

УДК 551.26.038+552.32(571.6)

## ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ МЕЗОЗОЯ–КАЙНОЗОЯ В СТРУКТУРЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

© 2013 г. М. В. Лучицкая

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Поступила в редакцию 18.02.2013 г.

Обобщение данных по структурной позиции, возрасту, составу и обстановкам формирования мезозойско-кайнозойских гранитоидных комплексов Северо-Востока Азии позволяет разделить их на три крупные группы, участвующие в строении континентальной окраины аккреционного типа: доаккреционные, аккреционные и постаккреционные. Доаккреционные гранитоиды входят в состав вулcano-плутонических ассоциаций энсиматических островных дуг или надсубдукционных офиолитовых комплексов и определяют начало становления гранитно-метаморфического слоя будущей континентальной коры. Аккреционные гранитоиды фиксируют этапы причленения разнообразных комплексов к континентальной окраине и сосредоточены в ее фронтальной части, где происходит дальнейшее наращивание гранитно-метаморфического слоя. Постаккреционные гранитоиды, образующие массивы в пределах окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов, запечатывают покровно-складчатые структуры, определяют верхний возрастной предел времени аккреции, деформации; их формирование связано с переплавлением более древней гетерогенной аккреционно-островодужной коры.

DOI: 10.7868/S0016853X13050032

### ВВЕДЕНИЕ

Проблемы образования гранитов и становления континентальной коры относятся к фундаментальным проблемам геологии с начала ее формирования как науки. Гранитоидный магматизм рассматривается как прямой признак (комплекс–показатель) становления континентальной коры [40]. Активные окраины Тихого океана на протяжении всего фанерозоя являются регионом, где происходило наращивание континентальной коры и внедрение разновозрастных гранитоидов.

Выражением континентальной аккреции является последовательное причленение к континенту со стороны океана разновозрастных и разнообразных по геодинамическому типу террейнов (палеоструктур) (рис. 1), в результате которого формируются окраины аккреционного типа [34].

Гранитоидные комплексы, участвующие в строении континентальных окраин аккреционного типа рассматриваются как доаккреционные, аккреционные и постаккреционные образования. К доаккреционным относятся гранитоиды, входящие в состав аккрецированных террейнов различного генезиса. Аккреционные гранитоиды прорывают мезо-кайнозойские аккреционные призмы и фиксируют этапы вхождения террейнов в структуру континентальной окраины. Постаккреционные гранитоиды запечатывают аккре-

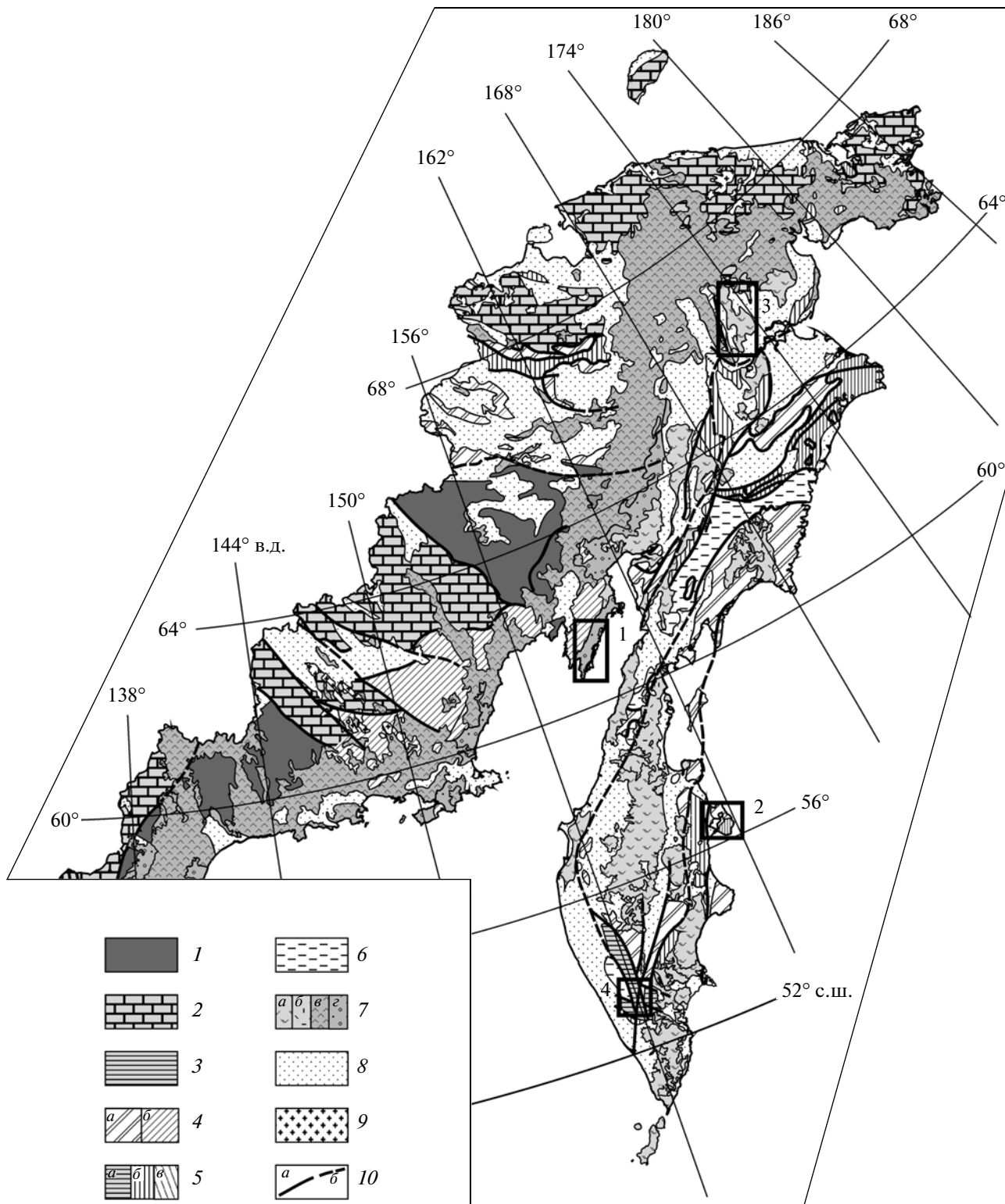
ционную структуру, определяют верхний возрастной предел времени аккреции и деформации вдоль определенного сегмента континентальной окраины.

В статье приведены данные о структурной позиции, особенностях состава и геодинамических обстановках проявления гранитоидного магматизма, а также рассмотрена роль перечисленных групп гранитоидов в корообразующих процессах на разных этапах тектонической эволюции континентальной окраины Северо-Востока Азии в мезозое–кайнозое.

### ДОАККРЕЦИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

Доаккреционные гранитоиды входят в состав вулcano-плутонических ассоциаций энсиматических островных дуг или надсубдукционных офиолитовых комплексов. Примерами гранитоидов этого типа являются гранитоиды Эконайского, Куюльского и Майницкого террейнов Корякского нагорья, Западно-Пекульнейского террейна Центральной Чукотки, Берегового террейна п-ова Тайгонос, Кроноцкого террейна Восточной Камчатки, террейнов Пенинсула, Коюкук, Тогиак Аляски. Ниже изложен материал по наиболее показательным гранитоидным комплексам этой группы.

ЛУЧИЦКАЯ



**Рис. 1.** Тектоническая схема Дальнего Востока России, по А.И. Ханчук, В.В. Голозубов, Н.А. Горячев, С.Г. Бялобжецкий, Л.И. Попоко [7], упрощено

1 – кратоны и кратонные террейны; 2–6 – террейны – фрагменты: 2 – палеозойских и раннемезозойских пассивных континентальных окраин, 3 – метаморфических поясов – мезозойских и кайнозойских, 4 – островных дуг и активных окраин: меловых и кайнозойских (а), палеозойских и раннемезозойских (б), 5 – аккреционных призм, зон субдукции и океанической коры: позднемеловых–кайнозойских (а), мезозойских (б), палеозойских и палеозойско–раннемезозойских (в); 6 – позднемеловых–кайнозойских турбидитовых бассейнов; 7–9 – перекрывающие комплексы: 7 – надсубдукционные вулканические и вулканоплутонические пояса: неоген–четвертичные (а), палеогеновые (б), меловые (в), до-меловые (г), 8 – мезозойские и кайнозойские осадочные бассейны; 9 – гранитоиды; 10 – разломы: установленные (а), предполагаемые (б), в том числе надвиги. Прямоугольники обозначают районы работ: 1 – п-ов Тайгонос, 2 – п-ов Кроноцкий, п-ов Камчатка, 3 – хр. Пекульней, Центральная Чукотка, 4 – Срединный хребет, п-ов Камчатка

### Береговой террейн, п-ов Тайгонос

В пределах п-ова Тайгонос с севера на юг выделяются следующие тектоно-стратиграфические террейны (рис. 2). Авековский террейн сложен метаморфическими породами докембрия и нижнего палеозоя, которые перекрываются слабодетформированным чехлом верхнего палеозоя [10, 26]. По Пылгинской зоне смятия он граничит с Центрально-Тайгоносским террейном, в состав которого входят вулканогенно-осадочные комплексы, которые образовались в структурах пермско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской и позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островных дуг [35]. По Южно-Тайгоносскому надвигу Центрально-Тайгоносский террейн граничит с образованиями Берегового террейна, который характеризуется чешуйчато-надвиговой структурой южной вергентности и рассматривается как аккреционная призма, которая образовалась перед фронтом Удско-Мургальской вулканической дуги. Аккреционная структура наиболее изучена в районе мыса Поворотный, где она образована системой пластин, которые включают серпентинитовый меланж, базальт-кремнистые комплексы средней юры – раннего мела, турбидиты и вулканогенно-осадочные отложения поздне триасового–берриасского возраста.

Породы, входящие в состав глыб серпентинитового меланжа мыса Поворотный образуют две офиолитовых ассоциации. Плагиигранитный комплекс связан только с одной из них, сформировавшейся в надсубдукционной обстановке. Она объединяет реститовые и кумулятивные перидотиты, габброиды с бонинитовыми характеристиками, бониниты, известково-щелочные, низкотитанистые, низкокальциевые базальты [76].

Плагииграниты и тоналиты образуют жильные тела в габбро-диабазе, которые слагают глыбы в серпентинитовом меланже (рис. 3). Плагииграниты характеризуются высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (73.04–77.03%), низкими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  (0.06–0.3%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (11–12.5%) (рис. 4В) и низкими отношениями  $\text{K/Rb} = 0.03$ . На диаграмме  $\text{Ab}-\text{An}-\text{Or}$  точки их составов располагаются в области трондьемитов и тоналитов, на диаграмме  $\text{Rb}-(\text{Y} + \text{Nb})$  [69] – на границе полей гранитов вулканических дуг и океанических хребтов (рис. 4А, 4Б),

что характерно для плагиигранитных комплексов надсубдукционных офиолитов.

Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных (здесь и ниже) на гранит океанических хребтов, незначительно обогащены крупноионными литофильными элементами и обеднены высокозарядными, имеют  $\text{Ta-Nb}$ ,  $\text{Ti}$  минимумы (рис. 5А), что характерно для пород надсубдукционного генезиса. Сходство хондрит-нормализованных спектров РЗЭ для габброидов, тоналитов и плагиигранитов и постепенное возрастание суммарных содержаний РЗЭ от габброидов к плагиигранитам с развитием отрицательной  $\text{Eu}$ -аномалии свидетельствует в пользу образования последних в результате фракционной кристаллизации базитовой магмы. Отмечается сходство хондрит-нормализованных спектров РЗЭ плагиигранитов мыса Поворотный, плагиигранитов офиолитов Троодоса и тоналитов комплекса Танзава Изу-Бонинской дуги, а также отличие в сторону более высоких суммарных содержаний РЗЭ и по-разному проявленных  $\text{Eu}$ -аномалий от трондьемитов офиолитов Омана, района Максад, которые рассматриваются как сформировавшиеся в срединно-океаническом хребте (рис. 5Б).

### Кроноцкий террейн, Восточная Камчатка

Кроноцкий островодужный террейн является наиболее восточным из аллохтонных террейнов, аккрецированных к окраине Азии в кайнозое, его фрагменты обнажаются на Восточных п-овах Камчатки [2, 58, 66 и др.]. Кроноцкая вулканическая дуга существовала с позднемелового времени, ее активное развитие закончилось в среднем эоцене, а в позднем эоцене – раннем миоцене она была надвинута на континентальную окраину Камчатки [2, 50].

В строении Кроноцкого террейна участвуют офиолитовые комплексы различного возраста и генезиса, известные на п-вах Камчатский Мыс и Кроноцкий. Проявления плагиигранитного магматизма связаны с офиолитами п-ова Камчатский мыс.

П-ов Камчатский мыс имеет складчато-надвиговую структуру, включающую вулканогенные,

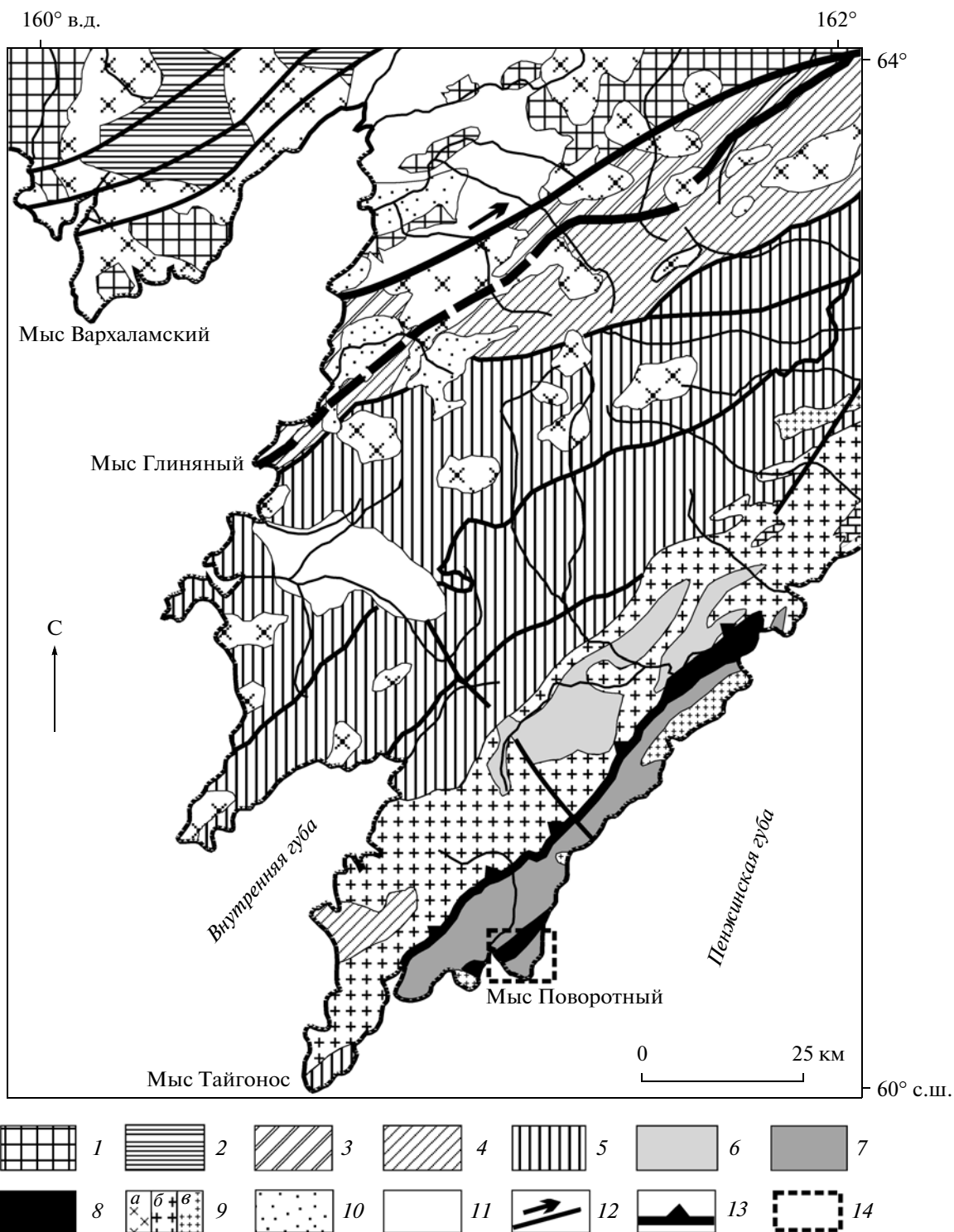
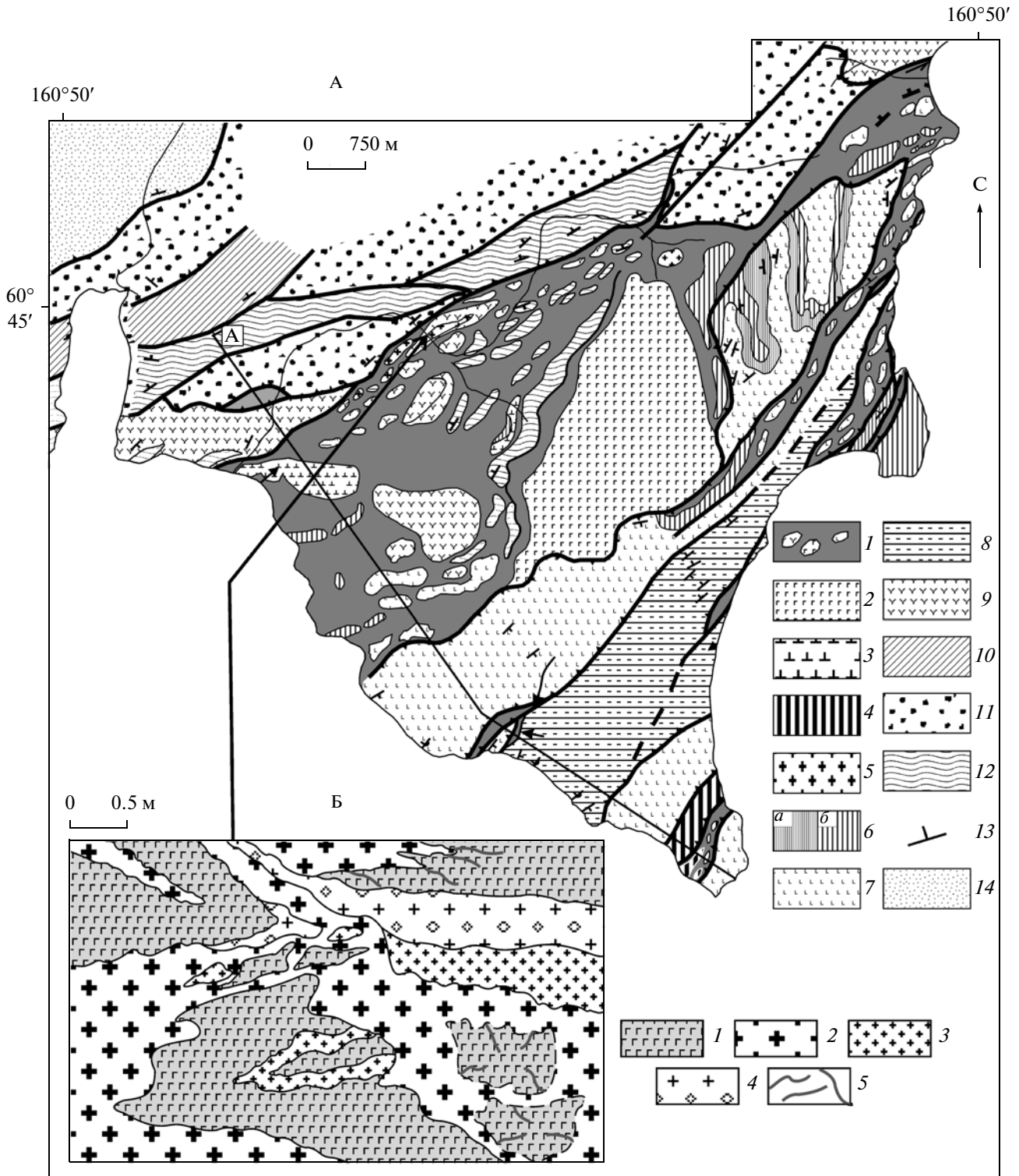
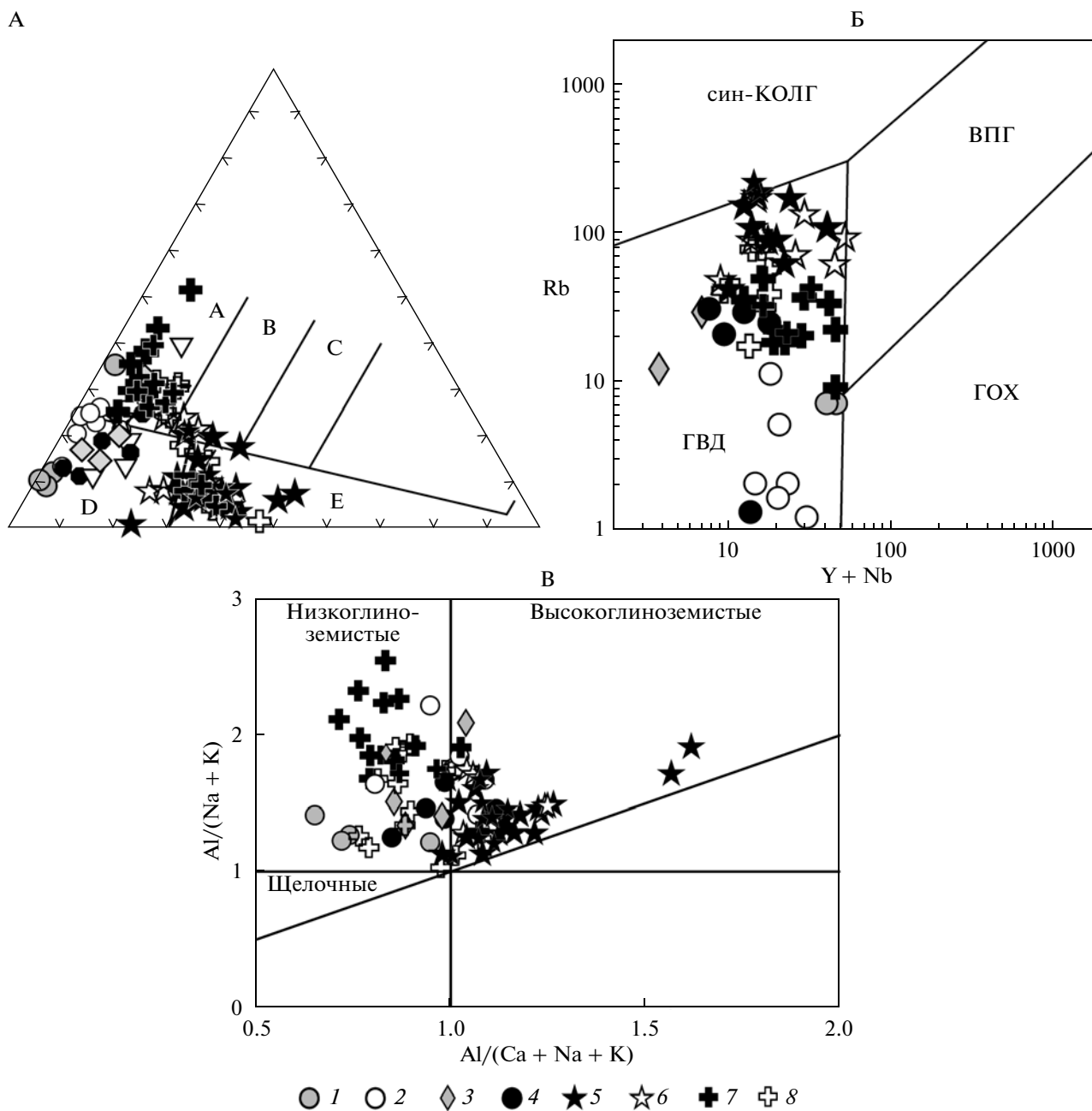


