

**О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ГЛАВНОГО КОЛЫМСКОГО
БАТОЛИТОВОГО ПОЯСА: ОПЫТ СОГЛАСОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ И
РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)**

И.Н. Котляр, И.Л. Жуланова, Т.Б. Русакова, А.М. Газиева

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
ул. Портовая 16, г. Магадан, 685000; e-mail: metamor@neisri.ru*

Поступила в редакцию 18 июня 2015 г.

Показано, что гранитоиды Главного Колымского батолитового пояса не проникают в верхнеюрские отложения Яно-Колымских мезозойских. Критически рассмотрены возможности U-Pb SHRIMP цирконометрии для мезозойского интервала геологической истории. Сделан вывод, что аналитические ограничения не позволяют в мезозойских U-Pb изотопных системах решать альтернативу конкордантности – дискордантности получаемых датировок вычислительными методами. Установлена высокая чувствительность U-Pb изотопной системы к наложенным процессам. Согласование данных по U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar, K-Ar геохронометрам позволило заключить, что внедрение гранитоидов Главного Колымского батолитового пояса происходило 170–160 млн лет назад, а преобразование их изотопных систем – 150–140, 135–125 и 100–80 млн лет назад. Локальная цирконометрия в комплексе с другими изотопными методами может использоваться для датирования магматитов по реликтовым датам, установления времени нарушения их изотопных систем, предсказания еще не выявленных термальных событий. Придавать U-Pb SHRIMP цирконометрии статус арбитражного метода неправомерно.

Ключевые слова: методы изотопного датирования, гранитоиды, мезозой, Северо-Восток Азии.

ВВЕДЕНИЕ

Главный Колымский батолитовый пояс (ГКБП) принадлежит Охотско-Колымскому региону, известному своей уникальной золотоносностью. Оба названия прочно вошли в литературу, но остаются, по объективным причинам, терминами свободного пользования. В статье, согласно поставленной задаче, рассматривается совокупность интрузивных массивов, локализованных преимущественно среди интенсивно деформированных юрских отложений Иньяли-Дебинского мегасинклиория (ИДМ) – типоморфного структурного элемента мезозойского Северо-Востока Азии [8, 51]. Здесь выходы гранитоидов насыщают полосу, прослеживающуюся на расстоянии свыше 1000 км – с правобережья р. Колымы на междуречье Индигирки и Яны. Решением 1-го Северо-Восточного петрографического совещания (1968 г. [42. Корреляционная схема]) в составе ГКБП выделены три последовательно формировавшихся комплекса: нера-бохапчинский (петротип – дайки кварцевых диорит-порфиритов), басугуньинский (штоки диоритов–

гранодиоритов–гранитов), колымский (т.н. батолиты адамеллитов–лейкогранитов); и эта схема сохраняет актуальность*. В ареале распространения названных комплексов сосредоточено большинство россыпных и рудных месторождений Охотско-Колымского региона, почему ГКБП именуется также Главным Колымским золотоносным поясом.

Представления о возрасте гранитоидов ГКБП, несмотря на без малого 100-летнюю историю изучения, остаются дискуссионными. Диапазон оценок варьирует от второй половины средней юры до начала мелового периода (соответственно, от 170–160 до 143–138 млн лет) (подробнее см. [20, 23, 44]). Для Северо-Востока Азии, где юрская и меловая история

* На рубеже веков, в процессе составления серийных легенд к новому поколению государственных геологических карт, были предприняты попытки более дробно расчленить «колымские гранитоиды». Отсутствие взаимной увязки легенд привело к выделению многочисленных новых комплексов, большей частью не отвечающих критериям валидности [38].

различаются кардинально, вопрос о времени становления ГКБП принципиален. В практическом отношении (геологическое картирование, прогнозирование) важнее всего надежно установить характер взаимоотношений индивидуализированных интрузивных комплексов между собой и с рудами. Эти же данные необходимы для конструктивного обсуждения конкурирующих гипотез рудообразования, ведущая роль в которых отводится разным факторам (либо их сочетаниям): процессам магматизма, изначальной специфике вмещающих гранитоиды толщ и их метаморфическим преобразованиям, мантийному флюиду [5, 6, 9, 10, 45, 49, 55]. Другой значимый аспект датирования гранитоидов – палеогеодинамический, поскольку в современных моделях они используются в качестве индикаторов окончания процесса формирования орогенных поясов («сшивающие» комплексы), и дискуссионность возраста ГКБП порождает разногласия в реконструкциях истории мезозойского Северо-Востока Азии.

В последние годы появились данные, позволяющие вернуться к вопросу о возрасте гранитоидов ГКБП. Это (1) решения 3-го межведомственного регионального стратиграфического совещания (3-е МРСС) [43], (2) информация, отраженная на листах новых государственных геологических карт: масштаба 1:200 000 второго поколения (ГГК-200/2) и 1:1000 000 – третьего (ГГК-1000/3), (3) результаты U-Pb SHRIMP датирования акцессорных цирконов. Анализ современного состояния стратиграфии и материалов картирования позволяет более строго, чем прежде, определить возраст отложений, вмещающих гранитоиды. Первые итоги локальной цирконометрии, рассмотренные вкратце с Rb-Sr, Ar-Ar, K-Ar данными, дают возможность по-новому осмыслить информацию, получаемую с помощью различных изотопных методов, усовершенствовать методику ее взаимной увязки. Таким образом, конечная цель настоящей статьи – определить время внедрения гранитоидов ГКБП путем согласования результатов U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar, K-Ar датирования между собой и с современными геологическими данными.

ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА РАЙОНА: КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ

Уровень изученности Охотско-Колымского региона, по меркам Северо-Востока России, высокий. Согласно большинству традиционных схем, на рассматриваемой территории полнее всего представлены ориентированные в северо-западном направлении структуры мезозойской Яно-Колымской (Верхояно-Колымской) складчатой системы (ЯКСС). На юге они несогласно перекрыты меловыми накоплениями окраинно-континентального Охотско-Чукотского вул-

каногенного пояса, отделяющего ЯКСС от поздних мезозойских Кони-Танюерской складчатой системы [52] (рис. 1). В строении ЯКСС главная роль принадлежит мощному (не менее 20 км) терригенному верхнепалеозойско-нижнемезозойскому верхоянскому комплексу, испытавшему интенсивные, но неравномерные деформации. По результатам геологического картирования и специализированных исследований в ЯКСС выделены тектонические единицы второго и более высоких порядков (мегантисинклиории, антисинклиории, поднятия; мегасинклиории, синклиории и т.д.), границы которых у разных авторов в основном согласуются (хотя систематика и номенклатура разнятся) [8, 17, 35, 52 и др.]. В ядрах положительных элементов вскрыты либо «доверхоянские» уровни разреза (рифей–средний палеозой), отличающиеся высокой долей карбонатных отложений, либо нижний подъярус верхоянского комплекса (верхний палеозой–средний триас). Синклиорийные структуры оконтуриваются по выходам юры, отчасти – верхнего триаса. Меловая система представлена мощными угленосными толщами межгорных впадин, с которыми нередко сопряжены обширные неотектонические впадины. Характерный элемент составляют разломы, главные из которых разграничивают элементы второго порядка.

ИДМ, вмещающий основной объем интрузий ГКБП, отличается огромной протяженностью (свыше 1000 км), небольшой (около 100 км) шириной и интенсивной складчатостью. На рассматриваемом отрезке хорошо выражено его симметричное строение: крылья сложены верхнетриасовыми породами, осевая зона – нижне- и среднеюрскими. Отложения верхней юры распространены локально (см. далее). Крылья и осевая зона разделены разломами и различаются рядом особенностей [51]. На северо-востоке по сложной системе разломов (наиболее крупные – Дарпир и Улахан) ИДМ сочленяется с Приколымским, Омудевским и Тас-Хаяхтахским поднятиями, положение которых в структурах более высокого ранга дискуссионно (здесь, следуя [52], мы относим их к Алазейской ветви Алазейско-Олойской раздвиговой системы мезозойского). На западе по протяженному Чай-Юрьинскому разлому ИДМ граничит с Аян-Юряхским антиклинорием (ограничен с запада Адыча-Тенькинским разломом). На юге Балыгычанское поднятие отчленяет от ИДМ субширотную ветвь, которая плавно огибает зону сочленения Омудевского и Приколымского поднятий и по разлому Улахан приходит в соприкосновение с Сугойским синклиномием (рис. 1).

Подавляющее большинство интрузий ГКБП сосредоточено в северо-восточном крыле ИДМ, трассируя зону его сочленения с палеозойскими поднятиями. На южном фланге, где ИДМ разветвляется, огибая

Балыгычанское поднятие, картина более сложна. Масивы Бол. Каньон, Туоннах, Средне-Буяундинский, Дерясь-Юряге, контролируемые разломом Улахан, локализованы в соседних с ИДМ структурах (рис. 1). На этом основании они выделяются иногда в самостоятельный каньонский комплекс [15], что представляется излишним, поскольку по всем характеристикам он идентичен колымскому. Особенности внутреннего строения и минерального состава интрузий ГКБП детально рассмотрены во многих работах [6, 15, 23, 39 и др.]. Здесь подчеркнем следующее. Все три последовательно формировавшихся, согласно [42], комплекса характеризуются в целом примерно одинаковым и достаточно широким диапазоном кремнекислотности, а большинство более или менее крупных тел имеют двухфазное строение. При этом в эволюции состава преобладающих (петротипических) пород прослеживается специфический тренд. Ассоциации минералов* показывают, что от комплекса к комплексу растет кремнекислотность, уменьшается потенциал калия и щелочей в целом, но сохраняется низкий уровень окисленности (ильменитовая фация). Эти тенденции характерны для высокоглиноземистых интрузивных серий и не фиксируются больше ни в одном из магматических ареалов Северо-Востока России.

