

УДК 551.24:552.32(571.66)

## НОВЫЕ ДАННЫЕ SHRIMP U–Pb-ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАНИТОИДОВ ПРИБРЕЖНО-ТАЙГОНОССКОГО И ВОСТОЧНО-ТАЙГОНОССКОГО ПОЯСОВ, ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ПОЛУОСТРОВА ТАЙГОНОС

© 2003 г. М. В. Лучицкая, Дж. Хоуриган, Г. Е. Бондаренко, О. Л. Морозов

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 25.07.2002 г.

Поступило 19.09.2002 г.

На Тихоокеанской активной окраине Северо-Востока Азии неоднократно проявлялся островодужный и окраинно-континентальный магматизм, начиная с позднего палеозоя по настоящее время. Пермская–раннемезозойская и позднеюрская–раннемеловая фазы надсубдукционного магматизма связаны с деятельностью соответственно Кони-Тайгоносской и Удско-Мургальской островных дуг [1–4]. Средне-позднемеловой окраинно-континентальный магматизм Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) связан с субдукцией в северо-западном направлении Тихоокеанских океанических плит под Азиатский континент. Полуостров Тайгонос является одним из ключевых тектонических сегментов конвергентной границы Азиатского континента и Палео-Пацифика, поскольку здесь наряду с вулканогенно-осадочными образованиями позднепалеозойского–мелового возраста широко проявлен интрузивный магматизм.

Установленное ранее по геологическим данным [1] и  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$ -абсолютным датировкам [5] время внедрения гранитоидных комплексов на рубеже раннего и позднего мела совпадает с этапом крупной тектонической перестройки в данном регионе, что затрудняет установление четкой связи гранитоидного магматизма с эволюцией Удско-Мургальской палеостроводужной системы или Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса. Полученные новые прецизионные U–Pb-изотопные данные по цирконам из гранитоидов южной части п-ова Тайгонос позволяют получить дополнительную информацию о времени и стадийности формирования плутонов и коррелировать ее с этапами развития активной окраины Северо-Востока Азии.

С севера на юг на п-ове Тайгонос выделяется несколько тектоно-стратиграфических террейнов: Авековский, Центрально-Тайгоносский и Береговой. Авековский террейн сложен докембрийскими и нижнепалеозойскими метаморфическими комплексами. Центрально-Тайгоносский террейн состоит из пермско-нижнемезозойских и верхнеюрско-нижнемеловых островодужных комплексов Кони-Тайгоносской и Удско-Мургальской дуг [1–4]. Центральный и Береговой террейны разделены крупным Восточно-Тайгоносским зональным гранитоидным плутоном, входящим в состав одноименного гранитоидного пояса [1]. Береговой террейн представляет собой фрагмент аккреционной призмы, имеющей складчато-надвиговую структуру, внутри которой выделяются пластины, сложенные вулканогенными, кремнистыми и терригенными отложениями триасового–раннемелового возраста, разделенные зонами серпентинитового меланжа [6]. Небольшие интрузивы габбро-диорит-тоналитового состава Прибрежно-Тайгоносского пояса интродуцируют отложения аккреционной призмы Берегового террейна.

Возраст гранитоидов обоих поясов определялся как ранне-позднемеловой, так как они прорывают позднеюрские–раннемеловые отложения аккреционной призмы, а наиболее поздние их дифференциаты прорывают отложения аптальба и встречаются в виде гальки в отложениях сеномана–гурона и сенона на п-овах Маметчинский и Елистратова, куда на северо-восток продолжают структуры п-ова Тайгонос [1].  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$ -датировки составляют  $103.3 \pm 0.3$  и  $103.1 \pm 0.5$  млн. лет по биотиту из гранодиорита и биотитового гранита Восточно-Тайгоносского пояса; по роговой обманке и биотиту из габбро-диорита, роговой обманке из габбро и биотиту из гранита соответственно  $100.9 \pm 0.6$ ,  $101.3 \pm 0.5$ ,  $103.5 \pm 1.9$  и  $101.1 \pm 0.4$  млн. лет для Прибрежно-Тайгоносского пояса [5]. Более ранние данные, полученные K–Ar-методом для диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов и аплитов

Геологический институт  
Российской Академии наук, Москва  
Стэнфордский университет,  
Калифорния, США

Всероссийский научно-исследовательский институт  
“Промгаз”, Москва

Хылвчунского плутона в северной части Прибрежно-Тайгоносского пояса, составляют  $96 \pm 2 - 81 \pm 1$  млн. лет [7].

