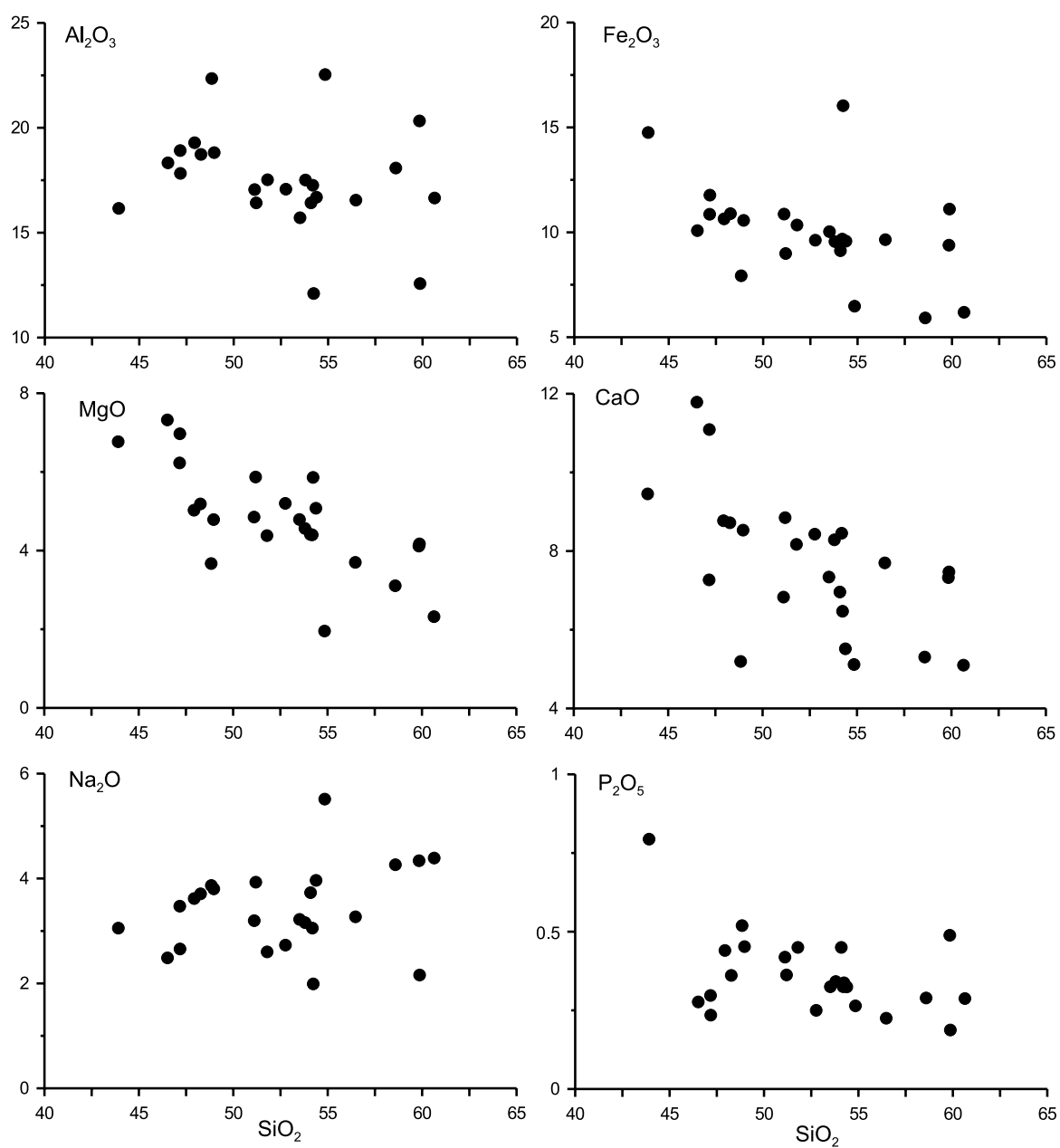


Рис. 13. Диаграммы Харкера для пород сергеевского комплекса.

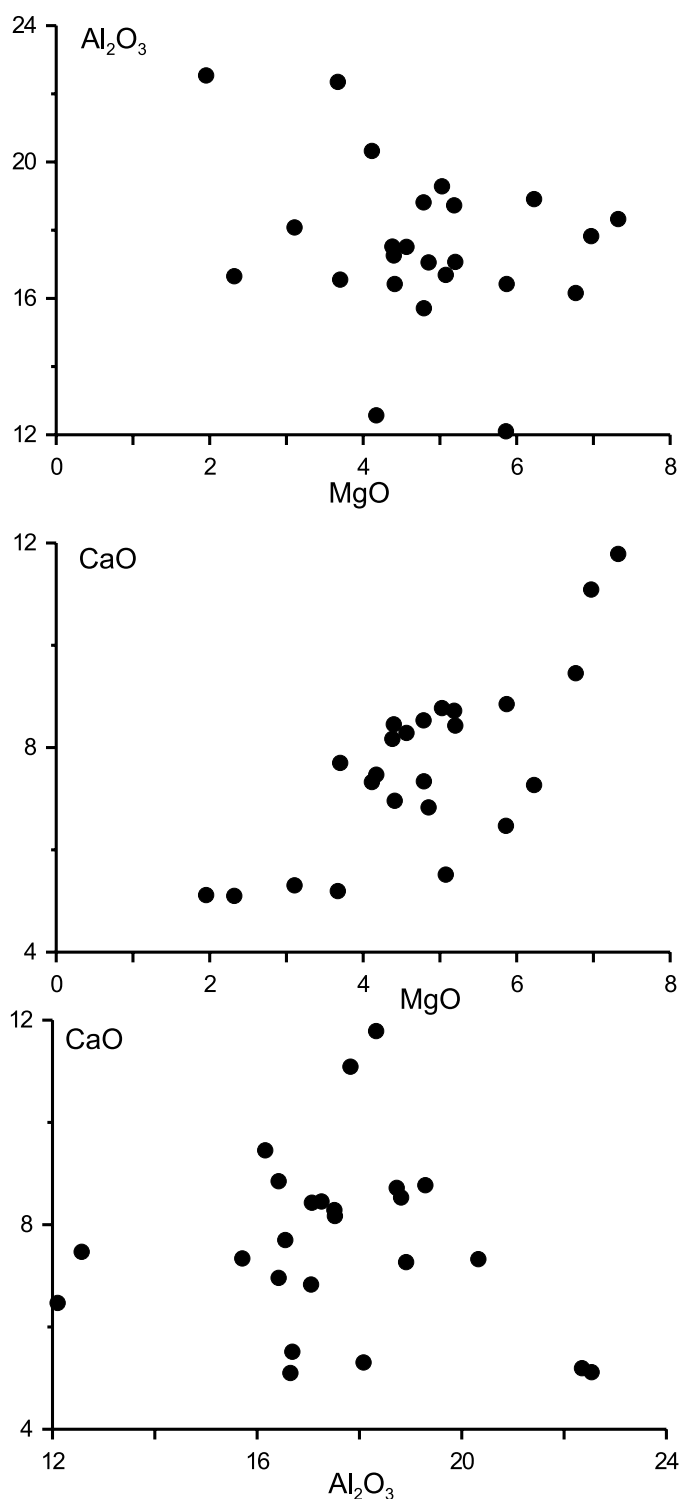


Рис. 14. Диаграммы $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO}-\text{CaO}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}$ для пород сергеевского комплекса.

значения параметра $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ ($-0.5 \dots -1.3$). Модельный Nd возраст составляет 1.3–1.4 млрд лет для метагабброидов и 1.1–1.2 млрд лет для метадiorитов.

Вопрос о возрасте пород сергеевского комплекса много лет служил предметом дискуссии. Ранее возраст метаморфизма этих толщ полагался архейским на основании древних (около 2.1 млрд лет) Rb-Sr изохронных датировок по валовым пробам пород [Коваленко

этого на диаграммах наблюдаются рои точек, в положении которых угадываются лишь слабые закономерности. Аналогичные тенденции демонстрируют и вариации типоморфных редких элементов, относительно как SiO_2 , так и магнезиальности пород (рис. 15). Такие особенности вариаций состава, вероятнее всего, обусловлены перераспределением вещества в ходе метаморфизма и тектонического преобразования пород.

Редкоэлементный состав метагабброидов и метадiorитов сергеевского комплекса в целом характеризуется пониженными содержаниями редких щелочных металлов (Rb, Cs) и повышенными концентрациями Sr (рис. 15). Содержания большинства типоморфных высокзарядных элементов (Zr, Hf, Nb, Ta, Th) в целом находятся на нижекларковом уровне, несмотря на наличие широких вариаций. Содержания РЗЭ близкларковые или слабо превышающие кларк. Спектры их распределения во всех типах пород однотипны: они имеют асимметричный облик с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми $(\text{La/Yb})_{\text{N}}$ в метагабброидах варьирует от 4.5 до 9.2, незакономерно повышаясь с ростом суммарных содержаний РЗЭ (рис. 16). Метадiorиты имеют более дифференцированные спектры с $(\text{La/Yb})_{\text{N}} 9-17$, хотя суммарные концентрации РЗЭ в них не выше, чем в габброидах. Европиевая аномалия в спектрах большинства пород не наблюдается. Форма мультиэлементных спектров метагабброидов и метадiorитов сходна: фиксируются отрицательные аномалии по Ta, Nb и Ti, Zr, Hf и Th, максимумы по Ba, а в ряде проб метагабброидов – по Sr.

По геохимическим характеристикам метагабброиды и метадiorиты соответствуют породам известково-щелочных серий активных континентальных окраин.

Породы сергеевского комплекса характеризуются слабо отрицательными значениями

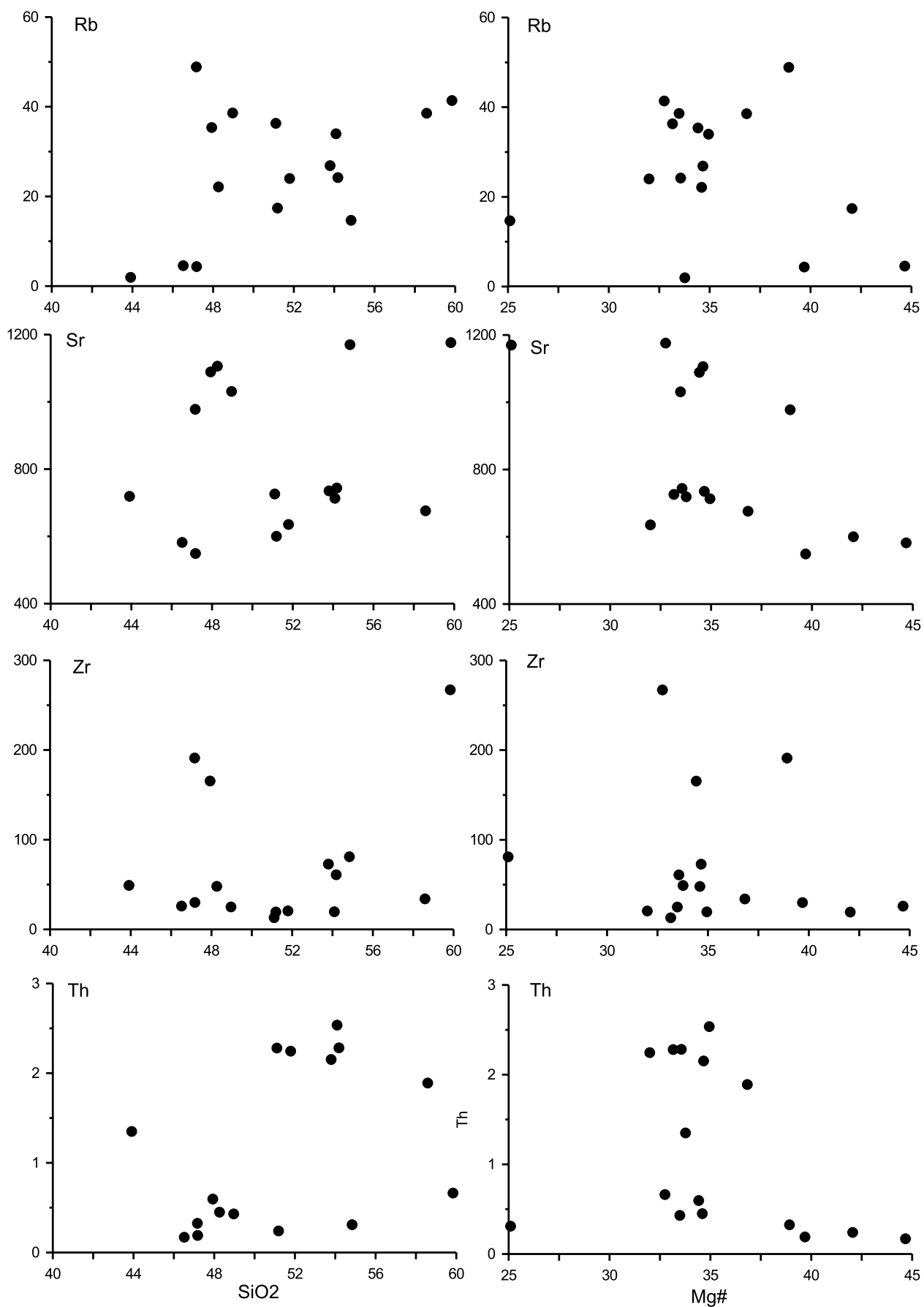


Рис. 15. Диаграммы вариации типоморфных редких элементов пород сергеевского комплекса.

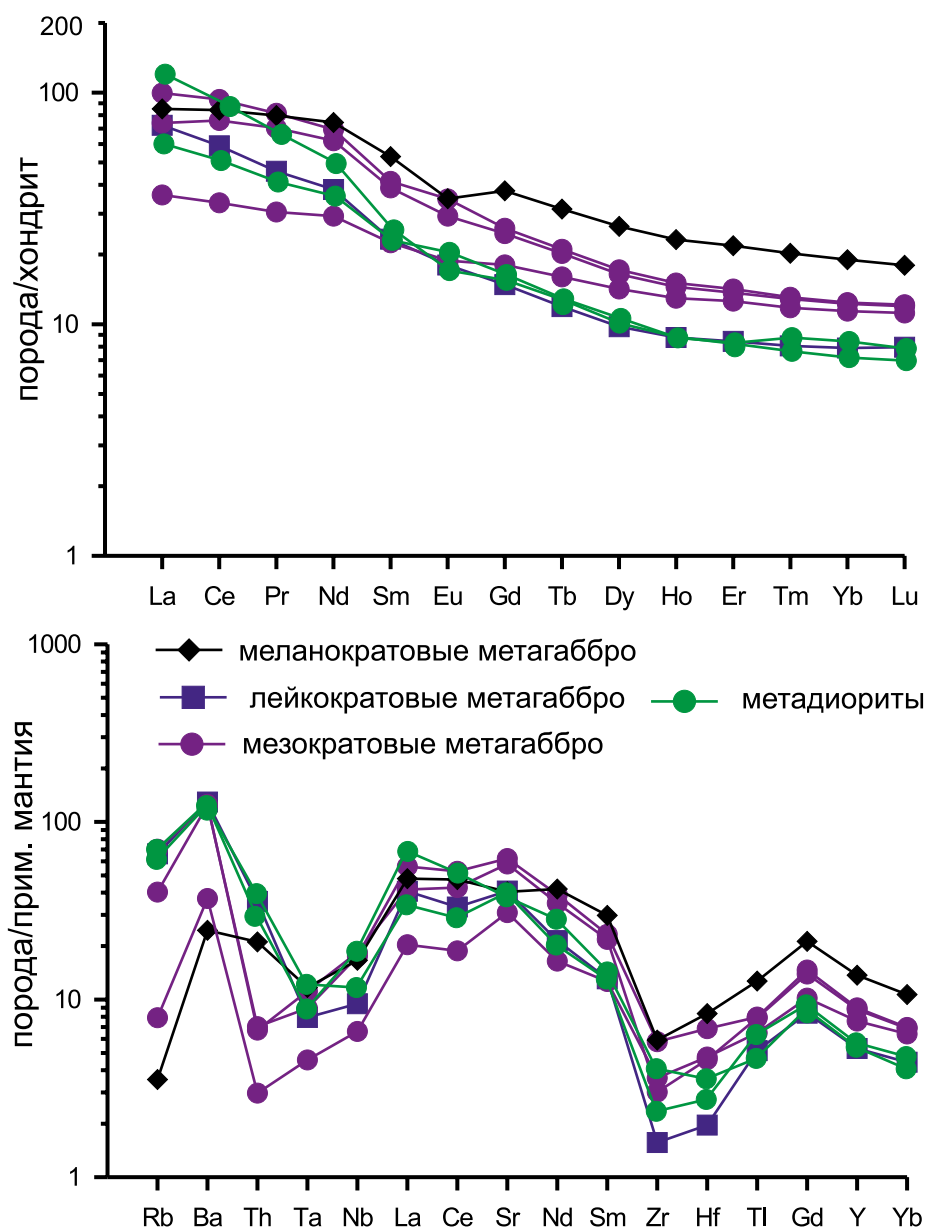


Рис. 16. Спектры РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для пород сергеевского комплекса.

и Давыдов, 1991]. Позже в результате Ar-Ar датирования амфибола из жилы лейкосомы мигматита был доказан ордовикский (486 ± 2 млн лет) возраст метаморфизма и мигматизации [Крук и др., 2011].

Для надежного определения возраста цирконов были отобраны пробы метагабброидов (S-10-04a, g) и метадiorита (S-10-23a) из береговых обнажений в правой части бухты Прозрачной (г. Находка) и карьера восточнее с. Фроловка соответственно. U-Pb изотопные исследования выполнены в Университете Тайбэя (Тайвань) методом LA-ICP-MS на приборе Agilent 7500s с системой лазерной абляции New Wave UP213.