Рис. 2. Геологическая схема п-ова Тайгонос, по [35]

1, 2 – Авековский террейн: 1 – докембрийские образования, 2 – метаморфизованный чехол; 3 – метаморфизованные образования Пылгинской шовной зоны; 4–6 – Центрально-Тайгоносский террейн: 4 – вулканогенно-терригенные образования верхнего палеозоя–нижнего мезозоя, 5 – вулканогенно-терригенные образования верхней юры–нижнего мела осевой зоны Удско-Мургальской дуги, 6 – туфо-терригенные отложения и комплексы фундамента преддуговой части Удско-Мургальской дуги; 7, 8 – Береговой террейн: 7 – триасово-нижнемеловые терригенные, вулканогенные и кремнистые образования аккреционной структуры, 8 – офиолиты; 9 – гранитоиды поясов: а – Восточно-Тайгоносского, б – Прибрежно-Тайгоносского, в – Северо-Тайгоносского; 10 – верхнемеловые базальты ОЧВП; 11 – неоген-четвертичные отложения; 12 – разломы (стрелками обозначены направления перемещений); 13 – Южно-Тайгоносский надвиг; 14 – положение рис. 4



**Рис. 3.** Геологическая схема мыса Поворотный (А), жилы плагиогранитов в габброидах из глыб в меланже (Б)  
 А: 1 – серпентинитовый меланж; 2 – лерцолиты; 3 – гарцбургиты; 4 – габбро; 5 – плагиограниты; 6 – метаморфиты: а – зеленые сланцы, б – амфиболиты; 7 – кингевеевская толща; 8 – турбидиты; 9–12 – лагерная толща: 9 – бониниты, 10 – выс-Тi базальты, 11 – олистострома, 12 – турбидиты; 13 – элементы залегания; 14 – туфогенный флиш.  
 Б: 1 – м/з габбро-диабаз; 2 – плагиогранит с/з; 3 – плагиогранит м/з; 4 – брекчия плагиогранитов; 5 – лейкократорвые прожилки в габбро-диабазе



**Рис. 4.** Диаграммы Ab–An–Or (А), Rb–Y + Nb (Б) и Al/(Na + K)–Al/(Ca + Na + K) (В) для гранитоидов мыса Поворотный, Береговой террейна, п-ов Тайгонос; рек 1-ая Ольховая и 1-ая Перевальная, Кроноцкий террейна, п-ов Камчатский мыс; Пекульнейского террейна, хр. Пекульней Ц, Чукотки; Срединно-Камчатского террейна, Срединный хребет п-ова Камчатка и гранитов Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов Центрально-Тайгоносского и Берегового террейнов п-ова Тайгонос

1 – плагиограниты мыса Поворотный; 2 – плагиограниты рек 1-ая Ольховая и 1-ая Перевальная; 3, 4 – плагиограниты хр. Пекульней: 3 – первого типа, 4 – второго типа; 5, 6 – гранитоиды Срединного хребта: 5 – раннеэоценовые, 6 – кампанские; 7, 8 – гранитоиды п-ова Тайгонос: 7 – Прибрежно-Тайгоносского и 8 – Восточно-Тайгоносского поясов.

Поля гранитов на диаграмме Ab–An–Or: А – тоналиты, В – гранодиориты, С – адамеллиты, D – трондьемиты, E – граниты.

Поля гранитов на диаграмме Rb–Y + Nb: син-КОЛ – синколлизийные, ВПГ – внутриплитные, ГОХ – океанических хребтов, ГВД – вулканических дуг

терригенные и туфогенные породы мелового и палеоцен-эоценового возраста, а также тектонические пластины серпентинитового меланжа, габбро и ультрамафитов [5, 12, 30, 41, 45] (рис. 6).

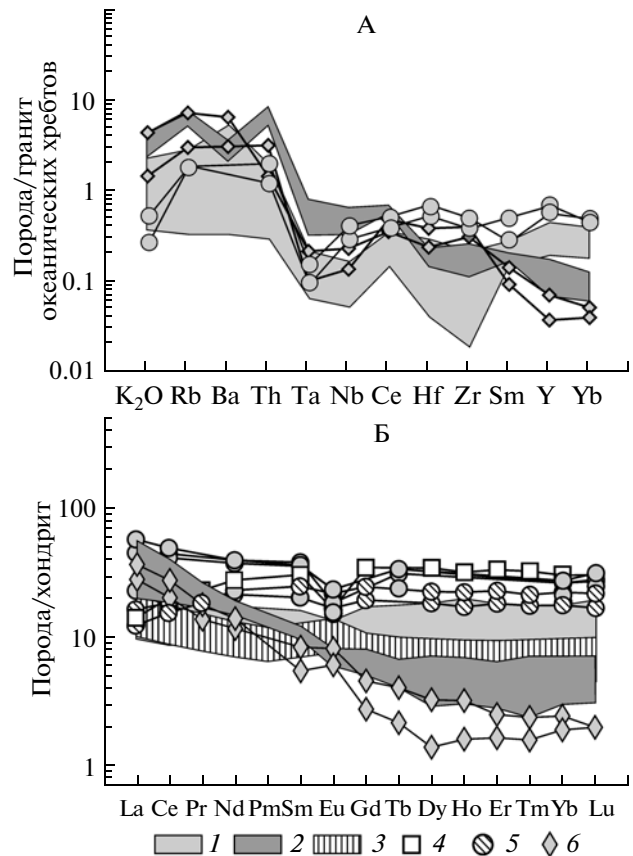
Собственно офиолитовый разрез п-ова Камчатский мыс состоит из: 1) габброидов и долеритов Оленегорского массива, 2) ультрамафитов г. Солдатская, 3) габбро и плагиогранитов в серпентинитовом меланже, 4) базальтов, известковистых пород, яшм и кремней апт-сеноманского африканского комплекса и 5) базальтов и глинистых сланцев каменского комплекса палеоцен-эоценового возраста.

В районе верховьях рек 1-ая Ольховая и 1-ая Перевальная серпентинитовый меланж содержит блок габброидов, 1.5 км в поперечнике и мощностью 100 м (рис. 7). Габброиды прорваны дайками долеритов, а также содержат плагиогранитный материал как в виде сети жил неправильной формы, мощностью от 1 до 5–7 см, так и в виде дайкообразных тел, мощностью 1.5–2.0 м. Последние прорывают габбро и содержат его ксенолиты.

Для акцессорных цирконов из плагиогранитов получена U-Pb (SHRIMP II) оценка возраста их кристаллизации, составляющая  $75 \pm 2$  млн лет, что соответствует кампану [20].

Точки составов пород кислого состава на диаграмме Ab–An–Or располагаются в области трондьемитов (см. рис. 4А), они являются низкокальциевыми и низкоглиноземистыми гранитоидами ( $K_2O = 0.15–0.92\%$ ,  $Al_2O_3 = 11.34–12.91\%$ ) (см. рис. 4В). На диаграмме Rb–(Y + Nb) точки составов расположены в поле гранитов вулканических дуг (см. рис. 4Б). Спайдер-диаграммы элементов-примесей незначительно обогащены крупноионными литофильными элементами и деплетированы в отношении высокозарядных элементов, фиксируются отчетливые минимумы Ta, Nb, Zr (см. рис. 5А). Для плагиогранитов характерны нефракционированные спектры распределения РЗЭ с низкими содержаниями на уровне 10 хондритовых (см. рис. 5Б), что незначительно превышает содержания этих элементов в габброидах. Часть образцов имеет спектры распределения РЗЭ, сходные с таковыми для габброидов, с пониженными легкими РЗЭ, остальные отличаются небольшим обогащением в легкой части спектра, для всех характерна отрицательная Eu-аномалия.

В работах [16, 46, 81] на основании геологических, геохимических и минералогических данных для п-ова Камчатский мыс выделено несколько офиолитовых комплексов различного происхождения: 1) апт-сеноманского возраста, состоящий из толеитовых базальтов, пелагических осадков и габброидов; 2) позднемелового возраста, объединяющий сильно деплетированные перидотиты, габбро и плагиограниты; 3) палеоцен-эоценового возраста, состоящий из габбро, долеритов (дай-



**Рис. 5.** Спайдер-диаграммы элементов-примесей, нормированных на ГОХ (А) и хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ (Б) для гранитоидов мыса Поворотный, Береговой террейн, п-ов Тайгос; рек 1-ая Ольховая и 1-ая Перевальная, Кроноцкий террейн, п-ов Камчатский мыс; Пекульнейского террейна, хр. Пекульней Ц. Чукотки и плагиогранитов офиолитов

1–3 – поля для: 1 – плагиогранитов п-ова Камчатский мыс, 2 – плагиогранитов второго типа хр. Пекульней, 3 – плагиогранитов р-на Максид, офиолиты Омана; 4 – плагиограниты офиолитового массива Троодос, Кипр; 5 – тоналиты комплекса Танзава, Изу-Бонинская дуга, 6 – плагиограниты первого типа хр. Пекульней. Остальные условные обозначения см. рис. 4

ковый комплекс) и базальтов, производных расплавов океанических толеитов.

Формирование офиолитовых комплексов было связано с эволюцией Кроноцкой энсиматической вулканической дуги, которая заложились в позднемеловое время. Первый офиолитовый комплекс представляет собой фрагмент океанической коры, на которой она возникла. Формирование второго и третьего офиолитовых комплексов связывается с ее активностью в позднемеловое-эоценовое время.

Габброиды и плагиограниты относятся ко второму офиолитовому комплексу. Перечисленные выше данные о поведении элементов-примесей в

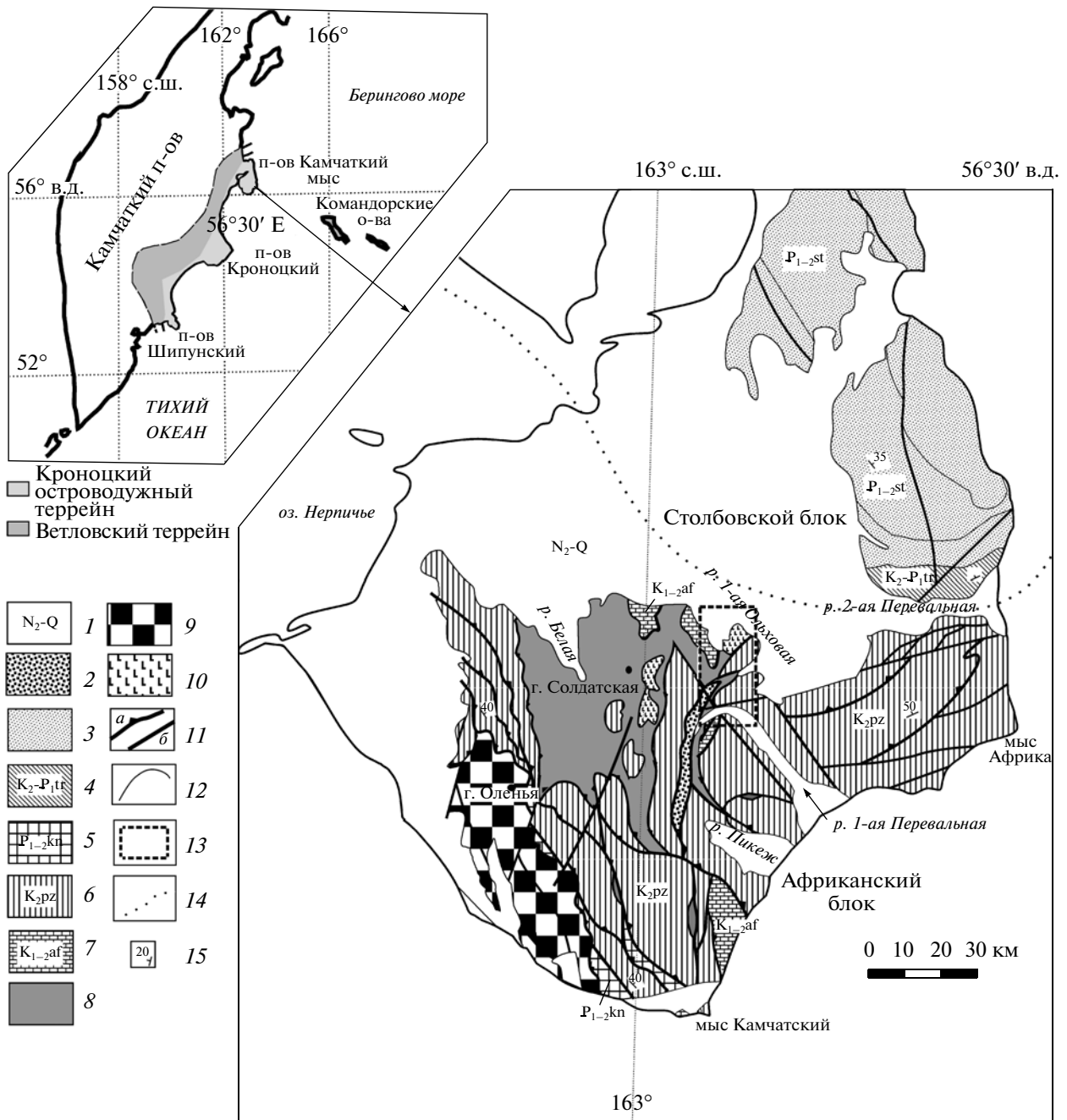


Рис. 6. Геологическая карта п-ова Камчатский мыс, по [12, 30] с изменениями

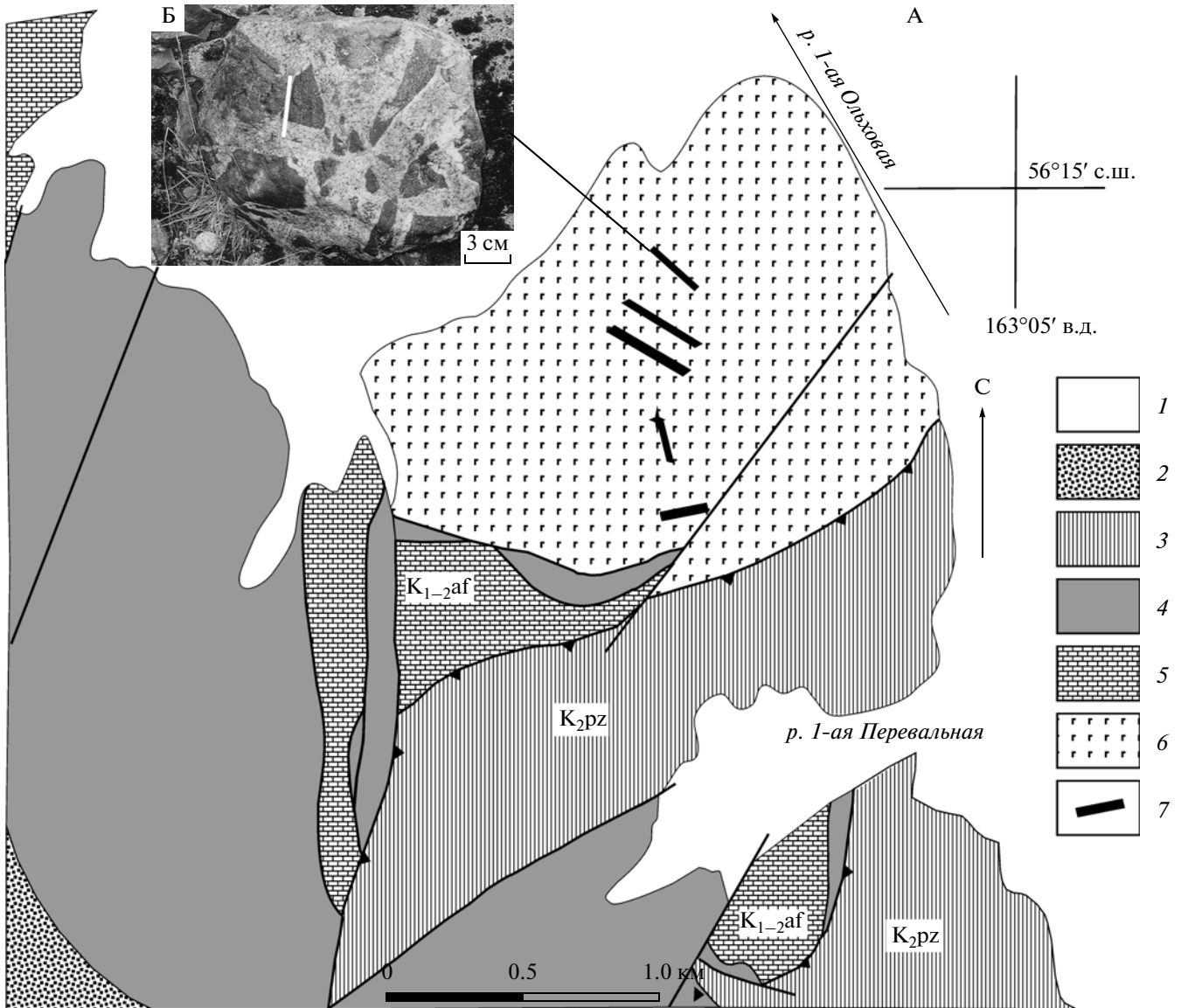
1 – плиоцен-четвертичные отложения; 2 – миоценовая тышевская серия; 3, 4 – маастрихт-верхнеэоценовая столбовская серия: 3 – палеоцен-нижнеэоценовая баклановская, рифовская и верещагинская подсвиты, 4 – маастрихт-палеоценовая тарховская подсвита; 5 – палеоцен-верхнеэоценовый каменский комплекс; 6 – позднемиоценовый пикежский комплекс; 7 – нижне-верхнемиоценовый африканский комплекс; 8 – серпентинитовый меланж и серпентинизированные перидотиты г. Солдатская; 9 – габброидные породы Оленегорского плутона; 10 – габброидные породы блока р. 1-ая Ольховая; 11 – надвиги (а), крутопадающие разломы (б); 12 – стратиграфический контакт; 13 – местоположение рис. 7; 14 – граница Африканского и Столбовского блоков; 15 – элементы залегания

плагиигранитах (отрицательные аномалии Та, Nb; соотношение Rb и Y + Nb), низких концентрациях TiO<sub>2</sub>, Zr, Y в габброидах и данные по составу минералов из габброидов позволяют сде-

лать вывод, что породы формировались в надсубдукционной обстановке.

