

УДК 550.42

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЗОЛОТОНОСНЫХ РАЙОНОВ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ: НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2004 г. В. Е. Стриха, академик В. Г. Моисеенко

Поступило 13.07.2004 г.

Верхнее Приамурье характеризуется широким развитием гранитоидных массивов позднемезозойского возраста, с которыми ассоциируют многочисленные россыпи золота и проявления гидротермального, скарнового и грейзенового типа [1, 2]. Однако гранитоиды этого региона слабо изучены в геохимическом отношении. Исследования последних лет показали, что среди гранитоидов Верхнего Приамурья по вещественному составу, петрохимическим и изотопно-геохимическим данным выделяются две большие группы пород: монцодиорит-гранитовая и граносиенит-гранитовая ассоциации. В состав монцодиорит-гранитовой ассоциации включены известково-щелочные образования запада Умлекано-Огоджинской вулканоплутонической зоны, перекрывающей структуры Амурского супертеррейна и Монголо-Охотской складчатой области (Джалиндинский, Джиктандинский, Игакский и другие массивы, ранее рассматриваемые в составе верхнеамурского и буриндинского комплексов), а также Станового террейна (тындинско-бакаранский комплекс). Граносиенит-гранитовая ассоциация объединяет умеренно щелочные гранитоиды Умлекано-Огоджинской зоны, восточной части Байкало-Витимского супертеррейна (хайктинский комплекс) и западной части Станового террейна (чубачинский комплекс). Выделение значительного числа интрузивных комплексов на территории Верхнего Приамурья, при близком возрасте их формирования в целом [3–6], вызывает необходимость геохимического сопоставления слагающих их пород. Это имеет большое значение для определений условий генезиса, решения вопросов возможного источника и оценки геодинамических условий формирования разлитых здесь гранитоидов.

Содержания элементов-примесей, включая РЗЭ, определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin-Elmer (США) в Хабаров-

ском аналитическом центре Института геофизики и тектоники ДВО РАН (аналитики Д.В. Авдеев, Л.С. Боковенко, В.Е. Зазулина), относительная погрешность определения не превышает 5%. Ва, Zr, Ti определены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург) методом рентгенофлуоресцентного анализа. Относительная погрешность определения не превышает 10%. Оценка точности и воспроизводства методик определения элементов осуществлялась с помощью внутренних и международных стандартов.

В целом породы обеих рассматриваемых ассоциаций, относимых к различным комплексам, но имеющих близкий возраст, характеризуются преимущественно как умеренно глиноземистые высококальциевые породы I типа, с высокой окисленностью железа. Содержания большинства крупноионных литофильных и высокозарядных элементов близки к верхнекорovým. Содержания Ва и Sr всегда выше верхнекорových, а Та, Hf, Tb, Y, Yb близки или ниже нижнекорových. Породы монцодиорит-гранитовой ассоциации близки по содержанию и характеру распределения большинства элементов-примесей. По отношению содержаний элементов-примесей к примитивной мантии в гранитоидах отмечаются отрицательные аномалии Та, Nd, Hf, Tb, Y, Yb. Породы граносиенит-гранитовой ассоциации гетерогенны: среди них выделяются три группы. Первая группа представлена меланократовыми граносиенитами первой фазы Умлекано-Огоджинской зоны, которые отличаются от гранитоидов второй группы (вторая фаза Умлекано-Огоджинской зоны и хайктинский комплекс Байкало-Витимского супертеррейна) более высокими содержаниями (г/т) Cs (9.2–10.6), Rb (206–207), Th (19.7–24.8), Zr (237–260), Yb (1.49–1.55), Co (9–10), Ni (20–23), Cu (15–26), низкими Sr (338–407). Кроме этого, они характеризуются близкими к верхней коре содержаниями Та, Sr и Y, по отношению к примитивной мантии – отрицательными аномалиями Ва, Та, Sr, Hf. Третья группа представлена чубачинскими гранитоидами, для которых характерны наиболее низкие содержания (г/т) Cs (0.38–1.49), Rb (34–111), Th (2.0–11.75), U (0.15–2.08), высокие Sr (1021–1576, кроме ультракислых гранитов – 187).

