Литосфера, 2005, № 2, с. 135-151

УДК 552.2:551.72(571.5)

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЗАПАДА УМЛЕКАНО-ОГОДЖИНСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ: НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В.Е. Стриха

Амурский комплексный научно-исследовательский институт Дальневосточного отделения РАН

675000, Благовещенск, пер. Релочный, 1

E-mail: strikhav@mail.ru

Поступила в редакцию 7 июля 2004 г.

Среди гранитоидов золотоносных районов запада Умлекано-Огоджинской вулкано-плутонической зоны выделяются две близкие по возрасту, но различающиеся по составу гранитоидные ассоциации: позднеюрско-раннемеловая известково-щелочная монцодиорит-гранитовая и неокомовая умеренно-щелочная граносиенит-гранитовая. Породы обеих гранитоидных ассоциаций являются гибридными образованиями и представляют собой смеси материалов, образовавшихся как из мантийных, так и докембрийских коровых источников. Исходные для ранних фаз расплавы возникли, вероятно, при частичном плавлении в условиях насыщения водой гранатсодержащих, с высокими содержаниями калия (биотитсодержащих) метаморфических пород нижней коры под воздействием базальтовых расплавов различной щелочности. Исходный субстрат для пород монцодиорит-гранитовой ассоциации при этом характеризовался более меланократовым составом по сравнению с граносиенит-гранитовой ассоциацией. Гранитоиды зоны коррелируются с другими позднемезозойскими интрузивными образованиями Верхнего Приамурья, что позволяет рассматривать их в составе единого коллизионного внутриконтинентального пояса.

Ключевые слова: *поздний мезозой, коллизия, гранитоиды, золотоносные районы, геохимия, геохронология, изотопная геохимия, Верхнее Приамурье.*

THE LATE MESOZOIC GRANITOIDS OF THE WEST UMLEKAN-OGODZHA VOLCANOPLUTONIC ZONE UPPER PRIAMURYE: THE NEW GEOCHEMICAL, GEOCHRONOLOGICAL AND ISOTOPE-GEOCHEMICAL DATA

V.Ye. Strikha

Amur Complex Research Institute, Far East Branch of RAS

Late Jurassic – Early Cretaceous calc-alkalic monzodiorite-granitic and Neocomian moderate-alkaic granosyenite-granitic granitoid associations, which are similar by the age but different in composition, are distinguished among the granitoids of the gold-bearing areas of the west Umlekan-Ogodzha volcanoplutonic zone. The rocks of both granitoid associations are the hybrid formations and are mixtures of materials, which were formed from both mantle and Precambrian crustal sources. Probably, parent melts for early phases originated because of the partial melting in conditions of water-saturation of garnet-containing, highly potassium (biotite-containing) metamorphic rocks of the lower crust which took place under the influence of basaltic melts with different alkaline degree. During this process parent substrate was characterized by higher melane concentration in comparison with granosyenite-granitic association. Granitoids of the zone correlate with other Late Mesozoic intrusive formations of Upper Priamurye, that let treat them as a part of the unified collisional innercontinental belt.

Key words: *Late Mesozoic, collision, granitoids, gold-bearing areas, geochemistry, geochronology, isotope-geochemistry, Upper Priamurye.*

Введение

Умлекано-Огоджинская вулкано-плутоническая зона считается продолжением Большехинганского [Гусев, Хаин, 1995] или Верхнеамурского [Гордиенко и др., 2000] магматического пояса позднеюрского-раннемелового возраста на территории России, который простирается в северо-восточном направлении по территории Внутренней Монголии, Китая и России более чем на 1000 км, являясь одним из крупнейших в мире внутриконтинентальных внегеосинклинальных магматических поясов.

Среди плутонических образований Умлекано-Огоджинской зоны традиционно выделялись следующие интрузивные комплексы: магдагачинский умеренно-щелочных гранитов условно позднеюрского возраста, верхнеамурский гранодиорит-гранитовый и буриндинский монцодиорит-гранодиоритовый раннемелового возраста [Мартынюк и др., 1990; Геология…, 1988]. Анализ химического состава и петрографических особенностей пород этих комплексов показал, что они включают породы разных по щелочности петрохимических серий, различающихся по петрографическим признакам, а также характеризующихся отсутствием общей эволюционной упорядоченности (гомодромности) в ряду выделенных интрузивных фаз, что ставит под сомнение правильность их объединения в составе единых комплексов.

Дискуссионными являются также вопросы генезиса гранитоидов и их геодинамической природы. Формирование магматических образований Умлекано-Огоджинской зоны связывалось с мезозойской тектономагматической активизацией [Вулканические…, 1984], субдукцией океанической коры в условиях активной континентальной окраины [Гордиенко и др., 2000; Гусев, Хаин, 1995] или рифтогенезом [Степашко, 2001].

Проведенные автором минералогические, геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические исследования позднемезозойских гранитоидов западной части Умлекано-Огоджинской зоны позволяют уточнить возраст, генезис и геодинамические обстановки их формирования. По возрасту и особенностям вещественного состава здесь выделяются монцодиорит-гранитовая и граносиенит-гранитовая ассоциации, для которых характерен преимущественно биотит-роговообманковый парагенезис темноцветных минералов.

Практическая значимость результатов исследований обусловлена тем, что к гранитоидам обеих ассоциаций приурочены многочисленные россыпи золота, золото-редкометалльные и золото-кварцевые проявления скарнового и гидротермального типа [Гуров, 1978; Моисеенко, Эйриш, 1996].

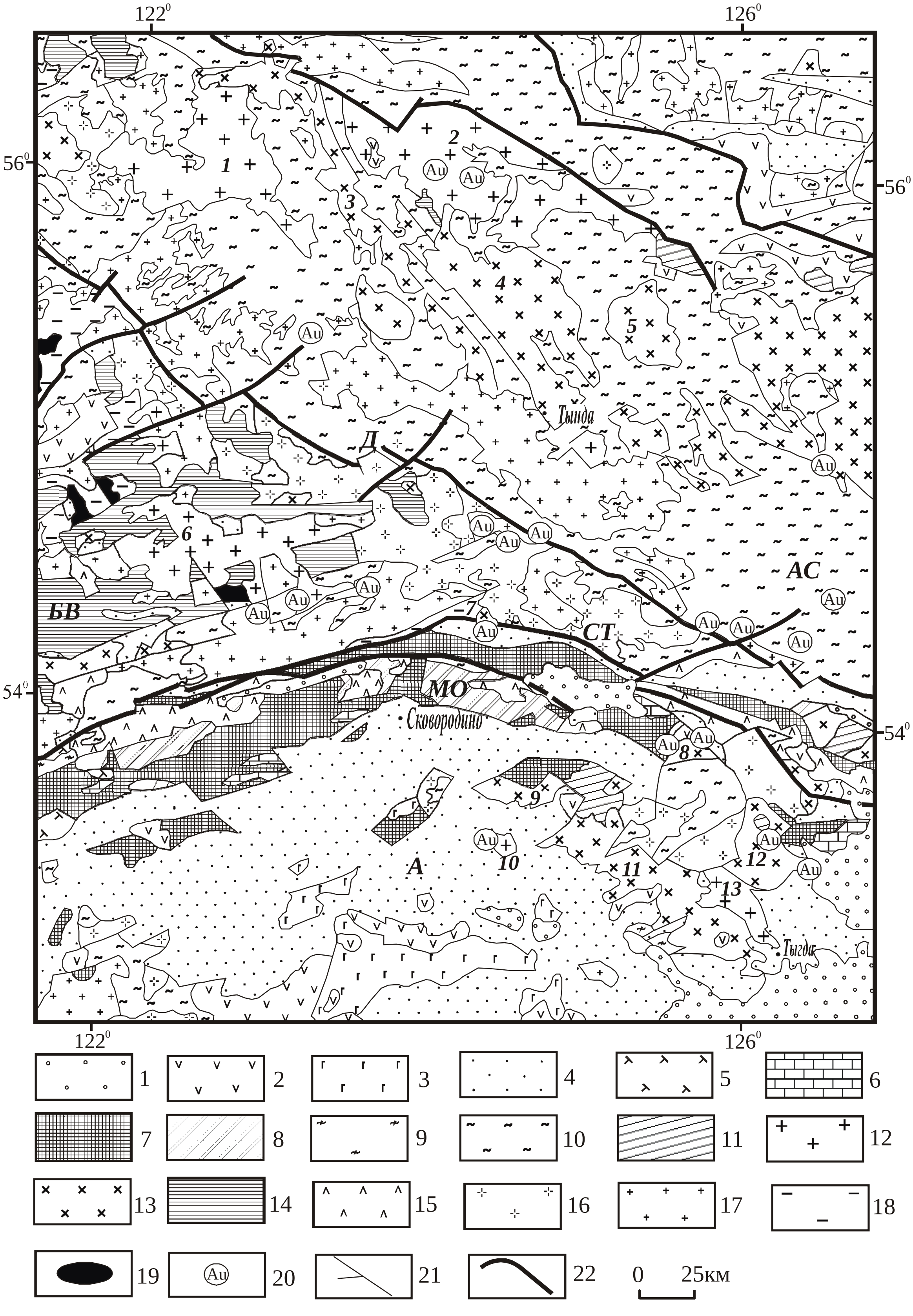
Геологическое положение и строение гранитоидных плутонов

Большехинганский вулканно-плутонический пояс в северо-восточной части перекрывает структуры Байкало-Витимского, Амурского супертеррейнов и Монголо-Охотского орогенного пояса (рис. 1).