В целом, данные по химическому составу габброидов и плагиигранитов позволяют считать их





**Рис. 7.** Геологическая схема верховьев рек 1-ая Ольховая и 1-ая Перевальная (А), с использованием материалов [5, 12], ксенолиты м/з габбро в плагиогранитном материале (Б)

А: 1 – плиоцен-четвертичные отложения; 2 – тышевская серия; 3 – пикежский комплекс  $K_2cp-m$ ; 4 – серпентинитовый меланж; 5 – африканский комплекс  $K_2ap-sp$ ; 6 – м/з роговообманковые габбро и габбро-нориты; 7 – дайки плагиогранитов

производными расплавов островодужных толеитов. Плагиогранитный расплав являлся остаточным при фракционировании габброидной магмы, что подтверждается данными геохимического моделирования.

На основании кампанского возраста плагиогранитов предполагается, что второй офиолитовый комплекс, в который объединяются перидотиты и габбро с плагиогранитами на основании их петро-геохимических и минералогических характеристик, сформировался в позднемерловое время. В этом случае маастрихтские бониниты и островодужные толеиты нижней части тарховской

свиты, развитой в северной части п-ова Камчатский мыс, могут рассматриваться как когенетичные над-субдукционным перидотитам [81].

Дальнейшая эволюция Кроноцкой вулканической дуги связана с интрадуговым растяжением и формированием третьего офиолитового комплекса. В палеоцене–эоцене формировались габброиды Оленегорского массива, дайковый комплекс, происходили излияния базальтов каменского комплекса и накопление пелагических и гемипелагических отложений [32].

Реорганизация океанических плит и изменение направления движения плит Кула и Пацифик

в среднем эоцене привели к прекращению активной субдукции под Кроноцкую дугу [19, 76]. Продолжение вулканизма в среднем эоцене в Кроноцкой дуге, скорее всего, было связано с остаточной магматической камерой в основании дуги. Аккреция Кроноцкой дуги к Камчатской окраине произошла в конце миоцена [15].

### Террейн Пенинсула, Южная—Центральная Аляска

Основной объем террейна Пенинсула занимают вулканы базальт-андезитового состава, туфы и вулканогенно-осадочные породы верхнетриасовой—нижнеюрской формации Талкитна и мафит-ультрамафитовые ассоциации Бордер-Рэндж и Тонсина поздне-триасового—среднеюрского возраста [51, 66].

В палеотектоническом плане террейн Пенинсула представляет собой энсиматическую островную дугу Талкитна поздне-триасового—раннеюрского возраста. Разрез дуги Талкитна представляет собой хорошо сохранившийся и наиболее полный коровый разрез энсиматической островной дуги. Собственно островодужный комплекс представлен вулканидами формации Талкитна, а метаморфизованные тела основного и ультраосновного состава ассоциаций Бордер-Рэндж и Тонсина являются фрагментами нижней коры и верхней мантии островодужной постройки [55, 61, 66]. Вдоль южного ограничения террейна Пенинсула по разлому Бордер-Рэндж выделяется останец габброидов Кланелничина, принадлежащий разрезу дуги Талкитна и сложный габбро-норитами, двупироксеновыми кварцевыми диоритами и тоналитами, метаморфизованными в гранулитовой фации ( $T = 700^\circ\text{C}$  и  $P = 7$  кбар) [61].

В верхней части корового разреза дуги присутствуют плутоны среднего—кислого состава ранне-среднеюрского возраста [71], которые составляют примерно 30—40% этого разреза. Большая часть нижнекорового разреза представлена монотонными габбро-норитами. В низах прослеживается горизонт мафических гранатовых гранулитов, перекрывающих слой пироксенитов (500 м), ниже которых залегают реститовые мантийные гарцбургиты с 10% дунитов.

Оценки  $P$ — $T$ -условий по гранулитам составляют  $1000^\circ\text{C}$  и 10 кбар [55, 61], что соответствует мощности коры около 30 км. Венчающие разрез вулканиды имеют мощность 5—7 км, объединяющие высоко- $\text{Mg}$  базальты, магнезиальные андезиты и дифференцированную известково-щелочную серию от андезитов до риодацитов и риолитов.

Плутоны среднего—кислого состава имеют как резкие интрузивные контакты с вмещающими породами, так и контакты с переходными зонами мигматитов, локально развиты дайки и термальные ореолы во вмещающих породах. Плутон

представлены, кварцевыми диоритами, тоналитами, в меньшей степени гранодиоритами. Породы относятся к низко-средне- $\text{K}$  известково-щелочной серии [63, 71]. Габбро-нориты, прорванные диоритами, тоналитами, и андезиты формации Талкитна имеют параллельные нефракционированные хондрит-нормализованные спектры  $\text{R}_3\text{Э}$  с постепенным возрастанием суммарных содержаний  $\text{R}_3\text{Э}$  от габбро-норитов к тоналитам. Спектры тоналитов и андезитов идентичны, что указывает на их комагматичность. Наличие положительной  $\text{Eu}$ -аномалии в габбро-норитах и комплементарной ей отрицательной в тоналитах предполагает фракционирование плагиоклаза. Спайдер-диаграммы для тоналитов и вулканидов сходны между собой и имеют характеристики островодужных магматитов: обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокорядных,  $\text{Ta-Nb}$  минимум. По данным [72] они также имеют высокие отношения  $\text{Th/Nb}$ ,  $\text{La/Nb}$ ,  $\text{Ba/La}$ ,  $\text{Pb/Ce}$  и  $\text{Sr/Nd}$ .

Происхождение пород среднего состава, как вулканической, так и плутонической фаций, связывают с внутрикоровой дифференциацией [72]. С ростом островодужной постройки эти породы могли захораниваться на нижнекоровых глубинах, свидетельством чему является присутствие диоритов и тоналитов останца Кланелничина, содержащих кумулятивный гранат. Эти породы также могли испытывать частичное плавление с образованием расплавов кислого состава. При этом большая часть пироксенитов и гранатовых гранулитов из нижней части разреза островной дуги была удалена в результате плотностной неустойчивости (деламинации).

### Изу-Бонин-Марианская энсиматическая дуга

Процесс зарождения материала кислого состава в современных энсиматических островных дугах, который может быть актуалистическим аналогом для процесса формирования доаккреционных гранитоидов, наиболее детально изучен на примере кайнозойской Изу-Бонин-Марианской (ИБМ) дуги.

Регион Филиппинского моря и Юго-Западной Японии характеризуется сложной структурой, которую образуют хребет Огасавара, Изу-Бонин-Марианская (ИБМ) активная вулканическая дуга, задуговые бассейны Шикоку и Паресе-Вела, хребет Кюсю-Палау (прото-ИБМ дуга), хребет Дайто и Западно-Филиппинский задуговой бассейн [67]. Данная структура вулканических дуг и задуговых бассейнов образовалась в результате субдукции Тихоокеанской плиты в западном направлении под плиту Филиппинского моря. Присутствие плутонических и вулканических пород среднего—кислого состава миоценового, плиоценового и четвертичного возраста отмечается в различных структурах данного региона.

Наиболее показательными являются габбро-тоналитовый и тоналитовый комплексы Танзава миоценового возраста, которые картируются на п-ове Изу Ц.Японии и являются фрагментами северной части ИБМ дуги. В этом районе происходит коллизионное сочленение ИБМ дуги и дуги Хонсю [59, 75 и др.]. Многими авторами комплекс Танзава рассматривается как выведенный на поверхность фрагмент средней и частично нижней коры ИБМ островной дуги [59, 60, 65, 80]. Сейсмические исследования показывают, что ~30% коры Идзу-Бонинской дуги от 7 до 12 км глубины сложено тоналитовым слоем [62].

Комплекс Танзава интрузирует вулканические, вулканокластические и гемипелагические осадочные отложения средне-верхнемиоценовой группы Танзава. Возраст комплекса Танзава устанавливается в 5–10 или 7 [79] млн лет. Последние данные U-Pb SHRIMP датирования цирконов из плутонов комплекса Танзава указывают на возраст 4–5 млн лет [60]. Породы испытали региональный метаморфизм от цеолитовой до пренит-пумпеллиитовой фации, а также локально метаморфизованы в амфиболитовой фации в связи с внедрением пород комплекса Танзава. Он представлен двумя интрузивными сериями: габброидной и тоналитовой (последняя составляет ~80%).

По данным [60] породы тоналитовой серии комплекса Танзава принадлежат известково-щелочной серии. Спайдер-диаграммы характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и четким Nb-минимумом, что присуще надсубдукционным магматитам. Для пород комплекса Танзава характерны относительно низкие содержания P3Э на уровне 1–16 хондритовых ( $(Ce/Yb)_N < 5$ ). Для более высококремнеземистых пород отмечается отрицательная Eu-аномалия, для более мафических – положительная ( $Eu/Eu^* = 1.02–1.97$ ), что объясняется аккумуляцией в них основного плагиоклаза.

К. Накаджима, М. Арима [60] показали, что продукты экспериментов по частичному плавлению низкокальциевых толеитов в условиях температур 900–1200°C, давлений 0.7–1.5 ГПа, содержащих H<sub>2</sub>O 2 и 5% сходны по химическому составу с тоналитами комплекса Танзава. Они предполагают, что родоначальный расплав мог быть образован при 50% плавлении амфиболитов нижней коры при  $T = 1050^\circ\text{C}$  и  $P = 1.2$  ГПа. Следствием процесса анатексиса низов островодужной коры могла быть деляминация пироксенитового рестита. Петрографические и геохимические черты пород тоналитовой серии указывают на дальнейшее фракционирование родоначального расплава [60].

В целом, рассмотренный материал по составу и происхождению плутонических и вулканиче-

ских пород средне-кислого состава ИБМ островодужной системы показывает, что зарождение гранитно-метаморфического слоя начинается уже в условиях энсиматической дуги и происходит в несколько этапов, на разных стадиях ее развития. На начальном этапе имеет место фракционная кристаллизация надсубдукционной базальтовой магмы с образованием дериватов андезитового состава. В процессе развития островодужной структуры и увеличения мощности ее коры происходит формирование среднекорового тоналитового слоя (7–12 км) в результате частичного плавления нижних уровней коры (амфиболитов). Частичное плавление может осуществляться как при поступлении базитовой магмы в основание островодужной коры с последующей деляминацией рестита пироксенитового состава, так и в результате отрыва слэба и подъема астеносферной мантии к основанию коры. Дальнейшее развитие надсубдукционного магматизма приводит к поступлению новых порций горячих базальтовых магм, которые являются источником тепла для частичного плавления среднекорового андезитового (тоналитового) слоя, что ведет уже к образованию магм собственно кислого (риолитового) состава [78].

#### АККРЕЦИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

Аккреционные гранитоиды фиксируют этапы приращения разнообразных комплексов к континентальной окраине и сосредоточены в ее фронтальной части.

Термин “аккреционный магматизм” был предложен автором ранее в монографии “Тоналит-трондьемитовые комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика)” на примере плагиогранитных комплексов Эконайского террейна Корякского нагорья, Вахталкинского террейна Ганальского хребта Камчатки и сопоставлен с аналогичным по структурной позиции “околожелобовым” или “преддуговым” тоналит-трондьемитовым магматизмом террейнов Чугач, Принс Вильям, Пенинсула Ю. Аляски.

Ниже изложен материал по другим объектам аккреционного гранитоидного магматизма – раннемеловым плагиогранитным комплексам Пекульнейского и Западно-Пекульнейского террейнов хребта Пекульней и кампанским гранитоидам Срединно-Камчатского метаморфического террейна. Здесь же представлен материал по раннеэоценовым гранитоидам Срединно-Камчатского террейна, происхождение которых связано с коллизией Ачайваям-Валагинской энсиматической дуги и Азиатского континента. Их можно рассматривать как подтип аккреционного типа магматизма, используя широкое понятие аккреции как наращивание континентальных масс, в

котором коллизия дуга—континент является частным случаем столкновения конкретных геологических структур.

### Пекульнейский и Западно-Пекульнейский террейны, Центральная Чукотка, хр. Пекульней

Состав и строение Пекульнейского и Западно-Пекульнейского террейнов детально рассмотрены в ряде работ [11, 18, 25, 27, 28]. Западно-Пекульнейский террейн имеет сложную чешуйчато-складчатую структуру, образованную разновозрастными и разноформационными комплексами позднеюрской—раннемеловой островодужной постройки и ее деформированного фундамента, которые относятся к автохтону. Пекульнейский террейн представляет собой субдукционный комплекс, состоящий из серпентинитового меланжа, тектоно-гравитационного микстита (кремнисто-туфотерригенного комплекса раннемелового возраста), фрагментов океанической коры среднеюрского—раннемелового возраста (кремнисто-вулканогенный комплекс), относящихся к аллохтонным образованиям. К перекрывающим образованиям Пекульнейского и Западно-Пекульнейского террейнов относятся различные по генезису накопления послеготеривского возраста, залегающие с несогласием на деформированных разновозрастных и разноформационных комплексах. Именно к контакту аллохтонных пластин, сложенных отложениями среднеюрского—раннемелового кремнисто-вулканогенного комплекса и микститом раннемелового возраста и надвинутых в западном направлении на позднеюрско-раннемеловые островодужные образования, приурочены два комплекса плагиогранитов в восточной части хребта Пекульней (рис. 8).

На участке А (см. рис. 8) наблюдаются различные взаимоотношения плагиогранитов и вмещающих пород. Плагиограниты образуют: 1) рвущие тела мощностью до 10 м в породах матрикса микстита; 2) тектонизированные оползневые тела, глыбы, обломки и их кластические шлейфы в осадочных породах матрикса микстита; 3) субсогласные маломощные тела (0.5–5 м) среди пород кремнисто-вулканогенного комплекса (в том числе среди метаморфизованных разностей, в этом случае плагиограниты также метаморфизованы). На участке Б (рис. 8) плагиограниты и вме-

щающие их породы входят в состав пакета крупных тектонических пластин, сложенных породами различных толщ кремнисто-вулканогенного комплекса и тектонизированного микстита.

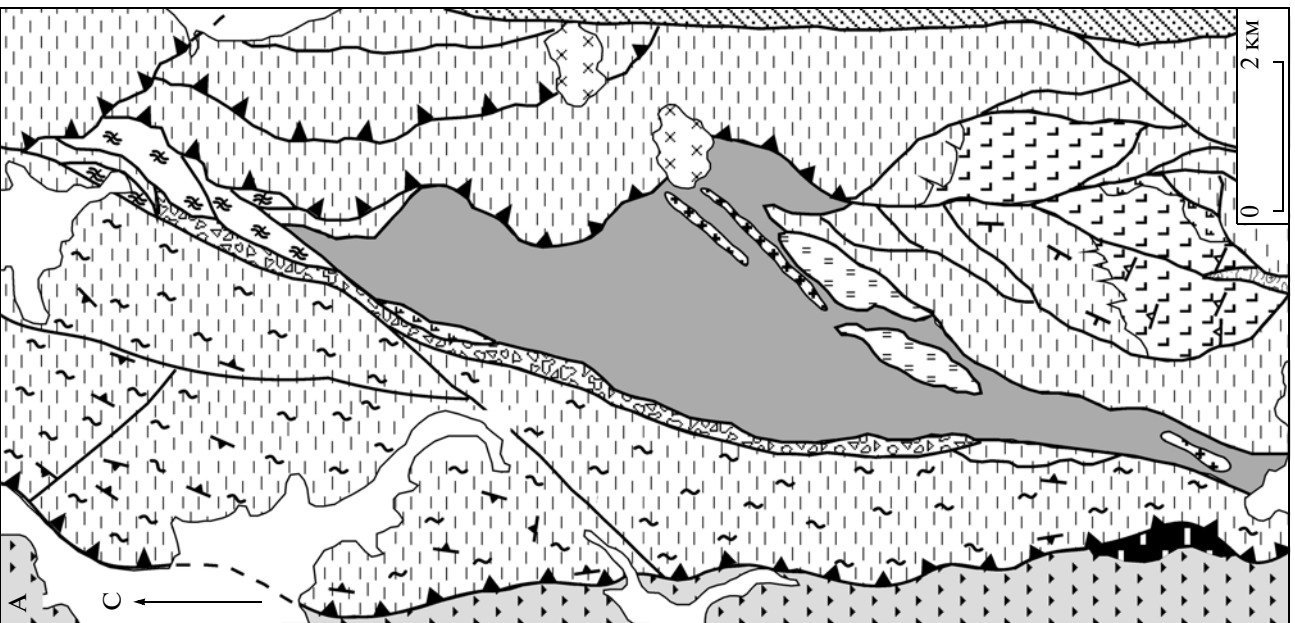
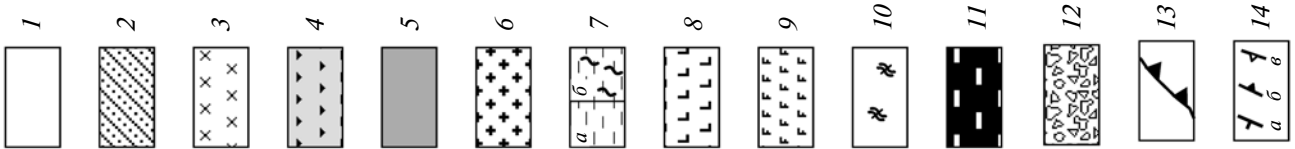
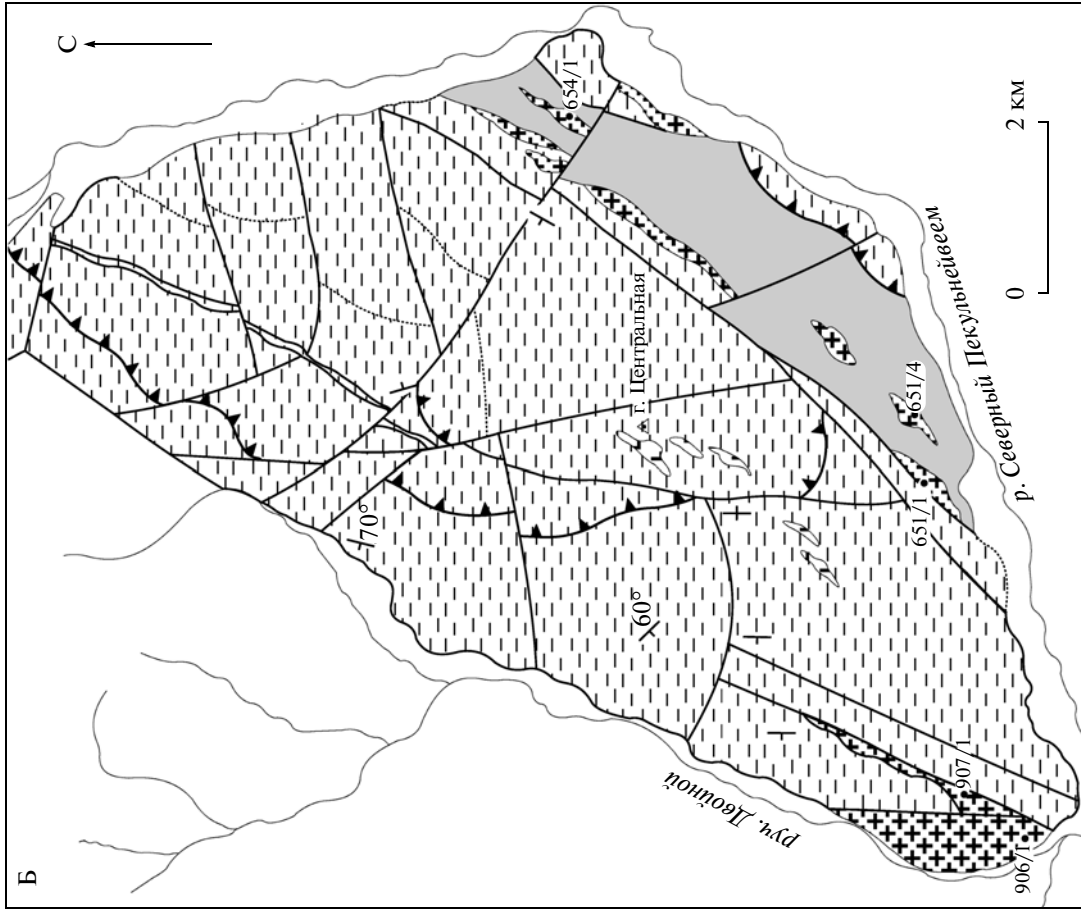
Возраст плагиогранитов принимается как неокомский на основании следующих данных: 1) они интродуцируют породы среднеюрского—раннемелового кремнисто-вулканогенного комплекса и микстита неокомского возраста; 2) их глыбы и мелкая кластика встречаются в виде включений в матриксе микстита.

