

УДК 552.3:550.93:551.2

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ КАЛБА-НАРЫМСКОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2015 г. П. Д. Котлер, С. В. Хромых, А. Г. Владимиров, О. В. Навозов,
А. В. Травин, Г. С. Караваяева, Н. Н. Крук, Н. Г. Мурзинцев

Представлено академиком РАН Н.Л. Добрецовым 18.11.2013 г.

Поступило 20.01.2014 г.

DOI: 10.7868/S086956521517020X

Калба-Нарымский гранитоидный батолит (Восточный Казахстан) — один из крупнейших интрузивов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Батолит — важнейшая часть Алтайской коллизионной системы герцинид, сформированной в позднем палеозое при коллизии Сибирского, Казахстанского континентов [1, 2]. Породы батолита прорывают черносланцевые девон-карбонные отложения Калба-Нарымского турбидитового террейна, который с позиции современной геодинамики интерпретируют как преддуговой бассейн. На юго-западе Калба-Нарымский граничит с Чарским (Западно-Калбинским) метабазитовым террейном, на северо-востоке отграничен Иртышской сдвиговой зоной от окраинно-континентальных комплексов Рудно-Алтайского террейна. Иртышская сдвиговая зона — крупное трансрегиональное тектоническое нарушение с выраженной левосторонней сдвиговой кинематикой. По существующим представлениям [3] ее формирование происходило в девоне — раннем карбоне в ходе косоугольного столкновения Сибирского и Казахстанского континентов. Эта зона, по-видимому, сыграла роль магмаподводящего канала при формировании Калба-Нарымского батолита, структурно-геологическими наблюдениями в районе Бухтарминского водохранилища [4, 5] доказана синсдвиговая природа гранитов и лейкогранитов. Геохронологические исследования [6] позволили установить два этапа тектони-

ческой активности в пределах Иртышской сдвиговой зоны в 280 ± 5 и 268 ± 3 млн лет.

Систематические геологические исследования Калба-Нарымского батолита вели до конца 1980-х годов в связи с разработкой редкометалльных и полиметаллических месторождений (Li–Rb–Cs, Ta–Nb, Sn–W, Au). К концу XX в. было создано несколько схем корреляции магматизма [7–9], при этом последовательность формирования магматических комплексов определяли преимущественно прямыми геологическими наблюдениями и данными по минералогическому, петрохимическому составу, а возраст — с помощью K–Ar изотопного датирования. Время формирования Калба-Нарымского батолита было оценено в интервале почти 100 млн лет [7]. Наиболее ранними считали гранитоиды кунушского комплекса (C_{1-2}), а также интрузивные и субвулканические комплексы калгутинской гранодиорит-гранитной ассоциации (C_3 – P_1). Главный объем гранитоидного магматизма связывали с калбинским комплексом (P_1 или P_{1-2}). Наиболее молодыми гранитоидными комплексами считались монастырский (P_2), каиндинский (P_{2-3}) гранит-лейкогранитные комплексы (рис. 1). Первые определения абсолютного возраста U–Pb-изотопным методом по цирконам [10] подтвердили пермский возраст формирования главного объема гранитоидов Калба-Нарымского батолита, но не позволили внести существенные уточнения в принятые схемы магматизма. В нашей работе предпринята попытка обобщить геологические, новые геохронологические данные и предложена их геодинамическая интерпретация. Для этого использовано множество $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -геохронологических данных, полученных авторами за последние 3 года, а также приведены новые результаты определений возраста по цирконам U–Pb-изотопным методом. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -исследования проведены методом ступенчатого прогрева