Результаты датирования приведены на рис. 17–19. Оценки возраста, полученные по цирконам из трех проб, укладываются в интервал 479–489 млн лет. Полученные даты близки к оценке возраста, полученной Ar-Ar методом, фиксирующей время остывания системы. Однако, проанализированные зерна демонстрируют высокие (> 0.1) Th/U отношения, типичные для цирконов магматического генезиса. Это позволяет предположить, что ордовикские тектонотермальные

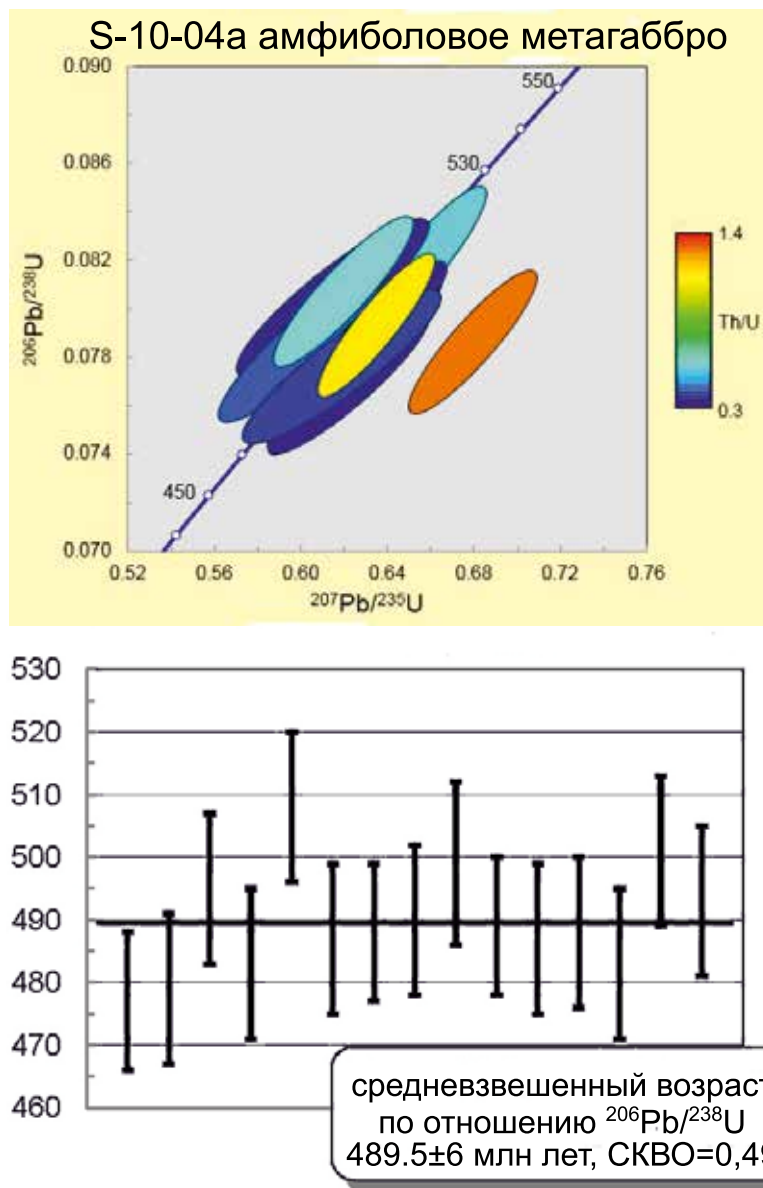


Рис. 17. Результаты U/Pb датирования цирконов из амфиболового метагаббро сергеевского комплекса (обр. S10–04a, точка 10 на рис. 2).

события сопровождалось достаточно масштабным анатексисом метагабброидов и массовой перекристаллизацией цирконов в них.

Для определения возраста внедрения габброидов в бухте Анна из практически массивных габброидов, в минимальной степени подверженных наложенным тектоническим процессам, была отобрана проба 12–33. Цирконы, выделенные из этой пробы, были проанализированы методом LA-ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

Всего было выполнено 40 определений, 26 аналитических точек оказались конкордантными или субконкордантными. Эти цирконы формируют три кластера (рис. 20а). Три зерна демонстрируют раннекембрийские возраста в интервале 536–554 млн лет. Эти цирконы, вероятнее всего, были захвачены из вмещающих толщ при подъёме расплава. Пять зерен демонстрируют возраста в интервале 487–487 млн лет. Конкордантный возраст, рассчитанный для этой популяции цирконов, составляет 483.3 ± 4.9 млн лет (СКВО = 0.0004, рис. 20б) и соответствует возрасту метаморфизма. Наконец для преобладающего кластера цирконов (18 зерен) получены оценки возраста в интер-

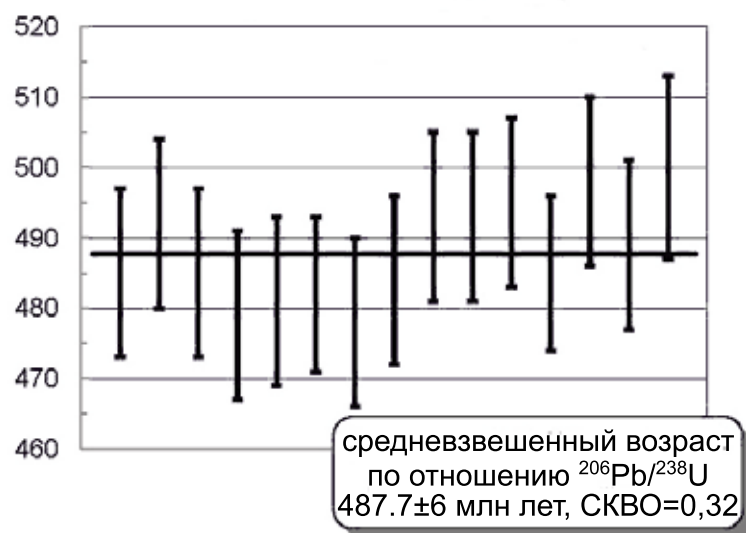
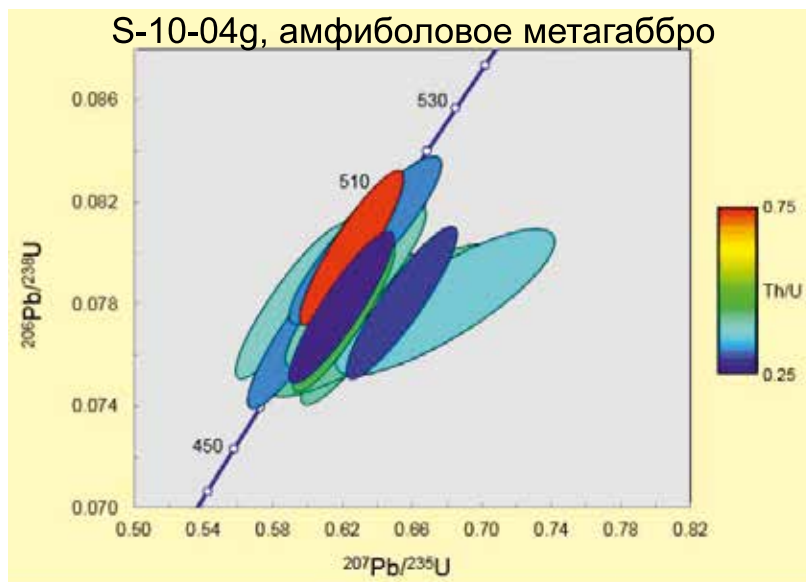


Рис. 18. Результаты U/Pb датирования цирконов из амфиболового метагаббро сергеевского комплекса (обр. S10–04g, точка 10 на рис. 2).

вале 510–523 млн лет. Конкордантный возраст, рассчитанный для этого кластера, составляет 517.2 ± 2.4 млн лет (СКВО = 0.02, рис. 20в) и, отражает время внедрения габброидов.

Таким образом, внедрение габброидов и диоритов сергеевского комплекса произошло на рубеже раннего-среднего кембрия, а в ордовике эти породы подверглись метаморфизму амфиболитовой фации. Судя по возрастам захваченных цирконов, рама, в которую внедрялись интрузии, была представлена раннекембрийскими толщами.

2.3. Тафуинский гранитоидный комплекс

Гранитоиды тафуинского комплекса слагают крупный массив в прибрежной части Японского моря к западу от залива Восток (рис. 2). Наиболее представительные обнажения находятся на мысе Де-Ливрона и с обеих сторон бухты Прибойной (рис. 21). Гранитоиды прорывают метагабброиды сергеевского комплекса, содержат ксенолиты и ксеноблоки амфиболитов и слюдяных сланцев авдокимовского и сергеевского комплексов. Гранитоиды прорваны мно-

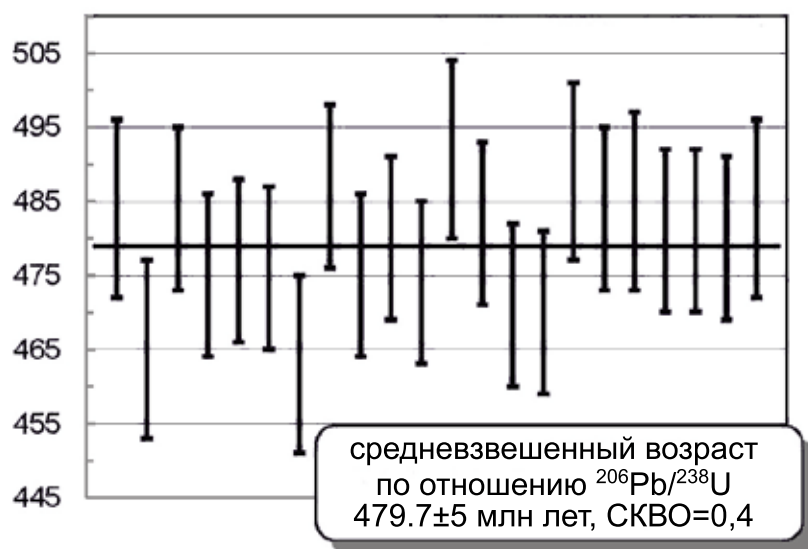
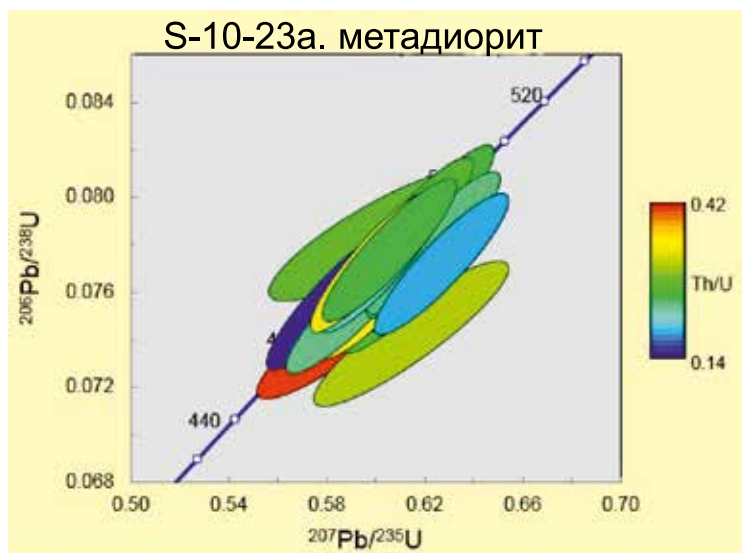


Рис. 19. Результаты U/Pb датирования цирконов из метадiorита сергеевского комплекса (обр. S10–23а, карьер восточнее с. Фроловка).

гочисленными базитовыми дайками и перекрываются с аркозовым контактом отложениями перми.

В составе массива преобладают двуполевошпатовые двуслюдяные граниты и лейкограниты, прорванные телами мусковитовых пегматитов. В большинстве обнажений породы часто интенсивно деформированы, разгнейсованы и катаклазированы. Тела пегматитов приурочены к зонам максимального развития тектонических деформаций, что позволяет предположить их синтетектоническую природу.

Петрографически гранитоиды тафуинского комплекса представляют собой крупно-среднезернистые равномернозернистые или слабопорфировидные породы, сложенные кварцем (30–35%), кислым плагиоклазом (30–35%), решетчатым микроклином (20–25%) и слюдами (5–10%). Акцессории представлены цирконом, апатитом и рудными минералами, из вторичных минералов широко развиты хлорит, серицит и гидроокислы железа.

В наименее деформированных разностях фиксируется гипидиоморфнозернистая структура с идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к кварцу и калиевому полевоому шпату. Для

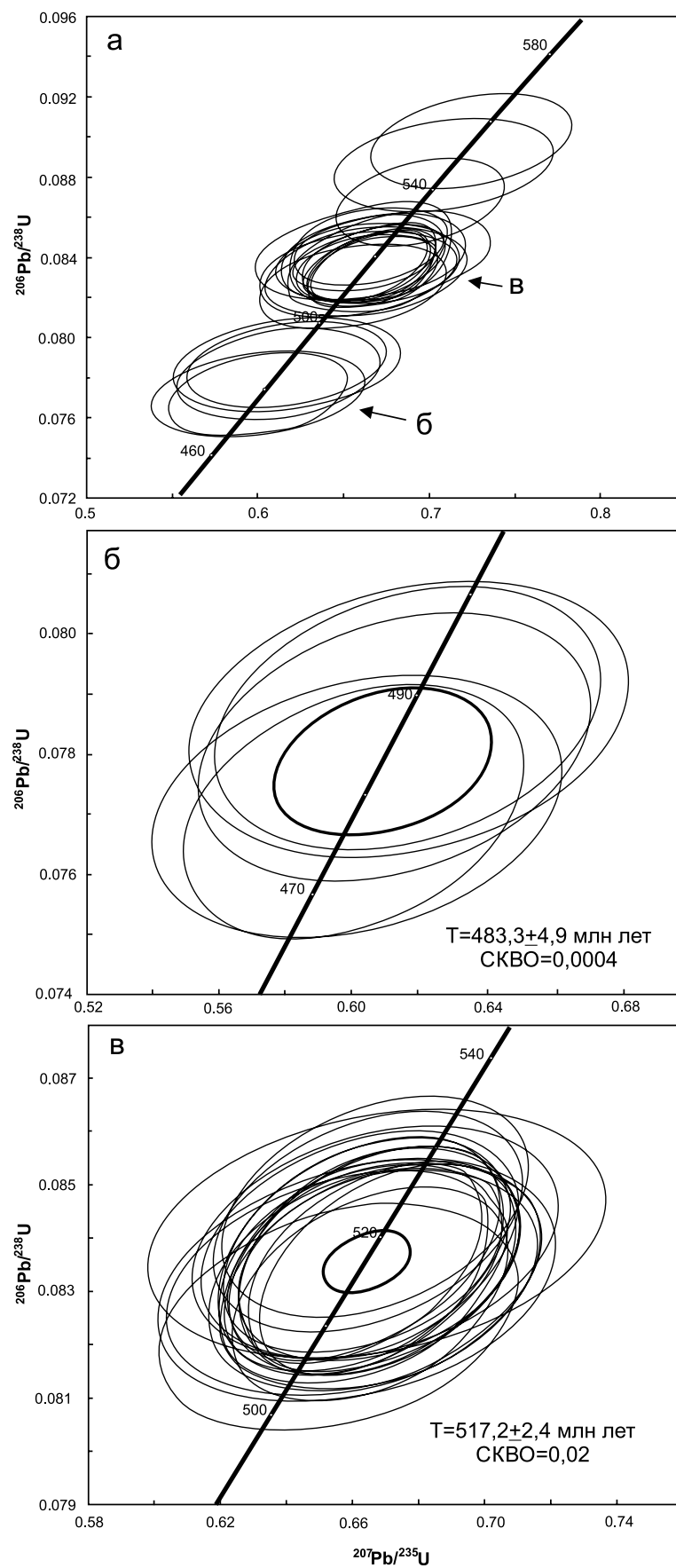


Рис. 20. Результаты U/Pb датирования цирконов из метагаббро сергеевского комплекса (обр. 12–33, точка 12 на рис. 2).



Рис. 21. Обнажения гранитоидов тафуинского комплекса (точка 13 на рис. 2).

тектонизированных разностей характерна катакластическая структура с дроблением и частичной перекристаллизацией первичных минералов, исчезновением биотита, развитием позднего мусковита и хлорита. Зерна кварца в таких породах повсеместно имеют облачное погасание.

По петрохимическому составу породы тафуинского комплекса соответствуют умеренно-высококалиевым гранитам и лейкогранитам нормальной щелочности (рис. 22, а-б) с $K_2O/Na_2O < 1$. Гранитоиды железистые и перглиноземистые (рис. 22, в-г), на диаграмме SiO_2 -MALI (рис. 22д) точки их составов находятся на границе известково-щелочных и щелочно-известковых разностей, на диаграмме Ab-An-Or (рис. 22е) лежат в поле гранитов.