Петро-, геохимические особенности гранитоидов обоих поясов свидетельствуют о том, что они являются надсубдукционными магматитами и позволяют сопоставлять гранитоиды Восточно-Тайгоносского пояса с гранитами Кордильерского I-типа, а гранитоиды Прибрежно-Тайгоносского пояса – с гранитами М-типа энсиматических островных дуг [8]. Дополнительная информация о надсубдукционном генезисе гранитоидов Прибрежно-Тайгоносского пояса и *PT*-условиях их формирования была получена по данным изучения минералогии и геохимии ксенолитов в гранитоидах [13].

### РЕЗУЛЬТАТЫ SHRIMP U–Pb-ИССЛЕДОВАНИЙ

**Аналитические методы.** Цирконы были отсепарированы из ~10 кг проб по стандартной методике, включающей дробление, измельчение, отделение в тяжелых жидкостях и магнитную сепарацию. Приблизительно 50 цирконов из каждого образца были вручную отобраны, помещены в эпоксидку вместе со стандартным цирконом AS57 [9] и отполированы. Католюминесцентный детектор, смонтированный на электронном сканирующем микроскопе JEOL JSM 5600, использовался для выявления зональности по редким элементам и внутренней структуры зерен полированных цирконов (рис. 1).

Изотопные исследования выполнены Дж. Хориганом на SHRIMP-RG в Стэнфордском микроаналитическом центре, с использованием стандартных процедур, описанных в [10].

С использованием измеренного отношения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  величины возраста были подсчитаны экстраполированием всех измеренных точек на конкордию вдоль линии, соединяющей состав обычного модельного свинца [11] и аппроксимированное значение возраста индивидуального зерна. Католюминесцентные изображения не показывают наличие захваченных (ксеногенных) ядер как источника унаследованной дискордантности. На диаграммах конкордии Тера–Вассербурга (см. рис. 1) штриховые линии представляют собой линии между обычным свинцом (~0.84; [11]) и радиогенным свинцом при средневзвешенном скорректированном по  $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрасте зерен. Разброс величин СКВО находится в пределах ошибки метода.