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Новосибирск*

Новосибирский государственный университет

*ЗАО “Геологоразведочная компания “Тоназ”,
Усть-Каменогорск, Казахстан*

E-mail: pkotler@yandex.ru, info@tonargeo.kz

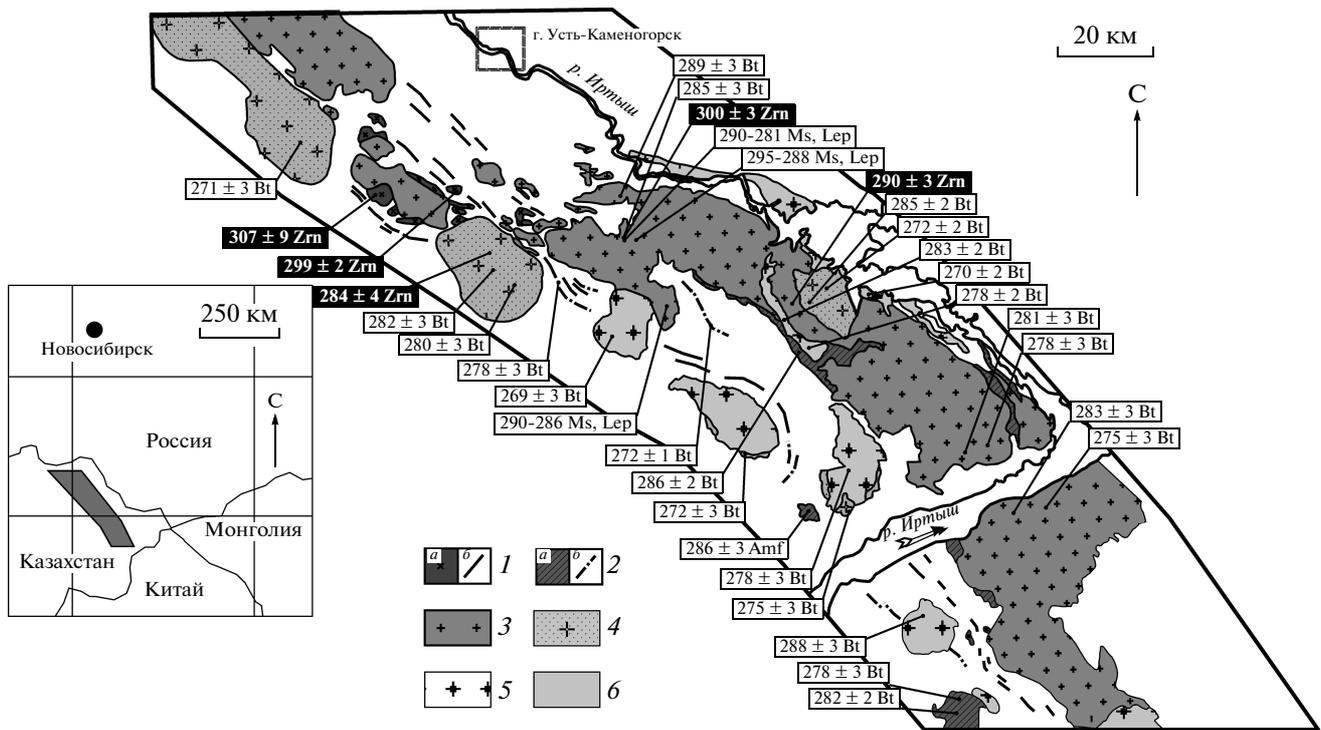


Рис. 1. Схема размещения гранитоидных комплексов центральной части Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) и результаты геохронологических исследований. Составлена на основе рабочего макета геологической карты масштаба 1 : 500000, созданного в ТОО ГРК "Топаз", г. Усть-Каменогорск.

1 – кунушский плагิโอгранитный комплекс: а) массивы, б) дайки; 2 – калгутинский гранодиорит-гранитный комплекс: а – массивы, б – дайки; 3 – калбинский гранодиорит-гранит-лейкогранитный комплекс; 4 – монастырский гранит-лейкогранитный комплекс; 5 – каиндинский гранитный комплекс; 6 – вмещающие породы, D_3-C_1 . На врезке серым цветом – положение района исследований.

по монофракциям магматических роговых обманок и слюд в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Кунушский комплекс. Породы комплекса наименее распространены на современном эрозионном срезе и слагают небольшие массивы и дайковые пояса северо-западного простирания. В состав комплекса включены биотитовые плагิโอграниты, плагิโอгранит-порфиры, тоналиты. Характеризующиеся повышенными содержаниями Al_2O_3 и преобладанием Na над K. Возраст формирования комплекса был оценен по двум U–Pb (SHRIMP-II) датировкам по циркону из пород Жиландинского и Точкинского массивов в 306 ± 9 и 299 ± 2 млн лет [11]. Ранние K–Ar-изотопные определения возраста пород комплекса (по биотиту) позволяли получить интервал формирования плагิโอгранитоидов 325–285 млн лет.

