

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

УДК 550.93 (235.34)

**Rb-Sr ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЛОХТОННЫХ И АВТОХТОННЫХ
ПОЗДНЕМЕЗОZOЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ СТАНОВОГО ХРЕБТА
(ЮЖНОЕ ОГРАНИЧЕНИЕ АЛДАНСКОГО ШИТА)**

А.Ю. Антонов, С.И. Дриль, Э.В. Банковская

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Для изотопной Rb-Sr характеристики использовано 29 проб пород и минералов основных типов Mz гранитоидов трех наиболее крупных массивов центральной и северо-западной частей Станового хребта, сформированных в абиссальной (автохтонный Дырын-Юряхский массив), мезо- и гипабиссальной (Тындинский и Чильчинский массивы) фациях глубинности.

Уточнен позднемезозойский (109–130 млн лет) возраст интрузивных образований Становика и доказан практически идентичный возраст (117–121 млн лет) некоторых автохтонных гнейсогранитоидов региона.

Выявлено, что возраст все более кремнекислых гранитоидов среди главных разновидностей изученных массивов всегда более древний. Это позволяет допускать их формирование (в отличие от гранитов жильной серии) не в ходе кристаллизационной дифференциации первичных, более мафических магм, а в результате независимых выплавок. Образование же промежуточных по кремнеземистости магматических продуктов происходило в результате либо смешения более ранних коровых салических и более поздних верхнемантийных мафических магм (Тындинский массив), либо различной степени ассимиляции гранитными магмами древнего мафического корового вещества (кварцевые монциты Чильчинского массива).

Значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах всех изученных массивов Становика низки, а их вариации хотя и довольно значительны (от $<0,7066$ до $0,7080$), но весьма близки. Это указывает на изотопную неоднородность и полигенность их первичных магм, а также на практически один и тот же субстрат (изначально низко-, а затем более щелочной за счет влияния ювенильных флюидов), где формировались мезозойские как автохтонные, так и аллохтонные гранитоидные образования, в разной степени отражая проявление одного и того же процесса на разных глубинах без значительных передвижений магм по вертикали.

Ключевые слова: гранитоиды, мезозой, Rb-Sr изотопия, абсолютный возраст, Становой хребет.

По южному ограничению Алданского щита от р. Олекмы на западе до хребта Джугджур на востоке и к северу от Монголо-Охотской подвижной зоны, характеризующейся активными тектоническими движениями в палеозойское и мезозойское время, протягивается Становая зона (>1000 км), формирование континентальной коры которой завершилось в протерозое. После протерозоя она представляет собой антеклизу, приуроченную к отрогам Станового хребта.

В строении Становой зоны принимают участие образования от архейского до кайнозойского возраста, и $\sim 70\%$ площади сложено плутоническими, преимущественно гранитоидными образованиями [32]. Докембрийские гранитоиды располагаются обычно согласно со структурами вмещающих пород. Продукты фанерозойского магматизма в основном представлены позднемезозойскими интрузиями гранитоидов, в меньшей степени вулканитами основного

го, среднего и кислого состава, а также, незначительно, кайнозойскими щелочными базальтами.

Взгляды на геологическое строение и геодинамику магматизма Становой зоны до настоящего времени спорны и противоречивы. Это обусловило организацию широкомасштабных геологических и петролого-геохимических исследований по данному региону, которые в отношении мезозойского магматизма проводилось нами с 1973 года по настоящее время. На начальном этапе они проводились при участии М.И. Кузьмина и геологов экспедиции № 2 Космоаэрогеологического треста. Результаты этих работ частично отражены в целой серии статей.

Возрастное и генетическое расчленение гранитоидов Становика, особенно автохтонных (неперемещенных или слабо перемещенных) массивов, не было в достаточной степени решено до сих пор и в основном базировалось лишь на геологических данных и датировках, сделанных U-Pb и K-Ar методами. Последние же, как это обычно принимается, отражают лишь время влияния самых поздних стадий магматической активности региона и требуют подтверждения другими современными методами. Отсутствие этих данных весьма затрудняет понимание характера и уровней глубинности гранитообразования.

Уточнению геохронологии и некоторых генетических особенностей позднемезозойских гранитоидов Станового хребта с применением их впервые сделанной представительной Rb-Sr изотопной характеристики с использованием всего имеющегося комплекса петролого-геохимических данных и посвящается предлагаемая статья.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ СТАНОВОГО ХРЕБТА

Позднемезозойские гранитоиды интрузий Станового хребта в плане покрывают более половины площади Становой зоны (рис. 1). Большинство интрузий гип- и мезоабиссальные и относятся к пологотрещинному типу, т.е. образованы пологими пластинами мощностью от 150–500 м до 2–6 км с узкими магмоподводящими каналами. Гранитоидные пластины в плане часто занимают огромные территории (до >2 тыс. км²) и имеют как бесформенные очертания, так и удлиненную форму, вытянутую преимущественно в северо-западном направлении простирающихся магмоподводящих каналов. На продолжении этих каналов по периферии интрузий нередко происходили вулканические излияния (рис. 1). Гранитоидные интрузии часто имеют сложное строение ввиду участия в их составе пород различных фаций и интрузивных фаз, и по простираению региона они в целом могут несколько отли-

чаться по составу. При этом, вследствие сложного блокового строения ареала магматизма и значительной постмезозойской эрозии в пределах Станового хребта, на современную дневную поверхность могут быть выведены мезозойские гранитоиды самых разных коровых уровней образования, вплоть до наиболее глубоких [32].