*Амурский комплексный
научно-исследовательский институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Благовещенск*

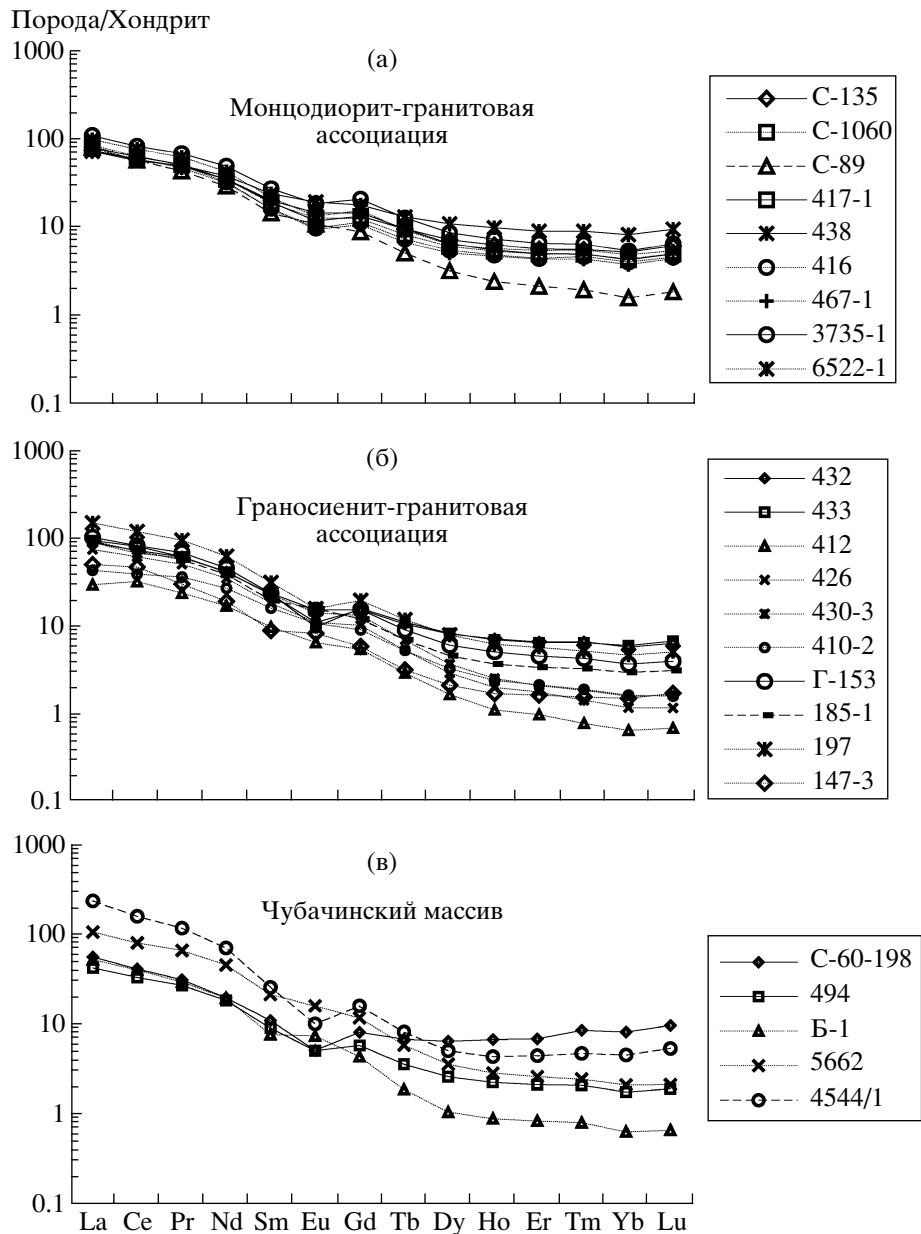


Рис. 1. Графики нормированных к хондриту [8] содержаний РЗЭ в породах Верхнего Приамурья. а – массивы Умлекано-Огоджинской зоны: Джалиндинский (С-135 – кварцевые монцодиориты, С-1060 – гранодиориты, С-89 – граниты); Джиктандинский (417-1, 438 – кварцевые монцодиориты, 416, 467-1 – гранодиориты); Бакаранский массив Станового супертеррейна (3735-1 – кварцевые монцодиориты, 6522-1 – гранодиориты); б – массивы Умлекано-Огоджинской зоны: Ускалинский (432, 433 – меланократовые граносиениты, 412 – умеренно-щелочные граниты), Сергеевский (426 – умеренно щелочные граниты, 430-3 – мезократовые граносиениты), Магдагачинский (410-2 – умеренно щелочные граниты); Хайктинский массив Байкало-Витимского супертеррейна (Г-153 – меланократовые граносиениты, 185-1 – мезократовые граносиениты, 197 – граниты, 147-3 – умеренно щелочные граниты). в – Чубачинский массив Станового супертеррейна (С-60-198, 494 – граносиениты, Б-1, 5662 – умеренно щелочные граниты, 4544/1 – ультракислые лейкограниты).

Породы монцодиорит-гранитовой ассоциации в целом характеризуются снижением содержаний РЗЭ по мере увеличения в них кремнекислотности и щелочности. Снижение происходит за счет тяжелых РЗЭ, в результате чего наблюдается веерообразное распределение трендов нормированных содержаний РЗЭ для пород монцодиорит-

гранитовой ассоциации (рис. 1а). Это может быть связано с фракционированием пироксенов и амфиболов, из аксессуарных – циркона, коэффициенты распределения тяжелых РЗЭ в которых для средних и кислых расплавов больше единицы [7].