Байкало-Витимский супертеррейн характеризуется многоярусным строением. В Верхнем Приамурье основание этой структуры сложено раннедокембрийским сиалическим фундаментом. Фундамент прорывается плу-

Рис. 1. Схема геологического строения и размещения интрузивных массивов Верхнего Приамурья.

1 – неоген-четвертичные отложения; 2 – меловые вулканогенные образования; 3 – верхнеюрские-раннемеловые вулканогенные образования преимущественно основного состава; 4 – юрские осадочные отложения; 5 – верхнетриасовые осадочные отложения; 6 – нижнекарбоновые отложения; 7 – девонские отложения; 8 – силурийские отложения; 9 – протерозойские метаморфические образования; 10 – архейские метаморфические и ультраметаморфогенные образования; 11 – меловые субвулканические образования преимущественно среднего и кислого состава; 12 – раннемеловая граносиенит-гранитовая ассоциация; 13 – позднеюрская-раннемеловая монцодиорит-гранитовая ассоциация; 14 – позднепермские-раннетриасовые щелочные и умеренно-щелочные гранитоиды; 15 – раннепалеозойские интрузивные образования габбро-гранитового состава; 16 – протерозойские гранитоиды; 17 – архейские граниты; 18 – раннеархейские гранодиориты; 19 – раннеархейские габброиды; 20 – проявления и месторождения золота (Au); 21 – геологические границы; 22 – крупнейшие разломы.



АС – Алдано-Становой супертеррейн, БВ – Байкало-Витимский супертеррейн, А – Амурский супертеррейн, МО – Монголо-Охотский орогенный пояс, Д – Джелтулакский разлом, СТ – Северо-Тукурингрский разлом. Цифрами обозначены массивы: *1* – Чильчинский, *2* – Чубачинский, *3* – Ларбинский, *4* – Бакаранский, *5* – Дюпкойский, *6* – Хайктинский, *7* –Джалиндинский, *8* – Игакский, *9* – Джиктандинский, *10* – Ускалинский, *11* – Талалинский, *12* – Ольгинский, *13* – Сергеевский.

тонами раннепалеозойской габбро-гранитовой формации, ассоциирующей с венд-кембрийскими вулканитами. Следующий структурно-вещественный комплекс представлен позднепалеозойско-раннетриасовыми известково-щелочными и щелочными вулкано-плутоническими образованиями. Граница с Алдано-Станового щитом проходит по Джелтулакскому глубинному разлому, окончательное сочленение по которому Байкало-Витимского супертеррейна и Сибирского кратона произошло в среднем-позднем палеозое [Гусев, Хаин, 1995].

Монголо-Охотский орогенный пояс протягивается в виде узкой (до 300 км) прерывистой полосы от Удской губы Охотского моря до Центральной Монголии. По данным Л.М. Парфенова с соавторами [1999], в составе пояса устанавливаются океанические образования, представленные фрагментами офиолитов, базальтами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми отложениями, которые датируются ранним и поздним палеозоем, триасом и ранней юрой. В верховьях р. Амур пояс прерывается на 200 км, где обрамляющие его древние континентальные блоки сходятся друг с другом (Аникинский порог). Пояс представляет собой шовную зону между двумя древними континентальными блоками. В составе пояса выделяются террейны аккреционного клина различного типа и возраста. В пределах Верхнего Приамурья располагается Тукурингрский фрагмент Агинского террейна. Он сложен силурийскими и девонскими породами, представленными преимущественно зелеными метаморфическими сланцами, в составе которых преобладают базальты типа СОХ, кремнисто-глинистыми и кремнистыми отложениями, реже песчаниками и известняками. В северной части Тукурингрского фрагмента известны также карбонатные тела с раннеюрской фауной. Для террейна характерны фрагменты офиолитов, представленные ультраосновными породами, габбро и тоналитами.

Амурский супертеррейн представлен рядом древних массивов или террейнов, расположенных южнее Монголо-Охотского пояса [Парфенов и др., 1999]. В их строении участвуют архейские кристаллические образования, разнотипные рифейские метаморфические толщи, а также мощные деформированные терригенные и карбонатные отложения кембрия. Характерны раннепалеозойские гранитоидные батолиты. Местами известны маломощные мелководные отложения девона, карбона, перми и триаса.

Континентальные вулканиты Умлекано-Огоджинской зоны перекрывают южную окраину Монголо-Охотского пояса, а гранитоидные массивы являются сшивающими для структур Амурского, Байкало-Витимского супертеррейнов и Монголо-Охотской орогенного пояса. Вулканогенная толща Умлекано-Огоджинской зоны относится к нижнему мелу, подстилается терригенной лимнической молассой и характеризуется трехчленным строением. Нижняя часть представлена талданской свитой, сложенной преимущественно андезитами, дацитами, реже их туфами и субщелочными разностями. В подчиненном количестве в составе свиты участвуют терригенные породы. Мощность свиты составляет 400-800 м. Средняя часть сложена породами керакской свиты, в составе которой преобладают андезиты, дациты и риодациты, иногда повышенной щелочности, а также их туфы и игнимбриты, реже отмечаются терригенные отложения. Мощность свиты варьирует от 40 до 500 м. Верхняя часть разреза вулканитов образована контрастной галькинской свитой, в строении которой участвуют преимущественно трахибазальты, трахиандезибазальты, дациты, риолиты, трахидациты и трахириолиты, их туфы, а также туфогенно-осадочные образования. Мощность свиты оценивается в 100-500 м.

Монцодиорит-гранитовая ассоциация объединяет позднемезозойские известково-щелочные интрузивные образования Умлекано-Огоджинской зоны. Ранее они рассматривались в составе ранних фаз верхнеамурского (Ольгинский, Игакский, Талалинский массивы и др.) и буриндинского (Джиктандинский, Буриндинский и др.) комплексов. Буриндинский комплекс был выделен ранее в результате среднемасштабных геологосъемочных работ из состава верхнеамурского по соотношению интрузивных образований с вулканогенными породами талданской свиты нижнего мела. Считалось, что интрузивные породы буриндинского комплекса прорывают образования талданской свиты, в отличие от пород верхнеамурского, перекрывающихся вулканитами талданской свиты [Геология…, 1988]. В процессе геологического доизучения площадей в масштабе 1 : 200 000 были получены доказательства более раннего формирования гранитоидов буриндинского комплекса по отношению к вулканитам талданской свиты [Козырев и др., 2001]. Нашими исследованиями получены данные о тождественном составе породообразующих минералов, близких петрографических и петрогеохимических особенностях пород буриндинского комплекса и ранних фаз верхнеамурского, что позволило объединить их в единую известково-щелочную монцодиорит-гранитовую ассоциацию. В строении интрузивных тел ассоциации участвуют породы трех фаз: I фаза – биотит-роговообманковые, нередко пироксенсодержащие, кварцевые монцодиориты, II фаза – биотит-роговообманковые гранодиориты, III фаза – биотит-роговообманковые граниты. Количественные соотношения пород различных фаз в разных массивах значительно варьируют. В целом характерно преобладание пород I и II фаз. Размеры интрузивных тел варьируют от первых десятков до первых сотен км^2. По форме выделяются и преимущественно пластообразные (Джиктандинский, Ольгинский, Игакский и др. массивы), реже штокообразные плутоны (Джалиндинский массив). В Елнинском массиве, расположенном восточнее рассматриваемого района, первая фаза представлена субщелочными габброидами.

Кварцевые монцодиориты первой фазы – порфировидные биотит-роговообманковые породы. Порфировидные выделения размером до 10 мм, представлены таблитчатым плагиоклазом, длиннопризматической роговой обманкой и биотитом. Породы состоят из зонального олигоклаз-андезина – 40-55 %, калишпата – 5-15 %, кварца – 5-15 %, магнезиальной роговой обманки – 8-12 %, биотита – 6-8 %, рудных минералов – 2-5 %. Иногда отмечается клинопироксен (до 5 % объема пород). Гранодиориты второй фазы – порфировидные породы от средне-крупнозернистых до тонко-мелкозернистых. Порфировидные выделения представлены таблитчатым плагиоклазом и длиннопризматической роговой обманкой размером до 1 см. По отношению к кварцевым диоритам первой фазы в гранодиоритах второй увеличивается количество кварца – 15-25 %, калишпата – 12-20 %, уменьшаются содержания темноцветных минералов – 8-12 %. Граниты третьей фазы – мелко-среднезернистые породы с нерезко выраженными порфировидными выделениями таблитчатого плагиоклаза. В отличие от гранодиоритов содержат меньше плагиоклаза – 40-45 % и темноцветных минералов – 5-10 %, больше калиевого полевого шпата – 20-35 % и кварца – 20-28 %.