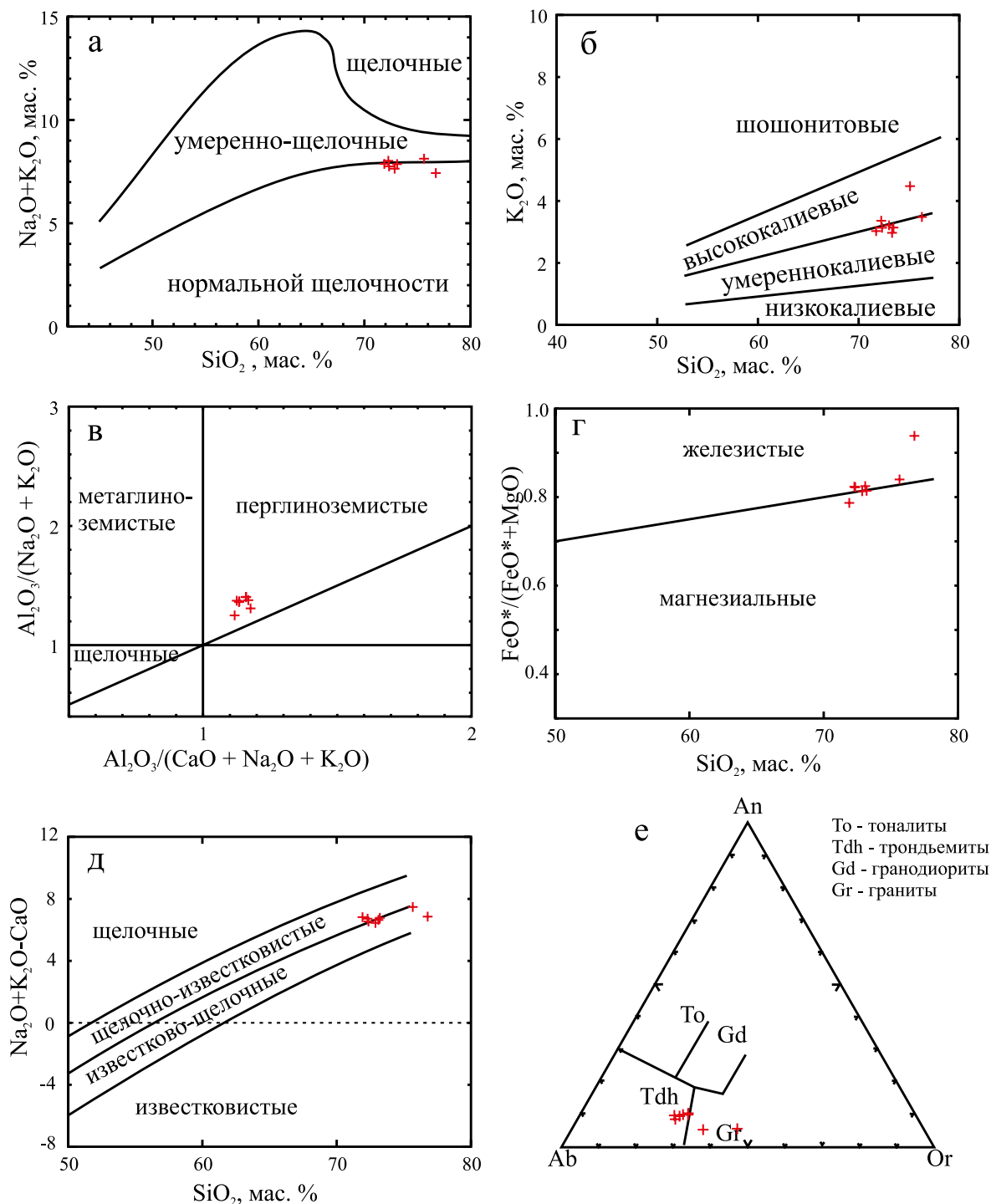


Рис. 22. Петрохимические диаграммы для гранитоидов тафуинского комплекса.

Редкоэлементный состав гранитоидов характеризуется низкими содержаниями несовместимых элементов. По уровню концентраций HFSE и REE породы приближаются к гранитоидам М-типа по [Whalen et al., 1987]. При этом породы обогащены Sr (до 570 ppm в гранитах и до 400 ppm в лейкогранитах), Ba (до 950 и 1900 ppm в гранитах и лейкогранитах соответственно). Концентрации Rb варьируют от 75 до 95 ppm и значительно превышают уровень, характерный для М-гранитов.

Гранитоиды имеют низкие концентрации РЗЭ (граниты – $\Sigma \text{РЗЭ} = 20\text{--}25$ ppm, лейкограниты – 92 ppm). Спектры распределения РЗЭ дифференцированные с $(\text{La/Yb})_N = 7\text{--}8$ в гранитах и до 17 в лейкогранитах (рис. 23а). Во всех разностях присутствует европиевый минимум ($\Delta \text{Eu} = 0,4\text{--}0,5$). На мультиэлементных диаграммах гранитов присутствуют минимумы по титану, максимумы по Sr, Zr и Hf, наблюдается обогащение Rb и Ba (рис. 23б). Отдельно необходимо отметить отсутствие минимумов по Nb и Ta, типичное для пород, сформированных с участи-

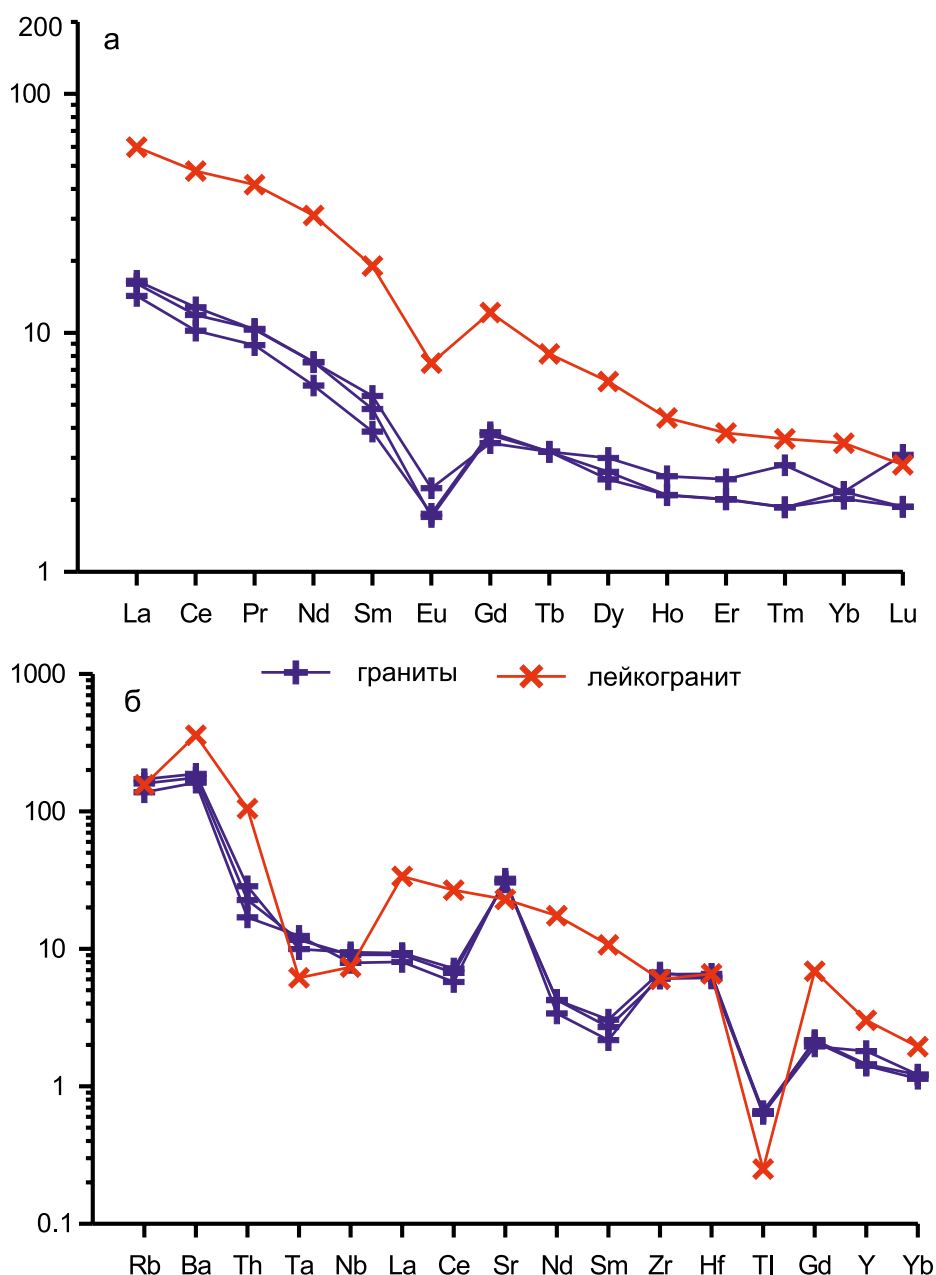


Рис. 23. Спектры РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для гранитоидов тафуинского комплекса.

ем субдукционного компонента (включая породы континентальной коры). На спайдерграммах лейкогранитов, напротив, наблюдаются хорошо проявленные минимумы по Ta и Nb, а также хорошо проявленная отрицательная аномалия по Ti и слабая положительная – по Ba (рис. 23б). Гранитоиды характеризуются резко отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (-6,4) и модельным возрастом $T_{DM-II} = 1,77$ млрд лет, что указывает на заметную роль в их источнике древнего корового вещества.

Проба 11–59/1 для U-Pb геохронологических исследований цирконов была отобрана вблизи западной оконечности мыса Де-Ливрон из тела гранитоидов (рис. 2, точка 13), в наименьшей степени затронутых тектоническими преобразованиями. Цирконы выделены С.Н. Рудневым в ИГМ СО РАН по стандартной методике.

Морфологические особенности и внутреннее строение цирконов крайне разнообразны (рис. 24). Для большинства зерен характерно наличие тонких внешних кайм, в одних случаях обнаруживающих на катодолюминесцентных изображениях тонкую осциляторную зональность, в других – темных, без видимой зональности.

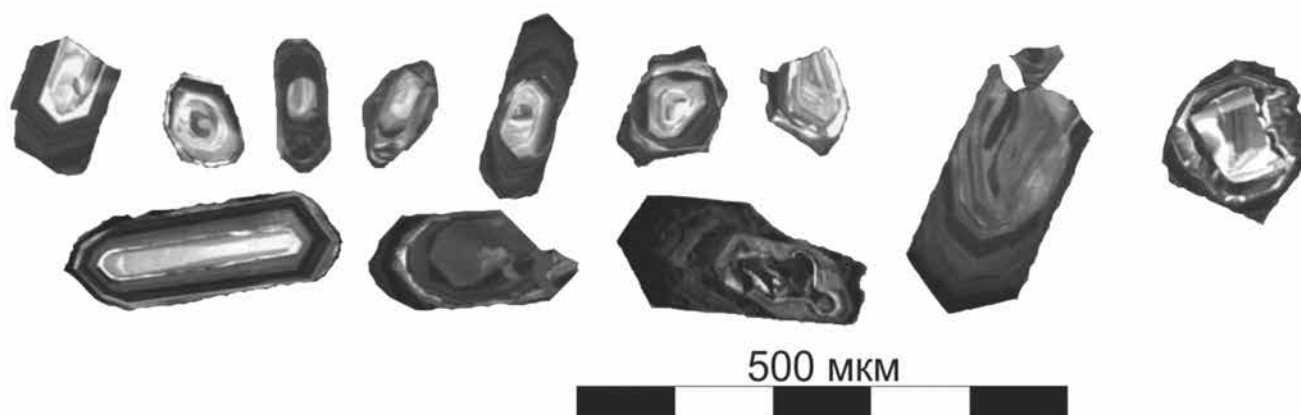


Рис. 24. Фотографии цирконов из гранитоидов тафуинского комплекса.

На первом этапе изотопное исследование кристаллов циркона было проведено методом LA-ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Было выполнено 40 определений, 30 из которых было сделано по каймам, 10 – по ядерным и промежуточным зонам зерен циркона. 22 аналитические точки оказались конкордантными или субконкордантными. Двенадцать из этих точек формируют кластер с возрастом 492–473 млн лет, соответствующий возрасту метаморфизма пород сергеевского комплекса (рис. 25). Три точки демонстрируют субконкордантные возраста в интервале 519–530 млн лет, остальные семь – более древние (550–2130 млн лет) возраста. Из 18 дискордантных точек четырнадцать смещены в область более древних возрастов, в то время как четыре формируют дискордантный тренд, направленный к началу координат и, вероятно, отражающий современную потерю радиогенного свинца.

Таким образом, ширина магматических кайм оказалась недостаточной для эффективного определения возраста цирконов методом LA-ICP-MS.

На втором этапе для уточнения возраста цирконы были исследованы на ионном зонде SHRIMP-II во Всероссийском геологическом институте им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург). По семи субконкордантным аналитическим точкам из магматических кайм определен возраст 513 ± 4 млн лет (СКВО – 0,42), соответствующий моменту внедрения гранитоидов (рис. 26). Возраст наиболее древнего ядра захваченного циркона составил 2408 ± 21 млн лет.

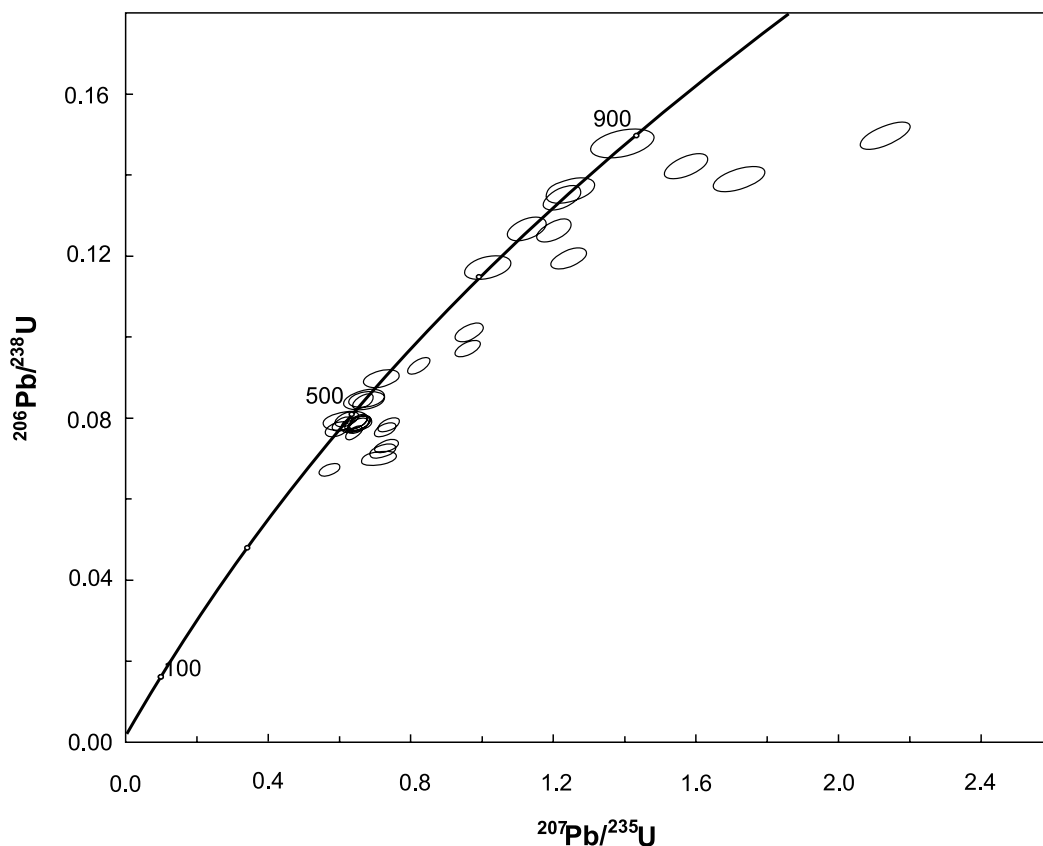


Рис. 25. U-Pb диаграмма для цирконов из гранитов тафуинского комплекса (LA-ICP-MS, ИГМ СО РАН, Новосибирск).

2.4. Таудеминский гранитоидный комплекс

Гранитоиды таудеминского комплекса формируют в центральной части Сергеевского террейна крупный магматический ареал, вытянутый в север-северо-восточном направлении. Структурно интрузивы таудеминских гранитоидов приурочены, главным образом, к тектоническому пакету, перекрывающему «габброидную» пластину. Контакты гранитоидов с метагабброидами сергеевского комплекса преимущественно тектонические и лишь в единичных случаях фиксируются интрузивные взаимоотношения (рис. 27). Гранитоиды перекрываются с разрывом пермскими отложениями.

Наиболее представительные и легкодоступные обнажения гранитоидов таудеминского комплекса находятся вблизи автотрассы «Находка – порт Врангель». Здесь преобладают средне-мелкозернистые биотитовые гранодиориты, трондьемиты и граниты. Гранитоиды прорваны серией даек и мелких тел мелкозернистых габбро и долеритов. В отдельных случаях на контактах даек с вмещающими породами фиксируются признаки сосуществования контактных магм, что указывает на сближенность во времени внедрения габброидов и гранитоидов.

Микроскопически гранитоиды – равномернозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой и массивной или слабо трахитоидной текстурой. Преобладающими минералами являются плагиоклаз, слагающий призматические идиоморфные зерна, и кварц, формирующий мелкие ксеноморфные выделения, как правило, заполняющие промежутки между зернами плагиоклаза. Решетчатый микроклин в гранодиоритах и плагиогранитах встречается достаточно редко (не более 10%) и как правило ксеноморфен. В гранитах количество калишпата становится сопоставимым с плагиоклазом, а его кристаллы приобретают частичную кристаллографическую огранку. При этом в калишпате повсеместно наблюдаются включения других минералов (в первую очередь –

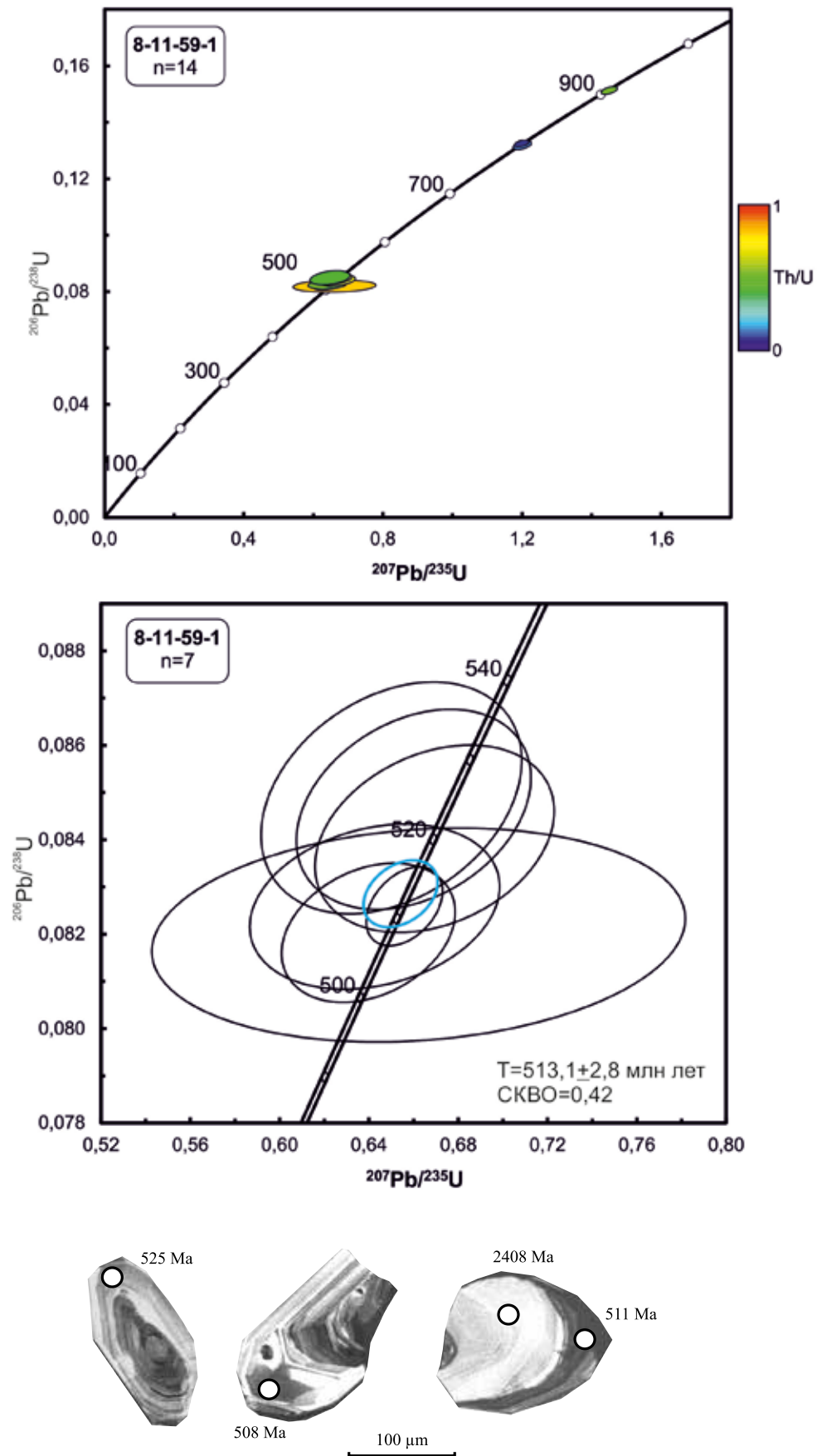


Рис. 26. U-Pb диаграмма для цирконов из гранитов тафуинского комплекса (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург).