В ходе работ нами было проведено пересечение по простираению всего Станового хребта с юго-востока на северо-запад с геохимическим опробованием всех основных типов мезозойских магматических пород, послужившим базой для их Rb-Sr изотопной характеристики. Рассмотренная здесь часть изотопных данных касается плутонических образований центральной (Тындинский массив) и северо-западной (Чильчинская интрузия и автохтонный Дырын-Юряхский массивы) части региона (рис. 1). Это наиболее крупные и сложные массивы региона, и они могут наглядно характеризовать весь пояс позднемезозойских плутонов Становой зоны.

Тындинский массив занимает пространство >2 тыс. км². Породы, слагающие его главную интрузивную фазу, довольно неоднородны и варьируют по составу от биотит-амфиболовых диоритов и кварцевых диоритов до биотитовых гранитов с преобладанием гранодиоритов, иногда резко порфирированных за счет вкрапленников калиевого полевого шпата. Данные гранитоиды нередко насыщены мафическими шлировидными включениями с магматическими структурами. Гранитоиды главной фазы прорываются мелкими телами гранитов, жильных лейкогранитов, пегматитов и множеством даек диорит-, гранодиорит- и гранит-порфириров.

В строении Тындинского массива наблюдаются заметные различия. Так, северная его часть образована наиболее мелкозернистыми и, судя по облику и нашим петрологическим оценкам [4], гипабиссальными образованиями (7–8,5 км), а южная часть сложена в основном крупнозернистыми мезоабиссальными породами (~12–12,5 км). При этом, в его юго-западной части проявлены наиболее глубокие (14 км) крупнозернистые и слабонейсовидные габбро и диориты, имеющие постепенный контакт с вмещающими метаморфическими породами.

K-Ar возраст, определенный нами по породам и минералам (биотиту и амфиболу) всех отмеченных частей Тындинского массива, показал один и тот же позднеюрско-раннемеловой интервал (100–140 млн лет), свойственный и другим подобным образованиям Становика [2, 19]. Эти цифры довольно близки и возрасту гранитоидов одного из подобных массивов региона, определенному по цирконам U-Pb методом (180 млн лет) [20].

Чильчинский массив (площадь > 2 тыс. км²) состоит из двух крупных и различных по составу час-