Важное значение для обсуждаемой проблемы имеет вопрос о взаимоотношениях ИДМ с Уяндино-Ясачненским вулканогенным поясом (УЯВП), субаквальные накопления которого, охарактеризованные фауной начала поздней юры (оксфорд–кимеридж), слагают цепочку грабенов и впадин, наложенных на пограничные с ИДМ палеозойские поднятия, и в ряде случаев – на терригенные толщи мегасинклиория (рис. 1). В течение полувека отложения УЯВП рассматривались как продукт завершающего этапа развития мезозой (вулканогенная моласса), но совершенно иначе стали трактоваться с актуалистических позиций. В аккреционных моделях тектоники Северо-Востока Азии, где ЯКСС предстает коллажем террейнов, приреченных к пассивной окраине Северо-Азиатского кратона (орогенный пояс, по [37]), УЯВП выступает как индикатор высокой активности, которую эта окраина приобрела во второй половине мезозоя в ходе взаимодействия кратона со структурами Инди-

гиро-Колымского междуречья (бывший Колымский массив, современные представления о котором разногласивы [22, 52, 56 и др.]).

Пояс интерпретировался по-разному (окраинно-континентальный, рифтогенный и т.д.), но чаще всего его соотносят с островными дугами. В то же время, мнения о полярности палеосейсмофокальной зоны, контролировавшей вулканизм, расходятся, что сказывается на понимании природы и возраста ГКБП. Так, Л.М. Парфенов первоначально считал ИДМ тыловым прогибом дуги [34] (что допускало, заметим, широкий диапазон возраста батолитов). Близкая интерпретация дана в работах [18, 19, 22, 48].

В последующем Л.М. Парфенов увидел в ИДМ черты преддугового турбидитового прогиба, подстилавшегося корой океанического типа, субдуцировавшей под структуры Алазейской островной дуги (центральная часть Индигиро-Колымского междуречья). К первому этапу коллизии прогиба и дуги, фиксирующемуся по ярко выраженному предбатскому несогласию (конец средней юры), было предположительно отнесено формирование УЯВП и пояса гранитных батолитов [35. С. 155]. Дальнейшим развитием этой модели явилось представление о том, что в средней юре произошла амальгамация многих разнотипных террейнов с образованием обширного Колымо-Омолонского супертеррейна, а его столкновение с кратоном привело к формированию протяженных поясов среднеюрских коллизионных гранитоидов [36]. Позже изотопные датировки, полученные новым для своего времени Ar-Ar методом (143–138 млн лет), дали основание отнести грандиозный гранитоидный магматизм ЯКСС к окончанию юрского–началу мелового периода [47], что сейчас широко признано [8, 46 и др.]. Недавние результаты SHRIMP цирконометрии [1–3], подробно рассматриваемые ниже, заново актуализировали проблему.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДОВ ГКБП

Анализ геологических карт разного масштаба показывает, что в ИДМ большинство гранитоидных интрузий прорывают отложения нижней-средней и средней (не моложе батского яруса) юры. Эти данные позволили нам определить нижнюю возрастную границу колымского комплекса как послебатскую [20]. Однако из этой закономерности как будто бы есть исключения, на которых базируется точка зрения о более молодом возрасте гранитоидов ГКБП (напр., [2, 11, 54]). В частности, типичный представитель колымского комплекса – массив Оханджа, расположенный в центральной части ИДМ (рис. 1), согласно данным выполненной в 60-х годах геологической съемки,

* Кварцевые диорит-порфириды нера-бохапчинского комплекса: *битовнит–андезин + ортоклаз + кварц + авгит + альмандин + ильменит*; гранодиориты – басугунынского: *лабрадор–андезин + ортоклаз + кварц + розовая обманка + низкоглиноземистый биотит + альмандин + ильменит*; адамеллиты и граниты – колымского: *лабрадор–андезин + ортоклаз + кварц + высокоглиноземистый биотит + альмандин + кордирит + ильменит*.

прорывает отложения бат-оксфордской сиедтаньинской свиты, а его сателлиты проникают в вышележащую кимериджскую молиджакскую свиту [31].

Впервые присутствие в ИДМ келловейских–нижнеоксфордских слоев установил в начале 60-х годов Ю.М. Бычков в междуречье Артык – Бурустах (правые притоки р. Нера) и выделил их в костерскую свиту [4]. Она интродуцирована небольшими телами гранитоидов, которые с современных позиций могут быть отнесены к басугуньинскому комплексу. Похожая ситуация наблюдается на крайнем северо-западе ИДМ, в истоках р. Иньяли (левый приток р. Индигирки), к юго-западу от гигантского Чибгалахского массива, где небольшие тела, похожие на его сателлиты, внедрены в келловейские и оксфорд-кимериджские отложения [11]. Эти факты, казалось бы, свидетельствуют о формировании гранитоидов ГКБП в конце юрского–начале мелового периода*.

Однако нельзя не задуматься над тем, что локализация гранитоидных массивов, особенно таких крупных, как Оханджа (около 500 км²), в осевой части синклиналей, среди самых молодых отложений района, весьма необычна и, помимо прочего, ставит проблему их кровли. Кроме того, позднеюрско-меловой (тем более раннемеловой) возраст батолитов вызывает сомнения с регионально-геологических позиций. Непонятно, почему в таком случае гранитоидные интрузии ГКБП не проникают в расположенный к северу от ИДМ субширотный Полоусненский синклинорий ЯКСС, где терригенные толщи верхней юры распространены очень широко [8, 47].

Закономерно возникают два взаимосвязанных вопроса: 1) правомерно ли на основе единичных находок позднеюрских фаунистических остатков показывать на средне- и мелкомасштабных картах широкое распространение в ИДМ отложений верхней юры (и, соответственно, послеюрских интрузий); 2) насколько корректно показаны на картах взаимоотношения гранитоидов и осадочных пород? Ведь в тех редких точках, где найдена собственно позднеюрская (оксфордская или кимериджская) фауна, ни интрузий, ни каких-либо косвенных признаков их присутствия (например, контактовых ореолов не вскрытых тел) нет.

Мы проанализировали строение трех стратотипических разрезов (от батского яруса средней юры до оксфордского – верхней), приведенных в материалах 3-го МРСС для Иньяли-Сугойской структурно-фаци-

альной области, в границы которой полностью входит ИДМ [43].

Краткая характеристика разрезов (местоположение см. на рис. 1; номера разрезов, названия структурно-фациальных зон даны по [43]).

Разрез 20. Адычанская зона, бассейн р. Адыча (правый приток р. Яна).

На батской *тобычанской* свите, сложенной массивными песчаниками с прослоями алевролитов (1120–1350 м), залегает *бонкуйская* свита (1320–1530 м) переслаивающихся песчаников и алевролитов**. Ее возраст считается бат-келловейским, но фактически отложения содержат только позднебатскую форму *Catacadoceras* cf. *barmstoni* (Meek). Вышележащие песчаники с прослоями алевролитов, слагающие *некканскую* (2400–2600 м) и *эльгенджинскую* (1200 м) свиты, заключают остатки бухий оксфорда–кимериджа. В верхней части разреза присутствуют аммониты раннего кимериджа *Amoeboceras* cf. *kitchini* (Salf.) и флора хорошей сохранности: *Czekanowskia* sp., *Ginkgo sibirika* Heer [32. С. 335].

Разрез 21. Нерская зона, рр. Артык, Делянкир (правые притоки р. Нера).

Келловейские отложения слагают *костерскую* свиту (2000–2400 м), согласно залегающую на верхнебатских песчаниках *мередуйской* свиты. Нижняя подсвита костерской свиты (500–900 м), сложенная ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, фауны не содержит. В верхах верхней, существенно сланцевой подсвиты (100–1500 м) обнаружен *Queenstedtoceras* sp., датирующий, по Ю.М. Бычкову, позднекелловейский–раннеоксфордский возраст. В верхах разреза содержатся остатки обугленных растений, повсеместно присутствует галька риолитов, дацитов, андезитов, диоритовых порфиринов. Встречаются пласты конгломератов, обогащенные хорошо окатанной галькой магматических пород, кварца, песчаников [4].

Разрез 41. Сумунская зона, верховья р. Омудевка (центральная часть ИДМ).

Келловейские отложения входят в состав *сиедтаньинской* свиты (1400–1500 м), предположительно, верхнебатско-оксфордской. Фактически же в нижней части свиты, где ритмично переслаиваются песчаники, алевролиты и аргиллиты, руководящей фауны не найдено [31, 43]. В ее верхах, более песчаных, непосредственно под покровами вулканитов *серганьинской* свиты кимериджа–титона [43] обнаружены

* Обсуждая эту проблему, важно помнить, что до 1980 г. келловейский ярус относился к верхней юре в качестве ее нижнего подразделения, а сейчас – завершает среднюю.

** Здесь и далее, кроме специально оговоренных случаев, ранг и возраст стратонамов даются по [43].

бухии позднего оксфорда. Сietetаньинская свита находится в неясных стратиграфических соотношениях с алевро-аргиллитовой *молиджакской* свитой, руководящей фауны не содержащей*.

Охарактеризованные разрезы (точнее, стратотипические площади) известны с середины прошлого века – когда было начато среднemasштабное картирование территории. Однако и сегодня в ИДМ ими практически исчерпывается список участков, где может быть прослежен переход между средне- и верхнеюрскими отложениями, хотя за прошедшие годы здесь выполнен огромный объем крупномасштабного картирования и тематических работ. Но в итоге удалось уточнить лишь таксономическое наполнение фаунистических комплексов и их возраст.

Истинную распространенность верхнеюрских толщ в ИДМ установить без специальных исследований невозможно. Судя по крайней редкости находок позднеюрской фауны, занятые ими площади могут быть гораздо меньше, чем это показано на многих геологических картах. И действительно, за пределами стратотипической местности отложения, отнесенные к средне-верхнеюрской костерской свите и ее аналогам (полоса длиной около 250 км, протягивающаяся с правобережья Индигирки в верховья р. Берелех), содержат из руководящей фауны только аммониты семейства *Mascoscephalitidae* бат-раннекелловейского возраста [11], а не позднекелловейского-раннеоксфордского, как в стратотипе [4]. Также и в кровле сietetаньинской свиты, вмещающей массив Оханджа и закартированной как верхнебатско-оксфордская, на самом деле найдены только бат-раннекелловейские *Mascoscephalitidae* [31]. Большинство же площадей, показанных в ИДМ в качестве верхнеюрских, фактически являются немymi [11–13].