Рис. 27. Обнажения гранитоидов таудеминского комплекса, прорывающего сергеевские метагабброиды (точка 8 на рис. 2).

кварца и плагиоклаза). Это может свидетельствовать о поздне- или постмагматической природе зерен.

Единственным темноцветным минералом является биотит, формирующий призматические либо таблитчатые зерна, обычно интенсивно замещенные хлоритом и эпидотом. Акцессорная минерализация представлена цирконом, апатитом, редким сфеном и рудными минералами.

Гранитоиды таудеминского комплекса практически повсеместно подвержены тектоническим преобразованиям с формированием гнейсовидных текстур, и гранобластовых структур, дроблением и перекристаллизацией минералов, формированием крупных порфировластов решетчатого микроклина и агрегатов мелких зерен кварца с облачным погасанием, развитием вторичных хлорита, эпидота, мусковита и карбонатов.

По вещественному составу гранитоиды таудеминского комплекса соответствуют умеренно- и высококалиевым породам нормальной и умеренно-щелочной серий с преобладанием калия над натрием (рис. 28, а-б). Гранодиориты и наиболее меланократовые граниты – магнезиальные известково-щелочные (до известковистых) пересыщенные глиноземом породы нормальной щелочности (рис. 28, в-д). Среди более лейкократовых разностей наблюдаются широкие вариации петрохимических характеристик (включая щелочность, K/Na отношение, железистость и насыщенность глиноземом, рис. 28). При этом состав гранитоидов варьирует даже в пределах отдельных небольших обнажений; четкие геологические границы между породами разного состава отсутствуют. Вероятно, наблюдаемые вариации являются следствием постмагматических изменений.

Редкоэлементный состав гранитоидов характеризуется низкими содержаниями редких щелочей (Rb, Cs) и обогащением Sr и Ba (в гранодиоритах – выше 800 и 1000 г/т соответственно). Концентрации высокочarged элементов находятся на близкларковом уровне (Zr, Hf), либо существенно ниже (Y, Ta, Nb, Th). Концентрации РЗЭ нижекларковые ($\Sigma \text{РЗЭ} = 86\text{--}103$ г/т), спектры их распределения резко фракционированные с $(\text{La/Yb})_N = 16$ в гранодиоритах и 12 в гранитах (рис. 29а). Европиевый минимум в спектрах практически не проявлен. Обращают на себя внимание низкие концентрации РЗЭ иттриевой группы ($\text{Yb} < 1$ г/т, $\text{Lu} < 0,15$ г/т). В совокупности с пониженными содержаниями Y и повышенными – Sr это указывает на генерацию магм в условиях повышенных давлений в равновесии с гранат-, или амфиболсодержащими реститами.

Форма мультиэлементных диаграмм у всех пород комплекса схожа: фиксируются минимумы по Ta, Nb и Ti, максимумы по Ba, Zr и Hf (рис. 29б). В спектрах наименее кремнекислых разностей наблюдается также максимум по Sr, исчезающий с повышением кремнекислотности.

Гранитоиды характеризуются слабо отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (-0,9). Модельный возраст $T_{\text{DM-II}} \approx 1,3$ млрд лет.

Возраст гранитоидов таудеминского комплекса по данным U-Pb датирования цирконов соответствует среднему ордовика (472–463 млн лет, [Tsutsumi et al., 2016]).

2.5. Рудневский гранитоидный комплекс

Гранитоиды рудневского комплекса слагают массив в юго-западной части Сергеевского террейна (низовья р. Рудневка, западная оконечность бухты Рудневка, восточная часть о-ва Путятин, рис. 2). Интрузив прорывает метагabbроиды сергеевского комплекса и перекрывается (с аркозовым контактом) отложениями перми. На современном эрозионном срезе массив представлен двумя изолированными телами. В северной части (долина р. Рудневка, точка 6 на рис. 2) проявлены биотит-амфиболовые кварцевые диориты, амфибол-биотитовые гранодиориты и биотитовые граниты, в южной части (бухта Руднева, остров Путятин) – средне-мелкозернистые биотитовые лейкограниты (рис. 30).

Породы северной части массива (кварцевые диориты, гранодиориты и меланограниты) различаются по количественным соотношениям минералов и весьма сходны по структурно-текстур-

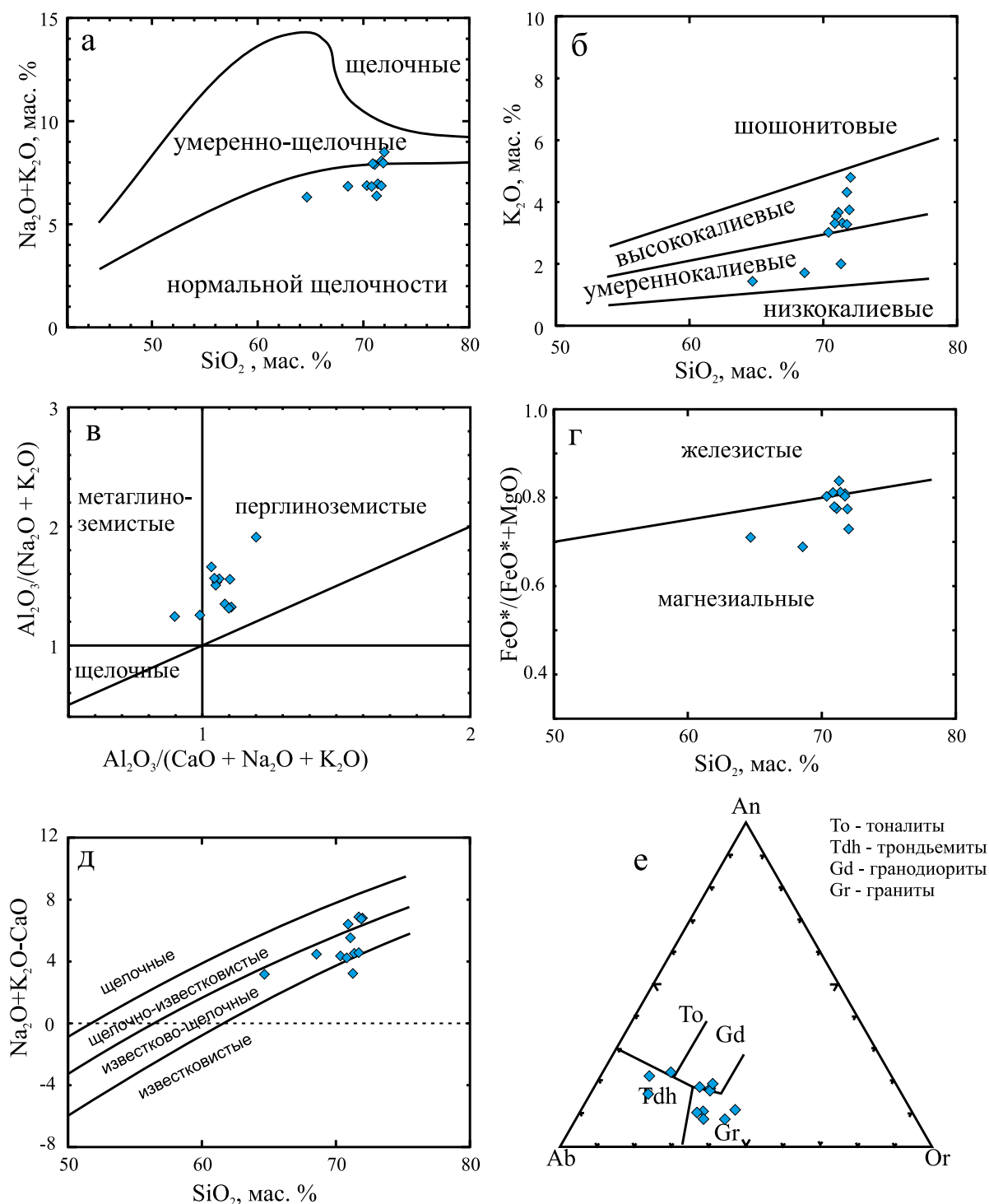


Рис. 28. Петрохимические диаграммы для гранитоидов таудеминского комплекса.

ным особенностям. Это серые или желтовато-серые среднезернистые равномернозернистые или слабо порфировидные массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из кварца, плагиоклаза, амфибола, биотита, а также небольших количеств калиевого полевого шпата. Для всех пород характерно наличие слабо удлиненных лейст плагиоклаза с широкими полисинтетическими двойниками и крупных идиоморфных кристаллов буровато-зеленого амфибола (часто содержащих включения плагиоклаза). Количество кварца и калишпата увеличивается с ростом кремнекислотности пород, одновременно уменьшается количество амфибола и вместо

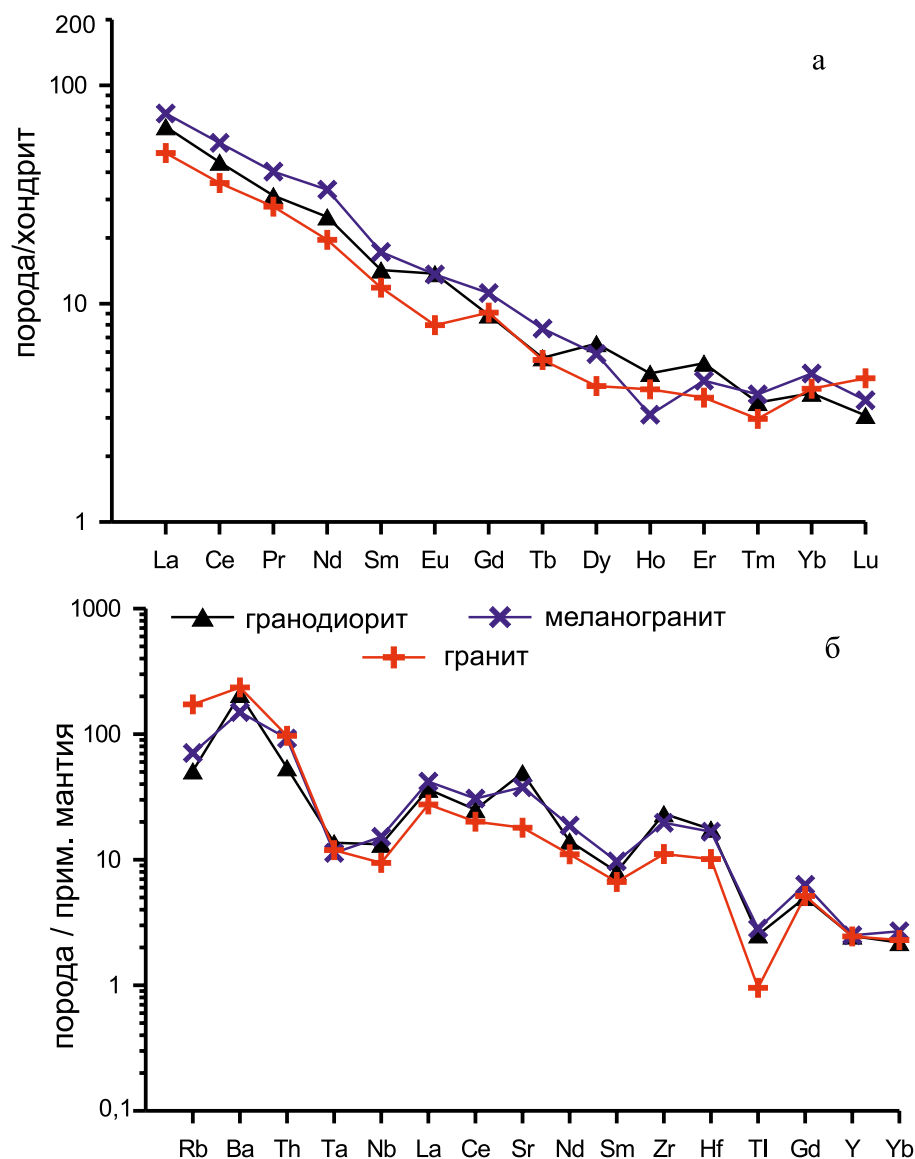


Рис. 29. Спектры РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для гранитоидов таудеминского комплекса.

него появляется биотит (в гранитах это единственный темноцветный минерал). Акцессорные минералы – апатит, циркон, магнетит, редко – сфен.

Лейкократовые граниты южной части массива – средне-мелкозернистые равномернозернистые породы с гранитной, участками гранофировой структурой, в большинстве случаев интенсивно катаклазированные. В породах присутствуют идиоморфные кристаллы плагиоклаза (30–35%), микроклина (не более 20%), кварца (до 50%), и лейсты хлоритизированного биотита (5–10%). Выделения плагиоклаза имеют сложное строение. Центральная часть – широкие полисинтетические двойники, сильно серецитизированные, внешняя кайма – тонкая, не имеет двойникового строения. Микроклин с явно выраженной микроклиновой решеткой имеет частичную огранку или ксеноморфен. Кварц встречается в двух генерациях – крупные ксеноморфные зерна с резкими границами и облачным погасанием (на границах с полевыми шпатами иногда наблюдаются микрографические структуры) и мелкие ксеноморфные зерна с облачным погасанием заполняющие пространство между крупными кристаллами. Акцессорные минералы – апатит, циркон, магнетит.

Гранитоиды рудневского комплекса формируют непрерывную серию от кварцевых диоритов до гранитов (63,1–73,8 мас. % SiO_2). Кварцевые диориты и гранодиориты северной части мас-



Рис. 30. Обнажение гранитоидов рудневского комплекса на побережье бухты Руднева (точка 6 на рис. 2).

сива – умереннокалиевые магнезиально-железистые породы нормальной щелочности с $A/CNK \approx 1$ (рис. 31, а-г). Граниты северной и южной частей массива сходны между собой: это высококалиевые, железистые и слабо пересыщенные глиноземом ($A/CNK = 1.1–1.12$) породы (рис. 31, а-г). На диаграмме SiO_2 -MALI (рис. 31, д) точки составов гранитоидов тяготеют к границе известково-щелочной и щелочно-известковой серий, на диаграмме Ab-An-Ort (рис. 31е) составы наименее кремнекислых пород лежат в полях тоналитов и трондьемитов, а наиболее богатые кремнеземом разности попадают в поле гранитов.

Редкоэлементный состав гранитоидов характеризуется умеренными концентрациями редких щелочных металлов (Rb, Cs) и Sr при несколько повышенных концентрациях бария. Концентрации высокочarged элементов (Zr, Hf, Y, Nb) повышены в сравнении с кларком. Их содержания возрастают от кварцевых диоритов к гранодиоритам, а в дальнейшем с ростом кремнекислотности снижаются, достигая в гранитах близкларковых значений. Сходным образом ведут себя редкоземельные элементы, однако уровень их накопления даже в гранодиоритах не превышает кларкового (187 г/т).