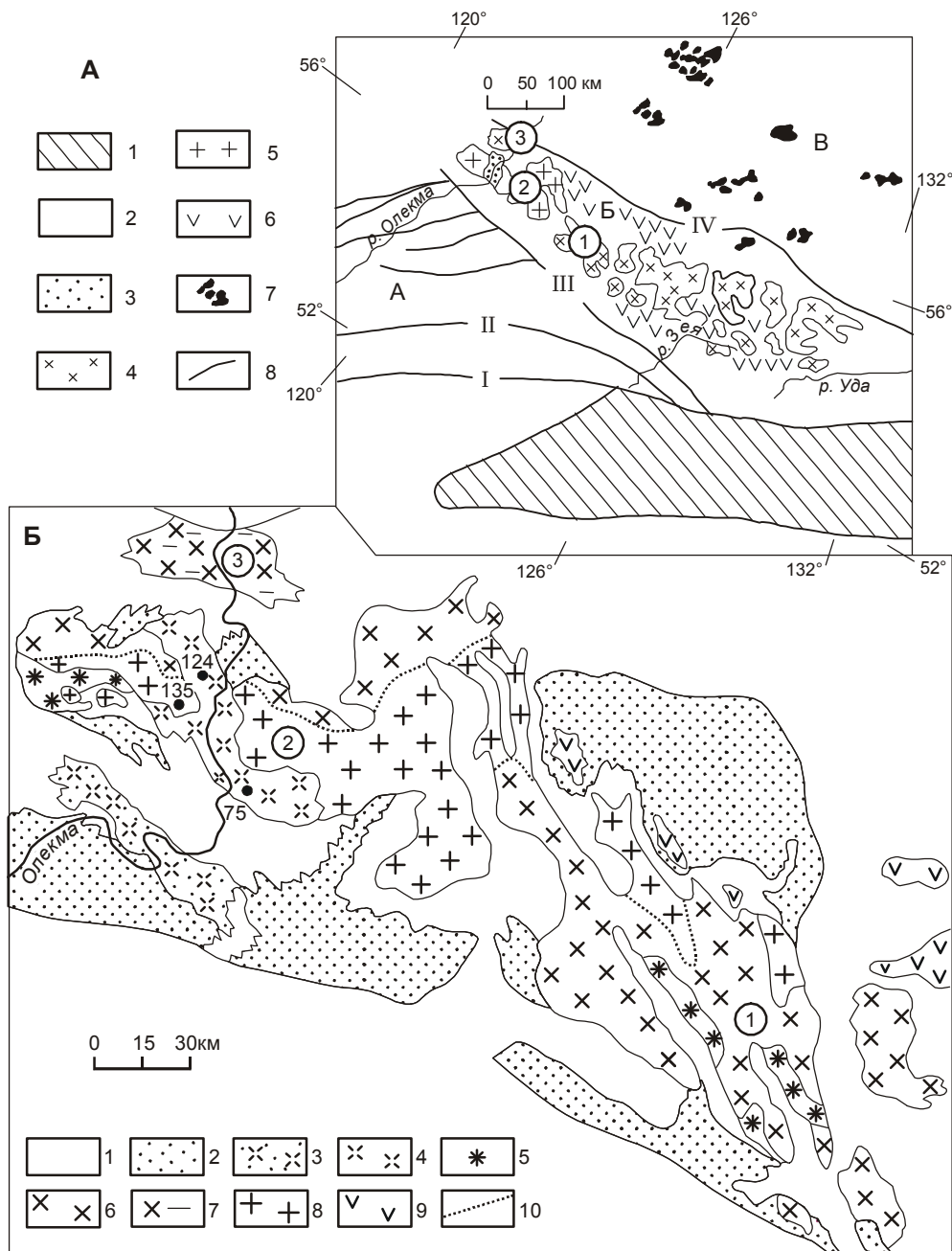


Рис. 1. А. Геологическая схема позднемезозойского магматизма Станового хребта и прилегающих к нему территорий Алданского нагорья.

А,Б,В – структурно-формационные зоны по [13]: А – Верхнеприамурская, Б – Становая, В – Алданская.

В Становой зоне выделены: 1 – позднемезозойский морской Монголо-Охотский прогиб, по [14]; 2 – домезозойские образования; 3–7 – позднемезозойские магматические образования: 3 – монцитоны, 4 – гранодиориты, 5 – граниты, 6 – вулканические образования, 7 – магматические породы повышенной щелочности; 8 – основные разрывные нарушения: I – Южно-Тукурингский, II – Северо-Тукурингский, III – Гилюйский и IV – Становой разломы.

Б. Геологическая карта гранитоидных массивов центральной и северо-западной части Станового хребта.

1 – архейские и протерозойские метаморфические образования; 2 – раннепротерозойские гранитоиды; 3 – кварцевые монцитоны раннепротерозойские; 4–9 – позднемезозойские магматические образования: 4 – кварцевые монцитоны, 5 – диориты, 6 – гранодиориты, 7 – гранодиориты гнейсовидные, 8 – граниты, 9 – вулканические образования; 10 – фациальные границы в массивах гранитоидов.

Цифрами в кружках обозначены исследованные гранитоидные массивы: 1 – Тындинский, 2 – Чильчинский и 3 – автохтонный Дырын-Юрхский.

Точки с номерами 75, 124, 135 в пределах Чильчинского массива соответствуют месту отбора соответствующих этим номерам проб, изученных на изотопы Rb и Sr.

тей. Вскрывающаяся в долине р. Олекмы первая часть массива (>800 км²) имеет контакт в виде постепенного перехода с вмещающими метаморфическими образованиями. Она сложена в основном мезоабиссальными (11–14 км) крупнозернистыми, часто гнейсовидными биотит-амфиболовыми кварцевыми монцонитами со множеством вкрапленников калишпата, а также диоритами. По всему простиранию кварцевых монцонитов отмечается огромное количество в различной степени переработанных ксенолитов метаморфических образований. Вблизи контакта это часто весьма крупные и плоские угловатые блоки, вытянутые почти параллельно простиранию метаморфических напластований “рамы”. На удалении от него они становятся все более измененными, мелкими, а форма их – более округлой, шпиропоподобной. Выделения калишпата в кварцевых монцонитах могут быть и магматическими (по большей мере), и метасоматическими, как в изученной на изотопы Rb и Sr пробе 124, где во вкрапленниках проявлено обратное соотношение содержаний альбитовой составляющей (Ab), а также Rb, Ba, Sr по отношению к таковым в зернах основной массы.

В теле кварцевых монцонитов выделяются мелкие тела сиенитов и гранитов, которые, в свою очередь, прорываются жилами лейкогранитов, аплитов и пегматитов.

Вторая, основная, часть Чильчинского массива в плане расположена по обе стороны от первой, а в разрезе – почти согласно над ней и сложена преимущественно среднезернистыми биотитовыми гранитами и лейкогранитами, сформированными на близких глубинах ~11 км.

Наиболее поздними в Чильчинском массиве являются многочисленные дайки и малые тела гранит-, граносиенит-, кварцевых сиенит-порфириров, реже – диоритовых порфириров.

На государственной геологической карте масштаба 1:200 000 граниты основной разности Чильчинского массива обозначены как позднемезозойские [9, 10, 18, 25], а кварцевые монцониты – как палеозойские (северная часть, [9]), так и раннепротерозойские (южная часть массива [25]). Цифры K-Ar возраста, полученные нами, а также другими исследователями [9, 10, 18, 25], по всем главным типам гранитоидов этого массива показали хорошую сходимость в пределах одного позднемезозойского интервала 108–150 млн лет (J₃-K₁), свойственного и гранитоидам Тындинского массива.