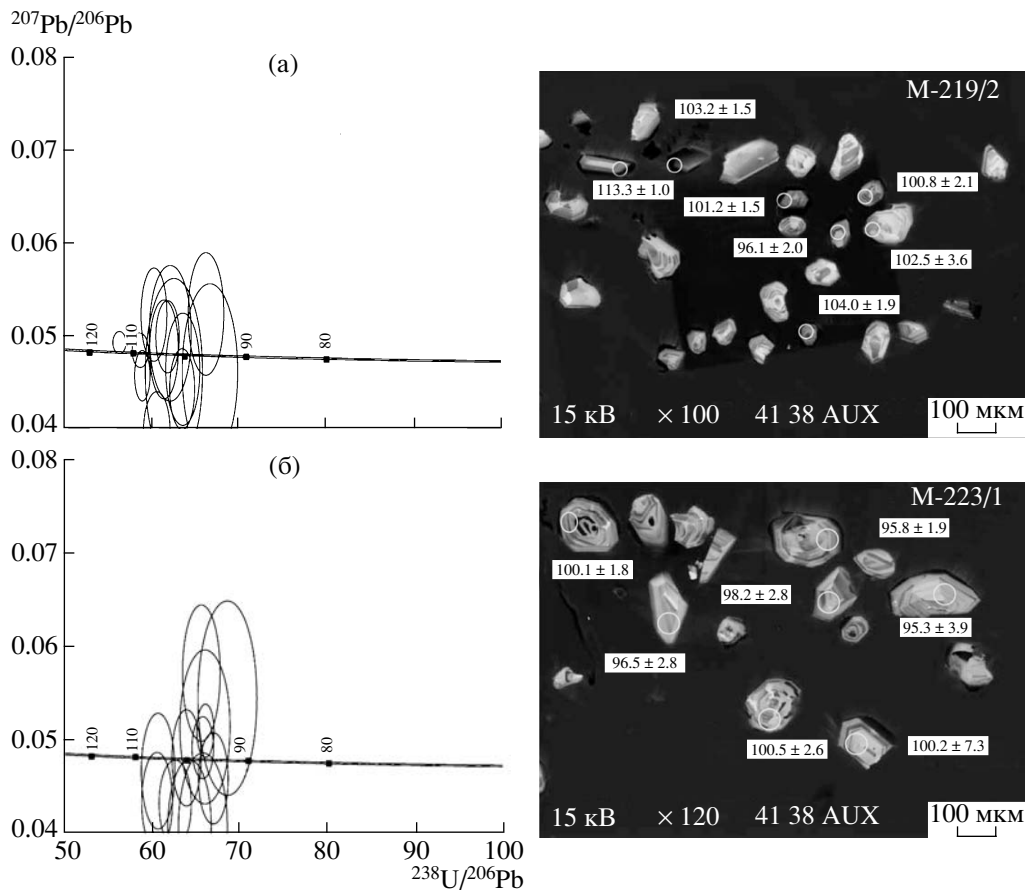
**SHRIMP U–Pb-данные.** Для U–Pb-изотопных исследований отобрано три пробы из гранодиоритов Восточно-Тайгоносского пояса и две пробы из гранодиоритов и тоналитов Прибрежно-Тайгоносского пояса.

Цирконы из гранодиоритов Восточно-Тайгоносского пояса (обр. 219/2, 223/1, 1.5.1) представлены идиоморфными короткими и удлиненными кристаллами размером от 50 до 300 мкм. Католюминесцентные изображения для всех образцов показывают наличие зональности, параллельной кристаллографическим ограничениям (см. рис. 1а–в), и отсутствие ксеногенных ядер, что указывает на магматическое происхождение популяции цирконов. Изотопный анализ пар ядро–оболочка не дает значительной разницы в наблюдаемых U–Pb-возрастах. Средневзвешенная величина по 10 из 13 зерен составляет  $103.4 \pm 1.7$  млн. лет, СКВО = 1.2 для обр. 219/2; по 12 из 15 –  $97.0 \pm 1.1$  млн. лет, СКВО = 0.85 для обр. 223/1 и по 15 из 16 точек –  $104.6 \pm 1.0$  млн. лет, СКВО = 0.69 для обр. 1.5.1.

Цирконы из гранодиоритов Прибрежно-Тайгоносского пояса (его юго-западной части) (обр. 13.5.1) представлены близкими к изометричным идиоморфными и субидиоморфными зернами диаметром до 280 мкм. Образец отличается наличием не только рекуррентной, но и секториальной зональностью (см. рис. 1г). Средневзвешенная величина по 12 из 16 зерен составляет  $106.5 \pm 0.9$  млн. лет, СКВО = 0.90. По трем анализам получены значения возраста ~110 млн. лет, указывающие, что в этой популяции цирконов может присутствовать более древний компонент.

Цирконы из тоналитов Прибрежно-Тайгоносского пояса (его северо-восточной части) (обр. 17.1.7) представлены призматическими идиоморфными кристаллами размером до 230 мкм в длину. Для них характерна зональность, конкордантная кристаллическим ограничениям, в крупных кристаллах фиксируется гомогенное “идиоморфное” ядро (см. рис. 1д). Изотопный анализ пар ядро–оболочка не дает различий в наблюдаемых U–Pb-возрастах. Средневзвешенная величина по 12 из 16 зерен составляет  $105.5 \pm 0.9$  млн. лет, СКВО = 1.1. Для этой популяции цирконов также фиксируется присутствие более древнего компонента с возрастом ~110 млн. лет.