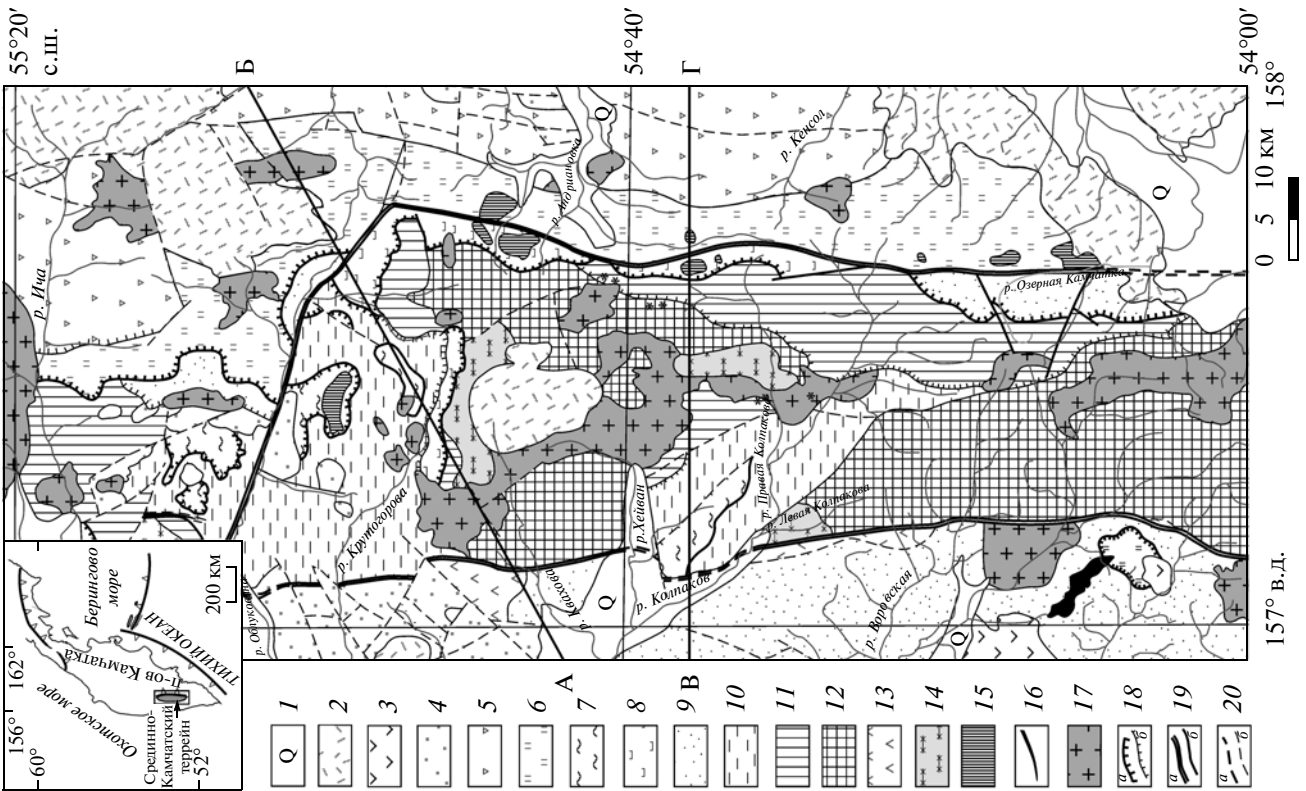
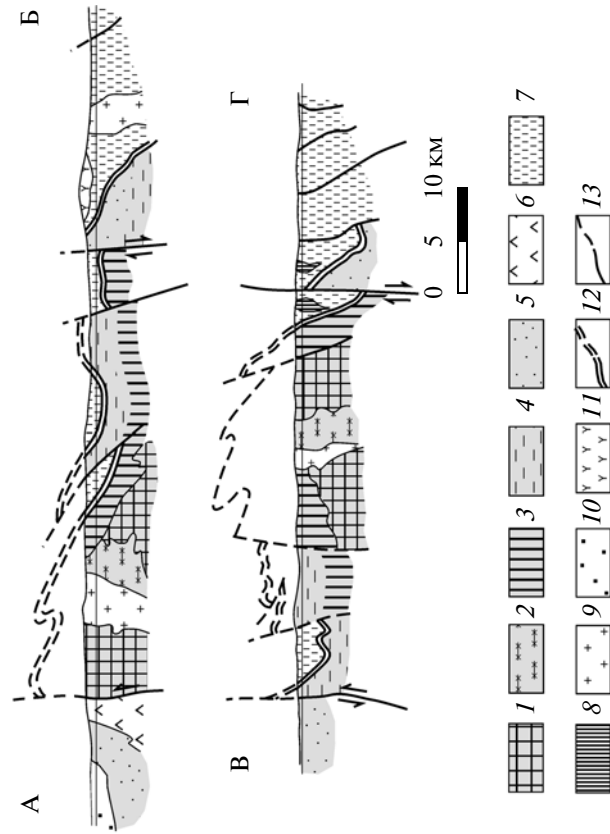
На диаграмме Ab—An—Or точки составов плагиогранитов располагаются в области трондьемитов, частично — тоналитов, на диаграмме Rb—Y + Nb — поле гранитов вулканических дуг (рис. 4А, Б). Плагиограниты относятся к толеитовой и частично известково-щелочной серии. Спайдер-диаграммы элементов-примесей характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами и обеднением высокозарядными, а также тантал-ниобиевым минимумом (рис. 5А). Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ плагиогранитов участков А и Б (см. рис. 5Б) различаются по степени фракционирования и наличию или отсутствию Eu-минимума. Данные геохимического моделирования позволяют предполагать различные модели их образования: частичное плавление метабазитового корового субстрата во фронтальной части дуги и фракционирование толеит-базальтовых расплавов соответственно.

Структурное положение плагиогранитов и их геохимические особенности позволяют предполагать, что их становление происходило во фронтальной части позднеюрско-раннемеловой энсиматической островной дуги синхронно с аккрецией океанических вулканогенно-кремнистых комплексов, во время субдукции и островодужного магматизма в раннемеловое время. Внедрение плагиогранитов не было одноактным процессом. Они внедрялись в матрикс микстита и в его основание неоднократно, в ряде случаев ранние тела плагиогранитов испытывали тектонизацию, выводились на уровень подводной эрозии и подвергались деструкции. Кроме того, часть плагиогранитов испытала перекристаллизацию и зеленосланцевый метаморфизм совместно с вмещающими кремнисто-вулканогенными толщами.

**Рис. 8.** Геологические карты истоков рек Янранай и Лев. Бычья (А) и междуречья р. С. Пекульнейеюм и руч. Двойной (Б), по [25, 28]

1 — кайнозой; 2 —  $K_{1-2}$  туфотерригенные отложения нерасчлененные; 3 —  $K_2$  диориты; 4 — пикрит-базальтовый меланж и блоки в нем; 5 —  $K_1$  тектоно-гравитационный микстит; 6 —  $K_1$  плагиограниты; 7, 8 —  $J_2-K_1$  кремнисто-вулканогенный комплекс: 7 — эффузивно-осадочная часть (а) и зеленосланцевые метаморфиты поэтим породам (б); 8 — комплекс параллельных даек; 9 — крупнокристаллические габбро-диабазы; 10 — метаморфиты амфиболитовой фации по эффузивно-осадочной толще; 11 — метаморфогенно-магматический комплекс базит-ультрабазитового состава, докембрий (?); 12 — зоны интенсивного катаклаза и милонитизации; 13 — надвиги; 14 — элементы залегания: а — слоистости, б — сланцеватости, в — наклона даек





**Рис. 9.** Схема геологического строения южной части Срединного хребта Камчатки, по [13, 49]

1 – четвертичные отложения; 2 – миоцен-четвертичные вулканиты; 3 – эоценовые (?) эффузивы г. Черной и черепаховской свиты; 4 – эоцен-олигоценные морские и континентальные отложения; 5–8 – аллохтон: 5 – вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения кирганинской свиты (маастрихт–палеоцен), 6–8 – сантон-кампанские кремнисто-вулканогенные отложения и их метаморфизованные аналоги: 6 – ирунейской свиты, 7 – химкинской свиты, 8 – андриановской свиты; 8–12 – автохтон: 9–11 – верхнемеловые–палеоценовые терригенные отложения и их метаморфизованные аналоги: 9 – хозгонской свиты, 10 – хейванской и стопольниковской свит, 11 – камчатской серии (шихтинской свиты), 12 – ниже- и верхнемеловые метаморфические образования колпаковской серии; 13 – верхнеюрские–раннемеловые (?) вулканогенные образования квахонской серии; 14 – верхнемеловые гнейсированные граниты и гранито-гнейсы кругогоровского комплекса; 15 – верхнемеловые (кампан–маастрихт) интрузивы пироксен-габбро-сиенитового состава; 16 – раннеэоценовые (?) гипербазит-базитовые интрузивы; 17 – раннеэоценовые гранитоиды; 18 – надвиги: а – главный между автохтоном и аллохтоном, б – второстепенные; 19 – субвертикальные разрывы: а – главные, б – второстепенные; 20 – предполагаемые разрывы: а – главные, б – второстепенные.

Схематические геологические профили по линиям АБ и ВГ.

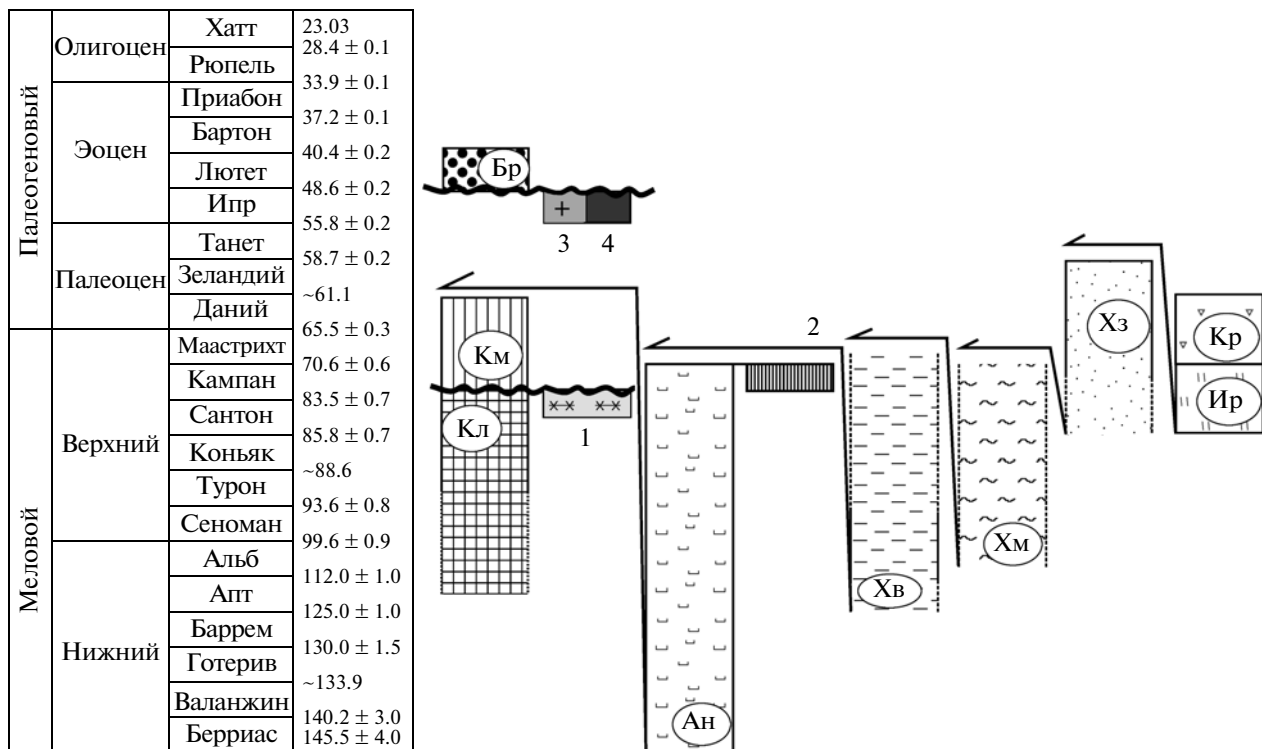
Метаморфические образования автохтона (крап на фоне серой заливки): 1 – колпаковская серия, 2 – гнейсированные граниты кругогоровского комплекса, 3 – камчатская серия (шихтинская свита), 4 – хейванская и стопольниковская свиты. Неметаморфизованные отложения автохтона: 5 – хозгонская свита. Образования неясного структурного положения: 6 – квахонская свита. Метаморфизованные и неметаморфизованные образования аллохтона (крап на белом фоне): 7 – андриановская, химкинская, ирунейская и кирганинская свиты, 8 – сиенитовые интрузии, прорывающие только аллохтон, 9 – раннеэоценовые гранитоиды; 10 – третичные отложения западного склона Срединного хребта; 11 – миоплиоценовые вулканиты; 12 – зона главного тектонического шва Срединного хребта; 13 – прочие разломы

### Срединно-Камчатский метаморфический террейн

Срединно-Камчатский метаморфический террейн (Малкинское поднятие) расположен в центральной части Камчатского полуострова, включает несколько метаморфических комплексов, которые простираются в меридиональном направлении на расстояние около 200 км при ширине выхода 30–40 км [13] (рис. 9).

Происхождение, возраст, характер структуры, соотношение комплексов и природа протолита метаморфических пород Срединного хребта Камчатки являются предметом дискуссий на протяжении последних 30 лет [3, 31, 36 и ссылки в них].

В Срединном хребте Камчатки интрузивные комплексы гранитного состава разного возраста имеют широкое распространение [13]. В основном они приурочены к области развития мета-



**Рис. 10.** Схема возрастных и структурных взаимоотношений комплексов юга Срединного хребта Камчатки (обоснование возраста свит в тексте)

морфических толщ. В данном разделе рассмотрены два гранитоидных комплекса, формирование которых связано с аккреционной обстановкой на Камчатской окраине Евразии в поздне меловое время и с обстановкой коллизии Ачайваем-Валагинской энсиматической островной дуги с этой же окраиной в раннем эоцене.

В последние годы развиваются представления о покровно-складчатом строении метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки, впервые высказанные Г.В. Жегаловой (1978) и получившие дальнейшее развитие в работах [14, 31, 36]. В данном разделе за основу принимается схема [36], обоснованная структурными наблюдениями и новыми геохронологическими U-Pb (SHRIMP II) данными (рис. 10). Согласно этой схеме колпаковская серия, прорванная гранитами крутогоровского комплекса, и прерывающие ее отложения камчатской серии (шихтинской свиты) и хейванской свиты являются автохтоном. Неметаморфизованные отложения хозгонской свиты также относятся к автохтону. Аллохтон представлен образованиями андриановской, химкинской, ирунейской и кирганинской свит. Образования колпаковской серии, прорванные гнейсовидными крутогорскими гранитами (см. ниже), образуют нижний структурный этаж автохтона. Колпаковская серия представлена мигматизированными силлиманитовыми, кианитовыми, кордиеритовыми, кордиерит-гиперстенновыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, с редкими прослоями биотит-амфиболовых гнейсов, гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов, гранатовых амфиболитов, метакarbonатных пород [38 и др.]. Современные исследования [38] показывают, что региональный метаморфизм исходных терригенных образований колпаковской серии, отвечал кианитовой минеральной субфации амфиболитовой фации: температуре 560–660°C и давлению 5.9–6.9 кбар. Температура гранитизации и мигматизации плагиогнейсов оценивается в 620–660°C, а

давление — в 1.9–3.0 кбар. Установлено также, что наиболее высокотемпературные минеральные ассоциации колпаковской серии, отвечающие температуре 830–840°C, образовывались в контактовых ореолах габбро-гранитоидных интрузивов лавкинского интрузивного комплекса олигоцен-миоценового возраста.

Данные о возрасте колпаковской серии противоречивы и обсуждаются в [36, 38 и др.]. В легенде геологической карты третьего поколения возраст протолита колпаковской серии принят протерозойским, а возраст двух этапов ее метаморфизма — 140–127 и 70–60 млн лет [9]. Согласно данным U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов из пород колпаковской серии установлено, что протолит гнейсов накапливался до конца раннего—начала позднего мела [36].

Образования колпаковской серии первично представляли собой преимущественно терригенные породы с преобладанием железистых глинистых разностей [42] или вулканогенно-граувакково-глинистые [31]. По данным [42], петрохимический состав терригенных пород соответствует диоритам—тоналитам. Упомянутые выше кристаллические сланцы и амфиболиты, по данным [31], образовались по высокотитанистым океаническим базальтам. Линзовидная форма амфиболитовых тел, соответствующих по составу высокотитанистым океаническим базальтам, присутствие тел метакarbonатных пород, встречающихся среди преимущественно метатерригенных пород, позволяют считать возможными аналогами колпаковской серии приконтинентальные субдукционно-аккреционные призмы [36, 42].