Граносиенит-гранитовая ассоциация включает умеренно-щелочные гранитоиды Умлекано-Огоджинской зоны. Ранее породы ассоциации рассматривались в составе магдагачинского (Магдагачинский, Горчаковский, Исагачинский массивы), верхнеамурского (Сергеевский массив, граниты Ускалинского массива), а также буриндиндинского комплексов (граносиениты Ускалинского массива). Ассоциация образована породами 2 фаз: I фаза – граносиениты, II фаза – граносиениты, умеренно-щелочные биотит-роговообманковые, реже биотитовые граниты. В строении интрузивных тел преобладают породы II фазы. Площадь гранитоидных массивов данной ассоциации достигает первых сотен км^2. Широко развиты пластообразные плутоны и редко отмечаются штоки (Бургалийский массив).

Мелко-среднезернистые граносиениты первой фазы сложены олигоклаз-андезином – 42-46 %, калишпатом – 25-30 %, кварцем – 18-21 %, роговой обманкой – 2-5 %, биотитом – 5-7 %, рудными минералами – 2-5 %. Умеренно-щелочные граниты второй фазы – мелко-среднезернистые порфировидные породы. Порфировидные выделения представлены таблитчатым калишпатом размером до 3 см, редко больше – до 6-8 см, плагиоклазом – до 1 см. Породы состоят из олигоклаза – 47-56 %, калишпата – 20-25 %, кварца – 20-27 %, биотита – 3-5 %, магнезиальной роговой обманки или эденита до – 2-3 %, рудных минералов – 1-2 %. Граносиениты второй фазы отличаются от гранитов более низкими содержаниями кварца – 15-18 %, более высокими – темноцветных минералов, а от граносиенитов первой фазы – более натриевым составом плагиоклаза, более низкими содержаниями калишпата, кварца, темноцветных минералов.

Гранитоиды обеих ассоциаций прорывают и метаморфизуют вмещающие породы широкого возрастного диапазона – от архея до мезозоя. Наиболее молодыми вмещающими породами для гранитоидов обеих ассоциаций являются терригенные отложения верхней юры.

Исследования составов амфиболов и биотитов показывают, что породы обеих ассоциаций кристаллизовались из расплавов повышенной щелочности в условиях гип- и мезоабиссальной фаций глубинности. Монцодиорит-гранитовая ассоциация в целом кристаллизовалась при более высоких температурах и меньшем давлении, при близких значениях фугитивностей кислорода и водорода, при более низкой активности фтора и высокой хлора по сравнению с породами граносиенит-гранитовой ассоциации [Стриха, 2001а].

Петрохимические и геохимические особенности

Определение содержаний главных элементов в породах выполнено в химической лаборатории АмурКНИИ ДВО РАН классическим силикатным методом (аналитики – С.М. Радомский, Л.П. Носкова, О.А. Зубова). Содержания большинства элементов-примесей определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (США) в Хабаровском аналитическом центре (аналитики – Д.В. Авдеев, Л.С. Боковенко, В.Е. Зазулина), относительная погрешность определения не превышает 5 %. Ba, Zr, Ti определены в ИГГД РАН методом рентгенофлюоресцентного анализа. Относительная погрешность определения не превышает 5-10 %.

По химическому составу породы монцодиорит-гранитовой ассоциации обладают преимущественно нормальной щелочностью (табл. 1, рис. 2а). Породы ассоциации характеризуются как высококалиевые, умеренно-глиноземистые образования I-типа магнетитовой серии (рис. 2б, в, г). По соотношению SiO_2 и суммы щелочей породы граносиенит-гранитовой ассоциации являются умеренно-щелочными образованиями (рис. 2а). Это также преимущественно умеренно-глиноземистые, высококалиевые гранитоиды I-типа с высокой окисленностью железа (рис. 2б, в, г).

На тройных дискриминационных диаграммах Rb-Hf-Ta гранитоиды обеих ассоциаций попадают в поля коллизионных образований (рис. 3). Здесь же, для сравнения приведены неопубликованные данные для Хайктинского и Чубачинского массивов Верхнего Приамурья (рис. 1) с синколлизионными и позднеорогенными характеристиками, а также Бакаранского массива тындинско-бакаранского комплекса, фигуративные точки пород которых также располагаются в пределах полей коллизионных гранитоидов.

Породы обеих рассматриваемых ассоциаций характеризуются близкими спектрами распределения элементов-примесей. На мультиэлементных диаграммах (рис. 4) приведены отношения средних содержаний элементов-примесей в позднемезозойских гранитоидах Умлекано-Огоджинской зоны к примитивной мантии. Для пород обеих ассоциаций, за исключением граносиенитов Ускалинского массива, отмечаются отрицательные аномалии Ta, Hf, Tb, Y, Yb. В целом, содержания большинства крупноионых литофильных и высокозарядных элементов в гранитоидах близки к верхнекоровым. Содержания Ba и Sr выше или близки верхнекоровым, а Ta, Hf, Tb, Y, Yb в большинстве случаев близки или ниже нижнекоровых.

По геохимическим особенностям среди пород граносиенит-гранитовой ассоциации выделяется две группы. Первая группа представлена меланократовыми граносиенитами первой фазы Ускалинского массива, которые характеризуются наиболее более высокими содержаниями Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Cs, Rb, Sr, Y, Zr, Yb, Th (рис. 4б). Кроме этого, в отличие от гранитоидов второй фазы они характеризуются близкими к верхней коре содержаниями Ta, Sr, Tb, Y, Yb.

Вторая группа объединяет гранитоиды второй фазы Умлекано-Огоджинской зоны (Ускалинского, Сергеевского и Магдагачинского массивов) с умеренными содержаниями большинства микроэлементов (рис. 4). По геохимическим характеристикам гранитоиды этой группы в целом близки гранитоидам монцодиорит-гранитовой ассоциации, отличаясь более низкими содержаниями РЗЭ и Y.

Результаты определений РЗЭ в гранитоидах обеих ассоциаций приведены в табл. 1 и отражены на рис. 5.

Общий уровень содержаний РЗЭ в гранитоидах западной части Умлекано-Огоджинской ВПЗ в целом ниже кларковых и варьирует от 65,6 до 175,2 г/т. Для всех гранитоидов характерно резкое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, в связи с чем тренды распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ имеют резкий наклон от легких РЗЭ к тяжелым.

Породы монцодиорит-гранитовой ассоциации характеризуются близкими содержаниями легких РЗЭ (118-131 г/т) и различаются содержаниями тяжелых РЗЭ

(SumY = 5,6-16,4 г/т), при этом наиболее обогащены тяжелыми лантаноидами кварцевые монцодиориты, а наименее – граниты. $(La/Yb)_N$ отношение в породах, отражающее степень их дифференцированности, варьирует для кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов от 9,0 до 21,3, достигая в гранитах 51,5. Соответственно тренд распределения РЗЭ в гранитах в своей правой части отличается от осталных пород большей крутизной (Tb_N/Yb_N = 3,2). Для пород ассоциации характерно отсутствие или присутствие слабо выраженной отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0,70-0,92).

Породы граносиенит-гранитовой ассоциации отличаются по распределению РЗЭ от монцодиорит-гранитовой. Для них характерен больший разброс содержаний РЗЭ. Граносиениты первой фазы отличаются от пород второй более высокими содержаниями тяжелых РЗЭ (SumY = 13,0-13,3 г/т и