Таким образом, U–Pb-датировки по цирконам показывают, что внедрение и кристаллизация гранитоидов Восточно-Тайгоносского пояса происходили в интервале времени от  $104.6 \pm 1.1$  до  $97.0 \pm 1.1$  млн. лет, а Прибрежно-Тайгоносского пояса – в течение более короткого времени  $106.5 \pm 0.9 - 105.5 \pm 0.9$  млн. лет. Это примерно соответствует середине альбского времени, которое является временем крупной тектонической перестройки, охватившей всю континентальную окраину Северо-Восточной Азии. В это время заканчивается вулканизм в Удско-Мургальской дуге, происходят перескок зон субдукции, реорганизация тихоокеанских плит, смена векторов их движений, с этим временем совпадает фаза складчатости и



**Рис. 1.** Графики конкордий Тера–Вассербург для U–Pb SHRIMP данных и катодолуминесцентные изображения цирконов для гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгонесского поясов. Белые кружки на фото показывают точку измерения и соответствующий возраст (млн. лет.). а–в – Восточно-Тайгонесский массив, гранодиорит: а – обр. М-219/2,  $T = 103.4 \pm 1.7$  млн. лет, СКВО = 1.2, вероятность 0.29, 8 из 13 измерений ( $N = 8/13$ ); б – обр. М-223/1,  $T = 97.0 \pm 1.1$  млн. лет, СКВО = 0.85, вероятность 0.59,  $N = 12/15$ ; в – обр. 1.1.5 (мыс Тайгонос),  $T = 104.6 \pm 1.0$  млн. лет, СКВО = 0.69, вероятность 0.79,  $N = 15/16$ ; г, д – Прибрежно-Тайгонесский пояс: г – обр. 13.5.1, гранодиорит,  $T = 106.5 \pm 0.9$  млн. лет, СКВО = 0.90, вероятность 0.43,  $N = 12/16$ ; д – обр. 17.1.7, тоналит (р. Кенгевеим),  $T = 105.5 \pm 0.9$  млн. лет, СКВО = 1.1, вероятность 0.36,  $N = 12/16$ .

аккреции террейнов [12]. В основании меловых отложений, разрез которых начинается с позднего альба, повсеместно наблюдается несогласие.

В целом по своей структурной позиции гранитоидный магматизм п-ова Тайгонос является постааккреционным, хотя в северной части Прибрежно-Тайгонесского пояса отмечаются складчатые деформации гранитоидов (наблюдение Дж. Хоуригана), т.е. частично он синаккреционный. Начало проявления постааккреционного магматизма Чукотки и Аляски приурочено к 110–105 млн. лет. Здесь фиксируется сопряженность во времени процессов гранитоидного магматизма, метаморфизма (формирование гранито-метаморфических куполов) и растяжения [14, 15]. Время проявления гранитоидного магматизма п-ова Тайгонос чуть более позднее, хотя не исключено, что наиболее ранние фазы также имеют возраст 110 млн. лет, что фиксируется по наличию более древней компоненты в популяции цирконов.

## ВЫВОДЫ

1. Гранитоиды Прибрежно- и Восточно-Тайгонесского поясов секут аккреционную структуру Берегового террейна, т.е. являются по своей структурной позиции постааккреционными и фиксируют, таким образом, верхний возрастной предел времени аккреции и деформации вдоль данного сегмента Азиатской окраины.

2. Структурная позиция, геохимические данные и полученные U–Pb-датировки позволяют предполагать, что они являются наиболее ранними магматитами ОЧВП, при этом в направлении внутренних частей пояса происходит омоложение абсолютных возрастов plutonic rocks (Магаданский батолит) и вулканических пород кислого состава.