Во всех случаях собственно позднеюрская фауна характеризует только нижний и средний ярусы отдела (оксфорд-кимеридж ближе неразделенные) и обнаружена в специфической фациальной обстановке. Это морские лагуны (бассейн р. Адыча [32, с. 335]), подошва вулканических накоплений УЯВП (верховья р. Омuleвка [31]) или слои, содержащие продукты их размыва (р. Артык [4]). Иначе говоря, нет оснований параллелизовать мощные немые алевролитосланцевые, нередко черносланцевые, толщи внутренней части ИДМ с фациально совершенно иными верхнеюрскими отложениями стратотипических площадей.

*При составлении листа Р-55-IV ГГК-200/2 молиджакская свита упразднена; ее отложения включены в состав сietetаньинской свиты (устное сообщение редактора листа В.И. Шпикермана, ВСЕГЕИ, 2014 г.).

Второй основополагающий вопрос – взаимоотношения гранитоидов с вмещающими породами. Несмотря на тщательный анализ характера контактов колымских батолитов, как они описаны в геологических отчетах и научных публикациях, нам не удалось найти ни одного доказательства активных взаимоотношений гранитоидов с палеонтологически охарактеризованными верхнеюрскими отложениями. Ключевое значение с этой точки зрения имеют рассмотренные выше данные о породах, вмещающих массив Оханджа – единственный на территории ИДМ, который, согласно среднemasштабной государственной геологической карте первого поколения (ГГК-200/1), целиком локализован в верхнеюрских отложениях [31]. Как показано выше, к настоящему моменту достаточно надежно установлено, что массив Оханджа прорывает и метаморфизует бат-раннекелловейские, но не позднеюрские толщи.

Для доказательства мелового возраста массива Чьорго – еще одного петротипа колымского комплекса, на мелкомасштабных картах отрисованы его рвущие контакты с келловей-оксфордскими [8] или келловейскими [14] отложениями, хотя при геологической съемке (ГГК-200/1, листы Р-55-IV, Р-55-V, Р-55-XI) контактовый метаморфизм был установлен лишь в нижнеюрских породах. Новейшие наблюдения подтвердили, что массив Чьорго целиком локализован в отложениях нижней–средней юры [53]. И этот пример – далеко не единственный. На некоторых мелкомасштабных картах показан активный контакт гранитоидного массива Дарпир с верхнеюрскими отложениями УЯВП. Между тем на картах среднего и крупного масштаба его контакты с верхнеюрскими вулканитами – везде тектонические. И это гораздо более вероятно, поскольку глубина становления колымских плутонов, согласно петрологическим критериям, составляет 3–6 км, что исключает их внедрение в самые молодые в регионе эффузивные толщи мощностью не свыше 1.5 км. Кроме того, прямыми наблюдениями установлено, что типичные субвулканические тела, связанные с развитием УЯВП, моложе колымских гранитов [28]. В работе В.С. Шкодзинского с соавторами – наиболее полной сводке по гранитоидам ГКБП – при характеристике соотношения гранитоидов и вулканитов УЯВП подчеркивается, что «плутонические гранитоиды Главного батолитового пояса не участвуют в строении вулканоструктур, их тела не соприкасаются с ними» [54, с. 29].

Практически все исследователи ГКБП указывают на складчатый характер батолитов центральной части ИДМ, а значит время складчатости может служить еще одним критерием их возраста. О времени же складчатости наиболее объективно свидетельствуют

соотношения среднеюрских отложений ИДМ и несогласно перекрывающих их вулканитов УЯВП, выполняющих изолированные впадины вдоль восточного края мегантиклинория. Подробнее всего этот вопрос освещен в известной сводке К.В. и Г.И. Паракецовых [33], которой и воспользуемся.

В Сумуно-Урультунской впадине, прилегающей с востока к структурам ИДМ в районе массива Дарпир (рис. 1), ниже-среднеюрские отложения несогласно перекрываются вулканогенными накоплениями оксфорда или оксфорда-кимериджа. Оксфордскими толщами с конгломератами в основании начинаются разрезы УЯВП в Зыряно-Уроданском районе, Гармычанской и Элекчанской впадинах. В Лыглыхтахской впадине вулканогенная веринская свита кимериджа с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на среднеюрских отложениях ИДМ.

На наш взгляд, структурное несогласие, приходящееся в УЯВП на конец средней–начало поздней юры, правомерно синхронизировать со складчатостью в ИДМ, происходившей в келловейском–начале оксфордского веков (165–160 млн лет назад). Этим же интервалом соскладчатый характер гранитоидных интрузий ограничивает время их внедрения. Согласно стратиграфическим исследованиям Ю.С. Репина [41], морская регрессия, начавшаяся в тоарском веке ранней юры, достигла своего максимума именно к келловейю. В тектоническом отношении этот процесс означает воздымание, в физико-химическом – декомпрессию, неперенное условие формирования крупных очагов кислого расплава. Другими словами, можно с большой долей уверенности заключить, что рубеж средней и поздней эпох юрского периода был весьма благоприятен для проявления мощного гранитоидного магматизма.

ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДОВ

Результаты K-Ar, Ar-Ar и Rb-Sr датирования

Материалы K-Ar, Ar-Ar и Rb-Sr датирования магматических и метаморфических образований Северо-Востока России, результаты их обобщения, обоснование нового методологического подхода к геологической интерпретации и разработанной на его основе методики «реликтовых дат и минимумов» подробно освещены в публикациях [20, 21, 23 и др.], что позволяет лишь кратко напомнить здесь наши основные выводы:

1. Самым эффективным способом геологической интерпретации больших массивов изотопных датировок является анализ гистограмм. Они служат главным источником сведений о поведении пары «материнский – дочерний изотоп» с момента ее закрытия и до-

ныне. Наиболее информативны гистограммы геологически одновозрастных магматических тел, имеющие многовершинный характер – однозначный признак нарушения изотопных систем

2. Новизна подхода к интерпретации многовершинных гистограмм заключается в том, что в областях неоднократной эндогенной активности о времени ее проявления мы судим не по максимумам (как делается обычно), а по минимумам, трактуя их как моменты наибольшей геохимической подвижности радиогенных изотопов (термальное событие). На таких гистограммах даты, выступающие как древнейшие (реликтовые), получают объективное основание считаться предельно близкими (из наличных) к истинному геологическому возрасту датированного объекта.

3. С полимодальных гистограмм считывается дополнительная информация: 1) даты, следующие после минимумов первыми – это моменты повторного включения изотопных часов в тех породах, которые под воздействием предшествующего термального события испытали полную перестройку; 2) отрезки гистограмм, заключенные между двумя минимумами («максимумы»), представляют совокупный эффект тектонических пауз (во время которых только и происходит массовое включение изотопных часов) и частичных потерь дочернего изотопа при втором и более поздних термальных событиях.

Имеющиеся данные показывают, что изложенный подход приложим к любым представительным совокупностям несходящихся значений изотопного возраста геологически одновозрастных объектов. На его основе были сделаны следующие выводы о времени формирования гранитоидных комплексов ГКБП [20, 23, 44].

Нера-бохапчинский комплекс [20, рис. 3.6]. Дайки и малые тела комплекса распределены в пространстве неравномерно и традиционно выделяются в т.н. свиты или поля (рис. 1). Согласно реликтовым K-Ar и Ar-Ar датам, они внедрились 170–165 млн лет назад (средняя юра). Практически во всех полях реликтовые даты близки между собой, составляя в среднем 167 ± 2 млн лет (здесь и далее для средних значений $\pm 2\sigma$). Хорошим подтверждением служит Ar-Ar дата 165 ± 2 млн лет, полученная для мусковита из дайки Транспортная Ат-Юрях-Штурмовской свиты [5]. Наиболее интенсивные термальное события происходили на границе юры и мела 150–145 млн лет назад. В конце раннего мела, 105–100 млн лет назад, произошла разгерметизация как K-Ar, так и Rb-Sr систем, что фиксируется повторным включением Rb-Sr часов 95 ± 12 и 97 ± 10 млн лет назад.

Басугуньинский комплекс [20, рис. 3.11]. Реликтовые K-Ar даты показывают, что гранитоиды

комплекса внедрялись 165 ± 2 млн лет назад. Таков же (164 ± 3.5 млн лет) Rb-Sr возраст пород (изохроны и расчетные даты по биотиту). В конце юры произошло событие, нарушившее первичные изотопные системы. Оно фиксируется (1) практически полным отсутствием K-Ag датировок в интервале 155–150 млн лет, (2) повторным включением K-Ag часов (в т.ч. в их Ar-Ag модификации) 149–148 млн лет назад, (3) переустановкой тогда же (146–138 млн лет назад) Rb-Sr часов. Еще одно термальное событие имело место 140–130 млн лет назад, что зафиксировано в Rb-Sr системах массивов Басугуньинской группы.

Колымский комплекс [20, рис. 3.26, 3.36]. Средний Rb-Sr изохронный возраст плутонов комплекса из северо-западной части ИДМ (Порожноцепинский, Чибалахский, Чалбинский) составляет, согласно реликтовым датам, 168 ± 2 млн лет. Ту же величину дает среднее по K-Ag реликтовым датам из большой выборки, объединяющей эти тела и массив Чугулукский (167 ± 2 млн лет). Средний Rb-Sr возраст массивов центральной и юго-восточной части ИДМ (Чьорго, Маяк, Бол. Анначаг, Бол. Каньон) равен 162 ± 1 млн лет, а их K-Ag датировки колеблются в диапазоне от 169 до 95 млн лет. В то же время, среднее по реликтовым датам указанных массивов, а также массивов Оханджа, Мал. Анначаг, Бол. Пороги, отвечает величине 164 ± 1 млн лет, т.е. согласуется с Rb-Sr возрастом. Для ГКБП в целом Rb-Sr возраст гранитов комплекса составляет 163 ± 1 млн лет, по реликтовым K-Ag датам – 166 ± 1 млн лет. Таким образом, внедрение и кристаллизация массивов колымского комплекса протекали в интервале от 170 (низы байоса) до 161 (граница келловей и оксфорда) млн лет назад. В течение поздней юры и мела колымские батолиты претерпели неоднократные термальные воздействия, интенсивнее всего проявившиеся на юго-востоке ИДМ 145–140 и 135–130 млн лет назад. Ar-Ag датировки гранитоидов северо-западной части ИДМ колеблются от 144 до 135 млн лет [57], также отражая (на наш взгляд, бесспорно) моменты проявления наложенных событий.

