

УДК 552.321.1:553.212

УСПЕНСКИЙ ИНТРУЗИВ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ – ПЕТРОТИП ГРАНИТОИДОВ ТРАНСФОРМНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

© 2008 г. Академик А. И. Ханчук, Н. Н. Крук, Г. А. Валуй, П. Л. Неволин, Е. Ю. Москаленко, М. М. Фугзаян, Т. И. Кирнозова, А. В. Травин

Поступило 17.12.2007 г.

Диагностика гранитоидных комплексов – петротипов определенных тектонических обстановок – остается одной из важных задач современной геологии, учитывая большой объем фундаментальных тектонических и прикладных региональных работ. На сегодняшний день всесторонне обоснованы и детально изучены гранитоиды – индикаторы внутриплитных обстановок, островных дуг и континентальных окраин с субдукцией, а также зон коллизии [1–3 и др.]. Значительно слабее изучены в этом плане гранитоидные ассоциации трансформных границ литосферных плит.

Геотектонические обстановки трансформных континентальных окраин (сложные обстановки калифорнийского типа), связанные с погружением срединно-океанического хребта под континент, с образованием слэб-виндоу и с широким развитием сдвигов, впервые были выделены на примере западного побережья Северной Америки [4 и др.]. Позднее аналогичный режим обоснован для раннемелового и палеогенового этапов геологической истории Сихотэ-Алиня [5, 6]. В отличие от Калифорнийского побережья США обстановка трансформной окраины на Дальнем Востоке не осложнялась мантийными плюмами, существующими независимо от субдукции, что делает этот регион уникальным для выделения петротипических магматических комплексов – индикаторов трансформно-континентального тектогенеза.

Состав и генезис типоморфных для этой обстановки вулканических серий детально охарак-

теризован в [6, 7]. Однако выделение индикаторных гранитоидных комплексов оказалось сложной задачей. Главной проблемой стало надежное обоснование синхронности масштабных сдвиговых перемещений и формирования гранитоидных интрузий, из-за высокой степени тектонического преобразования последних в результате многократно проявленных деформаций.

В данном сообщении изложены результаты геологического изучения и прецизионного радиологического датирования гранитоидов Успенского массива в Южном Приморье, который, по мнению авторов, может служить петротипом гранитоидов, формирование которых обусловлено геотектоникой трансформных континентальных окраин.

Успенский интрузив расположен на юге Приморского края, на побережье Японского моря, и протягивается на 40 км от бухты Краковка до бухты Киевка при средней ширине в 10 км. Глубина эрозионного среза невелика, и обнажена в основном прикровельная часть. В общей структуре района массив выполняет крупную складчатую структуру, обусловленную сдвиговыми перемещениями по Центральному Сихотэ-Алинскому разлому. Гранитоиды прорывают и метаморфизуют терригенно-кремнистые породы аккреционной призмы юрского возраста, а также габбро-гнейсы и амфиболиты раннепалеозойского (?) сергеевского комплекса, залегающие на аккреционной призме в виде тектонического покрова. Породы Успенского массива, в свою очередь, прорваны гранитоидами позднемелового лавовского комплекса и дайками егеревского комплекса позднемелового (сеноманского) возраста.

Отличительной чертой Успенского интрузива [8] является его синтетектонический характер, выражающийся в повсеместной гнейсовидности пород, широком развитии катаклаза, а также единстве стиля структурных деформаций рамы массива и слагающих его гранитоидов, “синкинематическом” характере контактов и наличии в гранитоидах многочисленных ксеноблоков вмещающих пород (провесов кровли), ориентированных согласно с общим планом деформаций (рис. 1).

*Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
Институт геологии и минералогии
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск
Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Российской Академии наук, Москва*

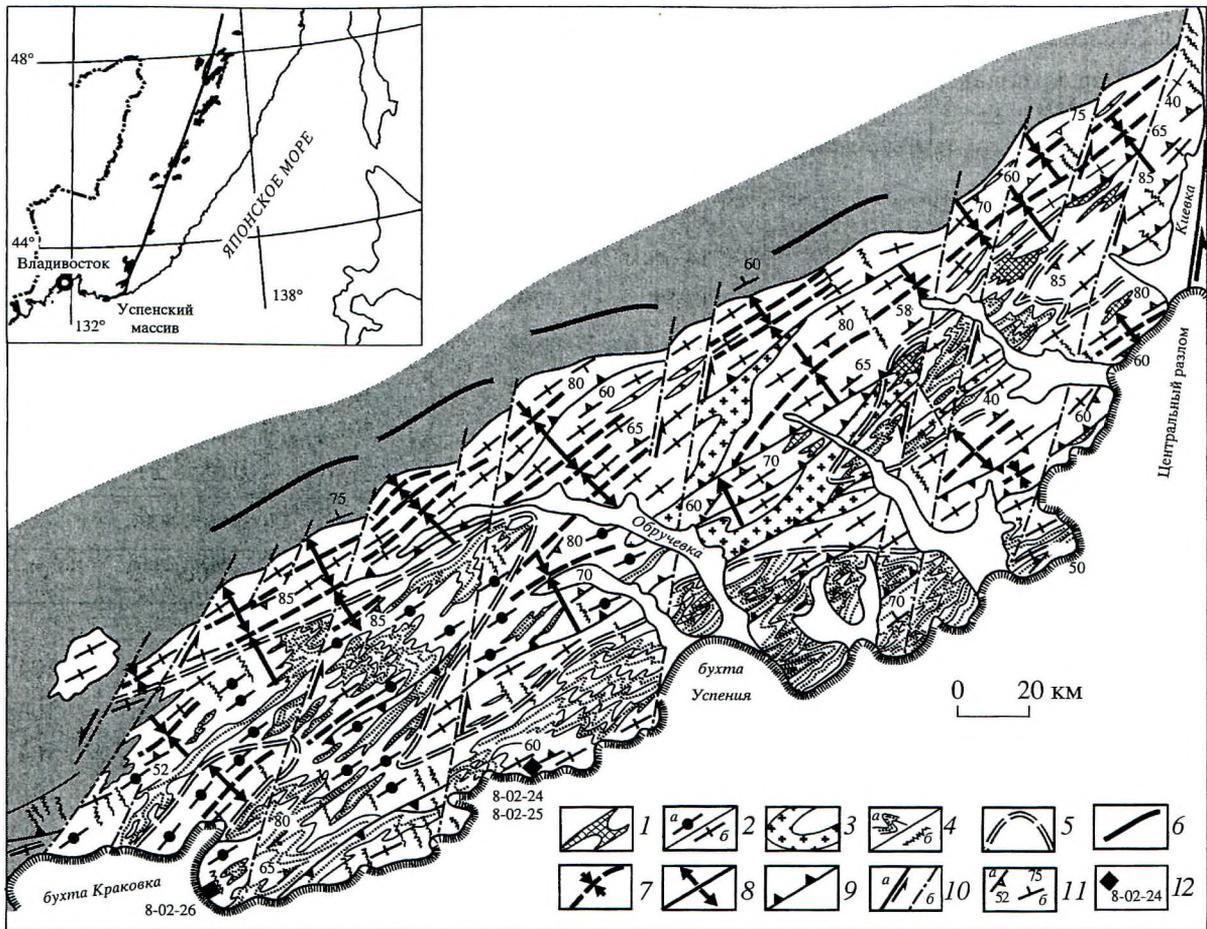


Рис. 1. Структурная схема Успенского гранитного массива. Составлена П.Л. Неволиным по маршрутным материалам геолого-съемочных работ м-ба 1:50000 С.В. Коваленко (1995).

1 – останцы раннепалеозойских габброидов; 2–4 – интрузивные породы: 2 – гранатсодержащие граниты (а), гранодиориты (б), 3 – лейкограниты, 4 – терригенные сланцеватые породы (а) и палеогеновые дайки основного состава (б); 5 – контуры складчатых структур, образованных останцами вмещающих пород среди гранитов; 6 – преимущественное направление осей складок во вмещающих породах вне интрузива; 7, 8 – оси псевдоскладок, образованных элементами расчлененности гранитов (7 – синформ, 8 – антиформ); 9 – надвиги; 10 – сдвиги: первого порядка – Центральный разлом (а) и второго порядка (б); 11 – ориентировка элементов расчлененности гранитов (а), слоистости и сланцеватости в останцах вмещающих пород (б); 12 – места отбора проб для изотопных исследований.