В породах граносиенит-гранитовой ассоциации Умлекано-Огоджинской зоны и хайктинско-

го комплекса Байкало-Витимского супертеррейна происходит снижение суммы РЗЭ по мере увеличения кремнеземистости и щелочности пород различных фаз. При этом для граносиенитов первой группы установлена отчетливо выраженная отрицательная аномалия Eu ($Eu/Eu^* = 0.50-0.58$), что указывает на их формирование из более мафических магм за счет фракционирования из них плагиоклаза [7], а также резкое обогащение тяжелыми РЗЭ по сравнению с породами второй. Для умеренно-щелочных гранитов и граносиенитов второй группы наблюдается субпараллельное расположение трендов нормированных содержаний, свидетельствующее об их родстве. Резкое различие в содержаниях Cs, Rb, Sr, Th, Zr, Yb, Co, Ni, Cu между породами первой и второй групп, при близких содержаниях полевых шпатов, при наличии в гранитоидах второй группы слабо выраженной отрицательной Eu-аномалии позволяет предполагать самостоятельность выплавок исходных для них расплавов из гетерогенных в геохимическом отношении источников.

Для гранитоидов третьей группы в целом отмечается увеличение содержаний РЗЭ по мере увеличения кремнекислотности пород от граносиенитов 1-й фазы к ультракислым гранитам 3-й фазы (рис. 1в). При этом происходит снижение общей щелочности пород (за счет уменьшения содержаний Na_2O). Граносиениты 1-й фазы обладают отчетливо выраженной отрицательной аномалией, низкими содержаниями легких РЗЭ и высокими тяжелыми, с образованием полого наклонных трендов нормированных содержаний асимметричного строения. Такие особенности распределения РЗЭ указывают на образование исходных для граносиенитов расплавов из более мафических магм при фракционировании плагиоклаза. Отсутствие или наличие в гранитах 2-й фазы слабых положительных аномалий Eu свидетельствует, во-первых, о независимости формирования и самостоятельности выплавления исходных для них расплавов, поскольку при переходе от граносиенитов 1-й фазы наблюдается отчетливое снижение содержаний Na_2O и, соответственно, олигоклаза в породах, а во-вторых, является признаком внутрикамерной кристаллизационной дифференциации, с перераспределением олигоклаза между фаціальными разновидностями гранитоидов. При этом слабая положительная аномалия проявляется при накоплении олигоклаза, а отсутствие аномалии свидетельствует о неучастии плагиоклаза в процессах кристаллизационного фракционирования. Ультракислые лейкограниты 3-й фазы по сравнению с гранитоидами 2-й характеризуются резким ростом содержаний РЗЭ и наличием отчетливой отрицательной аномалии Eu. Эти данные позволяют, при учете снижения содержаний Na_2O в породах, считать их продуктами фракционирования уме-

ренно кислых гранитных расплавов, при активном удалении в ходе дифференциации плагиоклаза, с накоплением в остаточном расплаве акцессорного циркона, основного носителя тяжелых РЗЭ.

Резкое преобладание легких элементов спектра редких земель над тяжелыми, наряду с высокими содержаниями Na и Sr, низкими концентрациями Y, указывает на присутствие в источнике вещества подвергшихся 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. Данные экспериментов [9] показывают также, что высококалийевые разности гранитоидов I типа возникают только при частичном плавлении в коре известково-щелочных обогащенных калием водосодержащих метаморфических пород основного и среднего составов под тепловым воздействием глубинных мафических магм. Это позволяет считать наиболее вероятным исходным субстратом для гранитоидов Верхнего Приамурья (за исключением чубачинских) 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 большей концентрацией Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Y, Yb, меньшей Sr. Наиболее низкие концентрации Sr, высокие содержания Rb, Zr, Yb, Th, U в граносиенитах первой группы позволяют предполагать в качестве возможного для них источника меланократовые обогащенные биотитом амфиболиты.

Чубачинские гранитоиды отличаются от остальных гранитоидов пониженными содержаниями таких литофильных элементов, как Rb, Cs, U, Th, что позволяет предполагать в качестве исходного для них субстрата гранатсодержащие гранулиты, которые, как известно, образуются в нижней части коры и обычно обеднены этими элементами [10].

Таким образом, анализ геохимических данных позволяет предполагать, что разнообразие гранитоидов в пределах Верхнего Приамурья в значительной степени обусловлено составом исходного нижнекорового субстрата, определяющего петрохимическую зональность ареалов позднемезозойских гранитоидов на территории Верхнего Приамурья, отмечаемую в работах многих авторов [11, 12].