В целом результаты Rb-Sr, K-Ag и Ar-Ag датирования гранитоидных комплексов ГКБП хорошо согласуются с последовательностью их становления, реконструированной на основе геологических наблюдений, ревизию которых недавно выполнил М.Л. Гельман [6]. Возраст нера-бохачинского комплекса на юго-восточном фланге ГКБП составляет 170–165 млн лет (средняя юра). Интрузии же басугуньинского и колымского комплексов внедрялись несколько позже: 167–161 млн лет назад (вторая половина средней и, возможно, начало поздней юры), причем геохронометрическими методами (в силу соизмеримости по-

грешности определений с продолжительностью веков юрского периода) разница во времени между ними не улавливается.

U-Pb SHRIMP датирование мезозойских магматогенных цирконов и его методические проблемы

Последнее десятилетие ознаменовано появлением в печати результатов U-Pb SHRIMP датирования цирконов из гранитоидов ГКБП [1–3]. Вывод гласит, что «главный объем изученных батолитов и даек был сформирован в узком интервале времени около 150 ± 3 млн лет назад (поздняя юра, кимеридж-титон). Два менее проявленных импульса гранитоидного магматизма относятся к интервалам 160–155 и 146–143 млн лет» [2, с. 216]. К сожалению, аналитическая информация в указанных публикациях отсутствует, что не позволяет верифицировать приведенные значения изотопного возраста.

Ниже мы используем собственные аналитические материалы, а также сведения по U-Pb SHRIMP цирконометрии, содержащиеся в Объяснительной записке к листу Р-56 ГКК 1000/3 [15] и в отчете «Оценка потенциально-ресурсных минерагенических зон аккреционно-коллизийных областей и областей активизации Урала, Сибири и Дальнего Востока» (отв. исполнитель С.П. Шокальский, ВСЕГЕИ, 2010 г. Росгеофонд № 498587; далее [Отчет..., 2010 г.]).

Накопление достаточного большого корпуса данных локальной цирконометрии ставит на повестку дня необходимость их согласования с ранее полученными для тех же объектов результатами Rb-Sr и Ar-Ag датирования. Проблема заключается в том, что U-Pb даты, априори принимаемые за «конкордантные», для мезозоя систематически оказываются на 15–10 млн лет моложе Rb-Sr изохронных и на 10–5 млн – древнее Ar-Ag. Между тем интерпретация U-Pb изотопной системы, в силу аналитических и математических (программных) причин, весьма сложна, а для пород мезозойского возраста – далеко не однозначна. Поэтому, прежде чем приступить к изложению фактического материала, остановимся на некоторых методических сложностях U-Pb SHRIMP датирования мезозойских магматогенных цирконов.

Напомним, что практика U-Pb SHRIMP анализа сводится к измерению нескольких (от 2 до 18) зерен циркона (точнее, отдельных точек в них), отобранных из одного образца, представительность которого для объема всего интрузивного тела постулируется. В общем случае при U-Pb датировании магматических пород могут быть получены даты трех типов. Одни характеризуют их возраст (время кристаллизации), другие – время преобразования, третьи отражают частич-

ные потери (добавки) свинца или урана и не имеют геологического смысла. Чтобы уяснить, какие даты получены в каждом конкретном случае, необходимо с высокой точностью замерить величины изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Если вычисленные по ним значения возраста окажутся равны (с учетом аналитических ошибок), фигуративные точки на графиках в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (диаграмма Везерилла) или $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (диаграмма Тера – Вассербурга) лягут на конкордию (линию равных возрастов) либо эллипсы ошибок ($\pm 1\sigma$) пересекут ее. В том случае, когда датировки не равны, фигуративные точки отклоняются от конкордии, а в случае линейного расположения образуют дискордию, которая демонстрирует процесс одноактной потери свинца. Точки, несущие геологическую информацию, считаются при этом с конкордии (верхнее пересечение дискордии с конкордией – возраст циркона, нижнее – время нарушения изотопной системы (см., например, [50, рис. 18.5]).

Обратим внимание, что указанная диаграмма относится к интервалу геологического времени в миллиарды лет, когда линия конкордии имеет ярко выраженную кривизну. Диаграммы же для мезозоя имеют – что принципиально – другую конфигурацию: здесь конкордии превращаются в прямые (рис. 2). Дискордию в этом случае провести технически невозможно, а значит нельзя установить, за счет каких процессов происходит скольжение фигуративных точек по шкале времени – в результате длительной кристаллизации цирконов в закрытой системе или из-за потерь свинца, а то и вследствие аналитических ошибок. Тут мы сталкиваемся с фундаментальной проблемой мезозойской локальной цирконометрии – невоз-

можностью определить, является ли конкретная точка конкордантной или дискордантной.

На заре изотопных исследований, при слабой разработанности математического аппарата в отношении учета аналитических погрешностей, дискордантными признавались те точки, в которых разница датировок по двум изотопным отношениям (дискордантность: D, %) составляла 4–4.5 % [27]. С развитием вычислительных методов, а главное, при массовом внедрении пакета программ ISOPLOT [58–60], учет аналитических погрешностей позволил рассчитывать средний квадрат взвешенных отклонений (СКВО) – меру различия переменных величин. Значение этого параметра > 1 указывает на дискордантность точки (или среднего из нескольких точек). Опыт показывает, что при уровне ошибок современных масс-спектрометров (например, для меловых цирконов погрешности на приборе FINIGAN MAT 262 составляют 0.3–0.4 %, при $\pm 1\sigma$ СКВО становится > 1 уже при разнице возраста по сравниваемым изотопным парам 0.5–1 %, т.е. фигуративная точка отклоняется от конкордии (см., например, [29]).

Расчеты по алгоритмам ISOPLOT идеально подходят для классического U-Pb анализа методом изотопного разбавления (ID TIMS) прежде всего потому, что там все три изотопные пары измеряются с сопоставимой и высокой точностью. Но если сравниваемые величины сильно разнятся по уровню дисперсии, эффективность СКВО резко падает, поскольку этот параметр находится в обратной зависимости от величины аналитических ошибок. А программы ISOPLOT без каких-либо корректировок стали использоваться для обработки результатов локальной цирконометрии, невзирая на то, что аналитика здесь резко отличает-

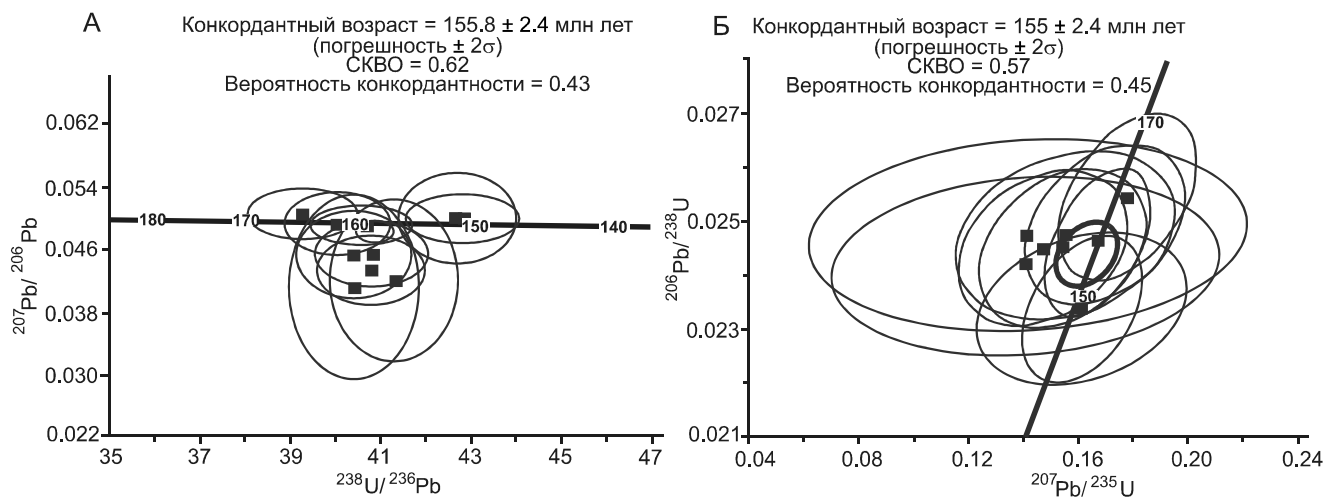


Рис. 2. Распределение фигуративных точек на диаграммах Тера – Вассербурга (А) и Везерилла (Б). Массив Бол. Пороги. Коллекция Н.А. Горячева, по [15].

Таблица 1. Изотопные даты в цирконах из гранитоидов массива Бол. Пороги (коллекция Н.А. Горячева, по [15]).

Номер пробы	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст млн лет	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст млн лет	$\pm 1\sigma$	% дискордантности	Конкордантный возраст	$\pm 1\sigma$	СКВО конкордантности	Вероятность конкордантности
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1-ВР.7.1	162	4	222	120	37	162	4	0.27	0.6
1-ВР.2.1	159	3.8	160	150	1	158.9	3.8	0.03	0.96
1-ВР.3.1	158	4.6	-267	580	-269	157	4.5	0.7	0.4
1-ВР.6.1	158	4	-32	250	-121	157.4	4	0.74	0.39
1-ВР.8.1	157	3.5	154	96	-2	156.9	3.6	0.001	0.97
1-ВР.5.1	156	3.8	-27	190	-117	155.9	3.9	1.04	0.31
1-ВР.10.1	156	3.7	-145	200	-193	155.9	3.7	2.5	0.11
1-ВР.1.1	154	4.3	-219	510	-242	154	4.3	0.61	0.44
1-ВР.4.1	149	3.7	194	220	30	149.1	3.7	0.04	0.85
1-ВР.9.1	149	3.5	194	120	30	149.1	3.5	0.13	0.72
Средневзвешенный возраст	155	1.2	129	50		155.0	1.2	0.57	0.45
СКВО		1.2		0.55					

ся от классической. На микроанализаторах SHRIMP одно из изотопных отношений ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) определяется с относительно высокой точностью ($\pm < 1-2\%$ или 1–3 млн лет, при $\pm 1\sigma$), а второе ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) в 95 % случаев – с гораздо более низкой: 3–10 % и более*. Но поскольку ошибке отношения в 1 % здесь соответствует 22–24 млн лет, то возраст вычисляется с точностью $\pm 60-600$ млн лет, т.е. превышает длительность всей юры, а то и фанерозоя (табл. 1).