Автохтонный Дырын-Юряхский массив [3, 9] (площадь >400 км²) расположен к северу от Чильчинского массива (рис. 1) в зоне, прилегающей к Становому разлому, и приурочен к контакту архейских и нижнепротерозойских образований гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Кон-

такт гранитоидов с архейскими породами резкий тектонический, а с нижнепротерозойскими – «распльывчатый», с постепенными переходами через зоны интенсивной мигматизации. В гранитоидах отмечаются крупные ксенолиты и провесы кровли гранитизированных докембрийских образований, что приводит к полосчатому облику пород массива.

Дырын-Юряхский массив очень неоднороден и сложен средне- и крупнозернистыми гнейсовидными гранитоидами, варьирующими по составу от амфибол-биотитовых кварцевых диоритов до биотитовых гранитов, часто насыщенных крупными выделениями калиевого полевого шпата. Все отмеченные особенности, а также петрологические оценки свидетельствуют о слабо перемещенной природе этих гранитоидов (автохтонности) и их формировании в абиссальной фации глубинности (21 км). Гранитоиды массива и породы его экзоконтактов прорываются маломощными телами жильных гранитов, аплитов и пегматитов.

Вышеописанные автохтонные гранитоиды Станового хребта (как и все подобные им образования, широко проявленные по региону) были закартированы как нижнепротерозойские [9]. В то же время, их K-Ar возраст, определенный по биотиту, амфиболу и калишпату, оказался в интервале 120–140 млн лет (J₃-K₁), т.е. времени того же, изучаемого нами позднемезозойского цикла магматизма региона. Это позволило данные гранитоиды рассматривать вместе с вышеописанными, типично интрузивными образованиями. Близкие цифры K-Ar возраста получены сотрудниками нашего института и для некоторых сходных гнейсогранитов Монголии [16,17].

МЕТОДИКА ИЗОТОПНЫХ Rb-SR ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопные исследования гранитоидов проводились в лаборатории геохимии изотопов ИГХ СО РАН. Концентрации Rb в пробах определялись методом изотопного разбавления, а Sr – методом двойного изотопного разбавления. Все особенности применяемого метода химической подготовки проб к анализу изложены в [22]. Изотопный состав Sr измерялся на масспектрометре МИ1201-Т в комплексе с ПРМ-2 и ЭВМ «Искра-1256» в режиме однолучевого источника для твердой фазы методом термоионной эмиссии с применением эмиттера Ta₂O₅. Регистрация ионных лучей осуществлялась однолучевым методом. В период проведения измерений по стандарту ВНИИМ получено среднее значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,70812 ± 0,00007 (погрешности отвечают 2σ среднего, n = 6). Статистическая обработка изохрон проводилась методом Йорка [34] с использованием программного пакета Isoplot. При расчетах возраста использовалась как 1-ая модель

метода, предполагающая, что единственная причина разброса точек возле прямой – это аналитическая погрешность измерений, так и 3-я модель, предполагающая, что разброс точек обусловлен как аналитическими погрешностями, так и природной дисперсией начального изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $[I(0)_{\text{Sr}}]$ в серии проб. Все погрешности, приводимые в данной статье, отвечают 95%-ному доверительному интервалу. Аналитики: С.И. Дриль, Э.В. Банковская. Расчет изохрон произвел С.И. Дриль.

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Для изотопной Rb-Sr характеристики описанных выше гранитоидов трех массивов Станового хребта, примерно поровну для каждого (табл.1), нами было использовано 29 проб пород (15) и составляющих их минералов (14): биотитов (6), амфиболов (2) и калишпатов (6).

По Тындинскому массиву (центральная часть Становика) исследовано 9 проб: валовые пробы кварцевых диоритов (1), гранодиоритов (2) и гранитов (1) главной интрузивной фазы, а также аплитовидных гранитов и лейкогранитов жильной серии. При этом, в кварцевых диоритах были исследованы биотиты и калиевые полевые шпаты, а в гранодиоритах – биотиты.

По Чильчинскому массиву (северо-запад региона) исследовано 10 проб, в том числе валовые пробы кварцевых монцонитов (2), гранитов и лейкогранитов главных разностей массива. При этом, в кварцевых монцонитах изучены биотиты, амфиболы и 2 генерации калишпата (из вкрапленников и основной массы), а в гранитах – биотиты и калиевый полевой шпат.

По автохтонному Дырын-Юряхскому массиву исследовано 10 проб, в том числе валовые пробы гнейсовидных кварцевых монцонитов, граносиенитов и гранитов главных фаций, а также микрограниты и пегматиты жильной серии. Кроме того, в кварцевых монцонитах изучены биотиты и амфиболы, а в граносиенитах – биотиты и 2 генерации вкрапленников калишпата.

Как следует из таблицы 1, 2 и рисунка 2, значения основных параметров изотопного состава изученных гранитоидов (прежде всего отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) как в породах, так и минералах довольно разнообразны. Рассмотрим их на примерах изученных массивов.