Калгутинская ассоциация. Породы ассоциации распространены повсеместно в пределах Калба-Нарымской зоны и являются предшествующими для гранитоидов калбинского комплекса [7–9]. Обобщение петрохимических данных по породам калгутинской ассоциации позволяет выделить две группы пород: гранодиорит-гранитную с по-

ниженными содержаниями SiO_2 , повышенным содержанием мафических компонентов (Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO, CaO) и гранит-лейкогранитную с повышенными содержаниями SiO_2 и щелочей. Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ -датирования по амфиболу и биотиту (5 определений) пород Раздольненского, Курчумского массивов, обрамления Прииртышского массива, дайки среди песчано-сланцевых отложений позволили получить значения возраста плато 286 ± 3 до 272 ± 1 млн лет (рис. 1).

Калбинский комплекс. Гранитоиды калбинского комплекса – наиболее распространенные в объеме Калба-Нарымского батолита. По большинству существующих схем магматизма в составе комплекса выделены 3 фазы: 1) средне-крупнозернистые биотитовые гранодиориты, граниты, 2) среднезернистые и мелко-среднезернистые биотитовые, мусковит-биотитовые граниты; 3) жильные граниты, аплиты, пегматиты. В рамках нашей работы определен U/Pb-изотопный метод абсолютного возраста пород 1-й и 2-й фаз комплекса. Возраст определяли химическим разложением единичных зерен циркона различных генераций в концентрированной фтористоводородной кисло-

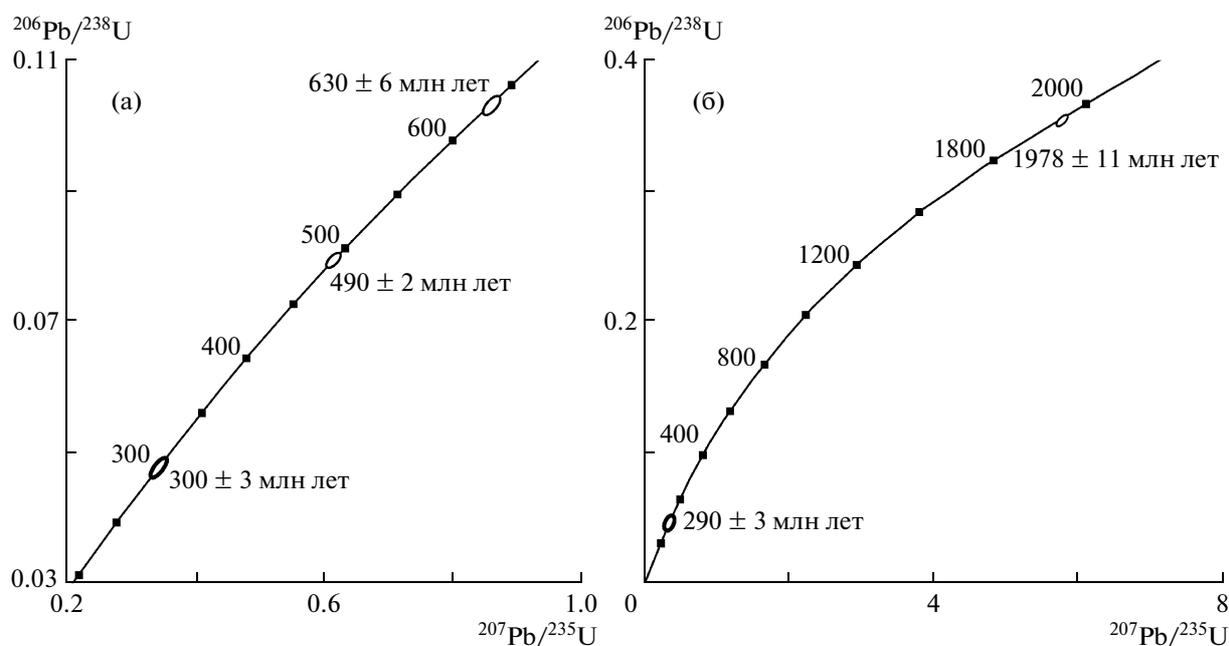


Рис. 2. U–Pb-диаграммы с конкордией для цирконов из биотитовых гранитов калбинского комплекса. а – Прииртышский массив, район месторождения Асубулак, обр. X-1056; б – Черновинско-Войлочевский массив, обр. X-1042.