Построения с помощью ISOPLOT даже при разнице по осям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в 100 и более миллионов лет (нередко до 400–500 млн лет), т.е. при ярко выраженной дискордантности, покажут на диаграммах как Тера – Вассербурга, так и Везерилла конкордантный возраст с малыми ошибками и невысоким (≤ 1) СКВО [24] (рис. 2, табл. 1). Однако эта точность не более чем математическая иллюзия. Ее эффект возникает благодаря простому методическому приему, лежащему в основе вычислений с помощью ISOPLOT, а именно применению при расчете среднего и его дисперсии взвешивающего фактора $w = 1/\sigma^2$. При этом конкордантная дата и ее ошибка оказывается средневзвешенным значением датировок по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, рассчитанным по формуле: $t_{\text{cp.}} \pm \sigma_{\text{cp.}} = \sum t_i w_i / \sum w_i \pm \sqrt{1 / \sum w_i}$ ($i = 1 \dots n$) [40]. Данные же по системе $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, хотя и вовлекаются в расчет, на конечный результат, в силу своей высокой дисперсии, практически не влияют. Более того, именно они во многих случаях обеспечивают низкое СКВО, поскольку оно, как отмечено выше, обратно пропорционально ошибкам измерения

* Значение $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ в локальных методах не измеряется вообще, а вычисляется из соотношения

$$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \times ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \times 137,88.$$

(табл. 1: здесь конкордантный возраст определяется только системой $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – ср. графы 2, 4 и 7, а СКВО для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ дат с меньшей дисперсией выше, чем для $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ дат с огромной дисперсией). Другими словами, как мы ранее уже подчеркивали, статистический анализ взвешенных величин, измеренных с заведомо разной точностью, сводит на нет все преимущества диаграмм с конкордией [24, 26].

Невозможность решить вычислительными методами в мезозойских изотопных системах дилемму «конкордантность – дискордантность» следует четко осознавать. Ведь если конкордантная точка может отражать реальное геологическое событие, то дискордантная демонстрирует лишь геохимические нарушения изотопных систем [27], и, воспринимая ее как конкордантную, геолог совершает грубую ошибку. Однако в современной практике U-Pb SHRIMP датирования мезозойских цирконов ограничения метода во внимание не принимаются. Все полученные даты априори признаются конкордантными и относятся ко времени кристаллизации магм, а возможность нарушения изотопных систем игнорируется [1–3]. В тех же случаях, когда размах датировок оказывается значительным (10–17 млн лет, см. [2, табл. 1]), возраст массивов (например, Чибгалахского) остается неопределенным.

В нашем распоряжении, как указано выше, имеются результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из разнотипных гранитоидов ИДМ и прилегающих структур (рис. 1). Ввиду невозможности решить дилемму дискордия – конкордия, мы отказались от традиционного представления данных на диаграммах с конкордией и предлагаем новый методический прием – исследование возрастных совокупностей (рядов

точек), полученных для каждого из объектов с помощью геохронометра $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ как наиболее точного (в локальных методах) аналитически, и сопоставление этих данных с данными других изотопно-геохронологических методов.

ОПЫТ СОГЛАСОВАНИЯ ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ, ПОЛУЧЕННЫХ РАЗНЫМИ МЕТОДАМИ

Нера-бохапчинский комплекс (рис. 3). Необходимыми данными охарактеризованы Среднеканская и Утинская свиты даек (рис. 1). В обеих наблюдается однотипное распределение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировок с размахом между крайними значениями от 15 до 80 млн лет, что позволяет выделить 4 значимо (вероятность 0.95) различающиеся группы. В одних образцах (Дайка № 4) присутствует весь возрастной спектр, в других – его фрагменты. Общие выводы:

1. Наиболее древние (реликтовые) даты – 167–162 млн лет, установлены как в Среднеканской, так и в Утинской свитах. Они совпадают с установленным ранее возрастом пород по К-Аг – также реликтовым – датам [20].

2. В интервале 155–147 млн лет сосредоточено наибольшее количество определений. Вычисленное по ним средневзвешенное значение В.В. Акинин с соавторами трактуют как возраст пород [2]. Характерно, что нижняя граница интервала повсеместно совпадает с минимумом на гистограммах К-Аг дат. К этой же границе приурочены значения Аг-Аг дат для даек Утинской и Среднеканско-Штурмовской свит: соответственно 141 млн лет для Дайки № 13 (Сурьяной) и 148–140 млн лет для дайки Транспортной и штока Рыжий [5].

3. Интервал 136–124 млн лет выявлен в дайках Среднеканской и Утинской свит.

4. Интервал 100–80 млн лет установлен только в дайках Утинской свиты, где в это же время 97 ± 10 ($\pm 2\sigma$) млн лет назад включились Rb-Sr часы. Характерно, что в дайках Среднеканской свиты 95 ± 12 ($\pm 2\sigma$) млн лет назад также произошло включение Rb-Sr часов.

5. Нижняя граница интервала $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ дат совпадает с моментом закрытия К-Аг системы, т.е. с прекращением термальной активности в районе.

Басугунынский комплекс (рис. 4). Выделяется три группы $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировок:

1. Наиболее древние сосредоточены в интервале 172–162 млн лет. Для массивов Столовый и Вьючный они близки Rb-Sr изохронному возрасту пород, для массива Вьючный, кроме того – К-Аг возрасту по биотиту. В Басугунынском массиве $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ дата тождественна Rb-Sr дате, рассчитанной по биотиту, а также реликтовой К-Аг дате.

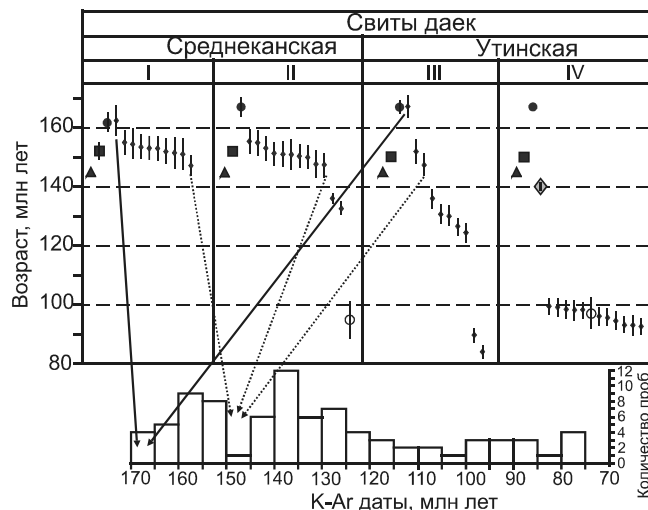


Рис. 3. Распределение изотопных дат в дайках нера-бохапчинского комплекса.

Дайки: I – Среднеканская, обр. 1078; II – Мощная, обр. 1077; III – № 4, обр. КА-19-09; IV – № 7, обр. КА-21-09. U-Pb данные: по дайкам Среднеканская, Мощная, по [15], №№ 4, 7, по [Отчет..., 2010 г. Кол. А.А. Аленичевой]. Ar-Ar, Rb-Sr данные – по дайке № 13 (Сурьяная) [20, 30]. Гистограмма К-Аг дат: для нера-бохапчинского комплекса в целом (86 проб), исходные данные [23, табл. 4.1], старт 60 млн лет, интервал группировки 5 млн лет, вероятность наличия минимума в интервале 150–145 млн лет 0.99 [20, табл. 2.1].

Здесь и далее на рис. 4–7: U-Pb SHRIMP цирконометрия: мелкие ромбы – единичные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ определения, квадраты – возраст пород, согласно средневзвешенным $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ определениям [2]; Rb-Sr изохронные даты: кружки залитые – возраст пород, полые – время наложенных событий [20]; треугольники – время термальных событий по минимумам на К-Аг гистограммах [20]; ромбы – Аг-Аг даты [30]. U-Pb измерения выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ на ионном микроанализаторе SHRIMP-II под руководством С.А. Сергеева. Полоса погрешностей $\pm 1\sigma$. Гистограммы построены И.Н. Котляром средствами Excel по программам ISOPLOT, опция Cumulative Prob [59].

2. Интервал 160–140 млн лет проявлен повсеместно. Его нижняя граница незначительно варьирует в разных структурно-формационных зонах. Так, в массивах ИДМ она соответствует 151–149 млн лет, а в Балыгычанском поднятии и Сугойском синклинии снижается до 140–139 млн лет. В обоих случаях минимальные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ даты синхронны минимуму на К-Аг гистограммах. Кроме того, во всех районах нижняя граница интервала U-Pb дат совпадает с моментом повторного включения Rb-Sr и Аг-Аг часов.

3. Интервал 92–80 млн лет проявлен только в гранитах массива Столовый. Как и в дайках нера-бохапчинского комплекса, его нижняя граница близка к моменту закрытия К-Аг часов.

Колымский комплекс (рис. 5). Наиболее широкий ряд представлен в массиве Бол. Каньон, где в нескольких образцах размах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировок дости-

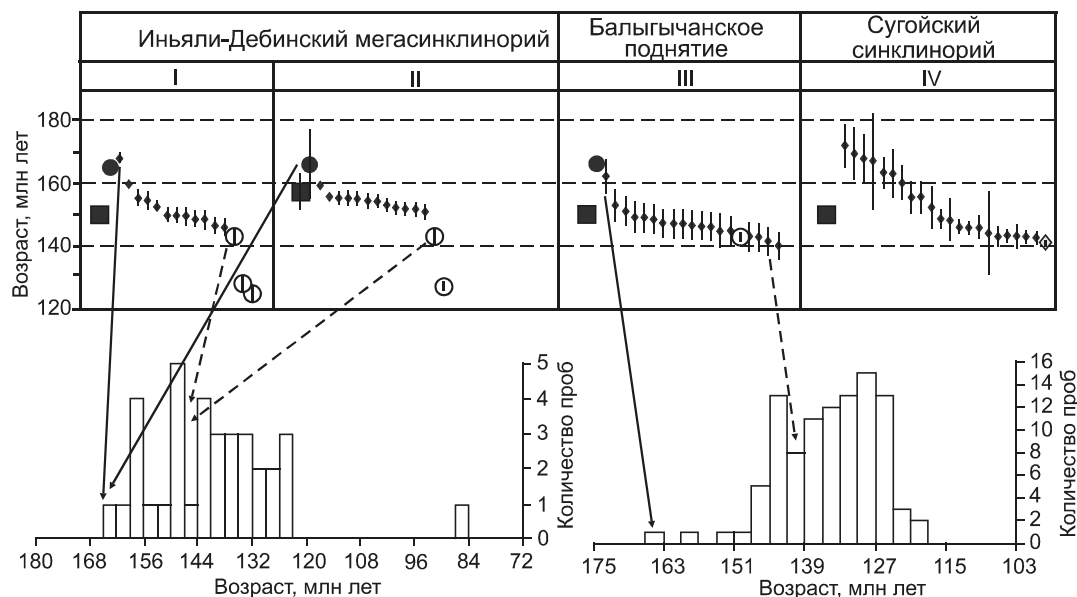


Рис. 4. Распределение изотопных датировок в гранитоидах басугуньинского комплекса.