Тындинский массив. Как следует из таблицы 1 и рисунка 2а, значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7081–0,7083) и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0,2773–0,5304) отношений в валовых пробах кварцевых диоритов и гранодиоритов данного массива весьма близки и минимальны. В то же время, в калишпатах и валовых пробах жильных лейкогранитов они немного выше ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в ~ 2-3 раза), а в

биотитах резко повышены ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ до 70 раз), что обусловлено увеличением содержаний Rb и уменьшением – Sr в данных минеральных фазах. При этом, значения данных параметров для валовой пробы, калишпатов и биотита кварцевых диоритов (СТ-62), а также валовой пробы гранодиорита (СТ-83) на их бинарном графике расположились на одной прямой (изохроне). Соответственно, по углу наклона этой линии легко рассчитать значение первичного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения $[I(0)_{\text{Sr}}]$ для данных гранитоидов (0,70761 ± 0,0001) и их абсолютный возраст (122 ± 1 млн лет).

Значения параметров изотопного состава биотитов гранодиорита СТ-83 оказались несколько выше таковых для слюд кварцевых диоритов и несколько выше полученной ранее изохроны. По составам валовой пробы и биотитов этого гранодиорита можно провести другую (“внутреннюю”) изохрону с несколько большим углом относительно предыдущей. При близком значении $I(0)_{\text{Sr}}=0,7076$ она характеризует несколько больший возраст гранитоидов, равный 129,6 млн лет (рис. 2а). Здесь же добавим, что один из 2-х изотопных составов жильных аплитов, а именно лейкогранитов (СТ-89/8), довольно хорошо согласуется с изохроной 129,6 млн лет, а второй несколько уклоняется от нее вверх.

С другой стороны, состав пробы резкопофидного гранита СТ-61/3 главной интрузивной фазы массива не попал ни на одну из ранее построенных изохрон. Данные породы характеризуются наиболее низкими значениями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0,2674 против 0,2773–0,5304) и, особенно, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7066 против 0,7081–0,7083). Если предположить, что изотопный состав слюд данных гранитов будет отклоняться от состава слюд гранодиоритов так же, как это было выявлено по составам биотитов кварцевых диоритов и гранодиоритов, то возраст этих гранитов должен оказаться еще несколько большим, а значение $I(0)_{\text{Sr}}$ – еще меньшим.

Чильчинский массив. В валовых пробах кварцевых монцонитов массива значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7078–0,7088) и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0,1915–0,1912), будучи минимальными, оказались весьма близкими не только таковым калиевых полевых шпатов этих пород, но и амфиболов, в которых они увеличиваются не более чем вдвое. Значения же данных параметров для биотитов оказались гораздо более высокими ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ до 180 раз выше). К тому же, в отмеченных калишпатах, несмотря на слабо повышенные значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в их зернах основной массы (0,4342 относительно 0,2462 во вкрапленниках) по причине накопления Rb в более поздних фазах, значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ оказались почти идентичными (0,7082–0,7084). На бинарном графике (рис. 2б) значения изотопных параметров для всех фаз кварцевых монцонитов СТ-75

Таблица 1. Значения основных параметров изотопного состава Rb и Sr в главных типах позднемезозойских гранитоидов Станового хребта.