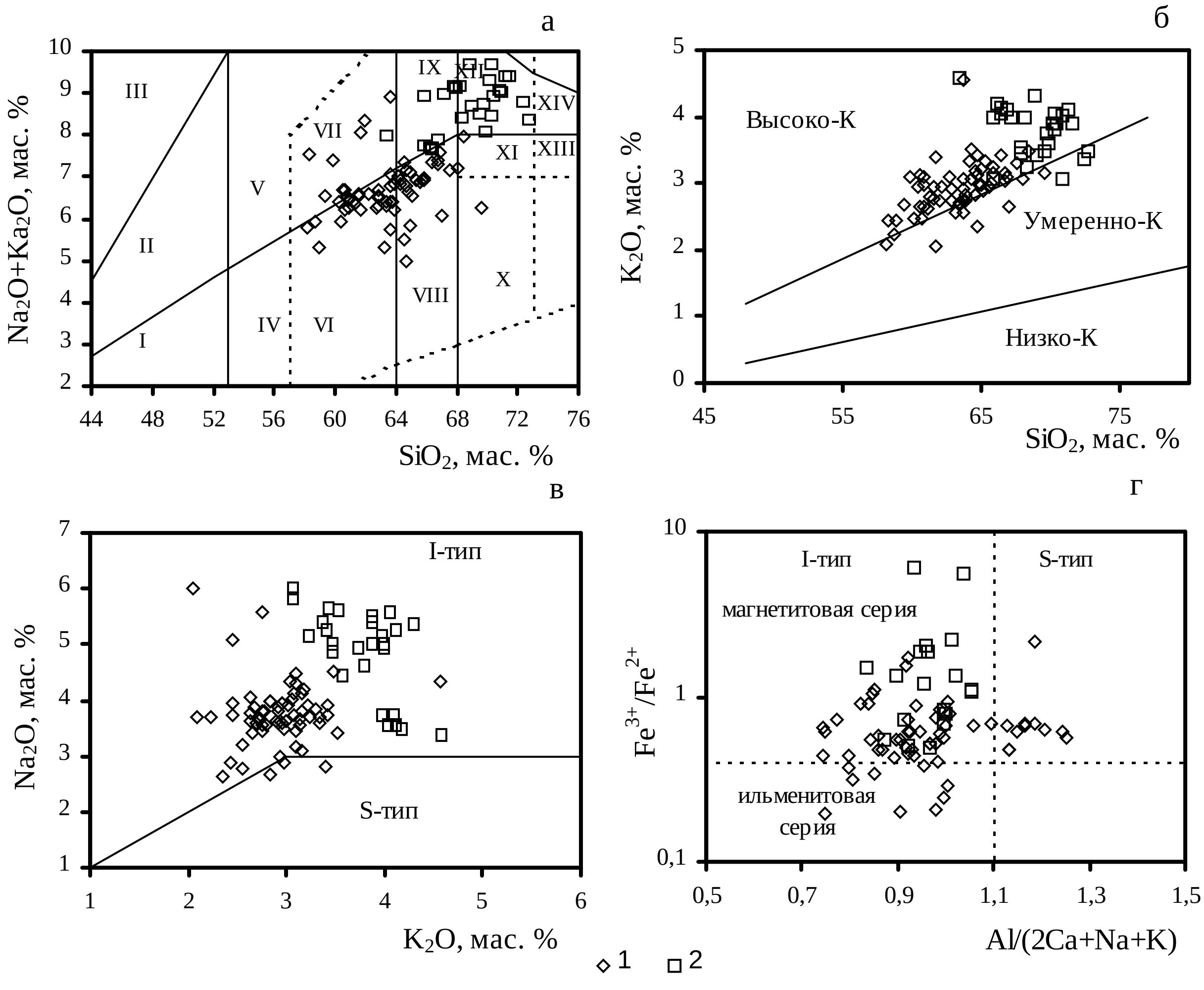


Рис. 2. Петрохимические классификационные и дискриминационные диаграммы для гранитоидов запада Умлекано-Огоджинской зоны.

а – соотношение средних содержаний суммы щелочей и SiO_2 (мас. %).

Поля составов пород [Классификация…, 1981]: I – габброиды, II – субщелочные габброиды, III – щелочные, IV – диориты , V – субщелочные диориты, монцодиориты, VI – кварцевые диориты, габброиды, VII – кварцевые монцодиориты-монцониты, VIII – гранодиориты, IX – граносиениты [Петрографический…, 1995], X – низкощелочные граниты, XI – граниты, XII – субщелочные граниты, XIII – лейкограниты, XIV – субщелочные лейкограниты.

б – соотношение K_2O и SiO_2 (по [Le Maitre et al., 1989]).

в – соотношение K_2O и Na_2O (по [Chappell, White, 1974]).

г – соотношение Al/(2Ca+Na+K) и Fe^{3+}/Fe^{2+}.

Ассоциации: 1 – монцодиорит-гранитовая, 2 – граносиенит-гранитовая.

При составлении диаграмм использованы данные автора и материалы геологических съемок.

Химический состав (мас. %) и содержания (г/т) элементов-примесей в представительных

Компоненты	Джалиндинский массив			Джиктандинский массив			
	С-135	С-1060	С-92	417-1	438	416	467-1
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	58,30	65,80	68,00	61,60	63,70	64,30	66,90
TiO_2	0,71	0,53	0,49	0,65	0,53	0,48	0,50
Al_2O_3	16,98	16,80	15,43	15,87	16,20	15,36	15,01
Fe_2O_3	2,23	0,65	1,71	1,71	1,74	1,86	0,96
FeO	3,24	2,87	2,35	2,99	1,72	1,87	3,01
MnO	0,07	0,07	0,11	0,08	0,09	0,09	0,06
MgO	4,76	1,56	1,56	4,48	2,66	3,25	3,11
CaO	6,42	4,12	3,40	4,36	4,22	4,89	2,34
Na_2O	4,08	3,91	4,11	3,58	4,34	3,41	4,47
K_2O	2,45	3,01	3,08	2,96	3,56	3,52	3,41
P_2O_5	0,22	0,16	0,17	0,15	0,11	0,14	0,15
п.п.п.	0,31	0,31	0,00	0,94	0,69	0,61	0,51
Сумма	100,77	99,75	100,40	99,37	99,56	99,78	100,43
Be	1,5	1,7	2,7	2,1	1,4	2,3	2,3
Sc	11,5	6,1	5,5	9,0	24,6	7,3	11,7
V	125	85	56	98	190	72	80
Cr	163	92	39	209	63	131	159
Co	19	12	8	17	15	12	14
Ni	48	30	14	66	19	41	48
Cu	26	10	10	37	42	18	11
Zn	80	67	47	84	128	77	55
Rb	76	86	94	111	172	137	132
Sr	760	683	651	576	711	534	503
Y	14	12	9	13	23	11	12
Zr	74*	125*	50	157*	268*	154*	-
Nb	5,7	5,9	8,2	6,9	8,4	6,6	7,2
Cs	4,1	4,9	3	5,9	2,3	5,7	8,7
Ba	926*	888*	1100	813*	701*	825*	-
La	28,03	30,88	22,77	29,88	27,42	32,03	28,30
Ce	57,43	61,51	45,37	61,91	55,56	63,25	58,32
Pr	6,90	7,23	4,88	7,20	7,05	7,06	6,61
Nd	25,55	25,57	20,13	25,36	27,72	23,68	23,03
Sm	4,75	4,41	3,93	4,57	5,67	3,85	3,79
Eu	1,29	1,14	0,57	1,04	1,71	0,86	0,84
Gd	4,53	3,88	3,35	4,14	5,58	3,55	3,30
Tb	0,56	0,49	0,41	0,56	0,77	0,43	0,40
Dy	2,80	2,34	1,70	2,53	4,22	2,13	1,97
Ho	0,55	0,46	0,32	0,47	0,85	0,42	0,40
Er	1,43	1,25	0,77	1,26	2,28	1,12	1,10
Tm	0,20	0,18	0,12	0,18	0,33	0,17	0,16
Yb	1,32	1,10	0,64	1,08	2,07	1,02	0,95
Lu	0,20	0,16	0,11	0,16	0,31	0,15	0,14
Hf	0,85	0,69	1,66	1,37	2,56	1,65	1,19
Ta	0,67	0,70	0,71	0,87	0,62	0,98	0,82
Pb	20	25	26	24	14	34	23
Th	7,8	11,2	9,4	13,1	4,4	18,6	11,9
U	1,9	3,1	2,7	3,1	0,9	3,2	4,4
Eu/Eu*	0,84	0,82	0,47	0,72	0,92	0,70	0,71
(La/Yb)N	14	19	24	19	9	21	20

Примечание. 1, 4, 5 – кварцевые монцодиориты; 2, 6, 7 – гранодиориты; 3- граниты; 8, 9 – граноси-
* – данные рентгенофлюоресцентного метода.