Массивы: I – Басугуньинский, обр. Б-3 (кол. Т.Б. Русаковой, по [15]); II – Столовый, обр. КА2209, КА2309 (кол. А.А. Аленичевой, по [Отчет..., 2010 г.]); III – Вьючный, обр. АГ03.5-25 (кол. А.М. Гагиевой [25]); IV – Дерзья-Юряге, обр. 4-2, 1022 (кол. В.М. Кузнецова [15]). Гистограммы К-Аг дат: I–II – для басугуньинского комплекса в целом (127 проб), исходные данные [23, табл. 4.3], старт 72 млн лет, интервал группировки 3 млн лет, вероятность наличия минимума в интервале 147–144 млн лет 0.95; III – массив Вьючный (99 проб, кол. А.М. Гагиевой [25]), старт 103 млн лет, интервал группировки 3 млн лет, вероятность наличия минимума в интервале 143–139 млн лет 0.80. Условные обозначения см. на рис. 3.

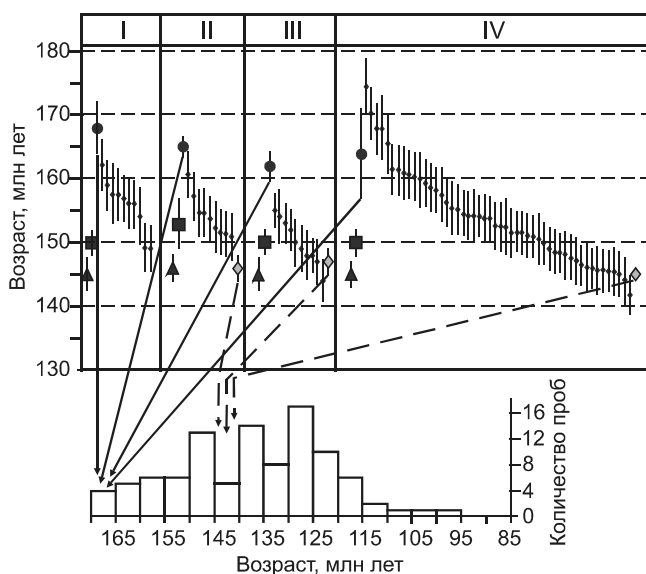


Рис. 5. Распределение изотопных датировок в гранитоидах колымского комплекса.

Массивы: I – Бол. Пороги, обр. I-БП; II – Средне-Буяундинский, обр. 6110; III – Бол. Анначаг (юг), обр. К-51-1-09; IV – Бол. Каньон, 1 фаза, обр. ВК 1, 6-1, 7, 3, Ш. U-Pb данные: I, IV – кол. Н.А. Горячева, по [15]; II – кол. В.Н. Егорова, по [15]; III – кол. А.А. Аленичевой, по [Отчет..., 2010 г.]. Гистограмма К-Аг дат: для массивов южной части ГКБП и Сугойского синклиория [20, рис. 3.26; 99 проб], исходные данные, по [23, табл. 4.5], старт 75 млн лет, интервал группировки 5 млн лет, вероятность наличия минимума в интервале 145–140 млн лет 0.97 [20, табл. 2.1]. Условные обозначения см. на рис. 3.

гает 30 млн лет. В остальных массивах наблюдаются только фрагменты этого ряда, однако общие закономерности фиксируются достаточно четко.

Здесь, как и в двух выше охарактеризованных комплексах, выделяются реликтовые даты и группа более молодых значений (162–142 млн лет):

1. В гранитоидах первой фазы массива Бол. Каньон реликтовые даты представлены компактной группой 174–165 млн лет, средневзвешенный возраст которой (169.4 ± 3.8 млн лет) с учетом ошибок близок Rb-Sr изохронному возрасту пород (164 ± 14 млн лет). В массивах Средне-Буяундинском и Бол. Пороги К-Аг даты (по биотиту и породе, соответственно) в пределах ошибки измерения близки $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датам, а в массиве Бол. Анначаг Rb-Sr изохронный возраст превышает значение, полученное по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ геохронометру.

2. Нижняя граница возрастного интервала в массивах Бол. Анначаг и Бол. Пороги находится на уровне 144–142 млн лет и точно совпадает с минимумом в распределении К-Аг дат в породах колымского комплекса. Кроме того, она маркируется Аг-Аг датами 147–145 млн лет. На этом же уровне зафиксирована Аг-Аг датировка в Средне-Буяундинском массиве. Здесь, так же как и в массиве Бол. Пороги, минимальные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ даты незначительно древней.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные материалы показывают принципиально однотипный характер распределения (дискретности) совокупностей единичных ²⁰⁶Pb/²³⁸U датировок и их соотношений с Rb-Sr, K-Ar и Ar-Ag датировками в породах всех трех интрузивных комплексов, вскрытых в ИДМ и смежных тектонических структурах. Так, реликтовые ²⁰⁶Pb/²³⁸U даты после незначительного разрыва сменяются основным массивом фигуративных точек (160–140 млн лет), а за ними, уже со значительным отрывом, следуют еще две (нера-бохапчинский комплекс) или одна (басугуньинский комплекс) группы дат (рис. 6).

Интервал 170–160 млн лет. Прежде всего отметим, что в большинстве массивов реликтовые даты уверенно (вероятность 0.95) отделяются от более молодых (рис. 3, дайки Среднеканская и № 4; на рис. 4 – массивы Басугуньинский, Выючный; на рис. 5 – массив Бол. Каньон) и, следовательно, не могут быть результатом случайного отклонения фигуративных точек (в частности, из-за ошибок анализа).

Еще одна закономерность иллюстрируется таблицей 2.

Интервал величин ²⁰⁶Pb/²³⁸U дат близок к вариациям реликтовых K-Ar и Rb-Sr дат. Соответственно, средневзвешенные даты по всем трем изотопным системам близки. Так как одним из главных критериев реальности изотопного возраста является тождествен-

ность дат, полученных разными методами [38], можно с большой уверенностью констатировать, что реликтовые ²⁰⁶Pb/²³⁸U даты, также как реликтовые K-Ar и Rb-Sr, соответствуют времени внедрения и кристаллизации гранитоидов ГКБП. Другими словами, ранее сделанный нами вывод о становлении их 170–160 млн лет назад полностью подтверждается и отчасти дополняется данными, полученными по ²⁰⁶Pb/²³⁸U геохронометру аксессуарных цирконов.

Еще раз подчеркнем, что геохронометрическая информация, лежащая в основе сделанного вывода, получена в разных лабораториях и различными методами.

Интервал 160–140 млн лет. Сюда попадает максимальное число фигуративных точек, и, по мнению большинства современных исследователей, именно по их средневзвешенным значениям должен определяться возраст гранитоидов. На наш взгляд, ключ к пониманию природы подобных числовых рядов дает специфика их нижних границ. Главным представляется, что во всех комплексах наиболее молодые ²⁰⁶Pb/²³⁸U датировки совпадают с минимумами на K-Ag гистограммах (табл. 3).

Синхронность (1) наиболее молодых ²⁰⁶Pb/²³⁸U датировок, (2) минимумов на K-Ag гистограммах, (3) моментов повторного включения Rb-Sr и Ar-Ag часов позволяет утверждать, что все они фиксируют единое термальное событие, имевшее место 150–140 млн лет назад и отвечающее, вероятнее всего, процессу фор-

Таблица 2. Сопоставление реликтовых K-Ar, Rb-Sr, U-Pb дат.

Реликтовые даты и их вариации		Нера-бохапчинский		Басугуньинский		Колымский	
		Размах	Среднее ± 2σ	Размах	Среднее ± 2σ	Размах	Среднее ± 2σ
K-Ar	По [44]	165–170	167 ± 2; СКВО = 1.6	161–170	165 ± 1.3; СКВО = 4.1	159–169	165 ± 1; СКВО = 5
Rb-Sr				160–166	164 ± 3.5; СКВО = 1.3	160–168	164 ± 2; СКВО = 0.2
²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		162–167	166 ± 5; СКВО = 0.6	162–172	167.3 ± 2.4; СКВО = 0,41	160–174	167 ± 2.5; СКВО = 1.1
Средневзвешенное по изотопным системам			166.8 ± 1.8; СКВО = 0.22		165.4 ± 3.1; СКВО = 1.8		165 ± 2.4; СКВО = 1.8

Таблица 3. Характеристика нижней границы интервала 160–140 млн лет.