N	Индекс пробы, фаза.	Название породы (SiO ₂ ,%)	Rb мкг/г	⁸⁷ Rb мкг/г	±2σ	Sr мкг/г	⁸⁶ Sr мкг/г	±2σ	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr*	±2σ	⁸⁷ / ₈₆ Sr	±2σ
Тындинский массив (центральная часть Станового хребта).												
1	СТ-62	Кварцевый диорит ГИФ (60,25)	72	19,99	0,03	737	71,26	0,03	0,2773	0,0005	0,70812	0,00007
2	СТ-62 КПШГ	- « -	192	53,43	0,07	600	57,92	0,04	0,9119	0,0010	0,70915	0,00009
3	СТ-62 БИ	- « -	336	95,13	0,02	49	4,769	0,003	19,7182	0,0167	0,74179	0,00024
4	СТ-69	Гранодиорит ГИФ (66,68)	106	30,09	0,05	580	56,08	0,06	0,5304	0,0015	0,70826	0,00014
5	СТ-83	Гранодиорит ГИФ (65,19)	74	20,73	0,04	653	63,12	0,04	0,3246	0,0008	0,7082	0,00009
6	СТ-83 БИ	- « -	258	71,92	0,25	23	2,208	0,001	32,1979	0,1280	0,76692	0,00007
7	СТ-61/3	Гранит ГИФ (69,71)	74	20,82	0,08	775	76,96	0,09	0,2674	0,0014	0,70656	0,00005
8	СТ-88/9	Гранит-аплит жильный (72,85)	190	53,85	0,17	358	34,66	0,03	1,5358	0,0062	0,71185	0,00033
9	СТ-89/8	Лейкогранит-аплит жильный (77,67)	110	31,3	0,07	233	22,56	0,03	1,3715	0,0049	0,71056	0,00035
Чильинский массив (северо-западная часть региона)												
10	СТ-75	Кварцевый монзонит I ИФ (58,92)	94	26,05	0,02	1391	134,5	0,1	0,1915	0,0003	0,70775	0,00025
11	СТ-75 КПШГ'вкр	- « -	195	55,25	0,15	2294	221,8	0,4	0,2462	0,0011	0,70841	0,00019
12	СТ-75 КПШОм'	- « -	228	63,61	0,12	1500	144,8	0,03	0,4342	0,0009	0,70825	0,00009
13	СТ-75 АМФ	- « -	10	2,665	0,007	51	4,92	0,01	0,5354	0,0025	0,70869	0,00007
14	СТ-75 БИ	- « -	530	147,5	0,6	41	3,998	0,003	36,4692	0,1778	0,76425	0,00006
15	СТ-124	Кварцевый монзонит I ИФ (59,82)	98	27,64	0,15	1488	142,9	0,3	0,1912	0,0015	0,70883	0,00025
16	СТ-135	Гранит II ИФ (70,44)	162	45,8	0,03	293	28,301	0,03	1,5997	0,0028	0,71045	0,00018
17	СТ-135БИ	- « -	892	252,5	0,08	17	1,632	0,008	152,9389	0,8074	0,99054	0,00046
18	СТ-135КПШ	- « -	429	121,8	0,1	294	28,372	0,015	4,2436	0,0058	0,71464	0,00022
19	СТ-139	Лейкогранит II ИФ (76,11)	212	60	0,08	67	6,482	0,008	9,1500	0,0238	0,72549	0,00021
Автохтонный Дырын-Юрхский массив												
20	СТ-136	Кварцевый диорит (62,56)	43	11,87	0,04	1822	176,2	0,1	0,0666	0,0003	0,7067	0,0002
21	СТ-136 БИ	- « -	257	71,65	0,26	63	6,08	0,002	11,6490	0,0466	0,726	0,00008
22	СТ-136 АМФ	- « -	5	1,47	0,003	108	10,4	0,02	0,1397	0,0006	0,70685	0,00009
23	СТ-76"	Гранодиорит (65,04)	47	13,2	0,02	1873	181	0,1	0,0721	0,0002	0,70698	0,00007
24	СТ-76 БИ	- « -	267	74,35	0,09	74	7,163	0,011	10,2604	0,0285	0,72463	0,00004
25	СТ-76а КПШ	- « -	113	31,36	0,06	2396	231,7	0,1	0,1338	0,0003	0,70707	0,00008
26	СТ-76б КПШ	- « -	172	47,97	0,43	2434	235,5	0,1	0,2014	0,0019	0,70716	0,00004
27	СТ-458-6	Гранит (67,39)	50	14,3	0,04	1468	141,9	0,1	0,0996	0,0004	0,70868	0,00022
28	СТ-100/3	Гранит жильный (71,46)	183	51,74	0,09	1076	104	0,1	0,4918	0,0013	0,70757	0,00016
29	СТ-100/4	Гранитный пегматит	71	20,09	0,06	872	84,32	0,05	0,2355	0,0009	0,70693	0,00005

Таблица 2. Расчет изотопного Rb-Sr возраста гранитоидов Станового хребта. Метод Йорка [1966].

Тындинский массив					
Проба	Порода	Возраст (Ма)	Модель	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$	Примечания
СТ-62	Кварцевый диорит	121,9 ± 0,9	1	0,70761, СКВО=1,5	Внутренняя изохрона: вал+КПШ+Би
СТ-62	Кварцевый диорит	121,9 ± 0,9	1	0,70764	Внутренняя изохрона: вал+Би
СТ62+СТ83	Кв.диорит+гранодиорит	121,9 ± 0,9	1	0,70762, СКВО=0,85	Вал(СТ-62)+КПШ+Би+вал(СТ-83)
СТ62+СТ83	Кв.диорит+гранодиорит	128 ± 6,6	1	0,70756, СКВО=76,5	Вал(СТ-62)+КПШ+Би+вал(СТ-83)+Би
		128 ± 7,9	3	0,70737 ± 0,002	- " -
СТ-83	Гранодиорит	129,6 ± 0,6	1	0,7076	Внутренняя изохрона: вал+Би
СТ83+СТ89/8	Гранодиорит+аплит	130 ± 8,8	1	0,70763, СКВО=5,72	Вал+Би(СТ-83)+вал(СТ-89/8)
		129 ± 11	3	0,70779 ± 0,0006	- " -
Чильчинский массив					
СТ-75	Кварцевый монцонит I фазы	109 ± 3,2	1	0,70776, СКВО=12,9	Внутренняя изохрона: вал+Би+Амф+2КПШ
		109 ± 1,9	3	0,70773 ± 0,00048	
СТ-75	Кварцевый монцонит	108,9 ± 3,2	1	0,70785, СКВО=6,85	Вал+Би+Амф+КПШ(вкр.)
		108,9 ± 2,9	3	0,70779 ± 0,0005	
СТ-75	Кварцевый монцонит	109,6 ± 0,7	1	0,70745	Внутренняя изохрона: вал+Би
СТ-135	Гранит II фазы	130 ± 23	1	0,70721, СКВО=24,5	Внутренняя изохрона: вал+КПШ+Би
		130 ± 5,9	3	0,70714 ± 0,0001	
СТ-135	Гранит II фазы	130,2 ± 1	1	0,70749	Внутренняя изохрона: вал+Би
Автохтонный Дырын-Юряхский массив					
СТ-136	Кварцевый диорит	117,1 ± 0,8	1	0,70661, СКВО=0,07	Внутренняя изохрона: вал+Амф+Би
СТ-76	Гранодиорит	120,7 ± 0,5	1	0,70683, СКВО=0,60	Внутренняя изохрона: вал+2КПШ+Би