Таблица 1

образцах позднемезозойских гранитоидов запада Умлекано-Огоджинской зоны

Компоненты	Ускалинский массив			Сергеевский массив		Магдагачинский массив
	432	433	412	426	430-3	410-2
	8	9	10	11	12	13
SiO_2	63,40	66,80	70,30	69,00	67,80	72,40
TiO_2	1,60	0,54	0,21	0,41	0,45	0,36
Al_2O_3	16,30	15,10	15,08	15,95	16,93	15,25
Fe_2O_3	1,49	1,50	1,28	1,73	1,37	0,63
FeO	2,38	2,07	0,21	0,66	1,02	0,30
MnO	0,08	0,06	0,10	0,11	0,04	0,01
MgO	2,32	1,82	0,55	0,85	1,05	0,36
CaO	3,23	2,53	2,06	2,31	2,47	1,25
Na_2O	3,39	3,75	5,59	5,27	5,63	5,40
K_2O	4,58	4,11	4,06	3,89	3,54	3,37
P_2O_5	0,16	0,15	0,07	0,13	0,16	0,08
п.п.п.	0,78	0,86	0,39	0,75	0,53	0,43
Сумма	99,71	99,28	99,90	99,96	100,99	99,84
Be	3,2	3,5	3,6	2,6	2,7	3,0
Sc	4,5	4,5		0,4	1,3	1,3
V	74	65	10	31	34	35
Cr	62	53	9	18	20	37
Co	10	9	2	4	5	3
Ni	23	20	4	6	7	7
Cu	15	26	1	4	5	9
Zn	60	57	67	61	77	87
Rb	207	206	148	117	103	107
Sr	407	338	705	808	887	851
Y	17	17	3	5	6	6
Zr	260*	237*	103*	145*	164*	118
Nb	9,7	11,1	4,0	5,1	5,7	5,3
Cs	9,2	10,6	1,9	4,8	3,0	2,9
Ba	926	706	920	1040	1157	1287
La	33,95	35,88	11,34	28,32	34,21	16,52
Ce	72,35	80,52	32,15	61,15	66,95	38,70
Pr	8,72	8,75	3,39	7,23	8,56	5,17
Nd	30,48	30,27	12,61	25,85	30,92	19,88
Sm	5,47	5,59	2,35	4,38	5,47	3,84
Eu	0,99	0,88	0,59	0,99	1,28	0,97
Gd	4,89	5,06	1,74	3,23	4,21	2,90
Tb	0,64	0,67	0,18	0,32	0,42	0,32
Dy	3,22	3,27	0,66	1,15	1,45	1,29
Ho	0,63	0,62	0,10	0,18	0,22	0,21
Er	1,70	1,68	0,25	0,46	0,54	0,55
Tm	0,25	0,24	0,03	0,05	0,07	0,07
Yb	1,49	1,55	0,17	0,30	0,41	0,42
Lu	0,21	0,23	0,02	0,04	0,05	0,05
Hf	2,61	3,59	1,94	1,41	1,37	2,47
Ta	1,52	1,78	0,58	0,58	0,63	0,62
Pb	25	33	48	30	33	42
Th	19,7	24,8	10,3	13,1	9,3	8,8
U	5,1	3,9	1,7	2,0	2,3	3,4
Eu/Eu*	0,58	0,50	0,85	0,77	0,79	0,85
(La/Yb)N	15	16	46	63	57	27

ениты первой фазы; 10, 11, 13 – умеренно-щелочные граниты второй фазы; 12 – граносиениты второй фазы.

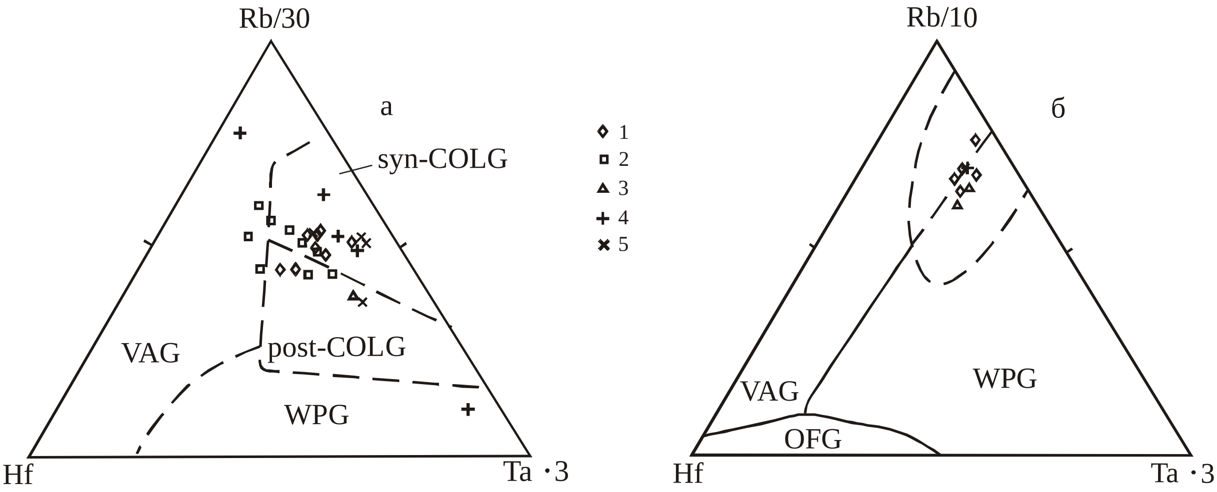


Рис. 3. Положение позднемезозойских гранитоидов Верхнего Приамурья на тройных дискриминационных диаграммах Rb–Hf–Ta [Harris et al., 1987].

а – гранитоиды с SiO_2 > 64 %; б – средние и кислые породы с SiO_2 > 55 %.

1 – граносиенит-гранитовая ассоциация Умлекано-Огоджинской зоны; 2 – монцодиорит-гранитовая ассоциация Умлекано-Огоджинской зоны; 3 – тындинско-бакаранский комплекс Алдано-Станового супертеррейна; 4 – хайктинский комплекс Байкало-Витимского супертеррейна; 5 – чубачинский комплекс Алдано-Станового супертеррейна.

Поля: VAG – островодужные, syn-COLG – синколлизионные, post-COLG – постколлизионные, WPG – внутриплитные (анорогенные), OFG – океанические магматиты (на диаграмме б поле составов коллизионных магматитов очерчено пунктиром).

3,1-7,4 г/т соответственно), пологим распределением их нормированных содержаний (Tb_N/Yb_N= 1,8 и 3,2-4,5) и присутствием отчетливо выраженной отрицательной аномалии Eu (Eu/Eu* = 0,50-0,58). $(La/Yb)_N$ отношение в породах ассоциации варьирует от 15,4-15,7 для граносиенитов первой фазы до 63 в гранитоидах второй фазы.

Результаты изотопных исследований

Для датирования использовались Rb-Sr (породы и минералы) и K-Ar (минералы) методы. Rb-Sr методом пробы анализировались в лабораториях ВСЕГЕИ и ИГГД РАН. Содержания рубидия и стронция определены методом двойного изотопного разбавления с погрешностью ±1,5-2,0 %. Измерения изотопного состава стронция произведены на масс-спектрометре МИ-1201Т с ошибкой ±0,05-0,1. Для большинства проб погрешности определений отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ составляли 1 % на 95-процентном уровне доверительной вероятности. Ошибка в определении $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0,05 % (для амфиболов – 0,1 %). Расчёт параметров изохрон осуществлялся по программе ISOPLOT. Все аналитические ошибки приведены с доверительной вероятностью P = 0,95 (2σ).

Исследования Rb-Sr и K-Ar изотопных систем в породах Джиктандинского массива, являющегося петротипическим для монцодиорит-гранитовой ассоциации, позволяют обосновать ее позднеюрский-раннемеловой возраст [Стриха и др., 2004]. Rb-Sr методом для кварцевых монцодиоритов 1 фазы получена изохрона в 147±19 млн. лет при I_0 = 0,70725±0,00028 и СКВО = 1,0. K-Ar возраст амфибола указывает на то, что возраст пород – не меньше 140±8 млн. лет. Rb-Sr изохрона для гранодиоритов 2 фазы – T = 136±11 млн. лет, I_0 = 0,70730±0,00026 и СКВО = 1,65. K-Ar данные для амфибола и биотита определяют возраст гранодиоритов Джиктандинского массива в 144±5 млн. лет. Возраст ассоциации подтверждается данными $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопного датирования [Сорокин и др., 2003]. Так для кварцевых монцодиоритов Джиктандинского массива установлен возраст 142,4±1,6 млн. лет (амфибол), для гранодиоритов Игакского массива 138,9±1,4 млн. лет (амфибол), для гранитов того же массива – 134,9±1,3 млн. лет (плагиоклаз).

Возраст пород граносиенит-гранитовой ассоциации основывается на данных определения возраста Магдагачинского и Сергеевского массивов (табл. 2, рис. 6). Для умеренно-щелочных гранитов Магдагачинского массива получена Rb-Sr изохрона: T = 126,5±1,5 млн. лет; I_0 = 0,70774±0,00018 и СКВО = 1,0. K-Ar возраст биотитов 127±6 млн. лет. Для гранитоидов Сергеевского массива Rb-Sr изохрона: T = 122,7±2,7 млн. лет, при I_0 = 0,7064±0,0005 и СКВО = 0,02. K-Ar возраст биотитов – 122±6 млн. лет. Совпадение Rb-Sr и K-Ar данных может свидетельствовать об относительной замкнутости этих систем.

Величины двустадийного Nd-модельного T_{Nd}(DM-2st) для монцодиорит-гранитовой ассоциации находятся в интервале 1,23-1,26 млрд. лет, ε_{Nd}(T) = –3,6-3,9, для граносиенит-гранитовой T_{Nd}(DM-2st) = 1,3 млрд. лет и ε_{Nd}(T) = –4,6 [Стриха и др., 2004].

Обсуждение результатов

Приведенные данные по возрасту и петрогеохимическим характеристикам пород петротипических массивов для выделяемых ранее магдагачинского, верхнеамурского и буриндинского комплексов запада Умлекано-Огоджинской вулканно-плутонической зоны позволяют пересмотреть эволюцию гранитоидного магматизма. В пределах зоны выделяются две близкие по возрасту, но различающиеся по составу гранитоидные ассоциации: позднеюрско-раннемеловая известково-щелочная монцодиорит-гранитовая и неокомовая умеренно-щелочная граносиенит-гранитовая.