те с последующим измерением изотопного состава и концентрации Pb, U на рениевых лентах на семиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 262 (RPQ) в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты). Для анализа были выбраны пробы свежих среднезернистых биотитовых гранодиоритов 1-й фазы из Прииртышского массива в районе месторождения Асубулак (обр. X-1056) и среднезернистых биотитовых гранитов 2-й фазы из Черновинско-Войлочевского массива (обр. X-1042). Результаты датирования позволяют оценить возраст магматогенных цирконов из гранодиоритов в 300 ± 3 млн лет (рис. 2а), из гранитов – в 290 ± 3 млн лет (рис. 2б). Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования по биотиту (6 определений) пород Прииртышского, Песчанского, Нарымского массивов позволили получить значения возраста плато в диапазоне 289 ± 3 – 275 ± 3 млн лет. (рис. 1).

Монастырский комплекс. Породы комплекса слагают цепочку довольно крупных самостоятельных многофазных интрузивов, а также в виде небольших тел встречены в приконтактных частях массивов других комплексов. Детальные геологические работы [7–9] не оставляют сомнений в том, что породы комплекса прорывают гранитоиды калбинские и более ранних комплексов. В составе монастырского комплекса выделено три фазы: 1) крупно- и грубозернистые лейкократовые двуслюдяные граниты, 2) лейкократовые средне- и мелкозернистые биотит-мусковитовые граниты, 3) жильные граниты, аплиты, пегматиты. По петрохимическому составу породы мона-

стырского комплекса отличаются от других гранитоидов повышенными содержаниями SiO_2 , пониженными – Al_2O_3 и мафических элементов. Определение возраста U/Pb-изотопным методом проведено по индивидуальным зернам циркона на ионном микрозонде Shrimp-II в ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Для анализа была выбрана проба свежих двуслюдяных лейкократовых гранитов (обр. 8-03-10) из восточной части Сибинского массива (рис. 1). Интерпретация измеренных U–Pb-изотопных отношений по 10 точкам позволяет установить возраст магматогенных цирконов из лейкогранитов монастырского комплекса равным 284 ± 4 млн лет (рис. 3). Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования по биотиту (7 определений) пород комплекса в Монастырском, Сибинском, Войлочевском, Каиндинском и Миролюбовском массивах позволили получить значения возраста плато в диапазоне от 285 ± 3 до 271 ± 3 млн лет (рис. 1).

Каиндинский комплекс. Комплекс выделен сравнительно недавно на основании геологических, гравиметрических данных [9]. Интрузии комплекса образуют несколько крупных субизометрических интрузивов с концентрически-зональным строением преимущественно в южной части Калба-Нарымского батолита, а также проявлены в виде отдельных тел в Черновинско-Войлочевском массиве. В составе комплекса выделено три фазы: 1) средне-, крупнозернистые резкопорфировидные биотитовые граниты, 2) средне-,

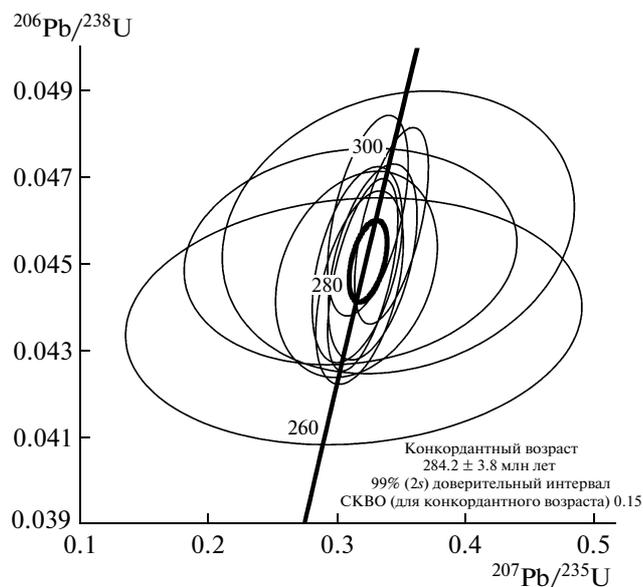


Рис. 3. U–Pb-диаграмма с конкордией для цирконов из лейкогранитов монастырского комплекса.