Примечание. Би - биотит, Амф - амфибол, КПШ - калиевый полевой шпат (вкр. - вкрапленников и ом. - основной массы); СКВО - среднее квадратичное отклонение.

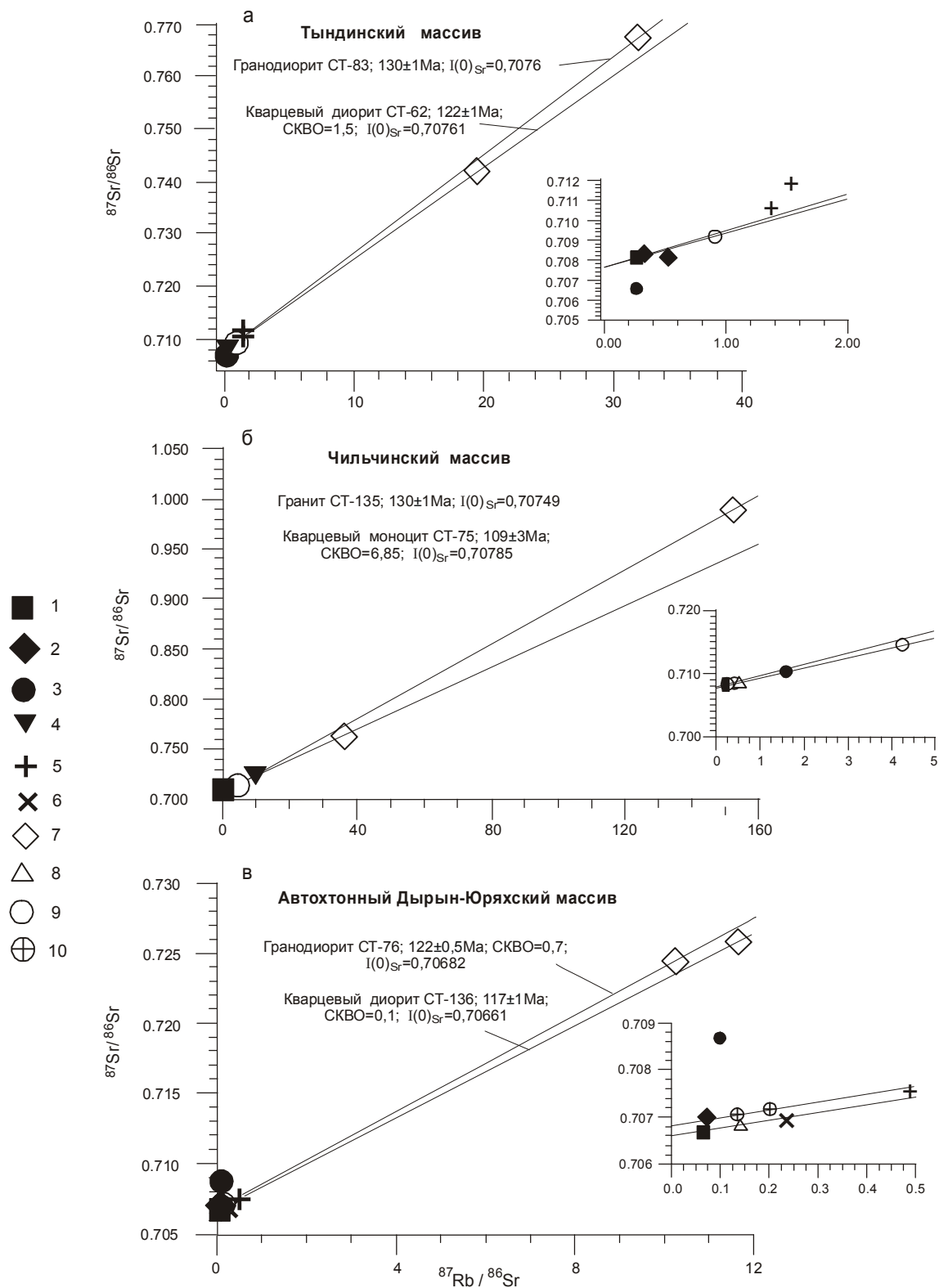


Рис. 2. Соотношение величин изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в позднемезозойских гранитоидах Тындинского, Чильчинского и Дырын-Юряхского массивов.