Рассмотрим условия образования гранитоидов на основе данных по распределению РЗЭ и некоторых других элементов.

Породы монцодиорит-гранитовой ассоциации в целом характеризуются снижением

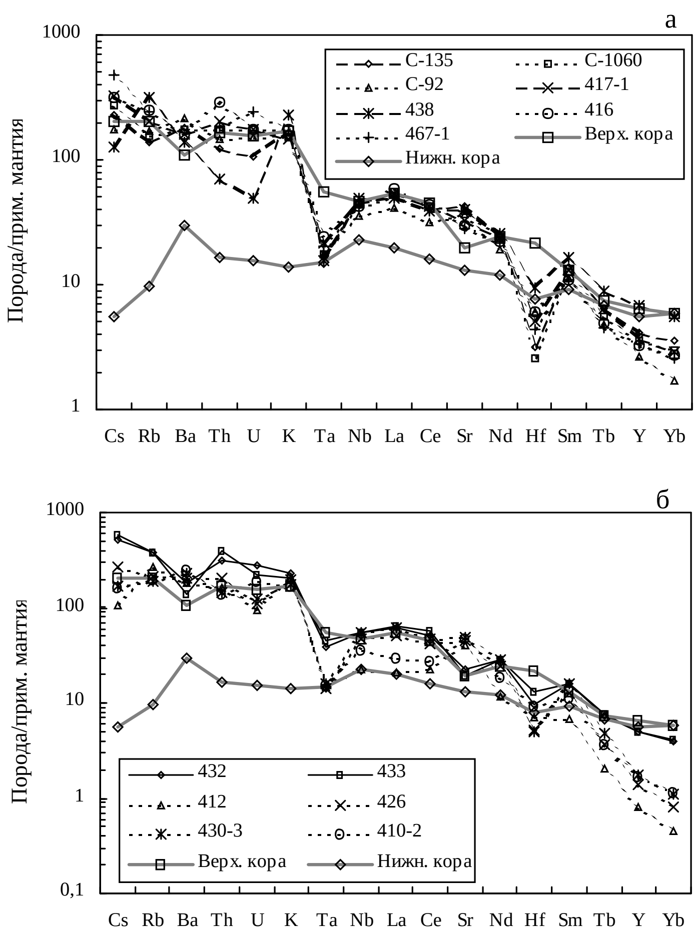


Рис. 4. Спайдер-диаграммы, нормированные по примитивной мантии (значения для нормализации по [Taylor, McLennan, 1985]) для гранитоидов запада Умлекано-Огоджинской зоны.

а – монцодиорит-гранитовая ассоциация. б – граносиенит-гранитовая ассоциация.

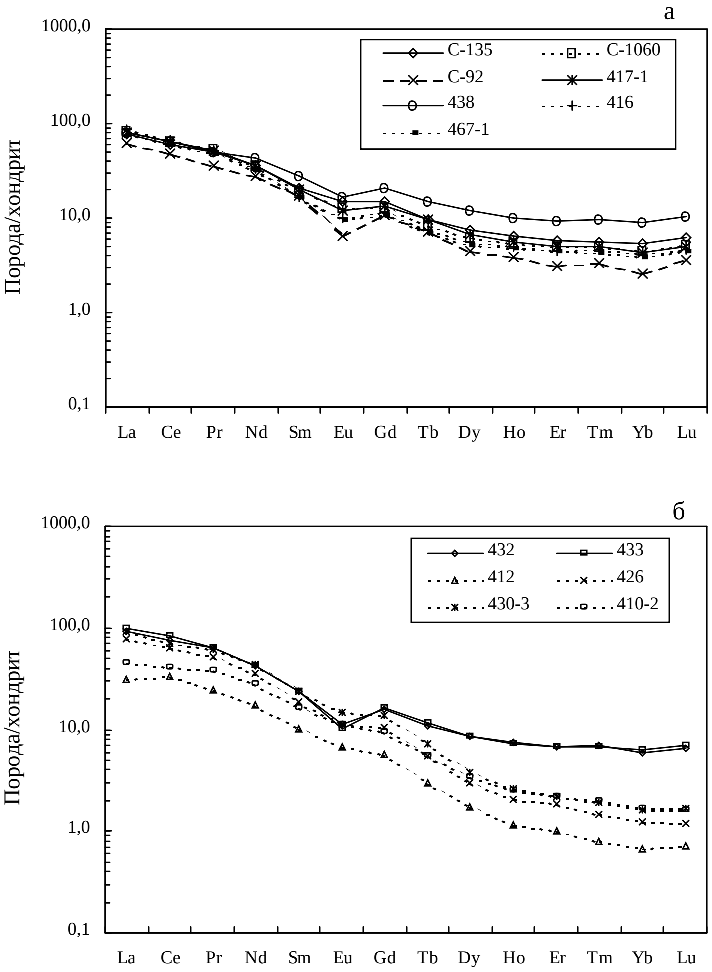


Рис. 5. Графики нормированных к хондриту [Taylor, McLennan, 1985] содержаний РЗЭ в гранитоидах запада Умлекано-Огоджинской зоны.

а – монцодиорит-гранитовая ассоциация. б – граносиенит-гранитовая ассоциация.

содержаний РЗЭ по мере увеличения в них кремнекислотности и щелочности (табл. 1). Снижение происходит в основном за счет тяжелых РЗЭ, в результате чего наблюдается веерообразное распределение трендов нормированных содержаний РЗЭ для пород монцодиорит-гранитовой ассоциации (рис. 5). Это может быть связано с фракционированием только минералов, коэффициенты распределения тяжелых РЗЭ в которых для средних и кислых расплавов больше единицы и они преобладают над легкими. Из породообразующих такими минералами являются пироксены и амфиболы, из акцессорных – циркон [Балашов, 1976; Fujimaki et. al., 1984], присутствующие в породах ассоциации.

Анализ распределения суммы РЗЭ в породах Джалиндинского плутона показывает увеличение содержаний РЗЭ от кварцевых монцодиоритов к гранодиоритам за счет легких РЗЭ, а затем уменьшение к гранитам, при общем снижении содержаний P_2O_5, увеличении кремнеземистости, щелочности и содержаний Zr. Кроме этого, в гранодиоритах и гранитах, как по петрографическим данным, так и при изучении протолочек, установлен ортит, отсутствующий в кварцевых монцодиоритах. Увеличение содержаний циркона и появление ортита должно было привести к заметному накоплению РЗЭ в гранитах. Однако, наблюдается обратная картина – уменьшение содержаний РЗЭ, в основном тяжелых. При переходе от кварцевых монцодиоритов к гранодиоритам исчезает пироксен и уменьшаются содержания амфибола, а также уменьшаются содержания P_2O_5, что свидетельствует об образовании гранодиоритов второй фазы при фракционировании пироксенов, амфиболов и апатита из магм среднего состава. Параллельное уменьшение в гранитах содержаний РЗЭ и P_2O_5 по сравнению с гранодиоритами позволяет считать, что при их образовании из умеренно кислых расплавов наряду с амфиболом фракционировал также и апатит.

Таблица 2

Рубидий-стронциевые данные для пород и минералов позднемезозойской граносиенит-гранитовой ассоциации запада Умлекано-Огоджинской зоны

№ пробы, материал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Параметры изохрон
Сергеевский массив, умеренно-щелочные граниты					
426: порода	96,7	650	0,43	0,70714	T = 122,7±2,7 млн. лет, I_0 = 0,7064±0,0005 СКВО = 0,02
калишпат	426	510,5	2,409	0,71052	
биотит	636	34	54,59	0,80156	
Магдагачинский массив, умеренно-щелочные граниты					
410-1: порода	93,2	814,2	0,331	0,70810	T = 126±1,5 млн. лет, I_0 = 0,70774±0,00018, СКВО = 1,0
410-2: порода*	89,3	746,1	0,3464	0,70843	
биотит*	436,2	32,04	39,66	0,77907	
плагиоклаз*	106,1	1028	0,2986	0,70846	
410-6: порода*	85,12	745,6	0,3303	0,70833	

Примечание. * – анализы выполнены в ИГГД РАН.

В породах Джиктандинского плутона отмечается аналогичная тенденция уменьшения содержаний РЗЭ от ранних фаз к поздним при увеличении кремнеземистости и щелочности пород, но при этом отмечается параллельное уменьшение содержаний Zr (табл. 1) и P_2O_5 (средние содержания P_2O_5 для кварцевых монцодиоритов – 0,16 %, гранодиоритов – 0,13 %). При этом в гранодиоритах, в отличие от кварцевых монцодиоритов, также отсутствуют пироксены и уменьшаются содержания амфибола. Это позволяет предполагать, что родоначальные для гранодиоритов магмы произошли за счет фракционирования из магм среднего состава пироксенов, амфибола, апатита и циркона.