3. Полученные U–Pb-датировки являются первыми достоверными данными по возрастам кристаллизации гранитов Охотского сектора ОЧВП. Они показывают, что внедрение гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгонесского поясов

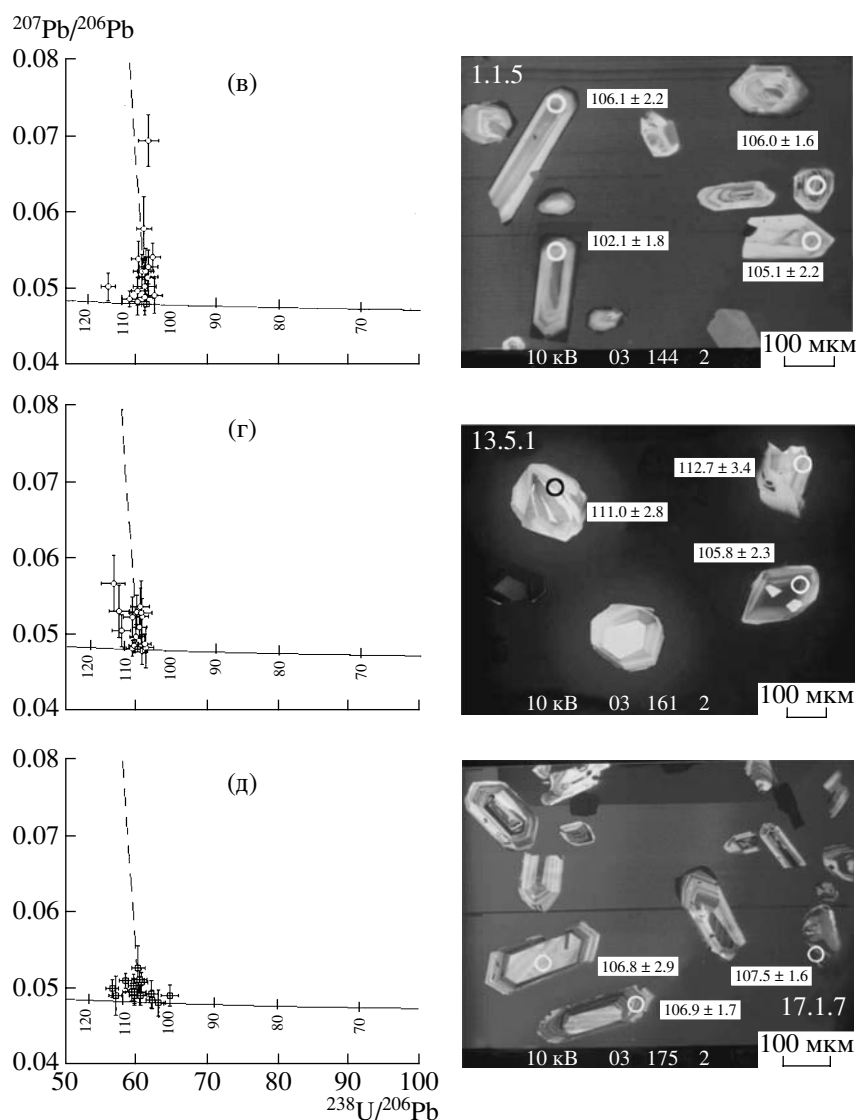


Рис. 1. Окончание.

происходило в интервале примерно 10 млн. лет: от  $106.5 \pm 0.9$  до  $97.0 \pm 1.1$  млн. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 01-05-64469).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М., 1976. 159 с.
2. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.
3. Филатова Л.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М., 1988. 262.
4. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М., 1992. 181 с.
5. Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйер П., Милюк П.С. // ДАН. 1999. Т. 369. № 1. С. 76-83.
6. Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д. // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 13. С. 339-350.
7. Паланджян С.А. Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 205-242.
8. Лучицкая М.В. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. В. 3. С. 52-62.
9. Paces J.B., Miller J.D., Jr. // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. № 8. P. 13997-14013.
10. Muir R.J., Ireland T.R., Weaver S.D., Bradshaw J.D. // Chem. Geol. 1996. V. 127. № 1/3. P. 191-210.
11. Cumming G.L., Richards J.R. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 28. № 2. P. 155-171.
12. Соколов С.Д. // ДАН. 1994. Т. 336. № 2. С. 234-237.
13. Силантьев С.А., Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Кононкова Н.Н. // Геохимия. 2002. № 12. С. 1288-1305.
14. Akinin V.A., Gelman M.L., Sedov B.M. et al. // Tectonics. 1997. V. 16. № 5. P. 713-729.
15. Гельман М.Л. Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Тез. докл. Магадан, 2001. Т. 1. С. 134-137.