Все гранитоиды имеют асимметричные спектры распределения РЗЭ с неглубоким европиевым минимумом ($\Delta Eu \approx 0,7$ в кварцевых диоритах и гранодиоритах, около 0,5 – в гранитах, рис. 32а). Степень дифференцированности спектров возрастает с повышением кремнекислотности, в кварцевых диоритах и гранодиоритах – за счет роста содержаний элементов цериевой группы, а при переходе к гранитам – вследствие падений концентраций иттриевых лантаноидов. Форма мультиэлементных диаграмм всех пород близка: наблюдаются минимумы по Ta, Nb, Ti и Sr, максимумы по Zr, Hf и Th (рис. 32б). В лейкократовых разностях присутствует незначительный минимум по Ba. В целом кварцевые диориты и гранодиориты по уровню накопления типоморфных элементов соответствуют гранитоидам А-типа. Граниты характеризуются более низкими концентрациями

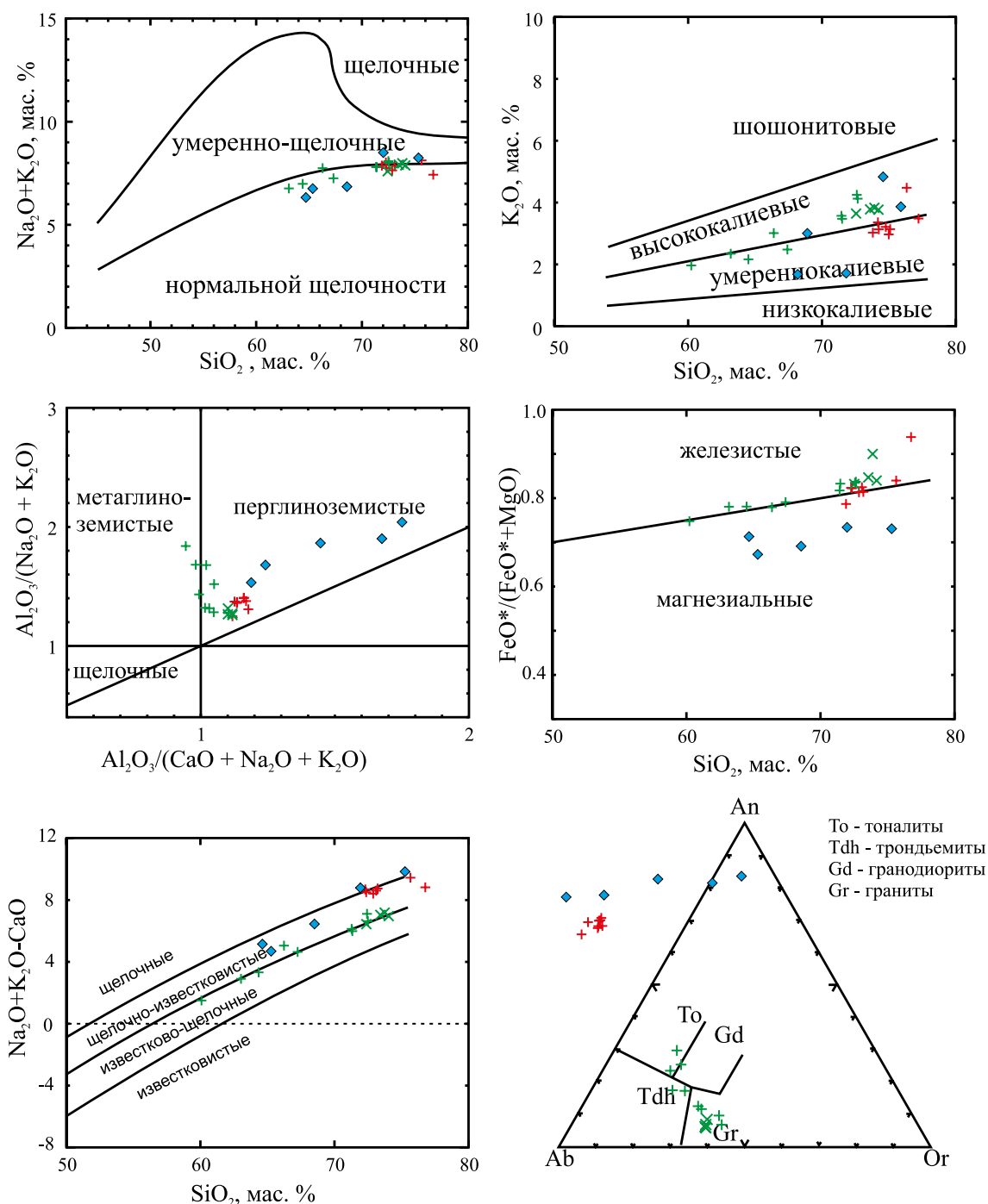


Рис. 31. Петрохимические диаграммы для гранитоидов рудневского комплекса.

высокозарядных элементов, по минеральному и химическому составу они занимают промежуточное положение между гранитоидами I- и S- типов по [Whalen et al., 1987].

Гранитоиды характеризуются слабо положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (+0,8 и +1,1 в гранодиоритах и гранитах соответственно). Модельный возраст $T_{DM-II} \approx 1,1$ млрд лет. Изотопные данные указывают на преобладание в источнике гранитоидов относительно молодого (не древнее позднего рифея) корового материала.

Возраст гранитоидов до последнего времени был точно неизвестен: на геологических картах они либо парализовались с породами тафуинского комплекса, либо включались в состав других палеозойских и мезозойских комплексов. Для определения возраста пород было проведено

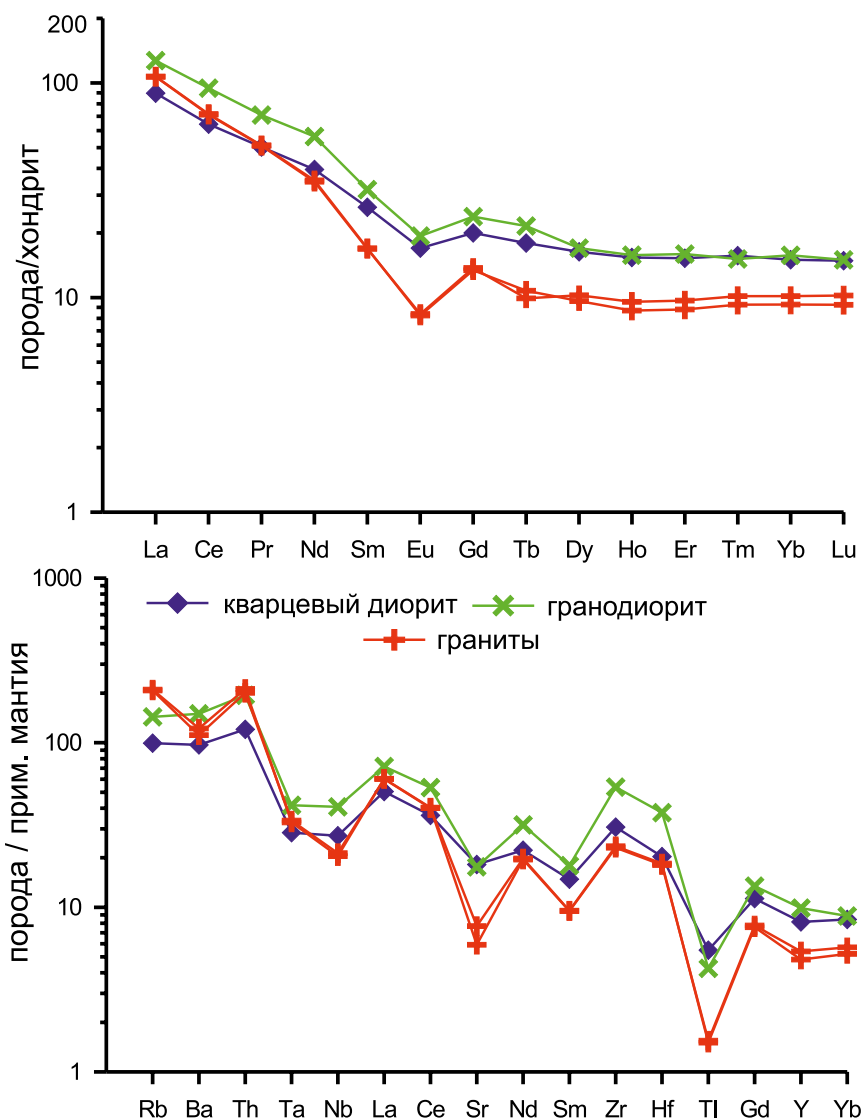


Рис. 32. Спектры РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для гранитоидов рудневского комплекса.

U-Pb изотопное датирование цирконов из гранитоидов. Анализы выполнены методом LA-ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

По цирконам из гранодиоритов северной части массива (пробы 16–65/4) был получен возраст 420 ± 3 млн лет (СКВО = 1.2, 31 аналитическая точка, рис. 33а). Для цирконов из лейкократовых гранитов южной части массива (бухта Руднева, проба 16–69/1) полученная оценка возраста составила 409 ± 3 млн лет (СКВО = 4.4, 22 аналитические точки, рис. 33б). Таким образом, гранитоиды имеют позднесилурийский – раннедевонский возраст.

2.6. Дайковый рой позднепалеозойских(?) лампрофиров

Изучение скальных обнажений на отрезке мыс Дунай – мыс Врангель показало широкое распространение здесь даек базитового состава – более 30-и. Учитывая неполную обнаженность части побережья и недоступность многих мест, реальное количество даек может быть в 2–3 раза больше. Дайки обнаружены в сергеевских габброидах, тафуинских гранитах и вулканогенно-осадочных породах путятинской свиты, все не моложе девона. Среди пород более молодого возраста упоминаются, возможно, ошибочно, только дайки флогопитовых камптонитов, прорывающие

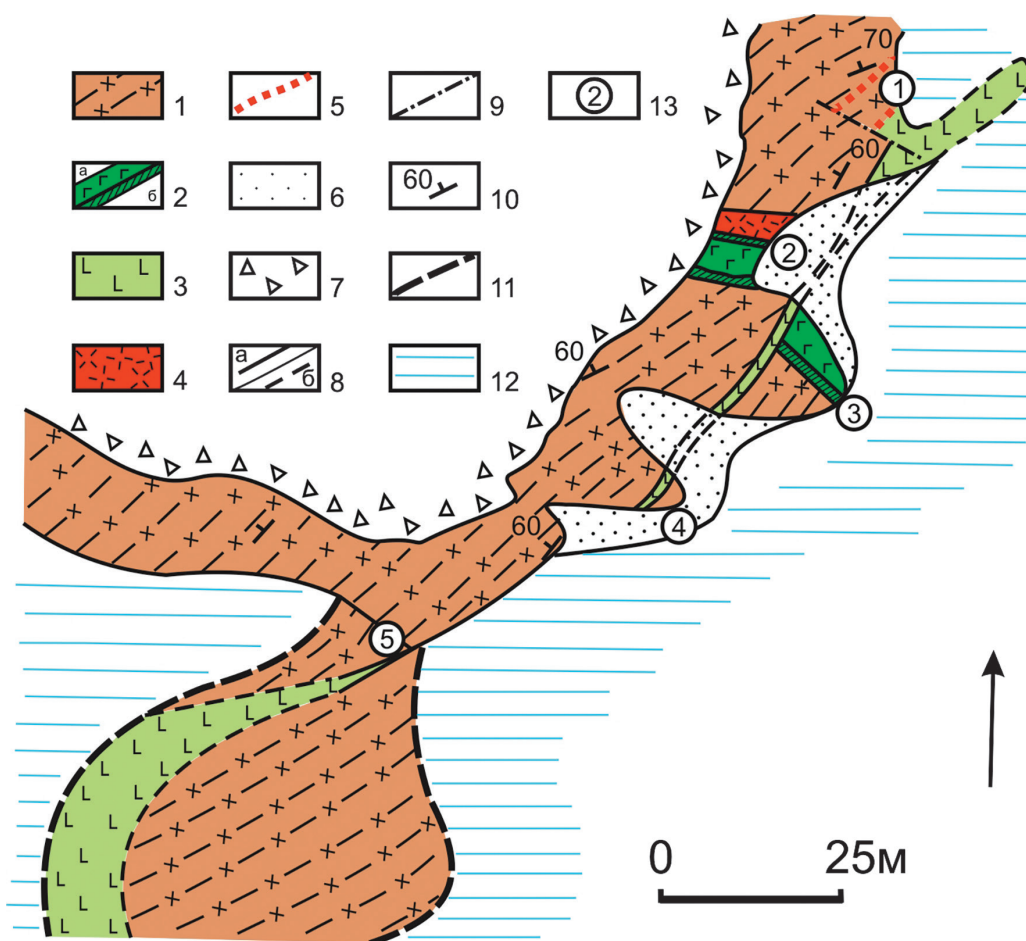


Рис. 33. Геологическая карта побережья у экспедиционной базы Авангард ДВГИ ДВО РАН.

1 – мусковитовые граниты и гранитогнейсы с жилами аплитов и пегматитов; 2 – аппинитовые габбро (а) с зонами закалки (б); 3 – дайка аппинитовых долеритов; 4 – дайка сильно измененных дацитов; 5 – мало-мощные дайки сильно измененных дацитов; 6 – прибрежные пески; 7 – склоновый делювий; 8 – геологические границы прослеженные (а) и предполагаемые (б); 9 – тектонические срывы; 10 – элементы залегания гнейсовидности; 11 – контуры мелководья с мелкими островками в море; 12 – море; 13 – точки наблюдений.

верхнемеловые гранитоиды на о. Путятин. Распространение даек весьма неравномерное: наряду с протяженными интервалами отсутствия даек наблюдаются их скопления (3–6 даек) на сравнительно коротких отрезках побережья. Одним из ключевых участков распространения даек является мыс у экспедиционной базы Авангард ДВГИ ДВО РАН (рис. 33), где они представлены достаточно свежими габбро и пироксеновыми порфиритами, а также сильно измененными породами андезит-дацитового состава (рис. 34).

Мощность, конфигурация и элементы залегания даек весьма разнообразны: мощность – от 20 см до 20 м; конфигурация – от прямолинейных до изгибающихся, ломанных и ветвящихся; залегание – от вертикальных до субгоризонтальных с некоторым преобладанием крутопадающих даек субмеридионального простирания, субконформного с общей структурой террейна. Превалируют мелко- и тонкозернистые разновидности пород, нередко мелкопорфировые, но в редких телах присутствуют среднезернистые габбро. В абсолютном большинстве случаев породы подверглись интенсивным средне- и низкотемпературным вторичным преобразованиям, выражающимся в развитии амфибола (роговая обманка и актинолит), биотита, хлорита, эпидота, альбита и кальцита. В наиболее сохранившихся дайках присутствуют магматические пироксен и амфибол, что позволяет идентифицировать породы как лампрофиры (спессартиты).



Рис. 34. Дайка сильно измененных дацитов «Ира» (точка 11 на рис. 2, точка 4 на рис. 33).

По химическому составу выделяется три группы даек (рис. 35):

1) высокомагнезиальные низко-умеренно титанистые; 2) умеренно магнезиальные, умеренно-высоко титанистые; 3) низкомагнезиальные, низкотитанистые. Наиболее распространены дайки первой группы, обнаруженные в гранитах и габброидах от Находки до Анны. Дайки второй группы присутствуют в районе Домашлино. Дайки третьей группы присутствуют только в габброидах р-на Находки, близки по составу последним и, скорее всего, являются составной частью сергеевского комплекса. Что касается даек первой и второй групп, то возможно они являются членами единой серии или отражают вариации мантийного источника, являясь одновозрастными, хотя не исключено, что принадлежат двум разным эпохам магматизма. Отсутствие даек в верхнепермских отложениях может быть косвенным признаком их более древнего возраста, но может быть связано с разной реологией вмещающих комплексов.

Все базиты характеризуются отчетливо выраженными надсубдукционными характеристиками (Ta-Nb минимум и др.). Интересной особенностью является постоянное присутствие кальцита в породах, иногда в очень больших количествах (7–10% CO_2). Весьма слабая распространенность карбонатных пород в террейне и отсутствие повышенных содержаний CaO даже в интенсивно карбонатизированных дайках позволяют предполагать участие мантийного углерода в процессе преобразования базитов.

Изученные нами породы в своем большинстве относятся к средне-калиевым разностям известково-щелочных лампрофиров и наиболее близки юрско-меловым спессартитам Южной Кореи [Kim & Park, 2009] и центральной Японии [Suzuki & Shiraki, 1980; и др.], существенно отличаясь от пространственно близких юрских альнеитов и айликитов, принадлежащих меймечит-пикритовому комплексу Сихотэ-Алиня, а также палеозойских лампрофиров Вознесенского рудного района

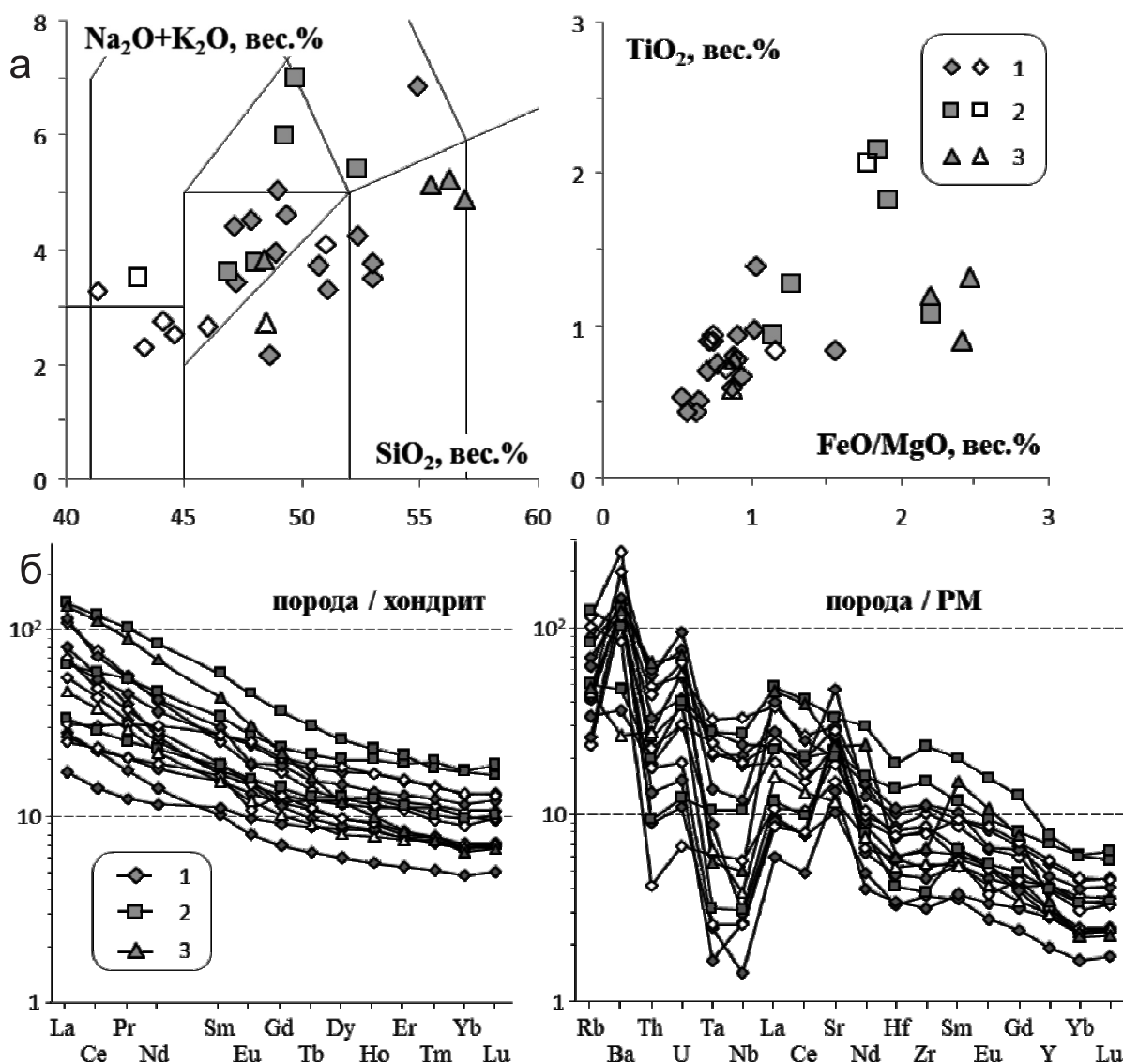


Рис. 35. Вариационные диаграммы (а) и спектры нормированных концентраций редких и редкоземельных элементов (б) в дайках лампрофиров Сергеевского террейна.