В строении массива принимают участие породы трех интрузивных фаз (от ранних к поздним): 1) гранат-двуслюдяные и гранат-биотитовые гранит-лейкограниты, 2) крупнозернистые биотитовые граниты, 3) среднезернистые биотитовые (±амфибол) гранодиориты и меланограниты. Породы жильной серии (аплиты, пегматиты, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфиры, лейкогаббро и лампрофиры) представлены многочисленными дайками и мелкими телами, прорывающими все описанные выше петрографические разновидности. Контакты между отдельными разновидностями пород (исключая жильные), как правило, недоступны для прямого наблюдения, однако наличие ксенолитов лейкократовых гранитоидов в более меланократовых разновидностях указывает, во-первых, на фазовые взаимоотношения пород, а

во-вторых – на общий антидромный характер формирования интрузива.

По химическому составу гранитоиды Успенского массива в большинстве своем отвечают породам нормальной щелочности, характеризуются существенно калиевой специализацией щелочей и повышенными содержаниями глинозема, приближаясь к породам S-типа (по [11]). В то же время ряд минералогических (наличие среднего плагиоклаза, спорадическое присутствие амфибола и аксессуарного ортита) и петрогеохимических (присутствие во всех интрузивных фазах разновидностей, недосыщенных глиноземом с коэффициентом агаитности до 0.85; повышенные для гранитоидов этого типа содержания РЗЭ, Sr, Ba и фосфора в гранодиоритах) признаков роднят их с

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов из гранитоидов Успенского массива (Приморье)

№ п.п.	Размер фракции, мкм	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения измеренные		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Проба 8-02-26							
1	Смесь, –125 + 75	1.05	15.38	970.2	1580	0.0574 ± 8	10.675 ± 80
2	Крупная, –125 + 100	0.9	14.06	908.5	1570	0.0574 ± 8	10.174 ± 80
3	Средняя, –100 + 75	1.04	12.53	792.4	2080	0.0551 ± 5	9.418 ± 40
Проба 8-02-24							
1	Крупная, +100	0.94	10.39	671.3	1750	0.0564 ± 2	9.279 ± 21
2	Средняя, –100	1.07	11.9	759.9	2050	0.0552 ± 11	9.121 ± 70
3	–125 + 75, 10 ч, СР	3.22			2146	0.0556 ± 9	3.278 ± 15
№ п.п.	Размер фракции, мкм	Изотопные отношения		<i>Rho</i>	Возраст, млн. лет		
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Проба 8-02-26							
1	Смесь, –125 + 75	0.1077 ± 30	0.0162 ± 28	0.68	104 ± 3	104 ± 2	104 ± 5
2	Крупная, –125 + 100	0.1041 ± 30	0.0157 ± 28	0.67	100 ± 3	100 ± 2	103 ± 5
3	Средняя, –100 + 75	0.1059 ± 28	0.0160 ± 30	0.81	102 ± 3	102 ± 2	104 ± 4
Проба 8-02-24							
1	Крупная, +100	0.1030 ± 28	0.0155 ± 2	0.81	99 ± 3	99 ± 2	101 ± 4
2	Средняя, –100	0.1041 ± 27	0.0157 ± 2	0.93	100 ± 3	100 ± 2	105 ± 4
3	–125 + 75, 10 ч, СР	0.1131 ± 25	0.0170 ± 2	0.77	109 ± 3	109 ± 2	112 ± 4

Примечание. Все ошибки приведены на уровне 2σ ; СР – селективное растворение.

породами монзонитоидного ряда, имеющими корово-мантийный генезис.

Для изотопных исследований отобраны пробы гранатсодержащих гранитов вблизи мыса Сысоева (проба 8-02-26), биотитовых гранодиоритов – восточнее бухты Цукановой (пробы 8-02-24 и 8-02-25).

Выделенные из обеих разновидностей пород цирконы оказались однотипными, они представлены бесцветными, в основном прозрачными, призматическими, хорошо ограненными зернами с четкими формами призм и пирамид. В некоторых зернах крупной фракции отмечены включения рудного минерала.