В породах граносиенит-гранитовой ассоциации, как и для монцодиорит-гранитовой, характерно снижение суммы РЗЭ по мере увеличения кремнеземистости и щелочности пород различных фаз. Наличие в граносиенитах первой фазы отчетливо выраженной отрицательной аномалии европия указывает на их формирование из более мафических магм за счет фракционирования из них плагиоклаза, сопровождающегося накоплением в остаточном расплаве акцессорных минералов обога-

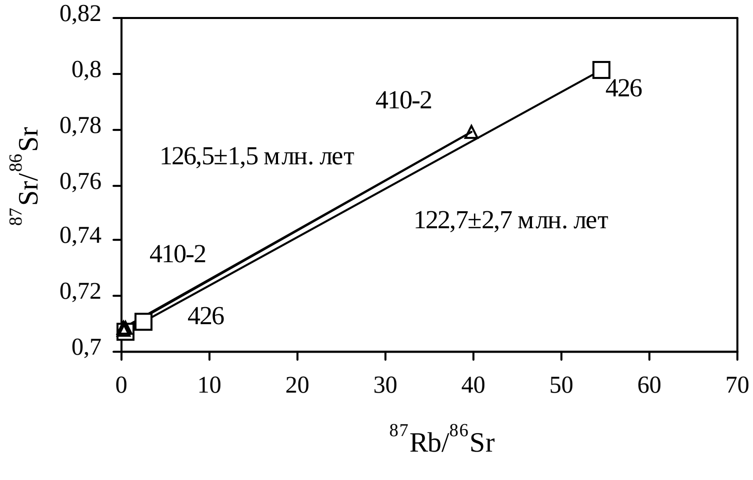


Рис. 6. Rb-Sr изохроны для пород и минералов гранитоидов Сергеевского и Магдагачинского массивов.

Исходные данные приведены в табл. 2.

щенных тяжелыми РЗЭ (вероятнее всего, циркона). Для умеренно-щелочных гранитов и граносиенитов второй фазы наблюдается субпараллельное расположение трендов нормированных значений, что в целом свидетельствует об их родстве. Наличие в гранитоидах второй фазы слабо выраженной отрицательной Eu аномалии, свидетельствует о фракционировании плагиоклаза при формировании исходных для них расплавов, что должно было привести к увеличению содержаний РЗЭ по отношению к породам предыдущей фазы. Снижение содержаний тяжелых РЗЭ в гранитоидах второй фазы теоретически можно объяснить участием во фракционировании циркона и апатита, подтверждением чему является положительная корреляция между содержаниями РЗЭ, P_2O_5 и Zr. Однако, различие в содержаниях Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Cs, Rb, Sr, Y, Zr, Yb, Th между породами первой и второй фаз ассоциации, при близких содержаниях плагиоклаза и калишпата, при низких концентрациях Rb и высоких Sr в породах второй фазы позволяет предполагать самостоятельность выплавок исходных для них расплавов.

Вопрос об источнике вещества пород монцодиорит-гранитовой и граносиенит-гранитовой ассоциаций можно рассмотреть с помощью данных по изотопному составу Sr и Nd. Установлено, что для кварцевых диоритов и гранодиоритов Джиктандинского массива монцодиорит-гранитовой ассоциации наблюдается сходство в изотопном составе этих элементов со средними значениями I_0 = 0,7073 и $\varepsilon_{Nd}(T)$ = –3,8 [Стриха, 2001а]. Это свидетельствует о том, что источником для них не могут являться ни деплетированная мантия, ни древняя сиалическая кора в чистом виде и позволяет считать наиболее вероятным при их образовании смешение мантийного и корового материала. Величины одно- и двухстадийного Nd-модельного возрастов протолитов для пород обеих ассоциаций, относительно момента его отделения от мантии, составляет 1,0-1,3 млрд. лет [Стриха, 2001а]. В случае образования пород ассоциаций при смешении мантийного и корового материала, возраст последнего – заведомо древнее, скорее всего архейский. Наблюдаются небольшие отличия в изотопном составе Sr и Nd в породах обеих ассоциаций. Для умеренно-щелочных гранитов Магдагачинского массива эти параметры составляют 0,7077 и –4,6 соответственно [Стриха, 2001а], т.е. изотопный состав стронция несколько выше, а неодима – несколько ниже по сравнению с породами монцодиорит-гранитовой ассоциации, что свидетельствует о большей доле корового компонента в их составе.

Установлено, что для пород монцодиорит-гранитовой ассоциации значения первичного изотопного состава Sr варьируют в пределах 0,7058-0,7073, для граносиенит-гранитовой – 0,7064-0,7077 [Стриха, 2001а]. Вариации I_0 в породах обеих ассоциаций отражают изотопную неоднородность субстрата. Более высокие значения I_0 указывают на большую роль зрелой коры в источнике для пород граносиенит-гранитовой ассоциации, хотя в целом составы источников для пород обеих ассоциаций близки.

Об этом свидетельствуют и геохимические особенности гранитоидов запада Умлекано-Огоджинской зоны, которые характеризуются резким преобладанием легких элементов спектра РЗЭ над тяжелыми, что наряду с высокими содержаниями Sr, низкими содержаниями Y указывает на присутствие в источнике вещества, подвергшемуся плавлению, граната, амфибола и плагиоклаза. В соответствии с экспериментальными данными по плавлению метабазитов в безводных условиях, амфибол в парагенезисе с гранатом стабилен при давлении 12-15 кбар, что свидетельствует о нижнекоровых условиях магмогенерации при формировании гранитоидов. Геохимические особенности пород позволяют считать наиболее вероятным исходным субстратом для гранитоидов Умлекано-Огоджинской зоны гранатсодержащие метаморфические породы амфиболитовой фации нижней коры с высокими содержаниями калия. При этом источники для пород монцодиорит-гранитовой ассоциации по отношению к породам граносиенит-гранитовой ассоциации (кроме граносиенитов первой группы) характеризовались более меланократовым составом, с большими концентрациями Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Y, Yb, меньшей Sr. Наиболее низкие концентрации Sr, высокие содержания Rb, Zr, Yb, Th, U в граносиенитах первой фазы позволяют предполагать в качестве возможного для них источника не содержащие гранат меланократовые обогащенные биотитом амфиболиты.

Эти данные, наряду с гомодромной последовательностью становления гранитоидных ассоциаций, наличием фациальных переходов в породах среднего и умеренно-кислого состава, а также меланократовых шлировидных включений, позволяют считать, что наиболее вероятными механизмами взаимодействия этих источников является ассимиляция базитовыми расплавами нижнекорового вещества, либо синтексис базитовых и коровых расплавов. Экспериментальные данные показывают, что высококалиевые разности гранитоидов I-типа возникают только при частичном плавлении в коре известково-щелочных обогащенных калием водосодержащих метаморфических пород основного и среднего состава под тепловым воздействием глубинных мафических магм [Roberts, Clemens, 1993].

Присутствие в массивах монцодиорит-гранитовой ассоциации Умлекано-Огоджинской зоны в качестве ранней фазы субщелочных габброидов (Елнинский массив), позволяет связывать возникновение исходных для них расплавов с плавлением докембрийской континентальной коры под воздействием внедряющейся субщелочной базитовой магмы. О различной щелочности первичных для пород ассоциаций базитовых расплавов свидетельствуют Rb-Sr отношения в изученных гранитоидах [Стриха, 2001a]. В соответствии с этими данными исходным для пород монцодиорит-гранитовой ассоциации являлся базальтовый расплав повышенной щелочности, а для пород граносиенит-гранитовой – щелочно-базальтовый. Нижнекоровый уровень магмогенерации подтверждает возможность возникновения исходных расплавов при частичном плавлении корового материала под воздействием базитовых расплавов.

По петрографическим (наличие в породах роговой обманки, магнетита) и петрохимическим особенностям (умеренной глиноземистости, высокой окисленности железа и др.) породы обеих ассоциаций относятся к I-типу гранитоидов, которые характерны для активных континентальных окраин и островных дуг. Однако, как показывают геотектонические построения, к моменту формирования гранитоидов Умлекано-Огоджинской зоны Монголо-Охотский океан закрылся в результате столкновения Сибирского континента и Амурского супертеррейна и сформировался Монголо-Охотский орогенный пояс [Геологические…, 1991; Парфенов и др., 1999]. Наличие плутонов обеих ассоциаций (например, Джиктандинского, Игакского и др.) сшивающих структуры Амурского и Монголо-Охотского пояса исключают их окраинноконтинентальную природу в результате субдукционных процессов в связи с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана до проявления гранитоидного магматизма. Отсутствие к юго-востоку от предполагаемой Большехинганской активной континентальной окраины [Гусев, Хаин, 1995] комплиментарных ей субдукционных комплексов [Степашко, 2001], также не позволяют рассматривать гранитоиды Умлекано-Огоджинской зоны в качестве субдукционных образований. Эти факты, а также данные по соотношению Rb-Hf-Ta в гранитоидах (рис. 3) позволяют предполагать их формирование в коллизионной обстановке, вероятно, при коллизии Амурского супертеррейна и Сибирского кратона [Геологические…, 1991].