Породы обеих ассоциаций относятся к I типу гранитоидов, которые по характеру распределе-

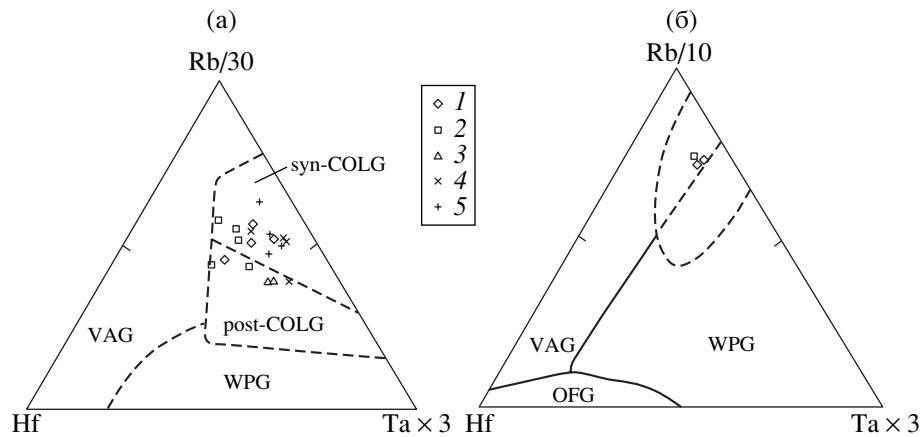


Рис. 2. Положение позднемезозойских гранитоидов Верхнего Приамурья на тройных дискриминационных диаграммах Rb–Hf–Ta [15]. а – гранитоиды с $\text{SiO}_2 > 64\%$, б – средние и кислые породы с $\text{SiO}_2 > 55\%$. Поля: VAG – островодужные, syn-COLG – синколлизийные, post-COLG – постколлизийные, WPG – внутриплитные (анорогенные), OFG – океанические магматиты (на диаграмме б поле составов коллизийных магматитов очерчено штриховой линией). 1 – монцодиорит-гранитовая и 2 – граносиенит-гранитовая ассоциации Умлекано-Огоджинской зоны; 3 – тындинско-бакаранский комплекс Станового террейна; 4 – хайктинский комплекс Байкало-Витимского супертеррейна; 5 – чубачинский комплекс Станового террейна.

ния микроэлементов близки к петрохимическим типам пород коллизийных геодинамических обстановок. Как показывают геотектонические построения, к моменту формирования гранитоидов Верхнего Приамурья Монголо-Охотский океан закрылся в результате столкновения Сибирского континента и Амурского супертеррейна и сформировался Монголо-Охотский орогенный пояс. Наличие позднемезозойских плутонов, сшивающих структуры Амурского супертеррейна и Монголо-Охотского пояса (например, Джиктандинского, Игакского и др.), Байкало-Витимского супертеррейна и Монголо-Охотского пояса (Джалиндинский массив), исключает их окраинно-континентальное происхождение 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 [13] комплементарных ей субдукционных комплексов [14] также не позволяет рассматривать гранитоиды Умлекано-Огоджинской зоны в качестве субдукционных образований. Эти факты, а также данные по соотношению Rb–Hf–Ta в гранитоидах (рис. 2) позволяют предполагать формирование гранитоидов Верхнего Приамурья при коллизии Амурского супертеррейна и Сибирского кратона и рассматривать развитые здесь позднеюрские–раннемеловые интрузивные образования в составе единого внутриконтинентального вулcano-плутонического пояса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гуров Л.П. В сб.: Золотая минерализация Верхнего и Среднего Приамурья. Владивосток, 1978. С. 3–10.
2. Моисеенко В.Г., Эйрши Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
3. Антонов А. Ю., Дриль С.И., Банковская Э.В. // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20. № 4. С. 61–75.
4. Стриха В.Е., Петрук Н.Н., Вахтомин К.Д. и др. // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19. № 5. С. 25–37.
5. Стриха В.Е., Моисеенко В.Г., Рублев А.Г. // ДАН. 2004. Т. 394. № 4. С. 537–539.
6. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 416–432.
7. Балашеев Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
8. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985.
9. Roberts M.P., Clemens J.D. // Geology. 1993. V. 21. № 9. P. 825–828.
10. Lambert I.B., Heider K.S. // Lithos. 1968. V. 1. P. 30–53.
11. Антонов А. Ю. В сб.: Геохимия эндогенных процессов – 1977. Иркутск, 1979. С. 48–54.
12. Стриха В.Е. В сб.: Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов. Материалы Международной научной конференции. Благовещенск. 2001. С. 192–196.
13. Гусев Г.С., Хаин В.Е. // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
14. Степанко А.А. // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 93–117.
15. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1987. № 19. P. 67–81.