U–Pb-изотопное датирование выполнено в ГЕОХИ РАН по методике, описанной в [12]. Для анализа зерна цирконов были разделены на фракции по размеру (100–125 и 75–100 мкм). Всего проанализировано шесть фракций циркона. Одна из фракций циркона в пробе 8-02-24 была подвергнута предварительному селективному кислотному растворению для выявления в цирконах более древней компоненты [13].

Результаты изотопных исследований приведены в табл. 1 и на рис. 2.

U–Pb-возрасты пяти проанализированных фракций цирконов практически конкордантны. Для трех фракций из гранат-биотитовых лейкогранитов (проба 8-02-26) возраст, рассчитанный по верхнему пересечению дискордии с конкордией, составил 103.3 ± 2.4 млн. лет (рис. 2а). Две фракции цирконов из гранодиоритов (проба 8-02-24) демонстрируют несколько более молодые, но сходящиеся в пределах ошибки значения возраста (99 – 100 млн. лет по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$). Совместное рассмотрение на U–Pb-изотопной диаграмме с конкордией изотопных отношений всех пяти фракций дало результат 103.8 ± 4.6 млн. лет (рис. 2б). При селективном растворении циркона из гранодиоритов (проба 8-02-24) обнаружена некоторая примесь более древнего свинца, возраст по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для остатка от селективного разложения составил 112 млн. лет. Дискордия, проведенная через точки составов двух фракций гранодиоритов, дает нижнее пересечение с конкордией на уровне 99 ± 2 млн. лет, а с учетом данных по селективному растворению

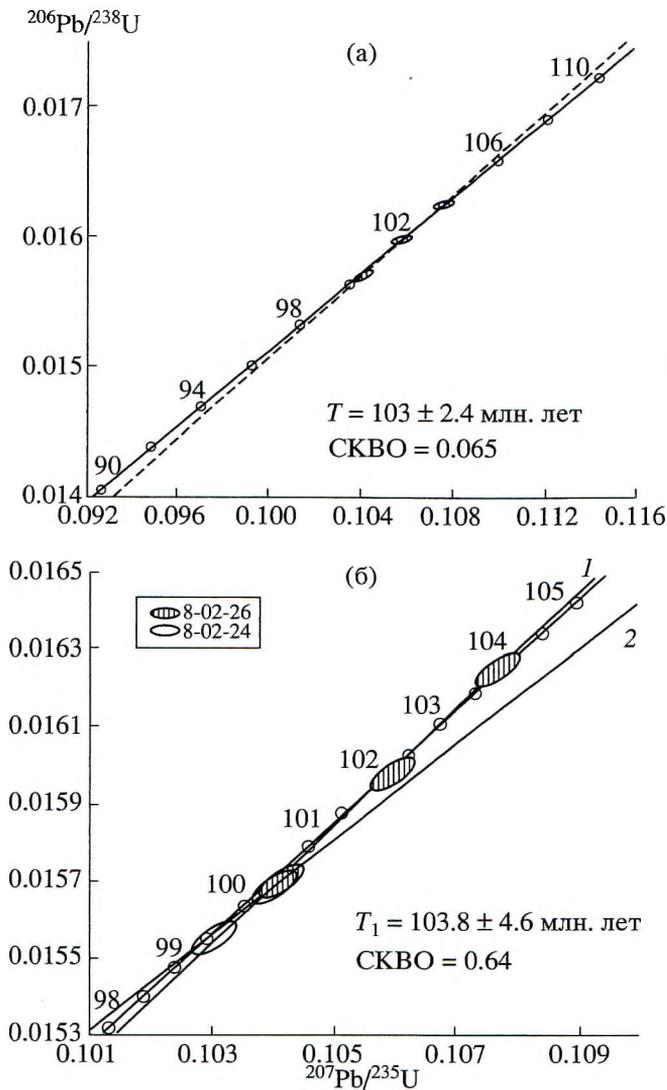


Рис. 2. U–Pb-изотопные диаграммы с конкордией, демонстрирующие результаты радиологического датирования гранитоидов Успенского массива. а – проба гранат-биотитового гранита 8-02-26; б – суммарно для проб гранодиорита 8-02-24 и гранат-биотитового гранита 8-02-26.