1 – р-н Авангард; 2 – р-н с. Домашлино, 3 – р-н Находки. Незалитыми значками показаны породы с высоким (более 4 вес.%) содержанием CO_2 .

[Говоров и др., 1997] и юрско-меловых лампрофиров северного Китая [Duan et al., 2014], среди которых преобладают высоко-калиевые известково-щелочные разности.

3. СШИВАЮЩИЕ И ПЕРЕКРЫВАЮЩИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕРГЕЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА

3.1. Приморский гранитовый комплекс

Граниты приморского комплекса на территории Сергеевского террейна образуют несколько массивов различного размера и формы. Наиболее доступным из них является Врангелевский массив (массив г. Чёрный куст) – крупное (около 130 км²) интрузивное тело неправильной формы, локализованное в юго-восточной части Сергеевского террейна, в районе п. Врангель (рис. 2, точка 7). С запада массив имеет тектонические контакты с гранитоидами таудеминского комплекса,

в северной части прорывает сергеевские габброиды, в юго-восточной имеет интрузивный контакт по Ратному разлому с более молодыми гранитами лазовского комплекса (маастрихт), а в северо-восточной прорывает юрские терригенно-вулканогенно-кремнистые отложения Самаркинского террейна. Контакты гранитоидов как с палеозойскими, так и с мезозойскими отложениями четкие, интрузивные, с небольшими ареолами роговиков.

Интрузив имеет простое строение: он почти нацело сложен гранодиоритами и меланогранитами, которые связаны между собой фациальными взаимоотношениями. Породы главной фазы прорваны редкими жилами мелкозернистых гранитов и аплитов. Спорадически в гранитоидах встречаются округлые меланократовые включения мелкозернистых пород диоритового и габбро-диоритового состава.

Петрографически гранодиориты и меланограниты – светло-серые среднезернистые, в основном равномернозернистые породы с массивной текстурой состоящие, главным образом, из таблиц слабозонального плагиоклаза, лейст коричнево-бурого биотита, ксеноморфных выделений калиевого полевого шпата и кварца. Иногда кристаллы плагиоклаза достигают в длину двух и более см., значительно превышая по размеру зерна основной массы; в этом случае породы приобретают порфировидный облик. Кварц в породах главной фазы в большинстве случаев ксеноморфен и лишь в наиболее кремнекислых разностях, где его количество достигает 20%, образует довольно крупные выделения округлого облика с признаками частичной кристаллографической огранки. В наименее кремнекислых разностях встречается амфибол (первые проценты), формирующий идиоморфные удлиненные кристаллы буро-зеленого цвета. Структуры пород гранитные, иногда с переходом в монцититовые, отражающие последовательную кристаллизацию двух минеральных парагенезисов: раннего (плагиоклаз + биотит) и позднего (кварц + калишпат + плагиоклаз + биотит).

По вещественному составу породы главной фазы Врангелевского массива соответствуют унимодальной высококальциевой гранодиорит-меланогранитной ассоциации нормальной щелочности (рис. 36, а-б). Для пород характерна слабая недосыщенность глиноземом (рис. 36в), умеренная железистость (рис. 36г). На диаграмме SiO_2 -MALI (рис. 36д) точки составов гранитоидов локализируются в поле известково-щелочных пород, а на графике «альбит-анортит-ортоклаз» (рис. 36е) располагаются в поле гранодиоритовых составов.

Редкоэлементный состав гранитоидов Врангелевского массива в целом типичен для пород I2 типа. Характерны слабо повышенные, в сравнении с кларком, содержания крупноионных элементов, умеренные концентрации Sr, близкларковые – высокозарядных и редкоземельных элементов. Спектры распределения РЗЭ асимметричны с $(\text{La/Yb})_N = 12-16$ и незначительным европиевым минимумом (рис. 37а). На мультиэлементных диаграммах (рис. 37б) фиксируются минимумы по Ta, Nb и Ti, а также по Ba, незначительные максимумы по Zr и Hf, выраженная положительная аномалия по Th.

Гранитоиды приморского комплекса характеризуются слабо положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (+0,4). Модельный возраст $T_{\text{DM-II}}$ составляет около 0,8 млрд лет. Изотопные данные указывают на преобладание в источнике гранитоидов относительно молодого корового материала. В целом такой изотопный состав неодима типичен для раннемеловых известково-щелочных гранитоидов, локализованных в Самаркинском террейне Сихотэ-Алиня [Ханчук и др., 2013]. Геохимические характеристики гранитоидов также близки к описанным в других раннемеловых массивах татибинского комплекса [Крук и др., 2014]. Это заставляет предполагать, что основным источником расплавов служили терригенно-вулканогенно-кремнистые образования Самаркинского террейна, подстилающие тектонические пластины Сергеевского блока.

Возраст гранитоидов приморского комплекса по данным U-Pb изотопного датирования цирконов составляет 93 ± 1 млн лет [Jahn et al., 2015], что близко к границе сеноманского и туронского ярусов позднего мела. Необходимо отметить, что этот возрастной рубеж не характерен ни для

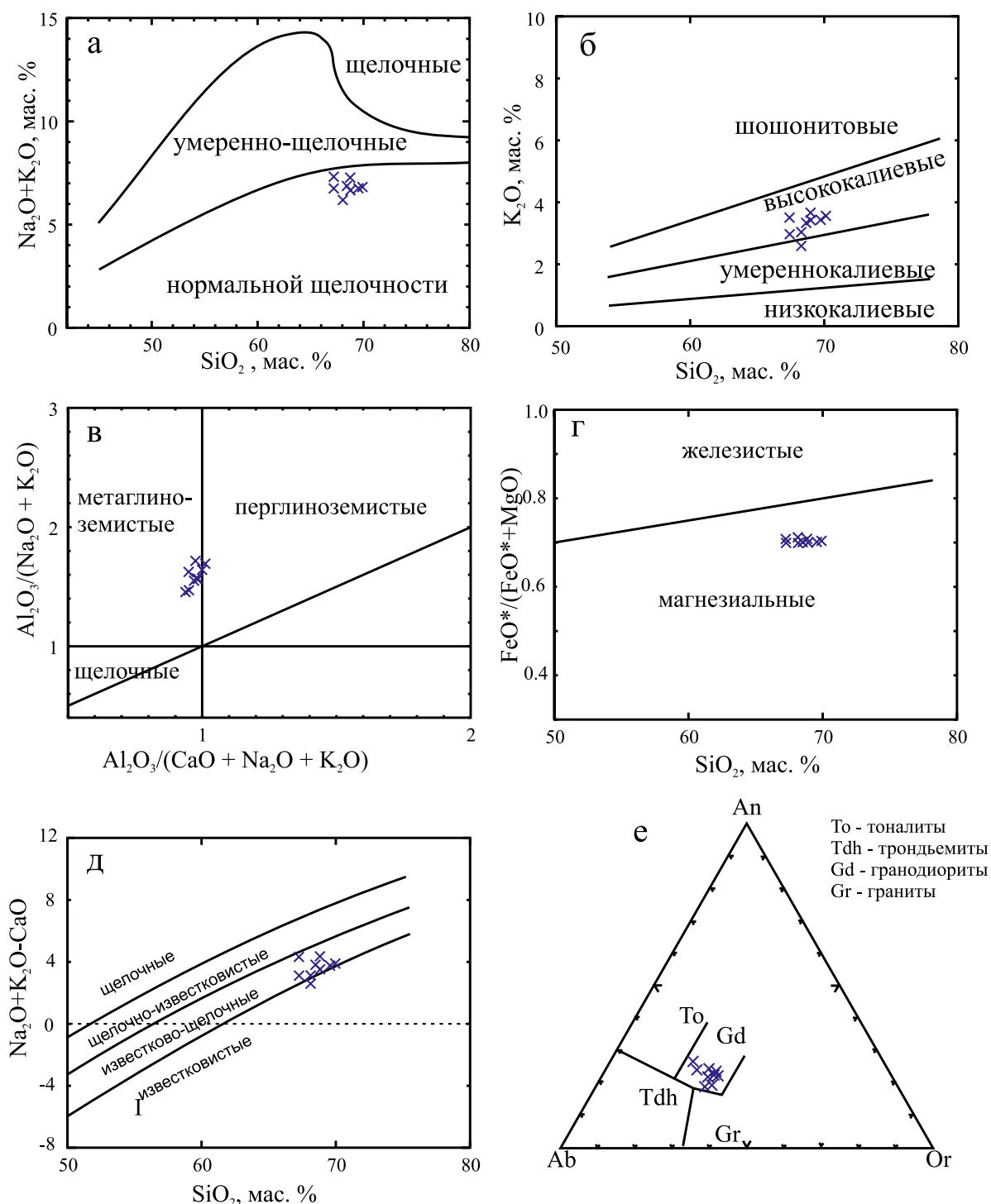


Рис. 36. Петрохимические диаграммы для гранитоидов приморского комплекса.

Южного Сихотэ-Алиня, ни для домезозойских блоков Южного Приморья (Ханкайского массива и Лаоелин-Гродековского террейна). Индикаторное значение гранитоидов Врангелевского плутона состоит в том, что они позволяют достаточно точно зафиксировать момент надвигания комплексов Сергеевского террейна на мезозойские складчатые структуры Сихотэ-Алиня: судя по возрасту отложений парааллохтона (поздняя юра) и «сшивающих» гранитоидов (93 ± 1 млн лет) это событие произошло в раннем мелу и, вероятнее всего, было сопряжено с надвиговыми деформациями, сопровождавшими ранние стадии сдвигового режима на границе «континент-океан».

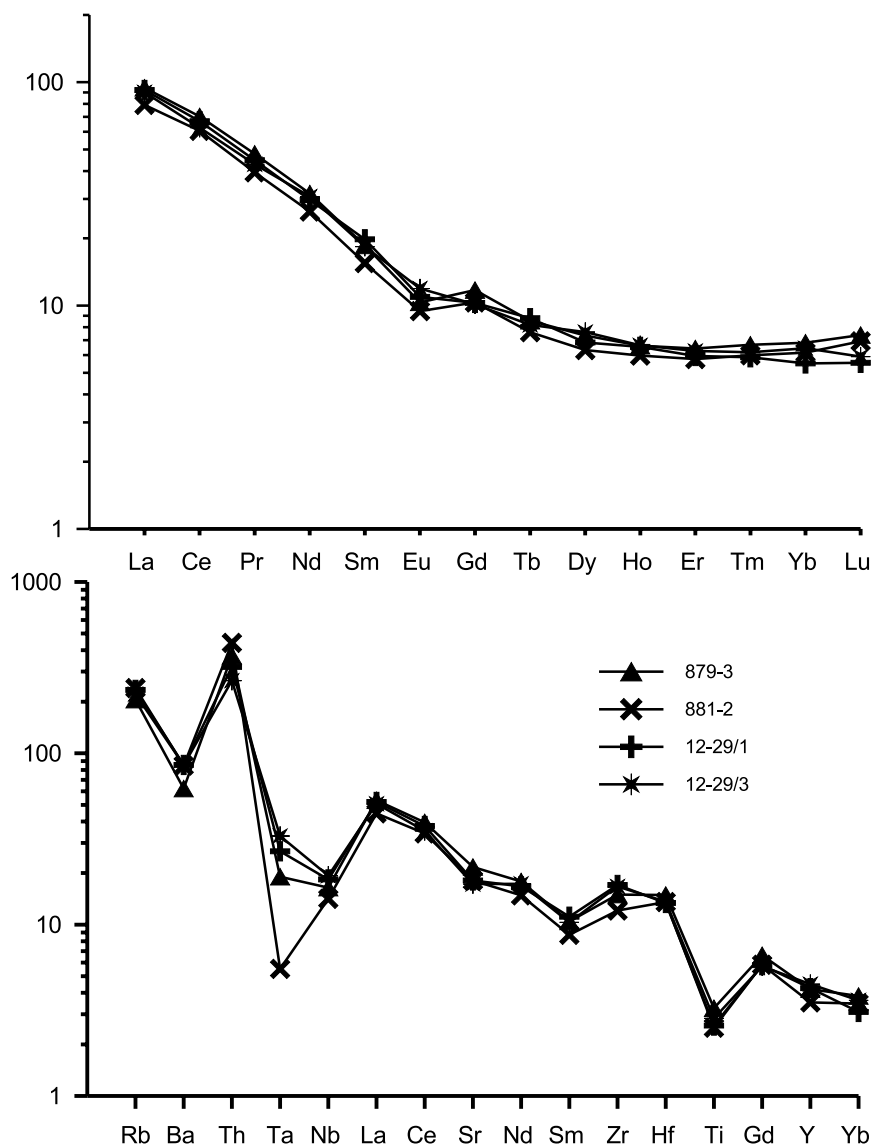


Рис. 37. Спектры РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для гранитоидов приморского комплекса.

3.2. Шуфанский комплекс

Наиболее молодыми магматическими образованиями на территории Сергеевского террейна являются покровные субвулканические тела базальтов и андезибазальтов шуфанского комплекса, которые слагают здесь относительно крупное вулканическое плато – Шкотовское, а также ряд небольших обособленных покровов и лавовых останцев в районе г. Находки. Наиболее представительным и хорошо изученным на сегодняшний день среди них является Шкотовское плато, расположенное в междуречье рек Партизанская-Арсеньевка и Арсеньевка-Артемовка, которое занимает значительную площадь (~ 3500 км²) перекрывая поля меловых и палеогеновых эффузивов.

В истории развития плато можно выделить два этапа вулканической активности, различающихся своей продолжительностью и составом изверженного материала – щитовой и постщитовой.

Щитовой этап, связан с эксплозивными выбросами вулканических пеплов, появлением горизонтов гиадокластитов и площадным излиянием (господствуют извержения трещинного типа) толеитовых базальтов, составляющих основной объем плато. По данным А.М. Курчакова

[1979] и В.К. Попова [Вулканические стёкла..., 2000], горизонты гиалокластитов повсеместно приурочены к нижним частям разрезов Шкотовского плато и пространственно связаны с подушечными лавами андезибазальтов. Характерной особенностью пирокластических отложений является присутствие обломков вулканического стекла. Наряду с гиалокластитами в основании разрезов картируются прослои и линзы туффов, песков, глин, лингнитов, которые часто переслаиваются с базальтами [Берсенев, Денисов, 1971].

Согласно данным К-Аг датирования излияния лав этого этапа происходили во временном интервале от 14.7 ± 1.1 до 11.4 ± 0.4 млн лет.

Постщитовой этап развития плато связан с формированием покровов субщелочных базальтов и андезибазальтов с варьирующим количеством темноцветных минералов (оливин, клинопироксен, ортопироксен) и мегакристов плагиоклаза. В отличие от толеитовых базальтов их объёмная доля в строении плато незначительна и встречаются они преимущественно в пределах центральной части плато. Полученные результаты калий-аргонового датирования (по валу пород) свидетельствуют, что излияния субщелочных базальтов происходили в интервале 10.7 ± 0.3 – 9.4 ± 0.3 млн лет.

В восточной части плато в этот период времени формируются мелкие самостоятельные вулканические постройки (в. Подгелбаночный, Буреломный и др.), а также отдельные экструзии (например, экструзия ключа Тигрового), сложенные щелочными или субщелочными базальтами, содержащими обломки глубинных мантийных пород (ксенолитов) лерцолитового состава.

К-Аг датированием возраст щелочных базальтов вулкана Подгелбаночный оценивается в 10.9 ± 0.5 млн лет [Чашин и др., 2007]. Близкая датировка 11.0 ± 0.3 млн лет получена для субщелочных базальтов вулкана Золотой. Несколько позже происходили излияния щелочных лав вулкана Буреломный – 7.5 ± 0.4 млн лет и внедрения щелочных базальтов экструзии Старикова – 4.7 ± 0.14 млн лет. Следует добавить, что для экструзии Старикова имеется также более молодая К-Аг датировка – 3.3 ± 0.3 млн лет [Рассказов и др., 2003].

Базальты и андезибазальты щитового этапа – светло-серого, темно-серого или черного цвета породы, иногда со столбчатой, скорлуповатой, шаровой и подушечной отдельностью (рис. 38). Текстура пород обычно массивная, иногда интрузивного облика, структура – афировая, либо редкопорфировая. Порой встречаются покровы базальтов, имеющих множество газовых пор и пустот в центральной и нижней части потоков. Минералы-вкрапленники в толеитах представлены плагиоклазом (An_{49-63}), ортопироксеном ($Wo_{3-3.6} En_{79-75} Fs_{17-16}$), клинопироксеном ($Wo_{30-40} En_{42-44} Fs_{28-16}$) и оливином (Fo_{57-66}). Соотношения вкрапленников позволяет выделять среди базальтоидов Pl-Orх, Pl-Orх-Срх, Pl-Срх-Оl разности.

Субщелочные базальты и андезитобазальты постщитового этапа – породы тёмно-серого или чёрного цветов, с порфировой, реже субафировой структурой и массивной текстурой. По минеральному составу среди них различаются мегаплагиофировые базальты с варьирующим количеством фенокристов плагиоклаза (An_{48-58}), ортопироксена ($Wo_4 En_{78} Fs_{18}$), клинопироксена ($Wo_{36-40} En_{42-46} Fs_{15-19}$) и оливин-двупироксеновые разности с редкими вкрапленниками плагиоклаза. Характерной особенностью мегаплагиофировых базальтов является их резко порфировый облик, обусловленный высоким содержанием крупных вкрапленников плагиоклаза, размеры которых могут достигать до 5 см.