мелкозернистые порфириновые биотитовые граниты, 3) аплиты, аплит-пегматиты. По содержаниям породообразующих и редких элементов не зафиксировано значимых различий между породами каиндинского и калбинского комплексов. Вместе с тем для пород каиндинского комплекса характерны повышенные концентрации Mn (до 1–1,4 мас. % MnO), Sn (до 26 г/т), W (до 5 г/т). Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования по биотиту (6 определений) пород комплекса в Шибендинском, Черновинском, Войлочевском, Мирюлюбовском, Сергеевском массивах позволили получить значения возраста плато от 288 ± 3 до 269 ± 3 млн лет.

Редкометалльные пегматиты. Отдельного внимания заслуживают проявленные в Калба-Нарымском батолите поля и пояса редкометалльных гранитных пегматитов, формирующих крупные месторождения Li, Be, Cs, Ta, Nb. По геологическим данным их формирование традиционно связывали с завершающим этапом эволюции калбинского комплекса [7, 8]. Однако имеющиеся авторские геохимические данные свидетельствуют о весьма незначительном уровне накопления типоморфных редких элементов (Li, Rb, Cs, Be, Sn, Nb, Ta) в гранитоидах калбинского комплекса и пока не подтверждают точку зрения об их потенциальной рудоносности. Геохронологические исследования пегматитов выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом для лепидолит-сподуменовых пегматитов месторождения Асу-Булак по мусковиту и лепидолиту (10 определений), значения возраста составили 295 ± 4 – 281 ± 2 млн лет, а для сподуме-

новых пегматитов рудопроявления Ахметкино 278 ± 3 млн лет (рис. 1).

Обобщение полученных данных о возрасте приведено на рис. 4. Полученные геохронологические данные позволяют определить максимальный интервал формирования гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита (от кунушского до каиндинского) примерно 35 млн лет – от позднего карбона до границы ранней и средней перми. При этом полученное для гранитов монастырского комплекса U–Pb-методом по цирконам значение возраста в 284 ± 4 млн лет позволяет предполагать верхнюю возрастную границу формирования гранитоидов калбинского и более ранних комплексов не позднее 280 млн лет. Часть более молодых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок со значениями 275–269 млн лет может быть интерпретирована как результат более позднего закрытия K–Ar-изотопной системы в биотите (350 – 300°C) при подъеме батолита с глубины формирования к поверхности. По всей видимости, ускоренный подъем батолита происходил синхронно с тектоническими событиями в ходе реактиваций Иртышской сдвиговой зоны (280–275 и 270–265 млн лет назад [6]). Таким образом, несмотря на наблюдаемые для всех комплексов “сползания” $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировок по слюдам, данные U–Pb-изотопного датирования и наличие наиболее ранних $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастов в 290–280 млн лет позволяют предполагать именно этот временной интервал формирования главного объема Калба-Нарымского батолита. Полученные геохронологические данные позволяют обратиться к вопросу о пересмотре схем корреляции гранитоидного магматизма Восточного Казахстана и Западного Алтая, что возможно осуществить при дальнейших петрологических и изотопно-геохимических исследованиях. В последнее время появился ряд прецизионных изотопно-геохронологических методов, в первую очередь это Lu–Hf-метод по циркону. При проведении детальных геохронологических работ с цирконами возникает также необходимость учитывать внутреннее строение отдельных зерен, их зональность и особенности редкоэлементного состава (геохимическое изучение), что позволяет определить генезис разных генераций. Перечисленные аспекты – предмет дальнейших более детальных геохронологических исследований Калба-Нарымского гранитоидного батолита.