цирконов – дискордия пересекает конкордию в точках 87 ± 27 и 124 ± 37 млн. лет.

Таким образом, возраст кристаллизации гранатсодержащих гранитов Успенского массива составляет 103.3 ± 2.4 млн. лет, для гранодиоритов и меланогранитов он, вероятно, незначительно моложе.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом ступенчатого прогрева для монофракции биотита из гранодиоритов (проба 8-02-25) получен возрастной спектр с четко выделенным плато (рис. 3), характеризующимся значением 77.5 ± 1.0 млн. лет и 99% выделенного ^{39}Ar . Для биотита из гранатсодержащего гранита (проба 8-02-26) получен дискордантный

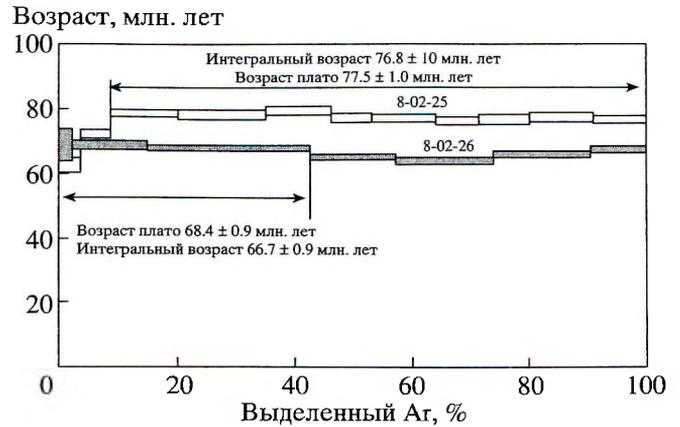


Рис. 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопного датирования биотитов из пород Успенского массива: незакрашенный спектр – биотит из гранодиорита (проба 8-02-25); закрашенный спектр – биотит из гранат-биотитового гранита (проба 8-02-26).

возрастной спектр, в котором для первых трех ступеней выделяется промежуточное плато с возрастом 68.4 ± 0.9 млн. лет, характеризующееся 43% выделенного ^{39}Ar . Таким образом, по биотитам получены значительно меньшие (позднемеловые) значения возраста. Так как температура закрытия K/Ar-изотопной системы биотита порядка $330\text{--}360^\circ\text{C}$ [14], эти кампан-маастрихские даты, удревняющиеся в северо-восточном направлении, вероятнее всего, отражают наложенное на уже закристаллизовавшиеся гранитоиды тектонотермальное воздействие, связанное с внедрением гранитоидов лазовского комплекса.

Таким образом, внедрение гранитоидов Успенского массива произошло в раннем альбе, совпадая по времени с этапом существования в Приморье режима трансформной континентальной окраины, сопровождавшегося масштабными перемещениями вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Как следствие, Успенский массив может быть предложен в качестве плутоно типа для выявления специфики состава и условий формирования гранитоидных комплексов в этой геотектонической обстановке.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 07–05–00853 и 05–05–64438).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Condie K.* Plate Tectonics and Crustal Evolution. N.Y.: Pergamon Press, 1989. 288 p.
2. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 2033–2048.
3. *Великославский С.Д.* // *Петрология.* 2003. Т. 11. № 4. С. 363–380.

4. Benz H.M., Zandt G., Oppenheimer D.H. // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № В4. P. 4791–4807.
5. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. В кн.: Тектоника Азии. Тезисы XXX Тектонического совещания. М.: Геос, 1997. С. 240–243.
6. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток, Дальнаука, 2006. 979 с.
7. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. // Геохимия. 2006. № 12. С. 1251–1265.
8. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. и др. // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 5. С. 73–87.
9. Тарарин И.А. Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. 144 с.
10. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения. Тр. ИГЕМ АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1957. В. 8. С. 49–80.
11. Chappel B., White A. // Pacific Geol. 1974. V. 8. № 2. P. 173–174.
12. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
13. Hodges K.V. In: Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier, 2004. P. 263–292.
14. Mattinson J.M. // Contribs Mineral. and Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.