Для субщелочных и щелочных базальтов моногенных вулканических построек Шкотовского плато (вулкан Подгелбаночный, Буреломный и др.) характерна массивная текстура, афировая и реже слабо порфировая структура. Парагенезис минералов-вкрапленников в базальтоидах представлен оливином (Fo_{63-76}), клинопироксеном ($Wo_{43-50} En_{34-41} Fs_{14-15}$), реже плагиоклазом (An_{66-45}). Помимо фенокристов в породах присутствуют крупные мегакристы (более 0.5 см) клинопироксена ($Wo_{49} En_{38} Fs_{13}$), калишпата ($An_{2-5} Or_{48-23}$) и шпинели.

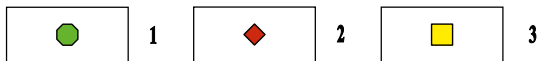


Рис. 38. Столбчатая отдельность в миоцен-плиоценовых базальтах Шкотовского плато (ручей Казенный).

По содержанию щелочей *базальты и андезибазальты щитовой постройки* Шкотовского плато соответствуют породам нормальной щелочности, а по соотношению кремнезема и калию они относятся преимущественно к умеренно-, реже низкокалиевой известково-щелочной серии (рис. 39). По другим петрохимическим критериям умереннокалиевые базальты и андезибазальты принадлежат к умеренноглиноземистым ($al = 0.65-1.17$) разностям, калиево-натриевого и реже натриевого ряда ($Na_2O/K_2O = 2.09-5.87$). Что касается низкокалиевых андезибазальтов, то они относятся к умеренноглиноземистым ($al = 0.76-1.25$) разностям натриевого ряда ($Na_2O/K_2O = 4.1-10.17$). К петрохимическим особенностям пород следует также отнести повышенные содержания CaO , TiO_2 и умеренные – P_2O_5 .

Редкоэлементный состав базальтов и андезибазальтов щитовой постройки характеризуется высоким содержанием таких некогерентных элементов как Ba, Sr, Zr и низким – Rb, Cs, Th и U. Необходимо отметить, что с увеличением содержания K_2O в породах отмечается хорошо выраженная тенденция роста концентраций Rb, Ba, и слабая – Cs, Th, тогда как содержания Ta и U остаются практически на одном уровне.

Для всех петрохимических разновидностей базальтов и андезибазальтов щитовой постройки плато типично умеренное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($La/Yb = 3.96-14.73$), что отражено в отрицательных наклонах спектров REE в области тяжелых лантаноидов (рис. 40). Необходимо отметить, что степень обогащения легкими лантаноидами в породах варьирует в зависимости от их щелочности, возрастая от низкокалиевых андезибазальтов ($\Sigma TR+Y = 57-93$ г/т, $La/Yb = 3.96-7.43$) до умереннокалиевых андезибазальтов ($\Sigma TR+Y = 88-117$ г/т, $La/Yb = 6.16-14.73$). При этом концентрации тяжелых лантаноидов во всех типах базальтоидов постройки сохраняются приблизительно на одном уровне. Eu ано-



1 – базальты и андезибазальты щитового этапа развития Шкотовского плато, 2–3 – базальты постщитового этапа развития Шкотовского плато: 2 – субщелочные базальты (покровы), 3 – базальты мелких вулканических построек (в. Подгелбаночный, Буреломный и др.).

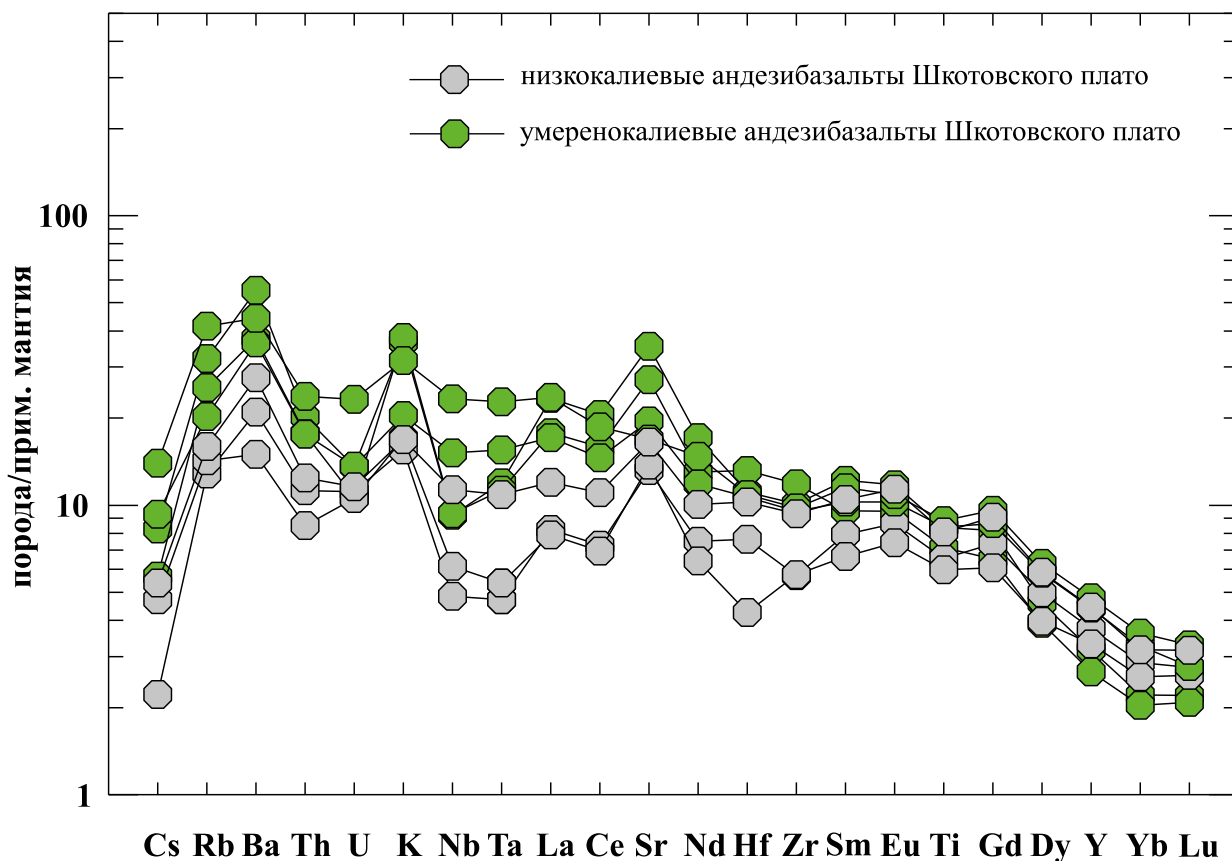
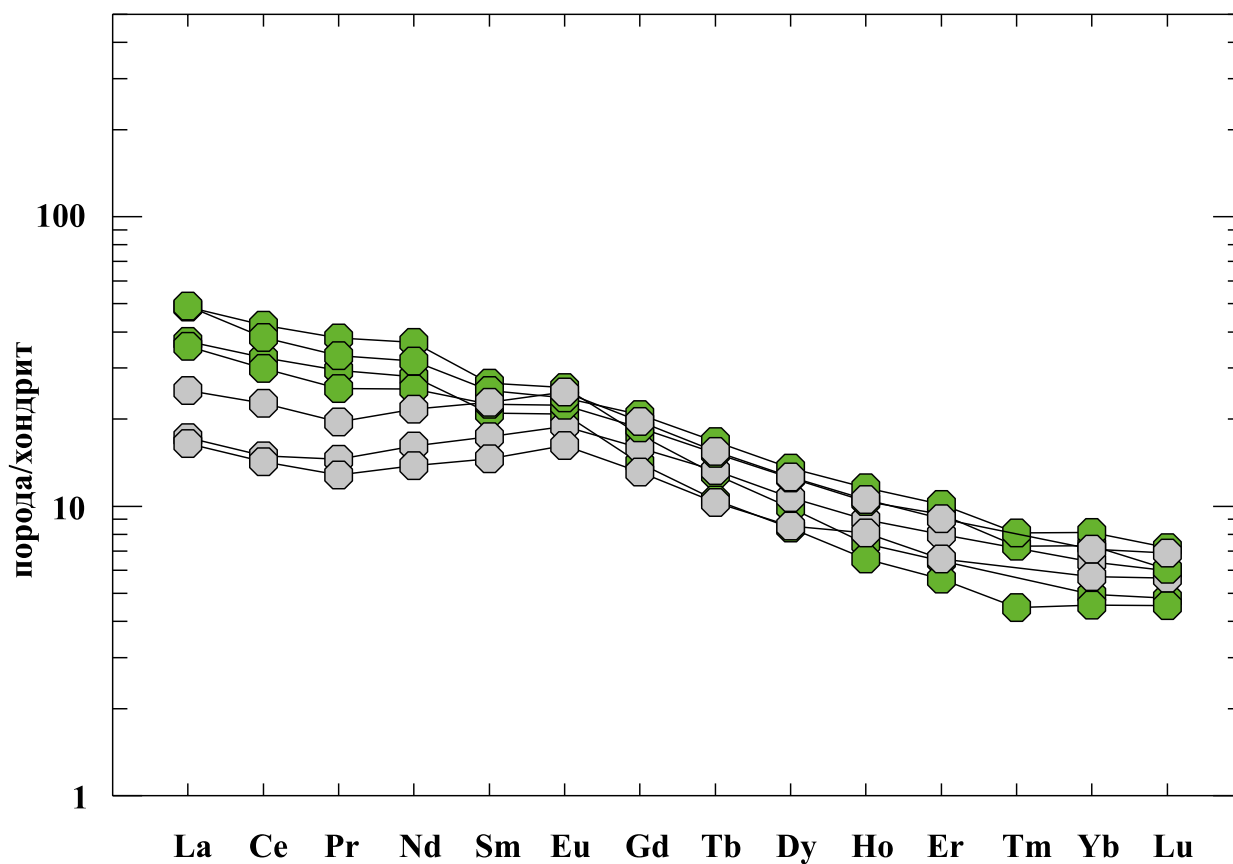


Рис. 40. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для базальтов и андезитобазальтов щитового этапа развития Шкотовского плато.

малия в изученных вулканитах не проявлена ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.99\text{--}1.18$), исключения составляют отдельные образцы низкокальциевых андезитовых базальтов имеющие незначительный Eu-максимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.13\text{--}1.31$).

На мультиэлементных спектрах, нормированных к примитивной мантии, у всех пород щелочной постройки отчетливо выражены положительные аномалии по Ba, K, Sr и отрицательные – по Th, U. В низкокальциевых андезитовых базальтах помимо этого фиксируется резкий минимум по Ta-Nb, что свойственно вулканитам надсубдукционных обстановок.

Покровы базальтов постцимитового этапа по содержанию щелочей относятся к породам умеренно – щелочной серии. Они характеризуются повышенными содержаниями калия и соответствуют высококальциевой известково-щелочной серии (рис. 39). По величине $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ отношения (1.32–4.4) субщелочные базальты принадлежат к калиево-натриевой серии, а по содержанию глинозема – к умеренно-глиноземистым и высокоглиноземистым ($al = 0.85\text{--}2.11$) образованиям. При этом наиболее глиноземистые разности встречаются преимущественно среди мегаплагиофировых базальтов. Последние обладают высокими содержаниями SiO_2 (49–52 мас. %), Al_2O_3 (16–20 мас. %) и пониженными – P_2O_5 (0.23–0.67 мас. %), K_2O (0.96–2.26 мас. %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2.52\text{--}4.38$)

Геохимической особенностью всех разновидностей субщелочных базальтов является несколько повышенные концентрации крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba) и некоторый дефицит в отношении высокозарядных элементов (Th, U и Hf). Это отражено в появлении на мультиэлементных диаграммах максимума Ba и минимумов Th, U и Hf (рис. 41).

Распределение редкоземельных элементов в субщелочных вулканитах плато характеризуется высокой степенью фракционирования легких элементов по отношению к тяжелым ($\text{La}/\text{Yb} = 11.72\text{--}22.56$). Суммарные содержания REE в них варьируют в довольно широком интервале ($\Sigma\text{TR}+\text{Y} = 148\text{--}260$ г/т), при этом наиболее низкий уровень содержания редкоземельных элементов, как правило, имеют мегаплагиофировые базальты ($\Sigma\text{TR}+\text{Y} = 148\text{--}159$ г/т).

Базальты моногенных вулканических построек Шкотовского плато (в. Подгелбаночный, Буреломный, Золотой и др.) по соотношениям $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ и $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ соответствуют породам умеренной и повышенной щелочности высококальциевой известково-щелочной серии (рис. 39). Среди них преобладают умеренно-глиноземистые ($al = 0.79\text{--}0.93$) и реже низкоглиноземистые ($al = 0.63\text{--}0.75$) разности калиево-натриевого ряда ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.40\text{--}3.26$). К петрохимическим особенностям этих пород следует отнести несколько пониженные содержания SiO_2 (45–48 мас. %) и повышенные – P_2O_5 (0.30–1.05 мас. %), MgO (6.4–10.2 мас. %) при коэффициенте магнезиальности $\text{Mg} \# = 0.54\text{--}0.70$.

По сравнению с субщелочными лавами плато щелочные вулканиты характеризуются более высокими содержаниями LILE (Rb, Ba, Sr) и некоторых HFSE (Th, U, Nb, Ta). При этом следует отметить, что базальты вулкана Подгелбаночный имеют повышенные концентрации Th, U, Nb, Ta, Hf, Zr по отношению ко всем остальным проанализированным образцам Шкотовского плато.

Другой характерной особенностью щелочных базальтов является высокое суммарное содержание REE ($\Sigma\text{TR}+\text{Y} = 204\text{--}520$ г/т) с преобладанием лёгких лантаноидов над тяжёлыми ($\text{La}/\text{Yb} = 15.71\text{--}38.55$), причем наиболее обогащены редкоземельными элементами базальты вулкана Подгелбаночный ($\Sigma\text{TR}+\text{Y} = 456\text{--}520$ г/т, $\text{La}/\text{Yb} = 37.26\text{--}38.55$). Eu минимум в проанализированных образцах отсутствует ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.92\text{--}1.0$).

В целом, геохимические особенности описываемых базальтов и андезитовых базальтов Шкотовского плато свидетельствуют о значительном вкладе в петрогенезис этих пород континентальной литосферы, испытавшей существенную переработку древними субдукционными процессами [Мартинов и др., 2002; Чашин и др., 2007].

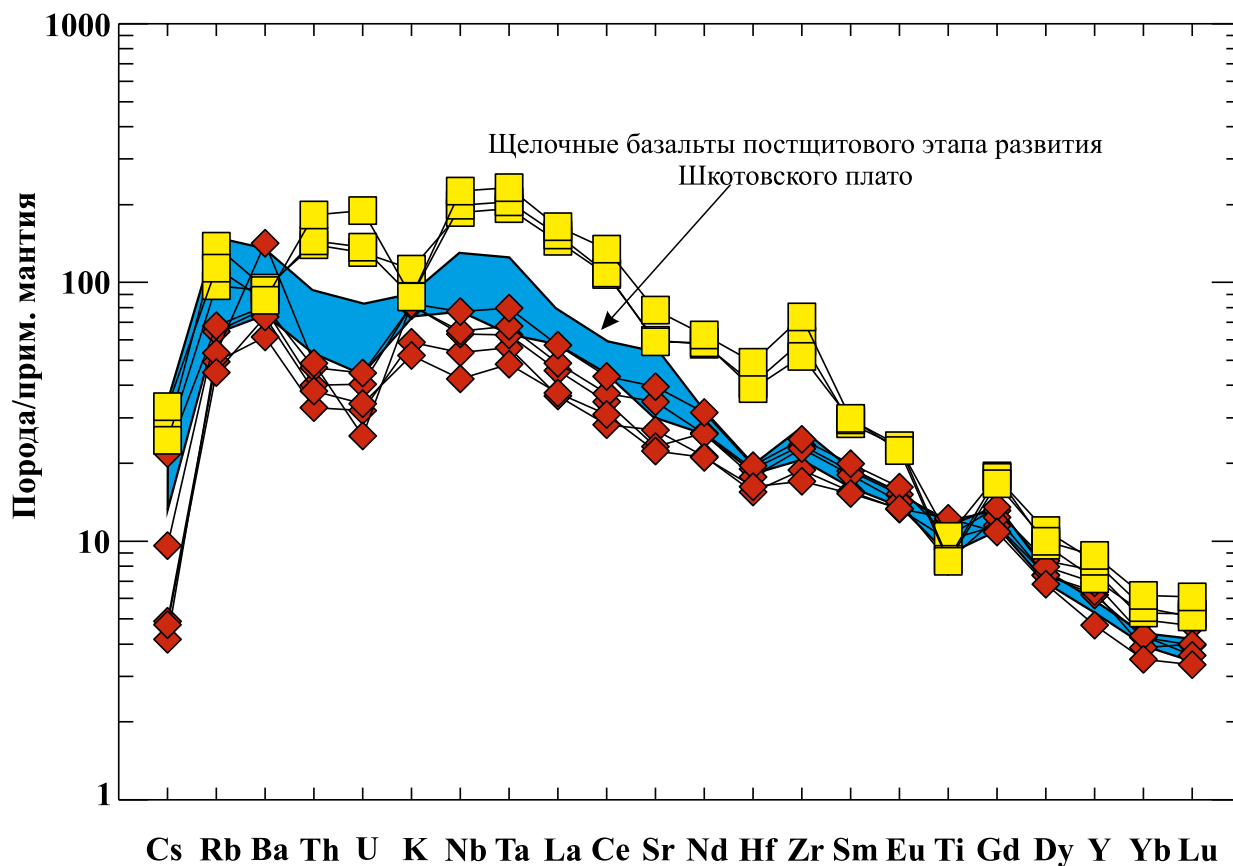
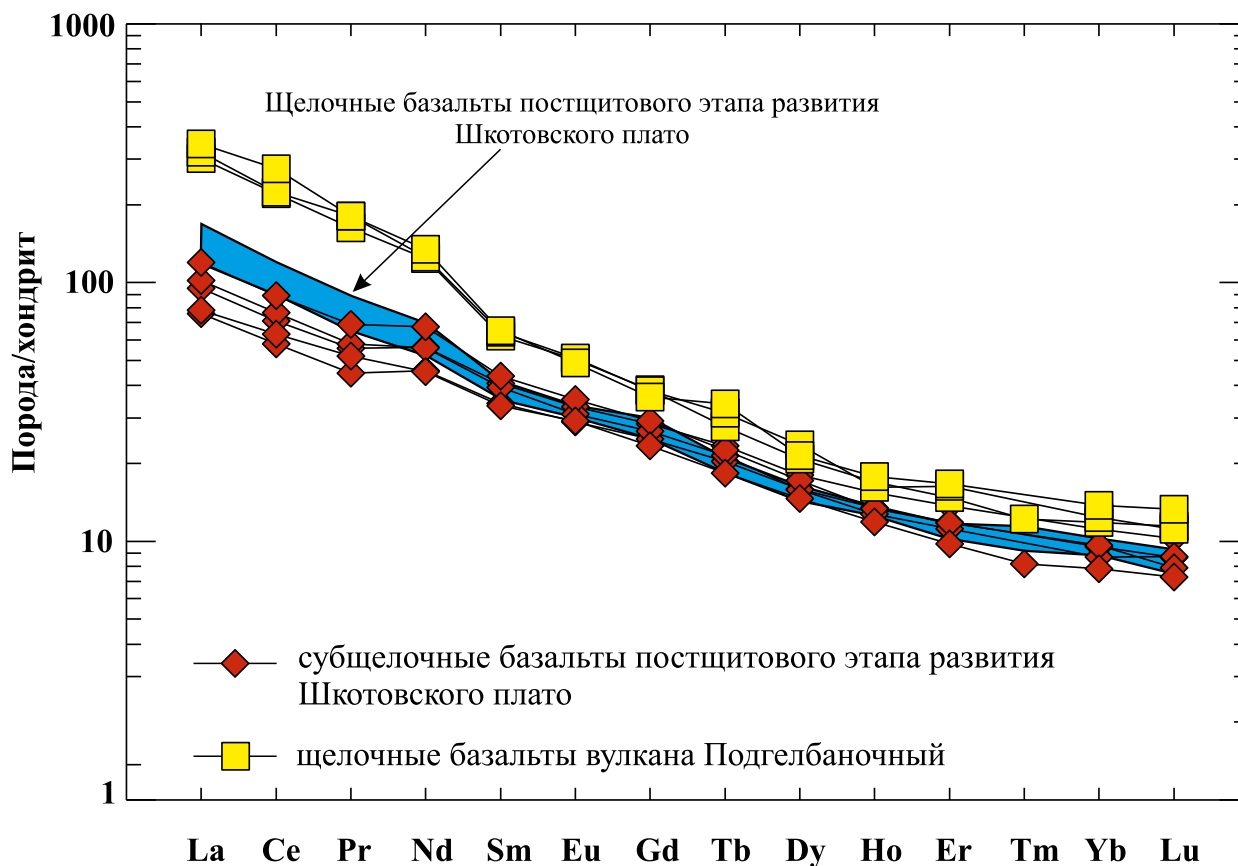