Геодинамическая интерпретация. С современных геодинамических позиций эволюция Алтайской аккреционно-коллизонной системы началась в конце раннего карбона в ходе закрытия Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна при сближении Сибирского и Казахского континентов [1–3]. Формирование орогенного сооружения происходило в раннем–среднем карбоне в интервале 330–320 млн лет, что фиксируется появлением континентальных моласс (даубай-

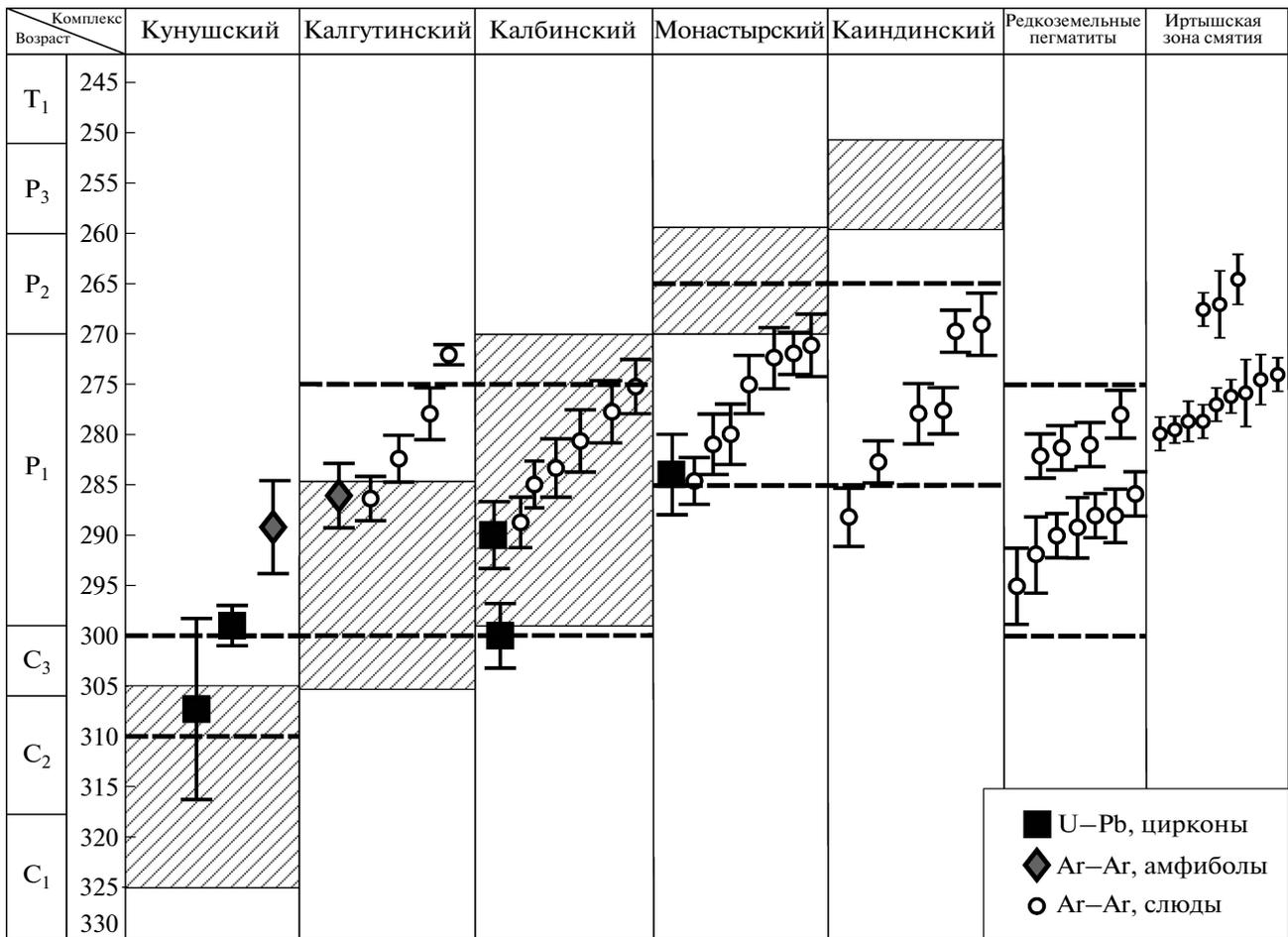


Рис. 4. Сводка возрастов (млн лет) для гранитоидов Калба-Нарымского батолита. Штрих – принятые ранее интервалы формирования магматических комплексов. Пунктир – вероятные возрастные пределы с учетом данных по трем этапам взаимодействия с литосферой Таримского мантийного плюма [15].