Породы камчатской серии залегают на крутогорских гранитах, прорывающих колпаковскую серию, с несогласием и базальными конгломератами в основании [31, 42]. Камчатская серия представлена преимущественно биотитовыми сланцами и плагиогнейсами с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом по терригенным породам. Степень метаморфизма камчатской серии (шихтинской свиты) изменяется от сланцев

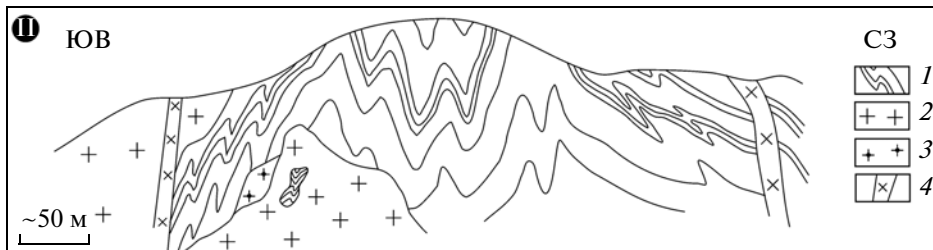
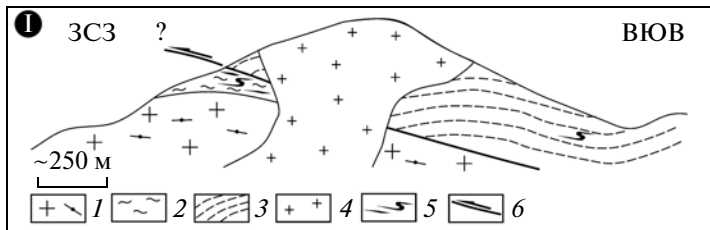
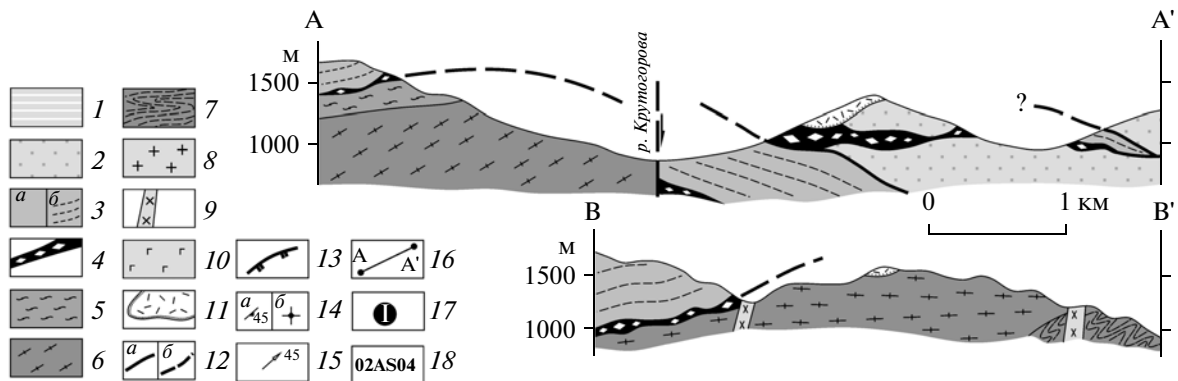
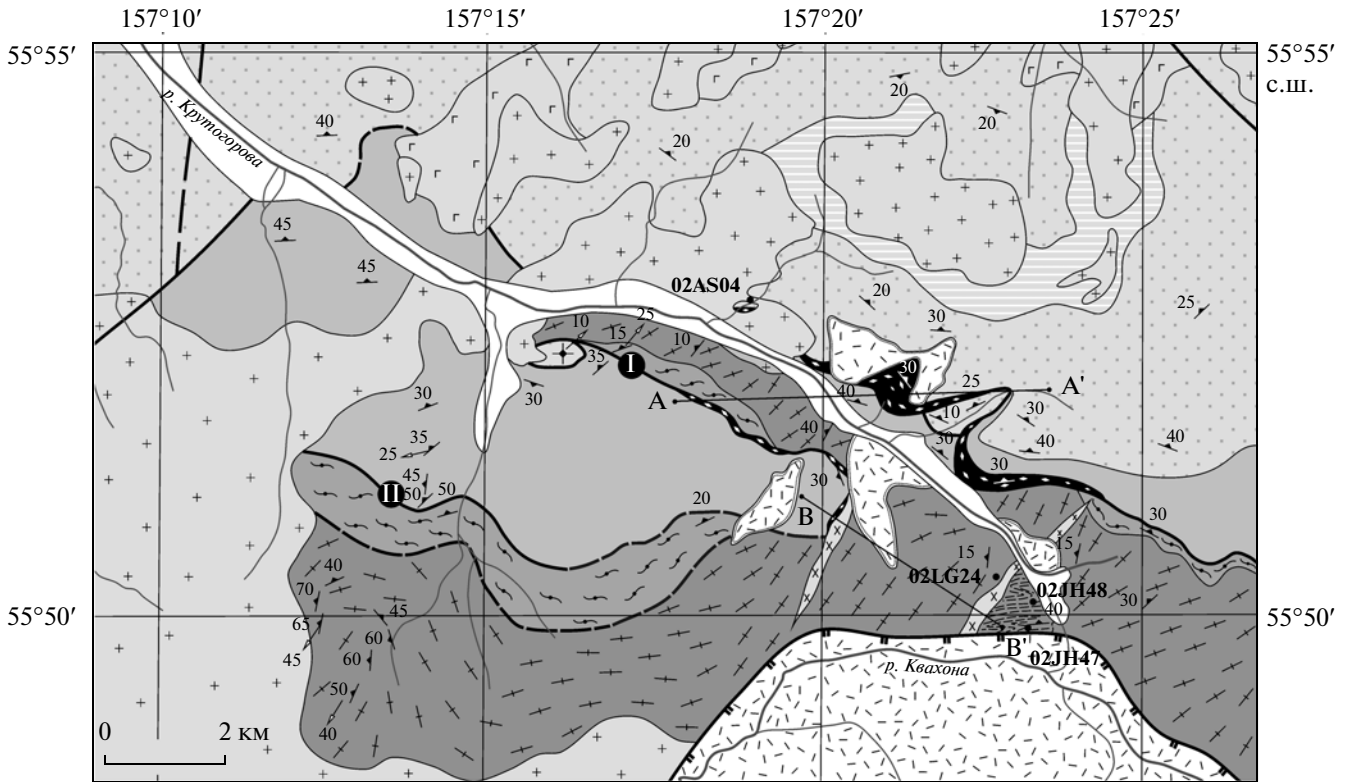
**Рис. 11.** Схема геологического строения верхний р. Крутогорова, по [22, 36]

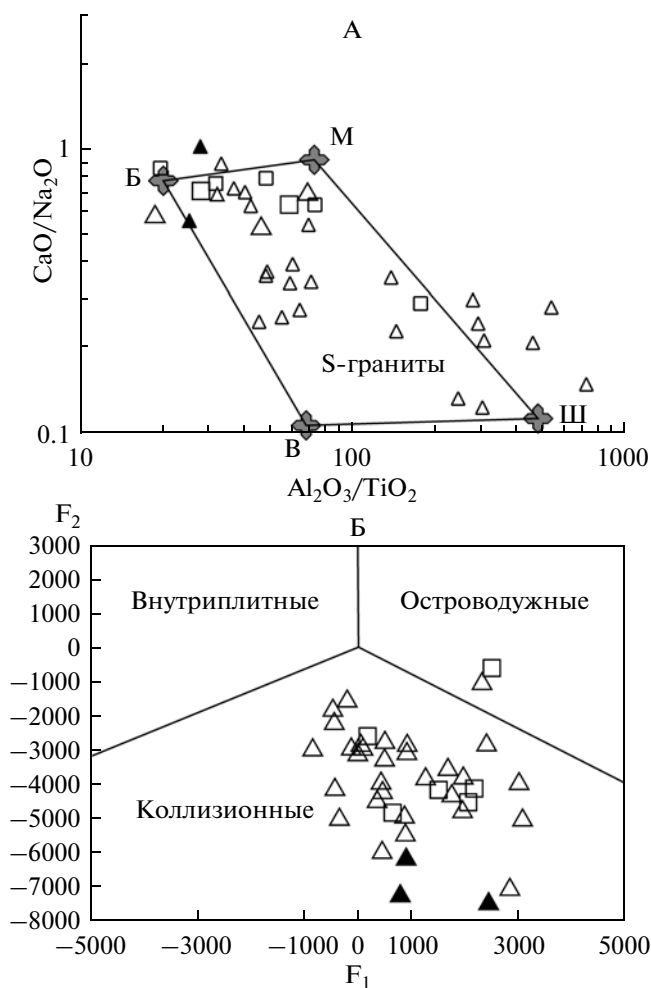
1–4 — аллохтон: 1 — сланцы химкинской свиты, 2 — сланцы хейванской свиты, 3 — сланцы и кварциты андриановской свиты (а — на карте, б — на профилях), 4 — метагипербазиты; 5–7 — автохтон: 5 — сланцы камчатской серии, 6 — гнейсовидные граниты крутогоровского комплекса, 7 — гнейсы и мигматиты колпаковской серии; 8 — равномернозернистые граниты, 9 — диориты, 10 — габброиды, 11 — туфы; 12 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 13 — уступ вулканотектонической кальдеры вулкана Хангар; 14, 15 — элементы залегания: 14 — сланцеватости: а — наклонной, б — субвертикальной, 15 — минеральной линейности; 16 — линии разрезов; 17 — номера детально изученных участков; 18 — номера отбора геохронологических проб.

**Участок I.** Принципиальная схема соотношений комплексов на левобережье р. Крутогорова. 1 — гнейсовидные граниты крутогоровского комплекса; 2 — ставролит-гранат-биотитовые сланцы камчатской серии; 3 — амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы андриановской свиты; 4 — кварц-полевошпат-биотит-мусковитовые сланцы хейванской свиты; 5 — равномернозернистые двуслюдяные лейкократовые граниты; 6 — кварцево-жильная полосчатость; 7 — разрывные нарушения.

**Участок II.** Фрагмент складчатой структуры гнейсов колпаковской серии на водоразделе рек Крутогорова—Квахона. 1 — биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы колпаковской серии; 2 — равномернозернистые граниты; 3 — пегматиты; 4 — дайки диоритов и гранодиоритов







**Рис. 12.** Диаграммы  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  [78] (А) и  $F_1-F_2$  [6] (Б) для гранитоидов Срединного хребта  
А – поле S-гранитов с граничными типами, по [78];  
Б –  $F_1$  и  $F_2$  – дискриминантные функции, включающие как петрогенные, так и элементы-примеси

“зоны граната” до ставролитовой фации. Условия метаморфизма соответствуют  $P = 3-4$  кбар,  $T = 550-650^\circ\text{C}$  [36, 42]. Изотопные данные по цирконам (U-Pb метод, SHRIMP) из пород камчатской серии указывают на то, что нижним пределом осадконакопления для протолита пород камчатской серии является палеоцен [36].

Хейванская свита, традиционно включавшаяся в состав малкинской серии [31, 42], должна быть выведена из этого подразделения, так как установлен тектонический характер нижней и верхней границ свиты [33, 49]. Хейванская свита сложена метапесчаниками и метаалевролитами, реже аргиллитами и гравелитами и метаморфизована от филлитов хлоритовой субфации до биотит-гранатовых сланцев [31]. Датирование цирконов (U-Pb метод, SHRIMP) из сланцев хейванской свиты указывает на раннемеловой возраст протолита [36].

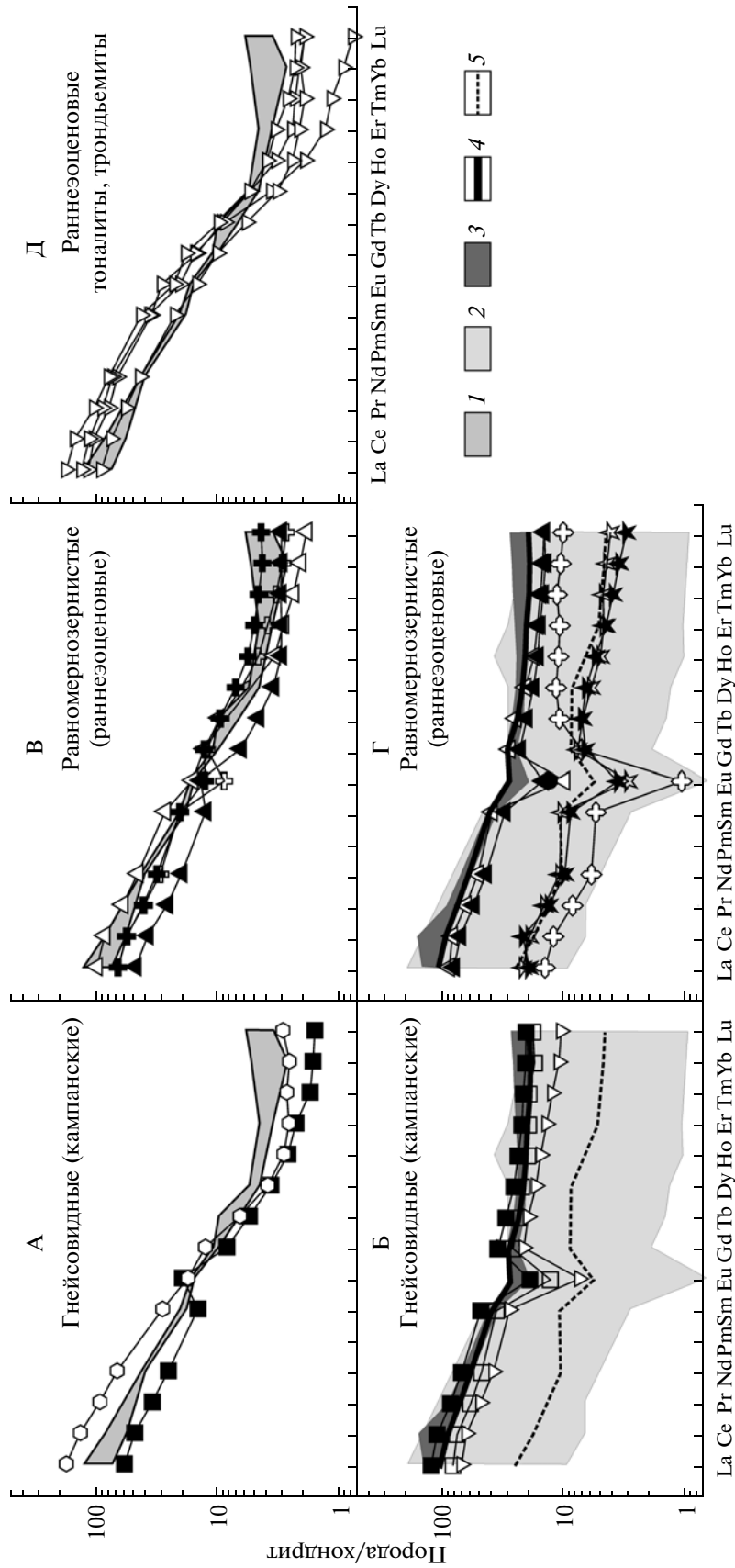
Андриановская свита, образующая нижнюю пластину аллохтона, сложена кварц-альбит-актинолит-хлоритовыми, кварц-полевошпат-амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми, амфиболовыми, клинопироксен-амфиболовыми сланцами, кварцитами и амфиболитами. Отложения андриановской свиты надвинуты либо на крутогорские граниты, либо на сланцы камчатской (шихтинской) свиты, иногда в подошве надвига отмечается серпентинитовый меланж [14, 31]. Кремнистые наименее метаморфизованные породы андриановской свиты содержат радиолярии сантон-раннекампанского возраста [36]. Из амфиболовых сланцев андриановской свиты конкордантный возраст по цирконам составляет  $146 \pm 2$  млн лет [17], что соответствует границе юры и раннего мела. Таким образом, протолит образований андриановской свиты формировался в раннем-позднем мелу. Сланцы андриановской свиты так же, как и неметаморфизованные отложения ирунейской свиты, прорваны пироксенит-габбро-сиенитовыми интрузиями позднемелового возраста [36].

Отложения химкинской свиты имеют надвинуты на сланцы хейванской [33, 48]. Химкинская свита представлена альбит-актинолитовыми сланцами хлоритовой субфации по туфам, туффитам, метапесчаникам, а также кварцитами. Ее фациальным и возрастным аналогом считают алисторскую свиту, в составе которой преобладают амфиболовые сланцы по ультраосновным и основным эффузивам [42]. Также, по-видимому, химкинская свита является фациальным аналогом андриановской свиты [42, 48]. Геохронологические данные о возрасте химкинской свиты отсутствуют.

Отложения барабской свиты, с несогласием налегающие как на метаморфические комплексы, так и на меловые отложения ирунейской свиты [47], являются неоавтохтоном в покровно-складчатой структуре Срединного хребта. Они представлены континентальными конгломератами. Конкордантный возраст по цирконам (U-Pb метод, SHRIMP) из туфа базального горизонта барабской свиты составляет  $51 \pm 1$  млн лет [36], что соответствует концу раннего эоцена.

Выделяются два комплекса гранитоидов: упомянутые выше гнейсовидные крутогорского комплекса кампанского возраста и равномерно-зернистые раннеэоценового возраста.

Наиболее крупный выход гнейсовидных гранитов наблюдается в районе р. Крутогорова, где они образуют пластовое тело видимой мощностью в 1 км, участвующее в строении периклинали крупной антиформы субмеридионального простирания (рис. 11) [22, 31]. Возраст гнейсовидных гранитоидов крутогорского комплекса, прорывающих образования колпаковской серии,



**Рис. 13.** Хондрит-нормализованные спектры R3Э гранитоидов Срединного хребта  
 1–4 – поля: 1 – архейских высоко-Al TTG и Kz алацитов, по [57], 2 – коллизионных гранитов, по [6]; 3 – метасадочных пород коллаковской серии; 4 – метасадочных пород камчатской; 5 – миоценовых лейкогранитов Манаслу, Гималаи [54]

определен в интервале от  $83 \pm 2$  до  $76 \pm 2$  млн лет (кампан) (U-Pb SHRIMP) [23]. Среди гранитоидов крутогорского комплекса, прорывающих отложения колпаковской серии, преобладают гнейсовидные разности, хотя встречаются и равномернозернистые породы [23].

Равномернозернистые (средне- и мелкозернистые) граниты образуют массивы от  $2 \times 2$  до  $8 \times 12$  км в диаметре, имеют интрузивные контакты со сланцами камчатской и гнейсами колпаковской серии и содержат ксенолиты последних, а также образуют инъекции в гнейсовидных биотитовых гранитах (р. Поперечная). В обнажении на правом борту реки Правая Колпакова граниты содержат включения несколько более меланократового состава  $10\text{--}25$  см в диаметре. Возраст равномернозернистых гранитоидов определен в интервале от  $50 \pm 2$  до  $55 \pm 1$  млн лет (U-Pb SHRIMP по циркону и монациту). Гранитоиды представлены преимущественно мусковитовыми и двуслюдяными гранитами с гранатом и без него. Небольшую группу образуют тоналиты и трондьемиты, некоторые содержат гранат. В одном из правых притоков реки Крутогорова массивные равномернозернистые гранат-биотитовые тоналиты прорывают как гнейсовидные граниты и ставролит-гранат-биотитовые сланцы камчатской серии (автохтон), так и амфиболовые, хлорит-амфиболовые сланцы андриановской свиты (аллохтон) и зону надвига между ними (см. рис. 11). Возраст данного интрузива составляет  $52 \pm 1$ , что определяет верхний возрастной предел шарьирования.

Гнейсовидные и равномернозернистые граниты, а также вмещающие сланцы и гнейсы камчатской серии секутся жильными телами аплитов, гранит-порфиоров и пегматитов.

Надо отметить, что возрасты равномернозернистых гранитов, лейкосомы мигматитов, развитых по гнейсам колпаковской серии и метаморфогенного монацита из гнейсов очень близки и составляют  $\sim 52 \pm 2$  млн лет (ранний эоцен). Метаморфогенные цирконы с возрастом  $47\text{--}53$  млн лет также отмечались в работе [52]. Недавно данные о раннеэоценовом метаморфизме подтверждены датировками цирконов из амфиболитов колпаковской серии [17].

Таким образом, на основании проведенного датирования гранитоидов можно констатировать, что в пределах Малкинского поднятия выделяется два этапа гранитообразования — кампанский ( $\sim 76\text{--}83$  млн лет) и раннеэоценовый ( $\sim 52 \pm 2$  млн лет). Гранитоиды первого этапа подверглись метаморфизму и были гнейсированы, а раннеэоценовые гранитоиды сформировались синхронно с пиком метаморфизма.

Гранитоиды по соотношению кремнезема и суммы щелочей относятся к породам нормально-го ряда и частично субщелочным, и соответству-

ют: раннеэоценовые — гранитам и гранодиоритам; кампанские и породы из включений в раннеэоценовых гранитах — гранодиоритам (рис. 4А). Породы с содержанием  $\text{SiO}_2 = 64\text{--}67\%$  и  $68\text{--}72\%$ , в которых  $\text{Na}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2\text{--}5$ ) относятся соответственно к раннеэоценовым тоналитам и трондьемитам (рис. 4А), в этих же образцах  $\text{Al}_2\text{O}_3$  превышает  $15\%$ . По соотношению  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  гранитоиды относятся к средне- и высоко-калиевой известковой щелочной сериям. Гранитоиды характеризуются схожей степенью насыщения Al относительно суммы Ca, K и Na (индекс ASI =  $0.95\text{--}1.3$ ), и образуют компактную группу в поле высокоглиноземистых гранитов на диаграмме  $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K})\text{--}\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$  (рис. 4В). Петрохимические характеристики (соотношение ASI и  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$  и  $\text{SiO}_2$ ) кампанских и раннеэоценовых гранитоидов указывают на их сходство с S-гранитами коллизионных орогенов различного возраста. Большая часть гранитоидов попадает в поле гранитов S-типа, построенное П.Сильвестром [77] по индикаторным параметрам  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  и  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  (рис. 12А). Это подтверждается данными по составам биотитов, которые соответствуют таковым из высокоглиноземистых гранитов S-типа.