Минимальные U-Pb датировки и время повторного включения изотопных часов (рис. 3–6)	Нера-бохапчинский комплекс	Басугуньинский комплекс		Колымский комплекс
		ИДМ	БП, СС	
²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Pb	147	151–147	142–140	151–142
Rb-Sr		143	143	
Ar-Ag	148–140		141	147–145
Минимумы на гистограммах	150–145	147–143	142–139	145–140
Время нарушения изотопных систем, по [20]	150–145	155–150	141–139	145–140
	135–125	-	-	-

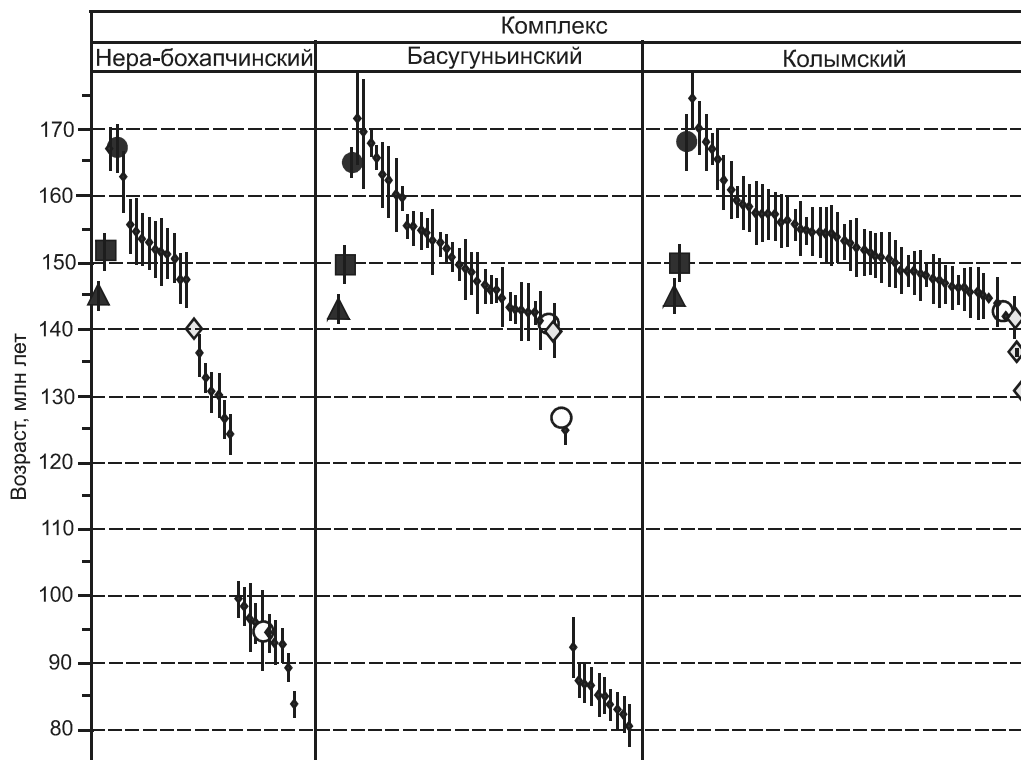


Рис. 6. Распределение изотопных датировок в гранитоидах ГКБП.

Нера-бохапчинский комплекс: дайки Мощная, Среднеканская, № 4, № 7, № 13; басугуньинский комплекс: массивы Басугуньинский, Столовый, Дерясь-Юряге, Вьючный; колымский комплекс: массивы Чибгалахский, Бол. Каньон, Средне-Буяндинский. Условные обозначения см. на рис. 3.

мирования золото-кварцевых руд в Яно-Колымском золотоносном поясе [44].

В целом картина распределения фигуративных точек $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в гранитоидах разных комплексов однотипна и свидетельствует, что одни из этих датировок отражают время формирования пород, другие – момент проявления термального события. Основная же их часть, расположенная между двумя обозначенными группами, отражает частичные потери радиогенного свинца и не несет геологической информации. Следовательно, средние значения, получаемые по совокупностям в целом, также не имеют геологического смысла. Именно поэтому «U-Pb возраст» интрузий, по [1–3], ни в одном случае не подтверждается другими известными изотопно-геохронологическими данными (Rb-Sr, Ar-Ar, K-Ar).

Интервал 136–124 млн лет. В U-Pb системе проявлен только в дайках нера-бохапчинского комплекса. В массивах басугуньинского комплекса в это время произошла еще одна переустановка Rb-Sr часов, колымского – K-Ar, в т. ч. в Ar-Ar модификации [44]. Данный интервал фиксирует региональный тектонический этап – возникновение рифтов и рифтоподобных структур (Омсуцканская, Нявленгинская,

Тарынская и др.), где широко проявлен трахибазальтовый – щелочносалический вулканизм, серебряное и олово-серебряное оруденение [44].

Интервал 100–80 млн лет. Зафиксирован в басугуньинском и нера-бохапчинском комплексах (в последнем – по повторному включению Rb-Sr часов). Его нижняя граница совпадает с наиболее молодой K-Ar датой и указывает на прекращение эндогенной активности в регионе.

Сегодня данный интервал привлекает особое внимание, поскольку появляется все больше сообщений о наличии интрузий с подобным «U-Pb возрастом». Нельзя утверждать, что они в регионе отсутствуют. Но в большинстве известных случаев молодые даты связаны с нарушениями и переустановкой U-Pb изотопных часов. Так, в золотоносных дайках №№ 7 и 13 (Сурьяной) Утинской свиты $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ даты 100–90 млн лет синхронны Rb-Sr дате 97 ± 10 ($\pm 2\sigma$) млн лет, между тем как Ar-Ar возраст мусковита из руд составил 140 млн лет [30]. Похожая ситуация наблюдается в Ar-Юрях-Штурмовском золоторудном узле. Здесь в дайке Штурмовской, вмещающей одноименное месторождение, установлен спектр $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировок от 91 до 79 млн лет [Отчет..., 2010 г.], тогда как Ar-Ar

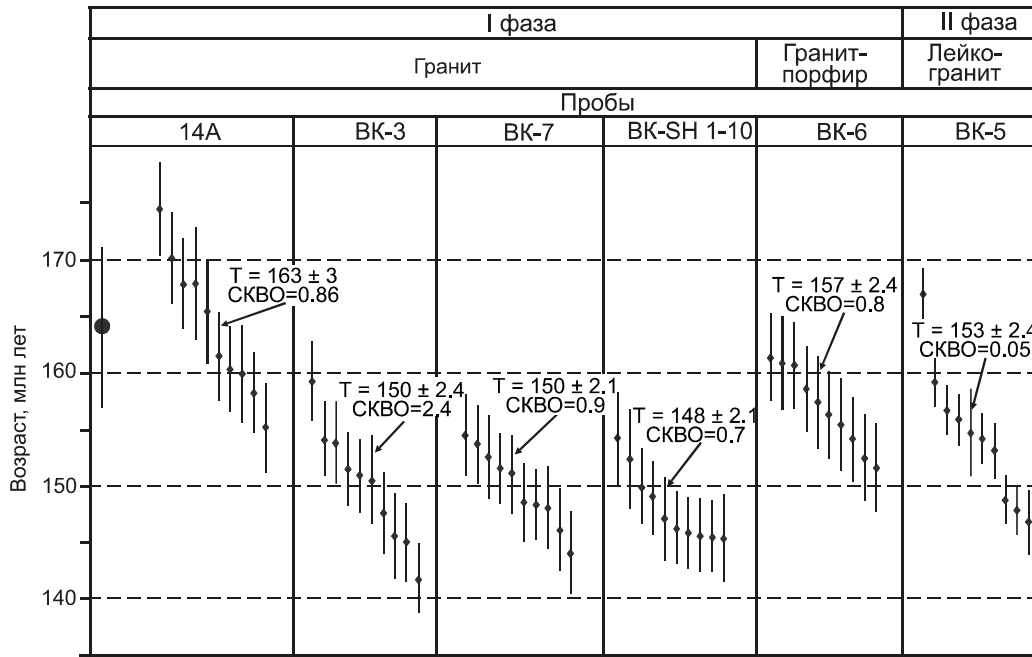


Рис. 7. Распределение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировок в гранитоидах массива Бол. Каньон.

Аналитические данные, по [15]. Условные обозначения см. на рис. 3.

возраст мусковита из руд составляет 140 млн лет [5]. Учитывая, что Ar-Ar возраст определен по «плато», когда избыток аргона (удревнение датировок) исключен, совпадение датировок руд и вмещающих их даек можно объяснить только нарушением в последних U-Pb и Rb-Sr изотопного равновесия.

Подводя итог, констатируем, что данные по разным изотопным системам в целом согласуются между собой и позволяют детализировать историю становления и преобразования гранитоидов ГКБП. Внедрение интрузивных тел происходило 170–160, а преобразование их изотопных систем – 150–140, 135–125 и 100–80 млн лет назад. То, что три последних рубежа отражают не время внедрения пород, а моменты нарушения их изотопных систем, убедительно подтверждается тем фактом, что в одном образце встречены цирконы, отражающие как возраст пород, так и все три стадии нарушения их U-Pb изотопной системы (рис. 3, Дайка № 4). Но особенно явно ошибочность методики усреднения данных проступает, когда единое тело охарактеризовано не одним, а несколькими образцами. Так, на рисунке 7 приведены результаты опробования массива Бол. Каньон, где датированы граниты 1-й фазы, гранит-порфиры – предположительно более поздние, и лейкограниты 2-й фазы [15]. «Возраст» отдельных образцов гранитов 1-й фазы варьирует от 163 ± 3 до 148 ± 2.1 млн лет. При этом гранит-порфиры оказались на 9 млн лет древнее, чем вмещающие граниты, а последние – моложе прорыва-

ющих их лейкогранитов 2-й фазы. Похожая ситуация установлена в массиве Дерясь-Юряге, четыре образца из которого обнаружили значимо (вероятность > 0.95) различный возраст: 160.3 ± 5.3 ; 151.6 ± 2.2 ; 148 ± 1.4 ; 144 ± 1.3 млн лет [15].