Полученные данные имеют большое значение для корреляции с познемезозойскими плутоническими образованиями Байкало-Витимского и Алдано-Станового супертеррейнов. По возрасту, петрохимическим и геохимическим особенностям породы монцодиорит-гранитовой ассоциации Умлекано-Огоджинской зоны близки образованиям тындинско-бакаранского комплекса Алдано-Станового супертеррейна [Степанов и др.; 1998, Антонов, 2001; Ларин и др., 2002]. Породами комплекса сложены многочисленные крупные пластовые интрузии, образующие протяженный пояс (более 700 км) параллельно Монголо-Охотскому орогенному поясу. Возраст комплекса оценивается в 100-140 млн. лет K-Ar методом, 109-130 млн. лет Rb-Sr изохронным методом [Антонов и др., 2001]. T_{Nd}(DM-2st) для гранитоидов комплекса составляет 2,2-1,1 млрд. лет, ε_{Nd}(T) = –15,7-2,4 [Ларин и др., 2002], значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7078-0,7088 [Антонов и др., 2001], что сопоставимо с данными для монцодиорит-гранитовой ассоциации Умлекано-Огоджинской зоны. Породы комплекса формировались в коллизионной обстановке (Бакаранский массив, рис. 3).

По возрасту, петрографическим, геохимическим и изотопно-геохимическим особенностям породы граносиенит-гранитовой ассоциации близки позднеорогенным гранитоидам амуджиканского и хайктинского комплексов Байкало-Витимского супертеррейна [Гаврикова, 1983; Стриха и др., 2000], а по возрасту и геодинамическим условиям формирования коррелируются с синколлизионным чубачинским комплексом Алдано-Станового супертеррейна [Степанов и др., 1998; Ларин и др., 2001]. По соотношению Rb-Hf-Ta (рис. 3) гранитоиды этих массивов также соответствуют коллизионным образованиям. Чубачинские гранитоиды отличаются от остальных коллизионных образований пониженными содержаниями таких литофильных элементов как Rb, Cs, U, Th (неопубликованные данные). T_{Nd}(DM-2st) для гранитоидов массива составляет 2,5-2,1 млрд. лет, ε_{Nd}(T) = –18,5-14,0 [Ларин и др., 2002]. Такие особенности гранитоидов позволяют предполагать в качестве исходного для них вещества гранулиты, которые, как известно, образуются в нижней части коры и обычно обеднены этими элементами [Lambert et al., 1968].

Различия в составе субстрата для исходных расплавов коллизионных гранитоидов, а также щелочности первичных базальтовых магм определяют петрохимическую зональность ареалов позднемезозойских гранитоидов на территории Верхнего Приамурья, которая отмечалась в работах многих авторов [Антонов, 1979; Стриха, 2001б, и др.].

Заключение

Полученные данные позволяют рассматривать позднеюрские-раннемеловые интрузивные образования Верхнего Приамурья в составе единого внутриконтинентального вулкано-плутонического пояса, сформировавшегося в коллизионной обстановке – при сближении Амурского супертеррейна и Сибирского кратона. Разнообразие коллизионных гранитоидов обусловлено как составом исходного нижнекорового субстрата, так и составами внедряющихся в кору базитовых расплавов.

В пределах Умлекано-Огоджинской вулканно-плутонической зоны Верхнего Приамурья выделяются две близкие по возрасту, но различающиеся по составу гранитоидные ассоциации: позднеюрско-раннемеловая известково-щелочная монцодиорит-гранитовая и неокомовая умеренно-щелочная граносиенит-гранитовая.

Породы обеих гранитоидных ассоциаций являются гибридными образованиями и представляют собой смеси материалов, образовавшихся как из мантийных, так и докембрийских коровых источников. Исходные для ранних фаз расплавы возникли, вероятно, при частичном плавлении в условиях насыщения водой преимущественно гранатсодержащих, с высокими содержаниями калия (биотитсодержащих) метаморфических пород нижней коры под воздействием базальтовых расплавов различной щелочности. Исходный субстрат для пород монцодиорит-гранитовой ассоциации при этом характеризовался более меланократовым составом по сравнению с граносиенит-гранитовой ассоциацией. Породы первой и второй фаз граносиенит-гранитовой ассоциации формировались независимо, при самостоятельном выплавлении исходных расплавов из источников, различающихся по содержаниям граната и биотита.

Гранитоиды монцодиорит-гранитовой ассоциации формировались при ведущей роли кристаллизационной дифференциации. Фракционирование происходило при участии таких породообразующих минералов как плагиоклазы, пироксены, амфиболы, биотиты, а также акцессорных минералов – апатита и циркона.

Представляется, что в условиях умеренного сжатия из гибридных расплавов повышенной щелочности формировались массивы монцодиорит-гранитовой ассоциации с большой долей пород среднего и умереннокислого состава. Отсутствие базитов и средних пород в составе массивов граносиенит-гранитовой ассоциации, синколлизионные характеристики гранитов указывают на их формирование в коллизионной обстановке в условиях сильного сжатия. В таких условиях базитовые и гибридные монцонитоидные расплавы были не способны подняться вверх из-за ограниченной проницаемости литосферы, в связи с чем формировались только существенно гранитовые массивы граносиенит-гранитовой ассоциации.

Список литературы

Антонов А.Ю. О региональной петрохимической зональности верхнемезозойского гранитоидного магматизма Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1979. С. 48-54.

Антонов А.Ю., Дриль С.И., Банковская Э.В. Rb-Sr изотопная характеристика аллохтонных и автохтонных позднемезозойских гранитоидов Станового хребта (южное ограничение Алданского щита) // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 4. С. 61-75.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.

Вулканические пояса востока Азии / Ред. А. Д. Щеглов. М.: Наука, 1984. 503 с.

Гаврикова С.Н. Петрология и геохимия амудживанского комплекса гранитоидов (Восточное Забайкалье) // Зап. ВМО. 1983. № 6. С. 652-669.

Геология зоны БАМ. Т. 1. Л.: Недра, 1988. 443 с.

Геологические основы металлогенического анализа зоны Байкало-Амурской магистрали. Л.: Недра, 1991. 146 с.

Гордиенко И. В., Климук В. С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии (строение, состав, геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1655-1669.

Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68-82.

Гуров Л.П. О связи золотоносного оруденения с верхнемезозойским магматизмом в Верхнем Приамурье // Золотая минерализация Верхнего и Среднего Приамурья. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 3-10.

Классификация и номенклатура магматических пород / Под ред. О.А. Богатикова и др. М.: Недра, 1981. 159 с.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингрского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 416-432.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 4. С. 395-399.

Козырев С.К., Волкова Ю.Р., Игнатенко Н.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1 : 200 000. Сер. Зейская. Лист N-51-XXIV. Объясн. зап. СПб., 2001.

Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ДальПГО МГ СССР, 1990. 215 с.

Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К. и др. Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 2. С. 3-6.

Степашко А.А. Латеральная гетерогенность мантии Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 93-117.

Степанов В.А. Стриха В.Е., Черемисин А.А. и др. Бамское золоторудное месторождение (геология, минералогия и геохимия). Владивосток: Дальнаука, 1998. 209 с.

Стриха В.Е., Петрук Н.Н., Вахтомин К.Д. и др. Геология Хайктинского интрузивного комплекса (Верхнего Приамурья) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 5. С. 25-37.

Стриха В.Е. Позднемезозойские гранитоиды золотоносных рудно-магматических систем Верхнего Приамурья. // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов. Мат-лы междунар. науч. конф. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО РАН, 2001а. С. 183-191.

Стриха В.Е. О латеральной зональности гранитоидного магматизма Большехинганского пояса в Верхнем Приамурье // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов. Мат-лы междунар. науч. конф. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО РАН, 2001б. С. 192-196.

Стриха В.Е., Моисеенко В.Г., Рублев А.Г. Новые данные о возрасте монцодиорит-гранитовой ассоциации Умлекано-Огоджинской вулканно-плутонической зоны (Верхнее Приамурье) // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 4. С. 537-539.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24-43.

Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования / Отв. редактор Н.П. Михайлов. СПб.: Наука, 1995. 128 с.

Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. V. 8. № 2. P. 173-174.

Fujimaki H., Tatsumoto M., Aoki K. Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocriysts and groundmasses. Proceeding of the fourteenth lunar and planetary science conference // Geophis. Res. 1984. V. 89. P. B662-B672.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics. Geol. Soc. London Spec. Pub. 1987. № 19. P. 67-81.

Lambert I.B., Heider K.S. Chemical investigations of deep-seated rocks in the Australian Shield // Lithos. 1968. № 1. P. 30-53.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell Sci. Publ., 1989.

Roberts M.P., Clemens J.D. Origin of high-potassium, calc-alkalane, I-type granitoids // Geology. 1993. V. 21. № 9. P. 825-828.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Sci. Publ., 1985. 312 p.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Г.Б. Ферштатер