На диаграмме С.Д. Великославинского [6], точки составов кампанских и раннеэоценовых гранитоидов располагаются в поле коллизионных гранитов, а точки составов тоналитов, трондьемитов — на границе поля коллизионных и островодужных гранитов (рис. 12Б). По соотношению Rb и суммы Y и Nb большая часть составов гранитов, тоналитов и трондьемитов попадает в поле гранитов вулканических дуг и лишь частично — в поле синколлизионных гранитов. Граниты отличаются в целом более высокими содержаниями Rb, что характерно для синколлизионных гранитов. Характер распределения редких земель позволяет выделить среди кампанских и раннеэоценовых гранитоидов две группы пород.

Первая группа кампанских и раннеэоценовых гранитоидов характеризуется фракционированным распределением РЗЭ ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 14.30\text{--}71.37$ ) (рис. 13А, В). Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ либо не имеют Eu-аномалии, либо имеют небольшую положительную аномалию ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.01\text{--}1.54$ ). Для части спектров раннеэоценовых гранитов характерна и небольшая отрицательная Eu-аномалия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.69\text{--}0.88$ ). Граниты этой группы имеют также повышенные отношения Sr/Y ( $59.1, 45.48$ ). У второй группы кампанских и раннеэоценовых гранитоидов спектры менее фракционированы за счет более высоких содержаний тяжелых РЗЭ ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.26\text{--}5.88$ ) и характеризуются хорошо выраженной отрицательной Eu-аномалией ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.16\text{--}0.46$ ) (рис. 13Б, Г). Спектры распределе-

ния гранитоидов этой группы очень близки к таковым для вмещающих метатерригенных пород колпаковской и камчатской серий.

Спектры распределения РЗЭ раннеэоценовых тоналитов и трондьемитов характеризуются наиболее высокой степенью фракционирования и слабой отрицательной или положительной Eu-аномалией ( $La_N/Yb_N = 40.7–133$ ;  $Eu/Eu^* = 0.82–1.27$ ), что предполагает наличие граната в источнике (рис. 13Д). Они характеризуются повышенными Sr/Y отношениями (59–137).

Геохимические характеристики пород первой группы (повышенные  $La_N/Yb_N$  и Sr/Y отношения), выделенной как среди кампанских, так и раннеэоценовых гранитоидов, а также тоналитов и трондьемитов сближают их с адакитами и высоко-Аl тоналитами, трондьемитами, гранодиоритами (ТТГ). Редкоземельные характеристики второй группы гнейсовидных и равномернозернистых гранитоидов сходны с таковыми коллизионных гранитов [6].

Спайдер-диаграммы кампанских и раннеэоценовых гранитоидов сходны между собой, характеризуются максимумами Rb, Th, Ce, Sm и минимумами Ba, Ta, Nb, Zr, Hf и в целом совпадают с полем синколлизионных гранитов по [70]. Спайдер-диаграммы тоналитов, трондьемитов отличаются более глубокой Ta-Nb аномалией, более низкими содержаниями Y, Yb и лучше сопоставляются с полем гранитов вулканических дуг.

Характер распределения РЗЭ, данные по содержаниям Sr и Y позволяют предполагать, что при формировании кампанских и раннеэоценовых гранитов и ТТГ Малкинского поднятия Срединного хребта Камчатки в процесс плавления вовлекаются два типа источника: метаосадочный и метабазитовый. Метаосадочный характер протолита большей части гранитов подтверждается сходством спектров распределения РЗЭ гранитов и вмещающих метатерригенных пород колпаковской и камчатской серий. Вариации отношений Rb/Ba и Rb/Sr [77] в гранитах, для которых предполагается метаосадочный источник показывают, что их протолитом могли служить метаосадочные породы, как обедненные, так и обогащенные пелитовым компонентом.

Sm-Nd изотопные данные, полученные для части гранитов и трондьемитов Малкинского поднятия также указывают, что они могли иметь как коровый метаосадочный (граниты –  $\varepsilon_{Nd}(T) -1.27, -8.65$ ; вмещающие метаосадочные породы камчатской серии – от  $-1.63$  до  $3.20$ ), так и мафический первично мантийный протолит ( $\varepsilon_{Nd}(T)$  от  $+0.81$  до  $+4.77$ ).

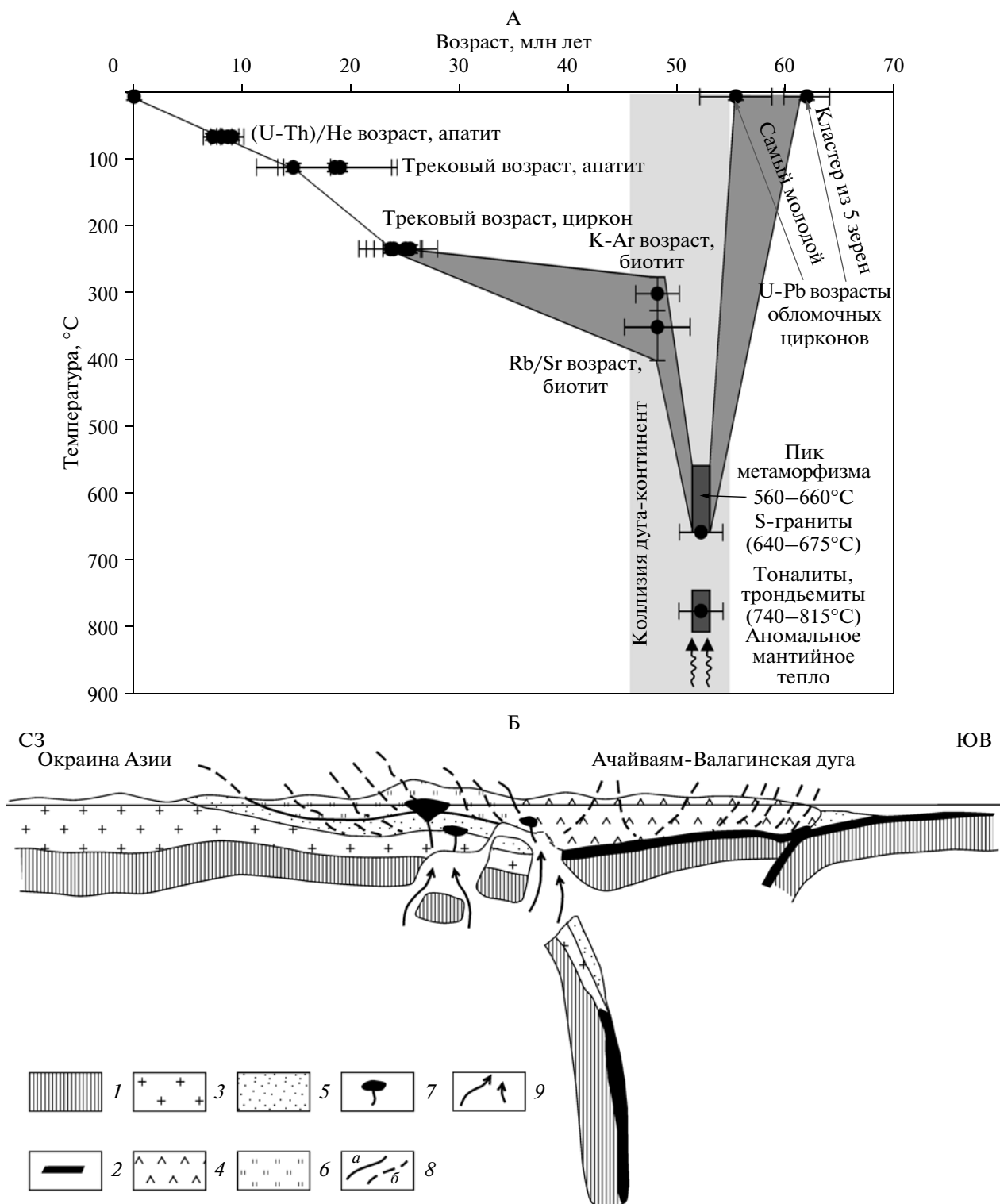
В целом, все перечисленные особенности состава позволяют сравнивать раннеэоценовые гранитоиды с Кордильерскими S-гранитами (Cordilleran Interior peraluminous granites), которые вы-

делены Патино Дусе [68] для условий коллизии дуга–континент. Граниты такого типа не являются чисто коровыми образованиями, а в их формировании частично участвует базальтовый материал. Кампанские гранитоиды также имеют признаки гранитов S-типа, а геохимические данные позволяют предполагать, что при их формировании в процесс плавления вовлекались два типа источника: метабазитовый и метаосадочный (как обедненный, так и обогащенный метапелитовым компонентом).

Первый кампанский этап гранитного магматизма Срединного хребта – формирование гнейсовидных гранитов с возрастом  $\sim 76–83$  млн лет – связан, по всей видимости, с аккреционной обстановкой на Камчатской окраине Евразии. Образование колпаковской серии, в которые внедрялись кампанские гранитоиды, по мнению, А.И. Ханчука [42] являются метаморфизованными отложениями аккреционной призмы; наблюдения А.В. Соловьева, А.Б. Кирмасова и Дж.К. Хоруригана подтверждают это мнение, а проведенное датирование терригенного протолита колпаковской серии, указывает на его меловой возраст [36].

Для объяснения причин кампанского гранитообразования Срединного хребта Камчатки можно предполагать андерплейтинг мафического материала в основании аккреционной призмы в результате плавления мантийного клина над зоной субдукции, хотя в ассоциации с гранитами мы не наблюдаем выходов магматических пород основного состава. Второй вариант по аналогии с аккреционными призмами Шиманто и Хидака и другими – погружение океанического хребта под Камчатскую окраину, образование мантийного окна, разогрев основания аккреционной призмы и выплавление гранитов – не проходит, так как геологические доказательства существования такого океанического хребта пока нет. В любом случае надо учитывать сделанные выше заключения о присутствии в составе источника выплавления метабазитовых и метаосадочных пород. В качестве метаосадочного источника можно рассматривать вещество аккреционной призмы. Мафический источник мог представлять собой фрагменты океанической коры (верхняя базальтовая часть), включенные в аккреционную призму. Это соответствует данным А.В. Рихтера [31] о составе амфиболитовых тел колпаковской серии, образованных по высокотитанистым океаническим базальтам.

Второй раннеэоценовый этап гранитного магматизма – формирование гранитов и тоналитов, трондьемитов – совпадает по времени с коллизией Ачайваям-Валагинской энсиматической островной дуги с Камчатской окраиной Евразии. Датировки цирконов из гранитов, лейкосомы мигматитов колпаковской серии и синкинематических гранат-



**Рис. 14.** Позиция раннеэоценовых гранитоидов в термотектонической эволюции комплексов Малкинского поднятия Срединного хребта Камчатки (А) и геодинамическая схема формирования гранитоидов в зоне коллизии южного сегмента Ачайваям-Валагинской островной дуги с СВ окраиной Азии (около 52 млн лет назад) (Б)

А: 1 – литосферная мантия; 2 – океаническая кора; 3 – континентальная кора; 4 – кора энсиматической островной дуги; 5 – терригенные отложения; 6 – вулканогенные образования; 7 – гранитоиды и интрузивы норит-кортландитовой формации; 8 – разрывы (а – главные, б – второстепенные); 9 – восходящие мантийные потоки

биотитовых тоналитов из дайки, прорывающей образования колпаковской серии (автохтон), зону надвига, сложенную метабазами, и образования аллохтона определяют возраст как  $\sim 52 \pm 2$  млн лет [36]. Максимальная температура метаморфизма, охватившего глубинные уровни коллизионной структуры, достигала  $660\text{--}675^\circ\text{C}$  [38, 42], а температура мигматизации составляла  $620\text{--}650^\circ\text{C}$  [38]. Температура начальных стадий кристаллизации гранитов и лейкосомы мигматитов колпаковской и камчатской серий, определенная на основе равновесия [82], фиксирующего зависимость степени насыщения расплава цирконом от температуры и состава расплава, показывают, что мигматизация и выплавление части гранитов ( $T = 640\text{--}675^\circ\text{C}$ ) могли происходить на пике метаморфизма (рис. 14А). Однако для гранитов определены и более высокие температуры кристаллизации до  $804^\circ\text{C}$ , а для тоналитов, трондьемитов они составляют  $740\text{--}815^\circ\text{C}$ . Очевидно, что необходим дополнительный привнос тепла, чтобы обеспечить выплавление соответствующих гранитоидных расплавов.

Существующие модели развития коллизионных систем [57 и др.] показывают, что образование гранитного расплава происходит за счет термальной релаксации аномально утолщенной коры (Гималаи; пояс Севьер, Северная Америка) через  $25\text{--}30$  млн лет после начала коллизии или через  $10$  млн лет после окончания коллизионных деформаций. Механизм фрикционного разогрева в процессе надвига- или сдвигообразования для формирования гранитных (лейкогранитных) расплавов при коллизии дуга–континент не может быть применен, так как данные численного моделирования этого процесса указывают на его большую длительность ( $60$  млн лет) [64], что не согласуется с данными для Срединного хребта Камчатки. Таким образом, перечисленные механизмы не удовлетворяют геологическим и геохронологическим данным и не подходят для объяснения петрогенезиса гранитных комплексов Срединного хребта Камчатки.

Геохронологические данные для комплексов Срединного хребта показывают, что интервал времени между началом коллизии, пиком метаморфизма, внедрением гранитов и выводом метаморфитов и гранитоидов на поверхность составляет не более  $3\text{--}5$  млн лет [36].

Наиболее реалистичным вариантом для объяснения условий формирования раннеэоценовых гранитоидов Срединного хребта Камчатки является модель андерплейтинга базитового материала в основание коры, ее быстрый прогрев и выплавление гранитных магм. Часть базитового материала, преобразованного в амфиболитовой фации, могла быть протолитом при выплавлении тоналитов, трондьемитов.

Около  $60$  млн лет назад Ачайваям-Валагинская энсиматическая дуга приблизилась к Камчатской окраине Евразии на расстояние первых сотен километров [15]. После  $55$  млн лет назад в процессе коллизии начиналась быстрое надвигание окраинно-морских и островодужных пластин на гетерогенные образования окраины, в результате которого последние испытывали быстрое захоронение под пакетом тектонических пластин. В пределах современного Малкинского поднятия сразу после надвигания пород Ачайваям-Валагинской дуги на терригенные толщи континентальной окраины начались интенсивные и быстрые преобразования структуры, включающие глубокое погружение, быстрый прогрев коры. Быстрый (максимум  $3\text{--}5$  млн лет) прогрев привел к метаморфизму высоких температур ( $550\text{--}650^\circ\text{C}$ ) и умеренных давлений, охватившему нижнюю часть коллизионной зоны. Это событие произошло  $52 \pm 2$  млн лет назад. Согласно датированию цирконов (U-Pb метод, SHRIMP) в это же время происходят мигматизация, частичное плавление и внедрение гранитов. Выведение метаморфитов и гранитов к поверхности произошло уже к концу раннего эоцена.

Такой быстрый прогрев был бы невозможен только в результате кондуктивного переноса тепла из нижней коры в терригенные отложения и вулканиты, погребенные под нагромождением покровов. Для этого требовался дополнительный мощный источник тепла. Быстрый прогрев коры произошел, по-видимому, в результате разрушения нижних частей литосферы и прорыва астеносферных масс (“аномальной мантии”) к основанию коры или даже к ее верхнему слою (рис. 14Б) [15, 48]. В последние годы на многочисленных примерах было показано, что в коллизионных зонах такой подъем может происходить при так называемом “отрыве слэба” [54]. Поступление мантийного материала привело как к становлению интрузивов норит-кортландитовой формации, так и обеспечило прогрев коры и выплавление гранитоидов на разноглубинных уровнях в раннеэоценовое время. Геологическими признаками, свидетельствующими о проявлении мантийного магматизма в рассматриваемом районе в раннеэоценовое время, являются интрузивы норит-кортландитовой формации, для которых в последние годы установлен возраст в интервале  $49\text{--}51$  млн лет [37, 39].

Аккреционный гранитоидный магматизм имеет черты сходства с адакитовым магматизмом в отношении структурной позиции, состава продуктов магматизма и моделей происхождения.

Для большинства примеров аккреционного магматизма характерно то, что он может проявляться одновременно с известково-щелочным островодужным или окраинно-континенталь-

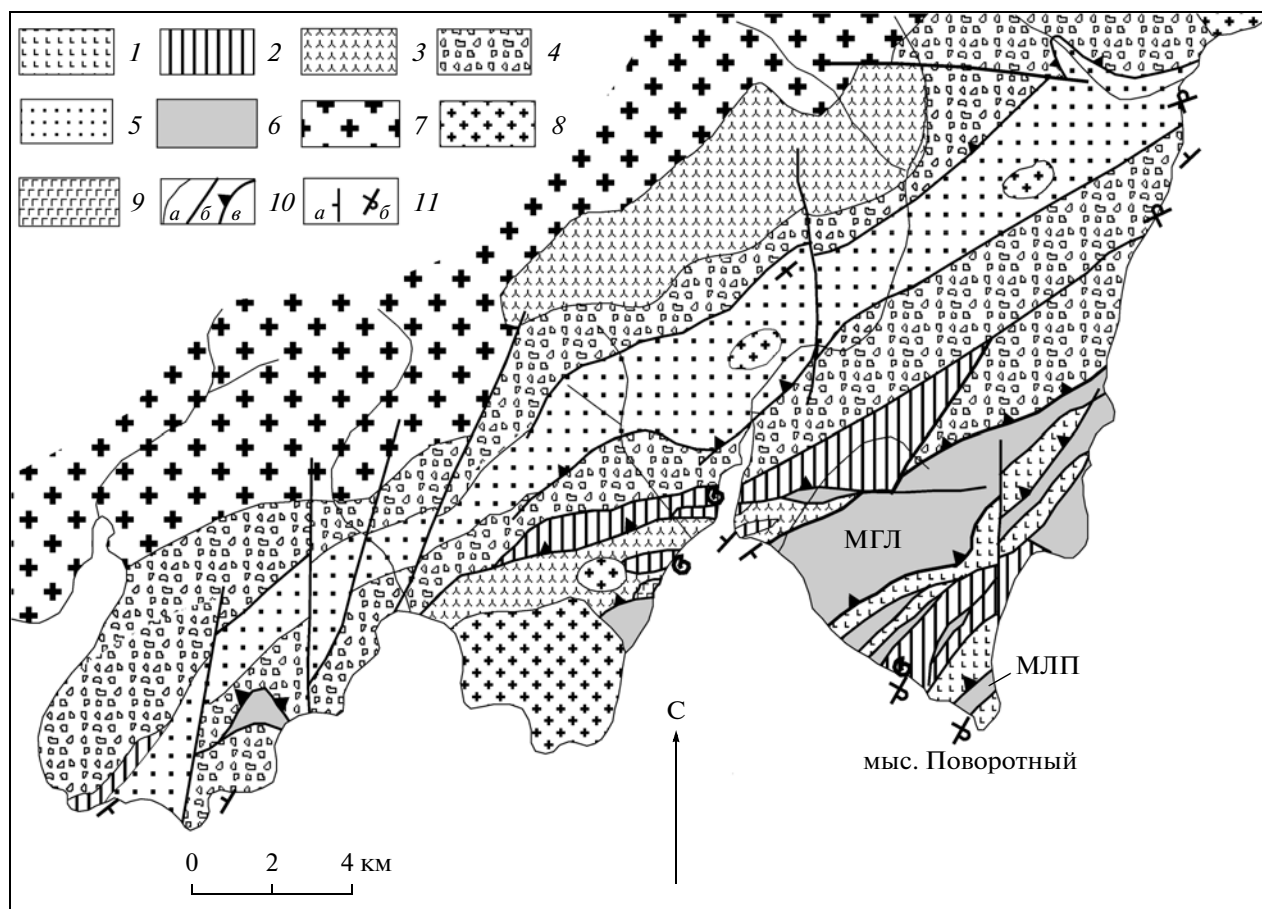


Рис. 15. Геологическая схема района мыса Поворотный составлена с использованием материалов Г.Е. Бондаренко и Г.Е. Некрасова

1 – вулканогенно-кремнистые разрезы (Т–К<sub>1</sub>); 2 – полимиктовые (J<sub>2-3</sub>) и вулканомиктовые (J<sub>3</sub>–К<sub>1</sub>) турбидиты неразделенные; 3 – вулканогенно-осадочные отложения (J<sub>2-3</sub>); 4 – терригенный аккреционный меланж (тектонизированный олистостром) (J<sub>3</sub>–К<sub>1</sub>); 5 – грубо-терригенная толща с горизонтами вулканомиктовых турбидитов (K<sub>1</sub>br-h); 6 – серпентинитовый меланж; 7, 8 – гранитоиды: 7 – Восточно-Тайгоносского массива; 8 – Прибрежно-Тайгоносского пояса; 9 – габбро, диориты, тоналиты из тектонического блока; 10 – стратиграфические контакты (а), субвертикальные разломы (б), надвиги (в); 11 – элементы залегания слоистости: нормальное (а), опрокинутое (б)

ным магматизмом, при этом зона его активности параллельна осевой зоне собственно островодужного магматизма и удалена от нее на различные расстояния в сторону океана (Аляска, Пекульней, Северо-Восточная Япония). Адакитовый магматизм занимает различную структурную позицию по отношению к известково-щелочному магматизму осевой части дуги: преддуговую, задуговую (Центральное Чили и Эквадор), собственно в пределах вулканической дуги (Камчатка, Северо-Восточная Япония, горы Китаками).