Эти примеры, которые можно умножить, одновременно ставят вопрос о представительности опробования при цирконометрии. Его решение требует специализированных методических работ. Но уже и сегодня ясно, что массово практикуемая детальность «одно геологическое тело (интрузия, вулканогенная толща и т.п.) – один образец» явно недостаточна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласование результатов U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar, K-Ar датирования позволило, с одной стороны, подтвердить геологические данные о келловейско-раннеоксфордском интервале формирования гранитоидных интрузий ГКБП и последующих неоднократных нарушениях их изотопных систем, с другой – понять, что возможности U-Pb локальной цирконометрии ограничиваются подвижным поведением Pb и U, весьма чувствительных к изменению физико-химических параметров постмагматических процессов. На основе современных геохимических и изотопных исследований С.В. Рассказов с соавторами справедливо констатировали: «Радиогенный свинец во вмещающей структуре крайне подвижен. Надежность уран-свинцового метода обусловлена не сохранностью свинца,

а возможностью точно рассчитать его потери» [40, с. 194]. Поскольку для мезозойских объектов подобный расчет, в силу аналитических причин, невозможен, сторонники U-Pb SHRIMP цирконометрии априори рассматривают изотопные системы цирконов как закрытые, а фигуративные точки единичных измерений – как конкордантные, свидетельствующие о возрасте (времени внедрения) интрузий. Фактически же, набор полученных датировок и аппроксимирующая их кривая плотности вероятности в интервале 165–140 млн лет [2, рис. 1] практически точно совпадает с выделенным нами ранее интервалом 170–140 млн лет, включающим возраст пород (170–160 млн лет), время нарушения их изотопных систем (150–140 млн лет) и промежуточные точки, отражающие потери радиогенного свинца. Поскольку частично «омоложенные» из-за случайных потерь Pb датировки наиболее многочисленны, то и возникает иллюзия, будто бы интрузии этого «промежуточного возраста» представлены наиболее широко. При дальнейшем применении подобного подхода к геологической интерпретации результатов локальной цирконометрии можно ожидать появления в ГКБП интрузий с «возрастом» 135–125 млн лет и 100–80 млн лет.

Таким образом, ценность локальной U-Pb цирконометрии как самостоятельного геохронометрического метода для мезозойских пород проблематична. Тем более недопустимо, когда этот метод предлагается использовать как арбитражный. Необходимо осознавать, что никакая, будь она ультрасовременной, аппаратура не способна преодолеть те ограничения, которые накладываются на возрастные определения геохимией изотопов и их термальной историей.

Представляется, что из лексикона мезозойской локальной цирконометрии следует исключить понятие «конкордантный возраст» как не соответствующее аналитическим возможностям метода. Абсурдно, когда точка с коэффициентом дискордантности в десятки, а то и сотни процентов признается конкордантной. В итоговых протоколах пользователю должны выдаваться средние даты по системам $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, с подсчетом ошибок по правилам дисперсионного анализа. Применяемый сегодня алгоритм взвешивания по дисперсии только маскирует низкое качество аналитики. В комплексе с другими изотопными методами, локальная цирконометрия может использоваться для уточнения возраста по реликтовым датам, которые сегодня не принимаются во внимание якобы «из-за высокой вероятности дискордантности» [3, примечание к табл. 1]. Кроме того, локальная цирконометрия может эффективно применяться для установления интервалов нарушения изотопных систем и предсказания еще не выявленных нарушений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Миллер Э., Вуден Дж., Альшевский А.В., Горячев Н.А. U-Pb SHRIMP-датирование цирконов из батолитов и рудоносных даек Яно-Колымского коллизионного пояса: первые результаты и геологические следствия // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. В 2-х т. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 26–30.
2. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb SHRIMP возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 2. С. 216–221.
3. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249–290.
4. Бычков Ю.М. Стратиграфия и тектоника междуречья Артык – Бурустах // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1963. Вып. 16. С. 163–180.
5. Ворошин С.В., Тюкова Е.Э., Шахтыров В.Г., Мельник В.Г., Титов В.Э. Геология и оруденение Ат-Юрях-Штурмовского золоторудного узла (Магаданская область). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 116 с.
6. Гельман М.Л. Геолого-петрологические аспекты связи золотого оруденения и магматизма в гранитоидных петрографических провинциях Северо-Востока Азии // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. В 2-х т. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. Т. 2. С. 5–79.
7. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572.
8. Геологическая карта Северо-Востока СССР. 1:1500 000: Объясн. зап. / Гл. ред. М.Е. Городинский. М.: Мингео СССР, 1980. Магадан: Мингео СССР, 1982. 144 с.
9. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
10. Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 143 с.
11. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). 1:1000 000. Лист Q 54,55 (Хонуу) / Гл. ред. Л.М. Натапов. Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). 1:1000 000. Лист R-53-(55) (Депутатский) / Гл. ред. Л.М. Натапов. Л.: ВСЕГЕИ, 1990.
13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200000. Листы Q-54-XXI, XXII / Ю.В. Кузнецов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994.
14. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). 1:1000 000. Лист P-54,55 (Оймякон); O-55 / Отв. ред. Л.М. Натапов, Е.П. Сурмилова. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
15. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000 000 (третье поколение). Лист P-56 – Сеймчан: Объясн. зап. / Гл. науч. ред. В.И. Шпикерман. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 426 с.
16. Гринберг Г.А., Бахарев А.В., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А.

- Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачненского вулканического пояса // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. С. 50–107.
17. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. М.: Наука, 1979. 208 с.
 18. Данилов В.Г., Ставский А.П. Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Северо-Восток СССР) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 1. С. 44–56.
 19. Дылевский Е.Ф. Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1994. № 4. С. 52–62.
 20. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007. 358 с.
 21. Жуланова И.Л., Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Полимодалные гистограммы изотопных датировок как термальное-возрастные спектрограммы // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. В 2 т. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 189–192.
 22. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
 23. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
 24. Котляр И.Н., Жуланова И.Л. Методические проблемы U-Pb SHRIMP датирования мезозойских магматогенных цирконов // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. В 2-х т. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 266–268.
 25. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Гагиева А.М. Опытное геохронометрическое исследование мезозойского гранитоидного массива Вьючный: дискретность Rb Sr, K Ar, U Pb изотопных систем (Северо-Восток России) // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. В 2-х т. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 269–271.
 26. Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Жуланова И.Л. Актуальные вопросы геохронометрии и петрологии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Урал. геол. журн. 2013. № 4 (94). С. 7–35.
 27. Лавров Н.П., Чернышев И.В. Временная связь урановых месторождений с континентальным вулканизмом // Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977. С. 5–18.
 28. Лычагин П.П. О взаимоотношениях субвулканических тел и гранитоидов в верховьях р. Омудевки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1966. Вып. 18. С. 165–168.
 29. Мишин Л.Ф., Акинин В.В., Мишин Е.Л. Новые данные о возрасте магматических пород западного сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 5. С. 12–24.
 30. Ньюберри Р. Дж., Лейер П. У., Ганс П. Б., Гончаров В. И., Горячев Н. А., Ворошин С. В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. В 2-х т. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. Т. 1. С. 181–205.
 31. Омиров О.Н., Лычагин П.П. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р 55 IV: Объясн. зап. Магадан: СВТГУ, 1977. 86 с.
 32. Паракецов К.В., Полуботко И.В. Юрская система // Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1970. Кн. 1. С. 309–376.
 33. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. Москва: Недра, 1989. 298 с.
 34. Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Войнова И.П., Попеко Л.И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления // Геотектоника. 1981. № 1. С. 85–104.
 35. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 36. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
 37. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 7–41.
 38. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 3-е, исправ. и доп. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
 39. Позднемезозойский магматизм. Яно-Колымская складчатая область // Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. В 2-х кн. М.: Недра, 1970. Кн. 2. С. 67–125.
 40. Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Академ. изд-во «ГЕО», 2005. 208 с.
 41. Репин Ю.С. Юкагирский этап (поздний триас – средняя юра) истории седиментационного бассейна Северо-Восточной Азии: Дис. ... д-ра. геол.-минер. наук. СПб.: СПбГУ, 1997. 65 с.
 42. Решения Первого Северо-Восточного петрографического совещания // Труды совещ. Магматизм Северо-Востока Азии. В 3-х ч. Магадан: СВТГУ, 1976. Ч. 3. С. 349–352.
 43. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
 44. Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология гранитоидных комплексов Главного Колымского батолитового пояса (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 3–17.
 45. Соболев А.П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. М.: Наука, 1989. 248 с.
 46. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
 47. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузь-

- мин. М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.
48. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Зайцев А.И., Оксман В.С., Хабибулин Т.С. Вулкано-плутонические пояса Северо-Востока Якутии. Якутск: ГУП НИПК "Сахаполиграфиздат", 2007. 152 с.
 49. Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 217 с.
 50. Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.
 51. Чехов А.Д. Тектоника Иньяли-Дебинского синклинория // Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3–64.
 52. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окаинно-морская модель). М.: Науч. мир, 2000. 204 с.
 53. Шишкин В.А., Жигалов С.В., Толокольникова И.А. Тектоно-магматические структуры Центрально-Колымского района и их золотоносность // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики: Материалы Всерос. совещ., посвящ. 90-летию академика Н.А. Шило. В 3-х т. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 3. С. 89–93.
 54. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 238 с.
 55. Шкодзинский В.С. Геодинамика и металлогения // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 467–499.
 56. Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан. СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.
 57. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // *Geol.* 2001. V. 29. P. 167–170.
 58. Ludwig K.R. Calculation of uncertainties of U–Pb isotope data // *Earth and Planet. Sci. Let.* 1980. V. 46. P. 212–220.
 59. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, a plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers, version 1.00. 1988, USGS Open-File Report: 88–557.
 60. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot / Ex version 2.01 // Berkely Geochronology Center. Spec. Publ. 1999. N 1a. 47 p.

Рекомендована к печати В.Г. Гоневчуком

I.N. Kotlyar, I.L. Zhulanova, T.B. Rusakova, A.M. Gagieva

About the time of formation of the granitoids of the Main Kolyma Batholith Belt: experience in matching of geological data and results of U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar, and K-Ar dating (Northeast Asia)

It was illustrated that the granitoids of the Main Kolyma Batholith Belt do not penetrate into Upper Jurassic deposits of the Yana-Kolyma mesozoids. The possibilities of the U-Pb zircon SHRIMP method for Mesozoic interval of geological history are critically examined. A conclusion is drawn that the analytical limitations preclude the solving of concordant or discordant alternative in the Mesozoic U-Pb isotopic systems by computational approaches. It has been determined that U-Pb isotopic system is highly sensitive to superimposed processes. Reconciliation of U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar data with K-Ar data allowed a conclusion that intrusion of the granitoid batholiths from the Main Kolyma Belt occurred 170–160 Ma ago, and the transformation of their isotopic systems occurred 150–140, 136–124, and 100–80 Ma ago. The local zircon SHRIMP method in combination with other isotope methods can be applied to dating the igneous rocks by the relic dates, setting the time of violation of their isotopic systems, predictions of not yet identified thermal events. It's improperly to consider the U-Pb zircon SHRIMP method as an arbitrary one.

Key words: isotope dating, granitoids, Mesozoic, Northeast Asia.