Рис. 41. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для базальтов постщитового этапа развития Шкотовского плато.

4. ОПИСАНИЕ ТОЧЕК ЭКСКУРСИИ

20 сентября 2018 г.

Точка 1. Среднетриасовые песчаники с прослоями алевролитов и углистых аргиллитов (район ст. Спутник, рис. 42).

Прибрежно-морские и континентальные отложения ладинского яруса среднего триаса (спутниковская свита). Песчаники кварцевые и полимиктовые с прослоями алевролитов и углистых аргиллитов. Придорожный карьер в районе ст. Спутник. Слои залегают моноклинально с падением на северо-запад ($320\text{--}340^\circ$) под углами $30\text{--}60^\circ$.

Точка 2. Нижнемеловые песчаники с прослоями алевролитов (выезд из г. Владивосток, район ресторана «Лесная Заимка», рис. 42).

Континентальные отложения барремского яруса раннего мела (уссурийская свита). Песчаники средне- и мелкозернистые с прослоями алевролитов. Дорожная выемка в районе ресторана Лесная Заимка. Падение слоев на северо-запад ($320\text{--}330^\circ$) под углами $20\text{--}40^\circ$.

Точка 3. Вулканыты шуфанской свиты (миоцен-плиоцен) на восточной окраине пос. Шкотово на правом берегу р. Шкотовка (рис. 42, раздел 3.2).

Здесь в небольшом карьере в коренных обнажениях вскрыты потоки андезибазальтов Шкотовского плато, мощность которых достигает несколько метров. Макроскопически это темно-серого цвета породы с мелкопорфировой почти афировой структурой и массивной или пористой текстурой. Наиболее пузыристые разности андезибазальтов, как правило, находятся в верхних частях потоков. Наряду с андезибазальтами в карьере встречаются вулканические стекла, которые образуют корки закалки в подошве и кровле лавовых потоков. Стекла представлены черными или темно-синими обсидианами насыщенные мелкими газовыми пустотами. Мощность стекловатых корок составляет $0,5\text{--}10$ см.

Точка 4. Терригенные породы френцевской свиты (верхняя часть сучанской серии, альб). Юго-восточная окраина с. Петровка (рис. 42). В обнажении видны верхняя часть макроритма, образованная тонкоритмичным переслаиванием алевролитов и аргиллитов с прослоями (до 10 см) тонкозернистых песчаников в основаниях некоторых ритмов. Выше залегает подошва следующего макроритма, образованная пачкой песчаников (4–5 м), перекрытых, в свою очередь, пачкой ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Азимут падения пород 340° , угол падения 30° . Здесь геологами-съемщиками проведены сборы ископаемой флоры.

Точка 5. Толща алевролитов и песчаников нижнего и среднего триаса (рис. 42). Несколько юго-восточнее города Большой Камень. Ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов. Мощности ритмов от 20–30 см до первых метров при некотором преобладании песчаников. Падение слоев на юго-восток $150\text{--}160^\circ$ под углами $40\text{--}50^\circ$. Участками слои выполаживаются и залегают практически горизонтально.

Точка 6. Обнажение гранитов позднесилурийско–раннедевонского рудневского комплекса (см. раздел 2.5), прорывающих метагабброиды сергеевского комплекса. Река Рудневка (рис. 2, 42).

21 сентября 2018 г.

Точка 7. Позднемеловые граниты приморского комплекса (см. раздел 3.1). Карьер в пос. Врангель (рис. 2, 42).

Точка 8. Граниты среднеордовикского таудеминского комплекса, прорывающие метагабброиды сергеевского комплекса (см. раздел 2.4). Обнажения вдоль дороги «Находка-Врангель» (рис 2, 42, 27).

Точка 9. Верхнепермские рифогенные известняки чандалазской свиты. Придорожное обнажение на выезде из с. Екатериновка (рис 2, 42). Мелководные известняки чандалазской свиты

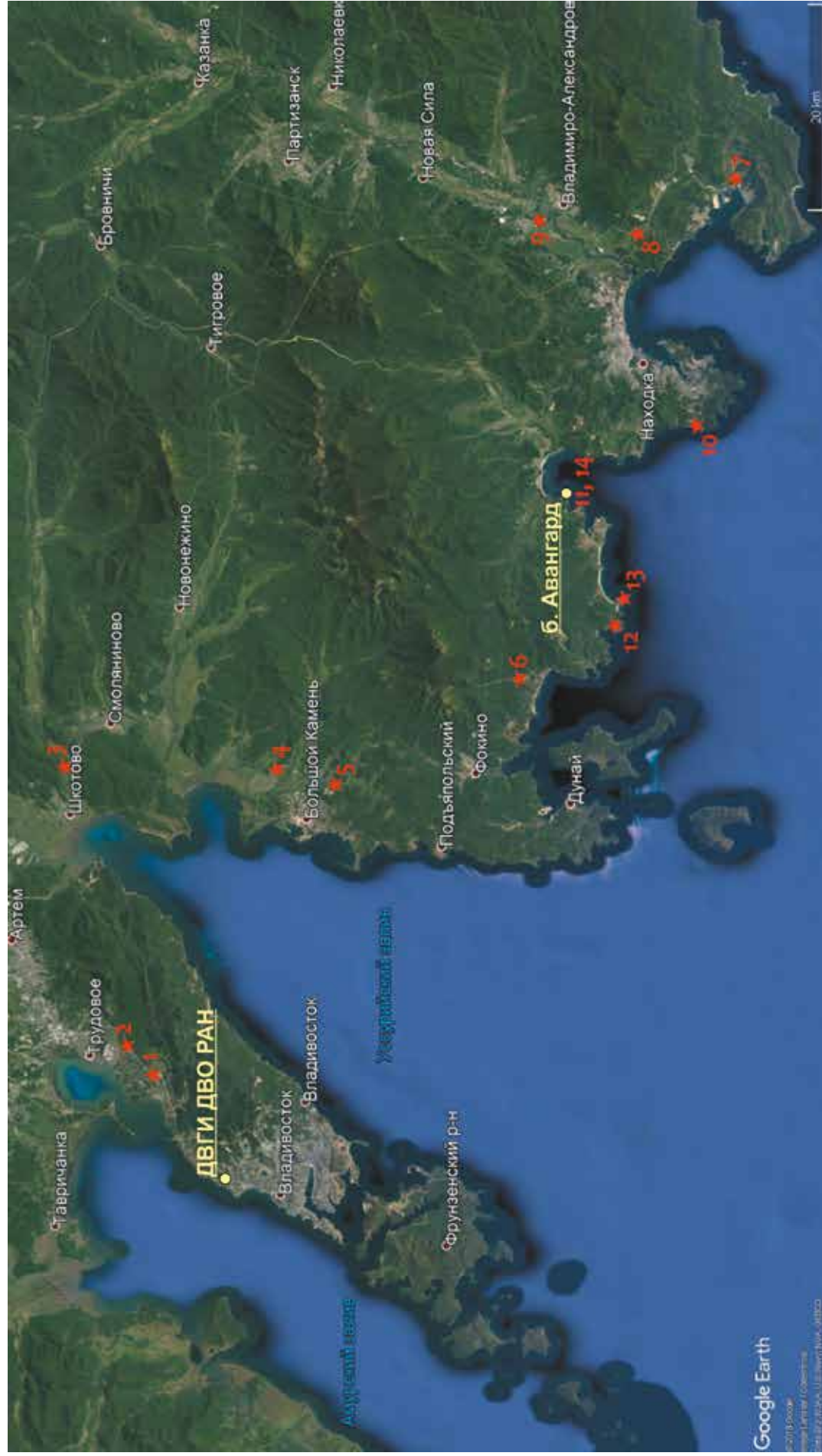


Рис. 42. Спутниковый снимок Южного Приморья с показанными точками экскурсии.

содержат большое количество фузулинид, мелких фораминифер, мшанок, кораллов, брахиопод и редких аммоноидей.

Точка 10. В районе оз. Приморского (Рица) у восточного побережья залива Восток вдоль моря обнажены метагабброиды сереевского комплекса (см. раздел 2.2, рис 2, 42) на контакте с среднедевонскими туфопесчаниками, гравелитами и алевролитами. Метагабброиды образуют здесь ядро практически изоклиальной опрокинутой на северо-запад антиклинали.

Точка 11. Позднепалеозойские(?) дайки габбро, деолеритов и сильно измененных дацитов (см. раздел 2.6). Окрестности экспедиционной базы Авангард ДВГИ ДВО РАН (рис. 2, 42, 33, 34).

22 сентября 2018 г.

Точка 12. Пос. Анна. Выходы пород сереевского комплекса габброидов, прорванных жилами гранитоидов и базальтов (см. раздел 2.2, рис 2, 42).

Точка 13. Мыс Де-Ливрон. Обнажения светло-серых гранитов тафуинского комплекса, прорванных дайками розовых гранитов и базитов неизвестного возраста (см. раздел 2.3, рис 2, 42).

Точка 14. Бухта Прибойная у пос. Авангард. Обнажения гранитоидов тафуинского комплекса в эндоконтактной зоне. Видны жилы аплитов и пегматоидных гранитов. Крупный ксенолит амфиболитов кембрийского авдокимовского метаморфического комплекса – наиболее древних пород сереевского террейна (см. раздел 2.1, рис 2, 42, 3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсенов Е. Д., Денисов Е. П. Неогеновые базальтоиды Приморья и Сихотэ-Алиня // Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. С. 48–61.
2. Вулканические стёкла Дальнего Востока России: геологические и археологические аспекты / ред. Я. В. Кузьмин, В. К. Попов. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2000. 186 с.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А. И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – Кн. 1. – 572 с.
4. Говоров И. Н., Благодарёва Н. С., Журавлёв Д. З. Петрогенезис флюоритовых месторождений Вознесенского района (Приморье) по данным Rb-Sr-изотопии магматических и метасоматических пород // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 60–69.
5. Голозубов В. В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с.
6. Коваленко С. В., Давыдов И. А. Сергеевский массив – древняя структура Сихотэ-Алиня // ДАН СССР. 1991. Т. 319, № 5. С. 1173–1177.
7. Коваленко С. В., Ханчук А. И. Первая находка глаукофановых сланцев в Сихотэ-Алине // ДАН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 692–694.
8. Крук Н. Н., Симаненко В. П., Гвоздев В. И., Голозубов В. В., Ковач В. П., Серов П. А., Холоднов В. В., Москаленко Е. Ю., Куйбида М. Л. Геохимические особенности и источники расплавов ранне-меловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 276–302.
9. Крук Н. Н., Симаненко В. П., Голозубов В. В., Ковач В. П., Лаврик С. Н., Касаткин С. А., Терентьева Л. Б. Первые данные по изотопному составу неодима в метаморфических породах южного Приморья // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. VII Косыгинские чтения. Хабаровск, ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 66–68.
10. Курчавов А. М. Латеральная изменчивость вулканитов Приморья М.: Наука, 1979. 144 с.
11. Мартынов Ю. А., Чащин А. А., Рассказов С. В., Саранина Е. В. и др. Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент–океан // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 189–209.
12. Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника. 1980. № 4. С. 95–106.
13. Неелов А. Н. Химическая классификация осадочных пород для изучения метаморфических комплексов докембрия // Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, 1977. С. 96–105.
14. Рассказов С. В., Саранина Е. В., Мартынов Ю. А. и др. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 92–109.
15. Ханчук А. И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
16. Ханчук А. И., Крук Н. Н., Голозубов В. В., Ковач В. П., Серов П. А., Холоднов В. В., Гвоздев В. И., Касаткин С. А. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах южного приморья) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451. № 4. С. 441–445.
17. Чащин А. А., Мартынов Ю. А., Рассказов С. В. и др. Изотопно-геохимическая характеристика позднемиоценовых субщелочных и щелочных базальтов юга Дальнего Востока России как показатель роли континентальной литосферы в их происхождении // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 656–681.
18. Duan X., Zeng Q., Yang J., Liu J., Wang Y., Zhou L. Geochronology, geochemistry and Hf isotope of Late Triassic magmatic rocks of Qingchengzi district in Liaodong peninsula, Northeast China // Journal of Asian Earth Sciences, 2014, 91, 107–124.

19. Golozoubov V. V., Markevich V.S., Bugdaeva E.V. Early Cretaceous changes of vegetation and environment in East Asia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1999. T. 153. № 1–4. C. 139–146.
20. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Res.*, 1988, v. 58(5), pp. 820–829.
21. Jahn B.M., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2005, v. 111, pp. 872–918.
22. Kim G.-Y., Park Y.-R. Geochemical studies of petrogenesis of hornblende gabbro-lamprophyre-diorite complex in Guwoonri, Hwacheon // *Journal of Petrological Society of Korea*, 2009, Vol. 18, No. 2, p. 153–169 (in Korean).
23. Mullen E.D. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: A Minor Element Discriminant for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and Its Implications for Petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 1983. V. 62, p. 53–62.
24. Suzuki K., Shiraki K. Chromite-bearing spessartites from Kasuga-mura, Japan and their bearing on possible mantle origin andesite // *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 1980, 71, 313–322.
25. Tsutsumi Yu., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozoubov V.V. Age of igneous rocks in southern part of Primorye, Far East Russia // *Memoirs of the National Museum of Nature and Science: geological research around and the Sea of Japan*. 2016, № 51. pp. 71–78
26. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 95. P. 407–419.
27. Wood D.A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas on the British Tertiary Volcanic Province: *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, v. 50, p. 11–30.

СОДЕРЖАНИЕ

1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК.....	3
2. ИНТРУЗИВНЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕРГЕЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА.....	5
2.1. Авдокимовский метаморфический комплекс.....	5
2.2. Сергеевский комплекс метагабброидов.....	15
2.3. Тафуинский гранитоидный комплекс	22
2.4. Таудеминский гранитоидный комплекс	29
2.5. Рудневский гранитоидный комплекс.....	32
2.6. Дайковый рой позднепалеозойских(?) лампрофиров.....	37
3. СШИВАЮЩИЕ И ПЕРЕКРЫВАЮЩИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕРГЕЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА.....	40
3.1. Приморский гранитовый комплекс	40
3.2. Шуфанский комплекс.....	43
4. ОПИСАНИЕ ТОЧЕК ЭКСКУРСИИ	50
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	53

Научное издание

*Н.Н. Крук,
В.В. Голозубов,
А.И. Ханчук,
И.А. Александров,
А.А. Чащин,
Е.В. Скляров*

**ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕРГЕЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА –
ДРЕВНЕЙШЕГО БЛОКА ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ**

Компьютерная верстка *С.В. Филатов*

Подписано к печати 2018 г.
Печать офсетная. Формат 60х84/8.
Бумага офсетная. Усл. п. л. . Уч.-изд. л. .
Тираж экз. Заказ

ФГУП «Издательство Дальнаука»
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7
Тел. 231-23-59. E-mail: dalnauka@mail.ru
<http://www.dalnauka.ru>

Отпечатано