Аккреционные магматиты имеют более разнообразные геохимические характеристики, что, вероятно, связано с разным составом комплексов, входящих в состав аккреционных призм и подвергающихся частичному плавлению. Для некоторых районов проявления аккреционного магматизма (палеоценовые, эоценовые гранито-

иды Аляски, миоценовые гранитоиды Японии, гранитоиды Срединного хребта Камчатки) по изотопии Sr, Nd, Pb, O устанавливается двухкомпонентность источника аккреционных гранитоидов, один из которых представляет собой осадочное вещество аккреционной призмы, а другой – базальты N-MORB типа, поступающие в основание призм в результате субдукции океанического хребта, или высокомагнезиальные андезиты, сформированные над зоной субдукции. Адакитовый магматизм имеет ярко выраженные геохимические черты, накладывающие четкие ограничения на свойства источника плавления.

Проявления аккреционного и адакитового магматизма на конвергентной окраине Тихого океана связаны (или обусловлены) либо с аномальными свойствами погружающейся в зоне субдукции океанической плиты (молодая, горя-



чая плита, подход к зоне субдукции и частичное погружение океанических плато), либо с нестандартными характеристиками самой зоны субдукции (пологая субдукция), либо с определенными этапами погружения плиты (начальный момент субдукции). В работе [49] подобные условия относятся к режиму нестационарной субдукции, одним из индикаторов которой может являться адакитовый магматизм. В ряде случаев одни и те же механизмы привлекаются для объяснения генезиса как аккреционных магматитов, так и адакитов, например погружение спредингового хребта в зону субдукции и образование мантийного окна (палеоценовый, эоценовый аккреционный магматизм Аляски, миоценовый аккреционный магматизм юго-западной Японии и миоценовые адакиты юго-востока Коста-Рика, Центральная Америка, плиоценовые тоналиты, гранодиориты и четвертичные низко-Si дациты с адакитовыми характеристиками, Чили; адакиты Алеутской дуги).

#### ПОСТАККРЕЦИОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

Постаккреционные гранитоиды входят в состав вулканоплутонических ассоциаций окраинно-континентальных вулканических поясов, характеризующих окраину андийского типа. Примерами гранитоидов этого типа являются гранитоидные комплексы Охотско-Чукотского вулканического пояса, гранитоидов Восточно- и Прибрежно-Тайгонского поясов Центрально-Тайгонского и Берегового террейнов п-ова Тайгонос, гранитоидов вулканических поясов Кускоквим и хребта Аляска Восточной–Центральной и Западной–Центральной Аляски. Ниже изложен материал по гранитоидным комплексам Восточно- и Прибрежно-Тайгонского поясов п-ова Тайгонос, которые наиболее детально были изучены автором.

#### Центрально-Тайгонский и Береговой террейны, п-ов Тайгонос

Выше было описано строение Центрально-Тайгонского и Берегового террейнов, первый из которых включает вулканогенно-осадочные комплексы пермско-раннемезозойской Кони-Тайгонской и позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургалской островных дуг, а второй рассматривается как аккреционная призма, которая образовалась перед фронтом Удско-Мургалской вулканической дуги. По структурной позиции гранитоидный магматизм п-ова Тайгонос является постаккреционным, гранитоиды прорывают складчатые и чешуйчато-надвиговые структуры Центрально-Тайгонского и Берегового террейнов и запечатывают становление аккреционной структуры.

По данным Г.Е. Некрасова [26] в южной части п-ова Тайгонос выделяется два пояса гранитоидов: Восточно-Тайгонский и Прибрежно-Тайгонский.

Восточно-Тайгонский пояс представлен одноименным массивом, имеющим ЮЗ–СВ линейную ориентировку, его протяженность составляет 200 км при ширине 25 км. Его юго-восточная граница осложнена Южно-Тайгонским надвигом (см. рис. 2). Гранитоиды Восточно-Тайгонского массива прорывают вулканогенно-осадочные островодужные комплексы позднепермско-раннемезозойского и позднеюрско-раннемелового возраста Центрально-Тайгонского и Берегового террейнов. В составе гранитоидов Восточно-Тайгонского массива преобладают кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты; в подчиненном количестве: встречаются плагиограниты, кварцевые монциты, двуслюдяные граниты, а также диориты, габбро-диориты.

Интрузивы Прибрежно-Тайгонского пояса прорывают отложения Берегового террейна. Они сложены небольшими телами габбро-диоритового или габбро-диорит-тоналит-гранодиоритового состава, располагающимися вдоль юго-восточного побережья полуострова (рис. 15).

По данным  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  датирования возраст гранитоидов Восточно- и Прибрежно-Тайгонского поясов альбский и составляет  $103 \pm 1$ ,  $103 \pm 1$  (по биотиту) и  $101 \pm 1$ ,  $101 \pm 1$ ,  $104 \pm 2$ ,  $101 \pm 1$  млн лет (по роговой обманке и биотиту) соответственно [4].

Данные U-Pb SHRIMP датирования по цирконам подтвердили раннемеловой возраст гранитоидов. Для гранодиоритов Восточно-Тайгонского массива получены значения  $103 \pm 2$ ;  $97 \pm 1$  и  $105 \pm 1$  млн лет; для тоналитов юго-западной части Прибрежно-Тайгонского пояса –  $106 \pm 1$  млн лет и тоналитов северо-восточной части пояса –  $106 \pm 1$  млн лет [19].

Гранитоиды Восточно- и Прибрежно-Тайгонского поясов содержат большое количество включений более меланократового, чем вмещающая порода состава с более мелкозернистой структурой. Эти включения имеют чаще всего округлую, эллипсоидную, реже сильно вытянутую форму. Визуально они сходны с породами эндоконтактовых фаций плутонов. Такие включения принято рассматривать как результат механического смешения магм основного и кислого состава; ряд признаков указывают также на химическое взаимодействие магм.

Гранитоиды обоих поясов имеют ряд общих петро-, геохимических черт. По соотношению глинозема и щелочей они являются низко-умеренноглиноземистыми породами (рис. 4В). На диаграмме Rb–Y + Nb точки составов гранитоидов располагаются в поле гранитов вулканических дуг (рис. 4Б). По соотношению  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$

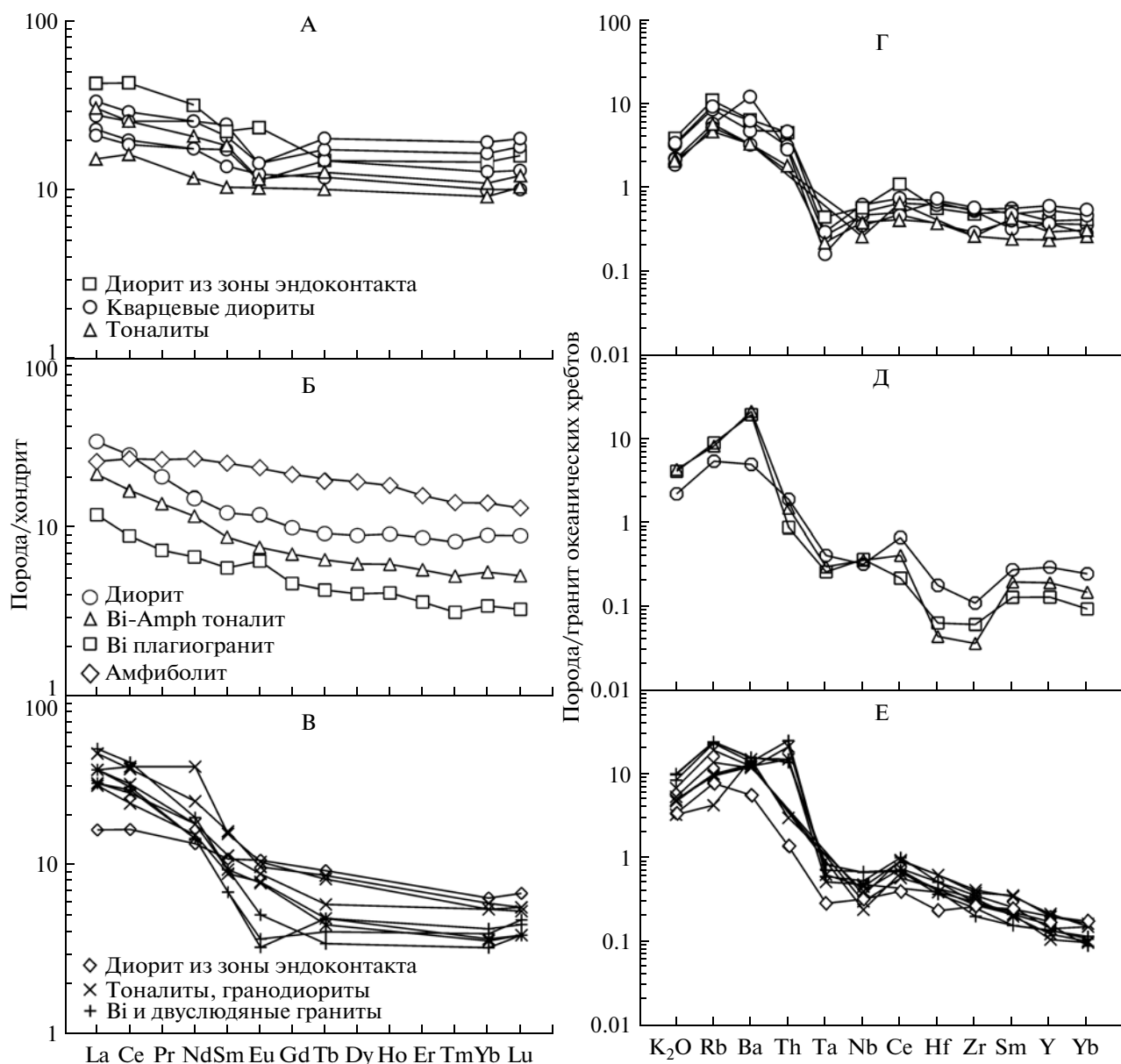
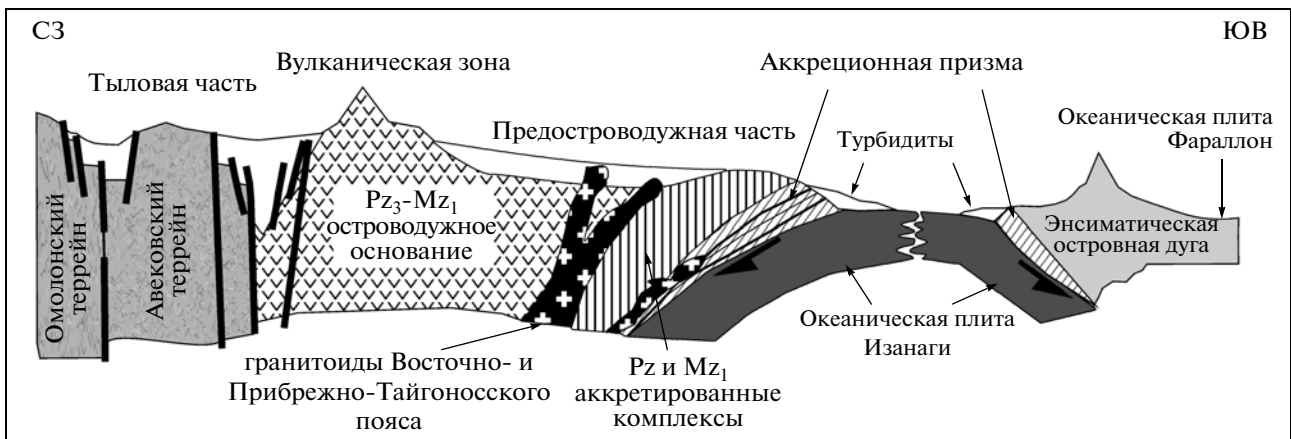
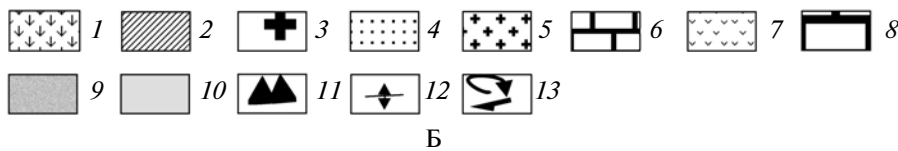
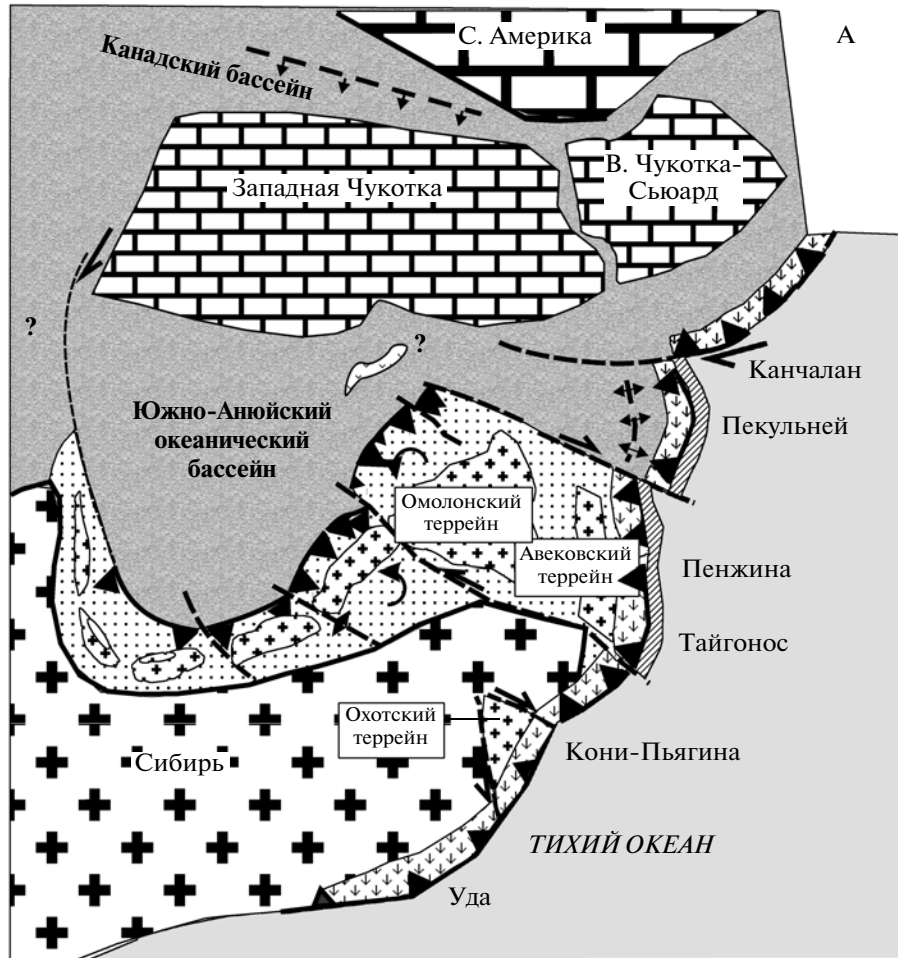


Рис. 16. Хондрит-нормализованные спектры РЗЭ и спайдер-диаграммы редких элементов, нормированных на гранит океанических хребтов для гранитоидов юго-западной части Прибрежно-Тайгонесского пояса (А, Г), северо-восточной части Прибрежно-Тайгонесского пояса (Б, Д) и Восточно-Тайгонесского пояса (В, Е)

породы Прибрежно-Тайгонесского пояса относятся к известково-щелочной серии, Восточно-Тайгонесского – к известково-щелочной и высоко-К известково-щелочной серии.

Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ гранитоидов юго-западной части Прибрежно-Тайгонесского пояса слабо фракционированы, суммарные содержания несколько увеличиваются от кварцевых диоритов к тоналитам и наблюдаются комлементарные положительная Eu-аномалия в эндоконтактовых диоритах и отрицательная в тоналитах, предполагает участие значительного количества плагиоклаза в процессе

фракционной кристаллизации (рис. 16А). Спектры гранитоидов северо-восточной части пояса более фракционированы и характеризуются отсутствием Eu-аномалии, что может свидетельствовать об отсутствии плагиоклаза в источнике (рис. 16Б). Спектры гранитов и гранодиоритов Восточно-Тайгонесского пояса фракционированы за счет легких редких земель и имеют отрицательную Eu-аномалию (рис. 16В). Спайдер-диаграммы гранитоидов обоих поясов характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами, обеднением высокочарядными, тантал-ниобиевым



**Рис. 17.** Палеотектоническая реконструкция  $J_3-K_1$  времени, по [35] (А) и палинспастический профиль через Тайгоносский сегмент континентальной окраины (Б)

А: 1, 2 – Удско-Мургалская островодужная система: 1 – вулканическая дуга, 2 – аккреционная призма; 3–5 – Северо-Азиатская плита: 3 – Сибирская платформа, 4 – структуры ее обрамления, включая террейны мезозой, 5 – микроконтиненты; 6 – Чукотско-Аляскинский микроконтинент; 7 – Кульполнейская островная дуга; 8 – Северо-Американская плита; 9 – Арктический океанический бассейн; 10 – Мезопаифика, 11 – зоны субдукции; 12 – зоны спрединга; 13 – сдвиги и вращения (стрелки показывают направление движений)

минимумом, что свойственно надсубдукционным магматитам (рис. 16Г–Е).

Все изученные гранитоиды в целом имеют высокие положительные значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$  (+3.84–6.20) и сравнительно низкие значения  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  (0.70355–0.70523). В сравнении с гранитоидными плутонами Тихоокеанского региона мелового возраста гранитоиды полуострова Тайгонос имеют наиболее примитивные мантийные изотопные характеристики. Все это позволяет утверждать, что древнее (дорифейское) коровое вещество ни в источнике расплава гранитоидов, ни на глубинах становления плутонов не было представлено. Вместе с тем нельзя полностью исключать влияние палеозойской континентальной коры [21].

В целом, петрографический состав гранитоидов Прибрежно-Тайгоносского (габбро, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты) и Восточно-Тайгоносского (габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, плагиограниты, кварцевые монцониты, граниты с преобладанием тоналитов и гранодиоритов) поясов; присутствие роговой обманки и биотита в кислых разностях; наличие меланократовых включений; умеренная глиноземистость; составы биотитов, характерные для известково-щелочных гранитов I-типа; положительные значения  $\varepsilon_{Nd}$ ; низкие значения  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  отношений позволяют сопоставлять их с гранитами Кордильерского I-типа, по [70].

Гранитоиды юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса являются производными основной магмы и образовались при ее фракционной кристаллизации. Предполагается, что родоначальный расплав для гранитоидов юго-западной части Прибрежно-Тайгоносского пояса образовался при плавлении базитового субстрата, близкого к амфиболитам [76]. Более дифференцированные разности пород были сформированы за счет фракционной кристаллизации расплава. Формирование тоналитов, плагиогранитов северо-восточной части Прибрежно-Тайгоносского пояса, вероятно, было связано с частичным плавлением метабазитового субстрата. Выплавление основного объема тоналитов и гранодиоритов Восточно-Тайгоносского пояса, по-видимому, надо связывать с частичным плавлением нижних частей аккреционно-островодужной коры под воздействием надсубдукционных мантийных магм. При этом имело место частичное механическое (mingling) перемешивание кислой и основной магм, о чем свидетельствует присутствие меланократовых мелкозернистых включений в гранитоидах обоих поясов. Наиболее кислые члены серии, такие как двуслюдяные граниты, могли образоваться при переплавлении более ранних

гранитоидов или частичном плавлении метаосадочного субстрата.