ская, буконьская свиты C₂), а индикатором утолщения коры и плавления коровых субстратов могут быть плагиограниты гилевского комплекса, возраст которых 320 ± 5 млн лет [2]. В ранней перми (300–270 млн лет назад) на территории Восточного Казахстана, Северо-Западного Китая, Западной Монголии фиксируется появление значительного объема разнообразных по составу магматических комплексов [12–14], формирование которых связывают с крупной магматической провинцией, возникшей в результате прогрева литосферы под воздействием Таримского мантийного плюма [15]. Полученные в ходе нашей работы геохронологические данные позволяют связать проявление гранитоидного магматизма и формирование Калба-Нарымского батолита с этой крупной магматической провинцией.

Наблюдаемый временной интервал формирования различных гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита (около 35 млн лет) может быть объяснен с помощью модели взаимодействия термохимических плюмов с литосферой

[15], согласно этой модели общая длительность развития процессов магматизма составляет около 30 млн лет и включает три этапа взаимодействия: 1) ранний, отвечающий подходу головы плюма к литосфере; 2) основной, отвечающий максимальному прогреву литосферы и характеризующийся наиболее масштабным магматизмом; 3) регрессивный, связанный с остыванием подлитосферной шляпы плюма. Для рассматриваемого случая ранние стадии (около 310–300 млн лет назад) характеризовались взаимодействием инициальных мантийных магм с основанием литосферы при невысоких степенях плавления, что могло привести к формированию плагиогранитов кунушского комплекса. Основной этап (около 300–280–275 млн лет назад), по-видимому, совпал во времени с процессами коллапса орогенного сооружения, при этом увеличились температурные градиенты в земной коре и литосферной мантии, что привело к появлению главного объема гранитоидных магм (калгутинский, калбинский комплексы) и проявлению редкометального орудене-

ния. Формирование более поздних гранитоидов монастырского, каиндинского комплексов (около 285–270–265 млн лет назад) может быть отнесено к заключительным, регрессивным стадиям плюм-литосферного взаимодействия.

Таким образом сочетание плейт и плюм-тектонических факторов способствовало масштабному плавлению коровых субстратов и формированию Калба-Нарымского батолита в сравнительно небольшом временном интервале.

Авторы выражают благодарность академику РАН Н.Л. Добрецову, академику НАН РК Б.А. Дьячкову за обсуждение работы и ценные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (проект партнерских фундаментальных исследований № 17), Совета по грантам Президента РФ по поддержке молодых ученых – кандидатов наук (проект МК-1753.2012.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1. С. 49–75.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 621–636.
3. Glorie S., De Grave J., Delvaux D., et al. // J. Asian Earth Sci. 2012. V. 45. P. 138–149.
4. Чиков Б.М., Зиновьев С.В. // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 11. С. 61–70.
5. Dobretsov N.L., Theunissen K., Berzin N.A., Travin A.V. Terra Nova. Abstr. IX Meeting Europ. Union of Geosci. EUG 9. Strasbourg, 1997. P. 501.
6. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др. // Геохимия. 2001. № 12. С. 1347–1351.
7. Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. 248 с.
8. Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Шерба Г.Н., Абдрахманов К.А. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай). Алматы, 1994. 208 с.
9. Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А. и др. В кн.: Геология и охрана недр. Алматы, КазГео, 2011. № 4. С. 66–72.
10. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1149–1170.
11. Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др. // ДАН. 2009. Т. 424. № 1. С. 84–88.
12. Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S. et. al. // Ore Geol. Rev. 2009. V. 35. Iss 2. P. 114–136.
13. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1648–1667.
14. Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q. et. al. // Lithos. 2010. V. 115. P. P. 137–152.
15. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.