В целом гранитоидный магматизм обоих поясов приурочен к рубежу раннего и позднего мела, о чем свидетельствуют геологические и геохронологические ( $^{40}Ar/^{39}Ar$  и U-Pb SHRIMP) данные. Это время характеризуется перестройкой тектонического режима региона. Завершает свое развитие Удско-Мургальская вулканическая дуга, которая существовала с позднеюрского времени [29, 35], и начинает действовать Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП). В настоящее время не существует единой точки зрения была ли Удско-Мургальская дуга на Тайгоносском сегменте энсиалической или окраинно-континентальной [8], но гранитоидный магматизм Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов, скорее всего, был связан с завершающими этапами ее развития; маловероятно, что заложение ОЧВП было связано с мощным проявлением гранитоидного магматизма. Тем не менее, ряд авторов придерживается точки зрения, что гранитоиды п-ова Тайгонос представляют собой наиболее ранние плутонические образования внутренней зоны ОЧВП [1]. Отмеченное выше сопоставление гранитоидов с Кордильерским I-типом гранитов скорее свидетельствует в пользу окраинно-континентального расположения Тайгоносского сегмента Удско-Мургальской дуги (рис. 17). Данные об изотопном составе Sr и Nd гранитоидов обоих поясов показывают, что они образовались при плавлении аккреционно-островодужной коры, и в их формировании не принимал участия материал континентальной коры с дорифейским возрастом [21].

К постаккреционному типу магматизма можно отнести магматизм трансформных границ литосферных плит или трансформных континентальных окраин, который предложил выделять А.И. Ханчук на примере юрских и раннемеловых гранитоидных комплексов Сихотэ-Алиня [7, 43, 44]. Гранитоиды трансформных континентальных окраин сочетают в себе характеристики гранитов I, S, A-типов. В условиях таких окраин сдвиговая тектоника оказывает значительное влияние на характер взаимодействия магм мантийного и корового генезиса при образовании гранитоидных комплексов.

## ВЫВОДЫ

1. Анализ мезозойско-кайнозойских тектономагматических событий и тектонической эволюции континентальных окраин северного обрамления Тихого океана позволяет выделить доаккреционные, аккреционные и постаккреционные типы гранитоидов. Доаккреционные гранитоиды участвуют в строении террейнов раз-

личного генезиса (энсиматических островных дуг, океанической коры). Аккреционные гранитоиды фиксируют этапы причленения разнообразных комплексов к континентальной окраине и сосредоточены в ее фронтальной части. Постаккреционные гранитоиды запечатывают покровно-складчатые структуры, определяют верхний возрастной предел времени аккреции, деформации и становления континентальной коры.

2. Доаккреционные гранитоиды входят в состав вулcano-плутонических ассоциаций энсиматических островных дуг или надсубдукционных офиолитовых комплексов. Они представлены преимущественно кварцевыми диоритами, тоналитами, плагиогранитами, относятся к толеитовой, известково-щелочной, реже бонинитовой серии и имеют первично мантийный источник. По индексу ASI гранитоиды относятся преимущественно к низкоглиноземистому типу. В целом их можно отнести к I (M)-типу гранитов. Происхождение гранитоидных магм связано либо с дифференциацией базитовой магмы, либо с частичным плавлением ранее сформированных пород основного и среднего состава в фундаменте островных дуг. Доаккреционный гранитоидный магматизм, обеспечивающий формирование верхнекорового слоя средне-кислого состава энсиматических островных дуг, фиксирует начало становления гранитно-метаморфического слоя будущей континентальной коры.

3. Аккреционные гранитоиды прорывают аккреционные призмы и фиксируют крупные фазы вхождения террейнов в структуру континентальной окраины. В последнем случае аккреционные гранитоиды могут рассматриваться как “сшивающие интрузии”. Гранитоиды этого типа имеют разнообразные геохимические характеристики, которые определяются особенностями состава комплексов аккреционных призм, подвергающихся частичному плавлению. По индексу ASI гранитоиды относятся преимущественно как к низко-, так и высокоглиноземистому типу. В случае коллизии дуга–континент гранитоиды относятся к Кордильерскому S-типу гранитов. Аккреционный гранитоидный магматизм приводит к формированию ювенильной континентальной коры в преддуговой обстановке и способствует наращиванию гранитно-метаморфического слоя. Он имеет черты сходства с адакитовым магматизмом в отношении структурной позиции, состава продуктов магматизма и моделей происхождения.

4. Постаккреционные гранитоиды, образующие массивы в пределах окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов, меняют свой состав вкрест простирания и от раннего (I-тип) к позднему этапу их развития (S- и A-типы). По-

стаккреционный гранитоидный магматизм окраинно-континентальных поясов связан с переплавлением гетерогенной аккреционно-островодужной коры. постаккреционные гранитоиды фиксируют определенный (более “зрелый”) этап становления континентальной коры, зарождение которой происходило на стадии существования энсиматических островных дуг или за счет аккреционного магматизма в преддуговых областях.

5. Становление континентальной коры на активной окраине Северо-Азиатского и Северо-Американского континентов происходило в результате взаимодействия тектонических и магматических процессов в рамках континентальной аккреции. Многократное аккретирование разнообразных террейнов, в том числе с ювенильной корой (энсиматических островных дуг, океанической коры) приводит к наращиванию континентальной массы и увеличению мощности коры. Магматический процесс, ведущая роль в котором принадлежит гранитоидному магматизму, в сочетании с метаморфическими преобразованиями и дифференциацией вещества определяет становление гранитно-метаморфического слоя земной коры. Доаккреционные, аккреционные и постаккреционные гранитоидные комплексы характеризуют различные стадии формирования континентальной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 10-05-00191; 13-05-00249), научной школы НШ-5177.2012.5. Автор выражает искреннюю благодарность рецензентам за благожелательные отзывы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Тихомиров П.Л. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: прецизионная геохронология ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и U-Pb SHRIMP-датирование) в приложении к общей длительности и периодичности вулканизма // III Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Вулканизм и геодинамика. Материалы симпозиума. Т. 1. Улан-Удэ: Бурятский научный центр СО РАН, 2006. С. 97–100.
2. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1993. 272 с.
3. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
4. Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйер П., Минюк П.С. Новые данные Ar–Ar изотопного датирования магматических и метаморфических пород полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 1. С. 76–83.
5. Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.П., Савельев Д.П., Литвинов А.Ф. Государственная гео-

- логическая карта Российской Федерации, масштаб 1 : 200000. Серия Восточно-Камчатская. Листы N-57-XII, N-58-VII, N-57-XVIII (второе издание). Объяснительная записка. СПб., 2001.
6. *Великославинский С.Д.* Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 4. С. 363–380.
  7. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под редакцией А.И. Ханчука. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 1–572.
  8. *Горячев Н.А.* Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 17–35.
  9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Объяснительная записка. М-6 1 : 1000000 (третье поколение). Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский. Ред. А.Ф. Литвинов, Б.А. Марковский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
  10. *Жуланова И.Л.* Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
  11. *Жуланова И.Л., Перцев А.Н.* Базиты северной части хребта Пекульней: геология, петрологические особенности, проблема происхождения // Тихоокеанская геология. 1987. № 3. С. 65–76.
  12. *Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Чураков Г.М.* Новые данные по структуре мыса Камчатский, Восточная Камчатка // *Изв. АН СССР*. 1985. Т. 285. № 4. С. 89–92.
  13. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1 : 500000 / Ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
  14. *Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К.* Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // *Геотектоника*. 2004. № 4. С. 64–90.
  15. *Константиновская Е.А.* Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 549).
  16. *Крамер В., Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Сейферт В., Циммер М., Гедике К., Фрайтаг Р., Алексеев Д.В.* Геохимия, минералогия и геологическая позиция базит-ультрабазитовых комплексов полуострова Камчатский мыс – предварительные результаты // *Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки*. М.: Научный мир, 2001. С. 170–192.
  17. *Кузьмин В.К., Шокальский С.П., Родионов Н.В., Сергеев С.А.* Новые данные о U-Pb возрасте метабазитов Камчатки // *Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии*. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 388–391.
  18. *Леднева Г.В., Базылев Б.А., Кононкова Н.Н., Ишиватари А.* Ультрамафиты и мафиты Пекульнейского комплекса (Чукотка): высокобарические остовадужные кумуляты // *Материалы третьей международной конференции “Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения”* / В.А. Коротеев (отв. ред.). Екатеринбург. Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2009. Т. 2. С. 17–20.
  19. *Лучицкая М.В., Хоуриган Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л.* Новые данные SHRIMP U-Pb исследований цирконов из гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов, южная часть п-ова Тайгонос // *Докл. РАН*. 2003. Т. 389. № 6. С. 763–769.
  20. *Лучицкая М.В., Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г.* Новые данные SHRIMP U-Pb исследований цирконов из плагиогранитов офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // *Докл. РАН*. 2006. Т. 408. № 4. С. 500–502.
  21. *Лучицкая М.В., Шатагин К.Н.* Первые Sr-Nd изотопные данные по гранитоидам Восточно- и Прибрежно-Тайгоносского поясов (южная часть п-ова Тайгонос, Северо-Восток России) // *Докл. РАН*. 2006. Т. 410. № 5. С. 647–650.
  22. *Лучицкая М.В., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.* Два этапа формирования гранитоидов Срединного хребта Камчатки: их тектоническая и геодинамическая позиция // *Геотектоника*. 2008. № 4. С. 49–69.
  23. *Лучицкая М.В., Соловьев А.В.* Кампанский этап гранитообразования на юге Срединного хребта Камчатки: новые U-Pb SHRIMP данные // *Докл. РАН*. 2010. Т. 430. № 3. С. 352–358.
  24. *Марченко А.Ф.* О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки // *Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 234–246.
  25. *Морозов О.Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС, 2001. 200 с.
  26. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 159 с.
  27. *Некрасов Г.Е.* Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь) // *ДАН СССР*. 1978. Т. 238. № 6. С. 1433–1436.
  28. *Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д.* Тектоника и офиолиты хребта Пекульней (Чукотка) // *Тихоокеанская геология*. 1982. № 2. С. 31–44.
  29. *Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // *Геотектоника*. 1993. № 1. С. 68–78.
  30. *Разницин Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В.* Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационные типы базальтов (Камчатка) // *Геотектоника*. 1985. № 1. С. 88–101.
  31. *Рихтер А.В.* Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // *Геотектоника*. 1995. № 1. С. 71–78.

32. *Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В. и др.* Новые данные о происхождении офиолитов п-ова Камчатский мыс (СВ Камчатка) // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 8. С. 881–883.
33. *Сляднев Б.И., Хасанов Ш.Г., Крикун Н.Ф.* Стратиграфия // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Объяснительная записка. М-б 1 : 1000000 (третье поколение). Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. Кн. 41. 2006. С. 9–10.
34. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 181 с.
35. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Луцицкая М.В.* Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2001. Т. 76. Вып. 6. С. 24–37.
36. *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 577).
37. *Степанов В.А., Трухин Ю.П.* О возрасте Шанучского медно-никелевого месторождения Камчатки // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 1. С. 84–86.
38. *Тарарин И.А.* Гранулиты колпаковской серии Срединного хребта Камчатки – миф или реальность? // Петрология. 2008. Т. 16. № 2. С. 207–224.
39. *Тарарин И.А., Чубаров В.М., Игнатъев Е.К., Москалева С.В.* Геологическая позиция, минералогия и платиноидная минерализация медно-никелевых рудопоявлений Квинумского рудного поля Срединного хребта Камчатки // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 94–100.
40. *Тектоника Северной Евразии* (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5000000) / Ред. А.В. Пейве, Л.П. Зоненшайн, А.Л. Книппер и др. М.: Наука, 1980. 222 с.
41. *Федорчук А.В.* Внутреннее строение офиолитов Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1989. № 4. С. 944–947.
42. *Ханчук А.И.* Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. дис. ... докт. г.-м. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.
43. *Ханчук А.И.* Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: материалы XXXIII тект. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 544–547.
44. *Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуй Г.А., Неволин П.Л., Москаленко Е.Ю., Фугзан М.М., Курнозова Т.И., Травин А.В.* Успенский интрузив Южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 9. С. 664–668.
45. *Хотин М.Ю., Шаниро М.Н.* Офиолиты Камчатского мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61–90.
46. *Цуканов Н.В., Федорчук А.В.* Офиолитовые комплексы в аккреционной структуре Восточной Камчатки // Петрология и металлогения мафит-ультрамафитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 159–169.
47. *Шаниро М.Н., Разницын Ю.Н., Шаницер А.Е., Ландер А.В.* Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.
48. *Шаниро М.Н., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К.* Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии островной дуги с континентом (Камчатка) // Геотектоника. 2008. № 6. С. 70–91.
49. *Щипанский А.А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Издательство ЛКИ, 2008. 560 с.
50. *Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V., Freitag R.* Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka-Aleutian junction // Int. J. Earth Sci. (Geol. Runsch.). 2006. doi: 10.1007/s00531-006-0080-z
51. *Amato J.M., Rioux M.E., Keleman P.B., Gehrels G.E., Clift P.D., Pavlis T.L., Drau A.E.* U-Pb geochronology of volcanic rocks from the Jurassic Talkeetna Formation and detrital zircons from prearc and postarc sequences: implications for the age of magmatism and inheritance in the Talkeetna arc // Tectonic growth of a collisional continental margin: crustal evolution of Southern Alaska. Eds. K.D. Ridgeway, J.M. Trop, J.M.G. Glen, J.M. O'Neill. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 431. 2007. 650 p.
52. *Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W. et al.* Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // Jour. Geol. 2002. Vol. 110. P. 27–289.
53. *Crawford M.B., Windley B.F.* Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis // J. Volcanology and Geothermal Research. 1990. Vol. 44. P. 1–19.
54. *Davies J.H., F. von Blanckenburg.* Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 129. P. 85–102.
55. *DeBari S.M., Coleman R.G.* Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. № B4. P. 4373–4391.
56. *Drummond M.S., Defant M.J., Kepzhinskas P.K.* Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sciences. 1996. Vol. 87. P. 205–215.
57. *England P.C., Thomson A.B.* Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer

- during evolution of regions of thickened continental crust // *J. Petrology*. 1984. Vol. 25. P. 894–928.
58. *Geist E.L., Vallier T.L., Scholl D.W.* Origin transport and emplacement of an exotic island-arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1994. Vol. 106. № 9. P. 1182–1194.
  59. *Haragushi S., Ishii T., Kimura J.-I., Ohara Y.* Formation of tonalite from basaltic magma at the Komahashi-Daini seamount, northern Kyushu-Palau ridge in the Philippine Sea, and growth of Izu-Ogasawara (Bonin)-Mariana arc crust // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. Vol. 145. P. 151–168.
  60. *Kawate S., Arima M.* Petrogenesis of the Tanzawa plutonic complex, central Japan: exposed felsic middle crust of the Izu-Bonin-Mariana arc // *Island Arc*. 1998. Vol. 7. P. 342–358.
  61. *Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view on the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Eds. Holland D., Turekian K.K. Treatise on Geochemistry*. 2003. Vol. 3. P. 594–649.
  62. *Kitamura K., Ishikawa M., Arima M.* Petrological model of the northern Izu-Bonin-Mariana arc crust: constraints from high-pressure measurements of elastic wave velocities of the Tanzawa plutonic rocks, central Japan // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 371. P. 213–221.
  63. *Miller T.P.* Pre-Cenozoic plutonic rocks in mainland of Alaska // *The Geology of North America*. V. G-1. The Geology of Alaska. *Plafker G., Berg H.C. (eds.) Geological Society of America*, 1994. P. 535–555.
  64. *Nabelek P.I., Liu M., Sirbescu M.-L.C.* Thermo-rheological, shear heating model for leucogranite generation, metamorphism, and deformation during the Proterozoic Trans-Hudson orogeny, Black Hills, South Dakota // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 342. P. 371–388.
  65. *Nakajima K., Arima M.* Melting experiments on hydrous low-K tholeiite: implications for the genesis of tonalitic crust in the Izu-Bonin-Mariana arc // *Island Arc*. 1998. Vol. 7. P. 359–373.
  66. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al.* Circum-Pacific tectonostratigraphic terrane map. Open-File Report 94-714, 1994. 221 p.
  67. *Ohara Y., Kasuga S., Okino K., Kato Y.* Survey maps Philippine Sea structures // *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 1997. Vol. 78. P. 555.
  68. *Patino Douce A.E.*, What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1999. Vol. 168. № 1. P. 55–75.
  69. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. № 4. P. 956–983.
  70. *Pitcher W.S.* Granites and yet more granites forty years on // *Geologische Rundschau*. 1987. Vol. 76. № 1. P. 51–79.
  71. *Rioux M., Mattinson J., Hacker B., Kelemen P., Blusztajn J., Hanghøj K., Gehrels G.* Intermediate to felsic middle crust in the accreted Talkeetna arc, the Alaska Peninsula and Kodiak Island, Alaska: An analogue for low-velocity middle crust in modern arcs // *Tectonics*. 2010. Vol. 29. P. TC3001, doi: 10.1029/2009TC002541
  72. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust / *H.D. Holland, K.K. Turekian (eds.) // Treatise on Geochemistry*. Vol. 3. 2003. P. 1–56.
  73. *Saito K., Otomo I., Takai T.* K-Ar dating of the Tanzawa tonalitic body and some restrictions on the collision tectonics in the South Fossa Magma, Central Japan // *J. Geomagnetism and Geoelectricity*. 1991. Vol. 43. P. 921–935.
  74. *Silantyev S.A., Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Bazylev B.A., Palandzhyan S.A., Ganelin A.V.* Geodynamic setting of the high-grade amphibolites and associated igneous rocks from the accretionary complex of Povorotny Cape, Taigonos Peninsula, Northeastern Russia // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 325. P. 107–132.
  75. *Sohn W., Nakayama K., Kimura T.* Arc-arc collision in the Izu collision zone, central Japan, deduced from the Ashigara basin and adjacent Tanzawa Mountains // *Island Arc*. 1998. Vol. 7. P. 330–341.
  76. *Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A., Morozov O.L., Ganelin A.V., Bazylev B.A., Osipenko A.V., Palandzhyan S.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* Ophiolites in accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Asia: age, composition, and geodynamic diversity // *Ophiolites in Earth History* *Dilek Y., Robinson P.T. (Eds.) Geological Society. London. Special Publications*. 2004. Vol. 218. P. 619–664.
  77. *Sylvester P.J.* Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. 1998. Vol. 45. P. 29–44.
  78. *Tamura Y., Tatsumi Y.* Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanic arcs: an example from the Izu-Bonin arc // *J. Petrology*. 2002. Vol. 43. № 6. P. 1029–1047.
  79. *Tani K., Dunkley D.J., Kimura J.-I., Wysoczanski R.J., Yamada K., Tatsumi Y.* Syncollisional rapid granitic magma formation in an arc-arc collision zone: Evidence from the Tanzawa plutonic complex, Japan // *Geology*. 2010. Vol. 38. № 3. P. 215–218; doi: 10.1130/G30526.1
  80. *Tatsumi Y., Stern R.J.* Manufacturing continental crust in the subduction factory // *Oceanography*. 2006. Vol. 19. № 4. P. 104–112.
  81. *Tsukanov N.V., Kramer W., Skolotnev S.G., Luchitskaya M.V., Seifert W.* Evidence for Ophiolites of the Eastern Peninsula zone (Eastern Kamchatka): age, composition, and geodynamic diversity // *Island Arc*. 2007. Vol. 16. P. 431–456.
  82. *Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 64. P. 295–304.

Рецензенты: В.В. Ярмолюк, Н.А. Горячев



## Mesozoic and Cenozoic Granitoid Complexes in the Structure of the Continental Margin of Northeast Asia

M. V. Luchitskaya

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: luchitskaya@ginrs.ru*

Received February 18, 2013

**Abstract**—The integral data on structural position, age, and formation setting of Mesozoic and Cenozoic granitoid complexes in northeast Asia make it possible to divide them into preaccretionary, accretionary, and postaccretionary groups participating in the structure of the accretionary-type continental margin. The pre-accretionary granitoids are members of volcanic–plutonic associations of ensimatic island arcs or supra-subduction ophiolitic complexes, which mark the onset of growth of the granitic–metamorphic layer in the future continental crust. The accretionary granitoids fix the accretion of diverse rock complexes to the continental margin and are localized in its frontal zone, where granitic–metamorphic layer grows further. The postaccretionary granitoid plutons of the marginal continental volcanic–plutonic belts seal up fold–nappe structures, determining the upper age limit of accretion and deformation. The origin of postaccretionary granitoids is related to remelting of older heterogeneous accretionary–island arc crust.