1–4 – валовые пробы гранитоидов главных фаций массивов: 1 – кварцевых монцитонитов и кварцевых диоритов, 2 – гранодиоритов, 3 – гранитов, 4 – лейкогранитов; 5–6 – валовые пробы гранитоидов жильной серии: 5 – гранитов и лейкогранитов, 6 – пегматитов; 7–10 – мономинеральные пробы: 7 – биотиты, 8 – амфиболы, 9–10 – калиевые полевые шпаты (9 – основной массы породы, 10 – вкрапленников). Прямые линии соответствуют изохронам для тех или иных серий гранитоидов.

(валовой пробы, калишпатов, амфиболов и биотитов) расположились на одной изохроне, фиксирующей для них значение $I(0)_{Sr}$, равное $0,70776 \pm 0,00048$ и абсолютный возраст $109 \pm 3,2$ млн лет. Здесь же отметим, что изотопный состав 2-ой из изученных проб кварцевых монцонитов массива (СТ-124) вышеотмеченной изохроне не соответствует по причине аномально повышенного значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70883) и, соответственно, наиболее высокого предполагаемого значения $I(0)_{Sr} \sim 0,7080$.

Значения параметров изотопного состава в различных фазах гранитов основной разности Чильчинского массива (СТ-135) на графике их соотношения распределились примерно по предыдущей схеме, хотя в биотитах относительно таковых в их валовой пробе они повышены наиболее сильно (до 750 раз). Эти значения в валовых пробах гранитов и лейкогранитов, а также биотитов пробы СТ-135 на их бинарном графике (рис.2 б) расположились вдоль одной изохроны, фиксирующей значение $I(0)_{Sr}$, равное 0,7075 (близкое таковому в кварцевых монцонитах), и абсолютный возраст – $130,2 \pm 1$ млн лет, несколько больший, чем кварцевых монцонитов.

Калишпаты гранитов СТ-135, имея с валовыми пробами гранитов и лейкогранитов промежуточные значения $^{87}Rb/^{86}Sr$ отношения, на их изохронную прямую не попали по причине несколько пониженных в них значений отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (рис. 2б).

Автохтонный Дырын-Юряхский массив. Характер распределения значений параметров изотопного состава Rb и Sr в гнейсогранитоидах данного массива (рис. 2в) во многом подобен таковому в кварцевых монцонитах Чильчинского массива. Так, в валовых пробах кварцевых диоритов и гранодиоритов они оказались лишь немного (в 2-3 раза) пониженными относительно таковых в амфиболах и разных генерациях калиевого полевого шпата, особенно последних, в биотитах же они резко повышены. При этом, во вкрапленниках калишпата, несмотря на слабо пониженные значения $^{87}Rb/^{86}Sr$ в более крупной генерации, значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ практически идентичны (0,7071 против 0,7072). Соотношения данных параметров на их графике (рис. 2в) для всех фаз кварцевого диорита (валовой пробы, амфиболов и биотитов) легли на одну изохронную прямую, а значения для всех фаз гранодиорита (валовой пробы, калишпатов и биотитов) – на другую, лежащую несколько выше и круче. Соответственно, были определены значения $I(0)_{Sr}$ для данных гранитоидов (0,70661 и 0,70683), которые оказались минимальными, и их абсолютный возраст ($117,1 \pm 0,8$ и $120,7 \pm 0,5$ млн лет), немного больший в наиболее кремнеземистых грано-

диоритах. Значения параметров изотопного состава жильных пегматитов массива четко легли на изохрону кварцевых диоритов (рис. 2в), а жильных гранитов – немного выше.

С другой стороны, среди изученных гнейсогранитоидов (как и в интрузивных) имеются разно-сти, а именно граниты СТ-458/6, в которых изотопный состав не соответствует ни одной из полученных изохрон (рис. 2в) по причине заметно повышенного значения в них $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения (0,70868). Соответственно, и в этом случае можно предполагать, что возраст этих гранитов будет древнее при относительно повышенных значениях $I(0)_{Sr}$ ($\sim 0,7080$).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, исследование изотопного состава Rb и Sr в большинстве основных типов гранитоидов Станового хребта позволило совершенно определено и достаточно подтвердить и уточнить позднемезозойский (109–130 млн лет) абсолютный возраст их интрузивных образований. С другой стороны, удалось доказать практически идентичный позднемезозойский (117–121 млн лет) возраст некоторых, а скорее всего и многих автохтонных гнейсогранитоидных образований Становика (ранее на всех геологических картах отнесенных к нижнему протерозою). Реальность полученных здесь цифр мезозойского Rb-Sr возраста гнейсогранитоидов подтверждает и на смежных территориях, например, юрским Rb-Sr возрастом (206 млн лет) гнейсогранитоидов Мензинского массива Дауро-Хэнтэйского свода Монголии [23].

Важно отметить часто проявляющуюся закономерную взаимозависимость значений параметров изотопного состава Rb и Sr не только в различных минеральных фазах и вале каких-либо основных типов гранитоидов, но также их наиболее кремнекислых разностях и жильной серии, которые ложатся на соответствующие изохронные линии. Так, это было выявлено в ряду минеральных фаз и валовых составов гранитов и лейкогранитов отдельной интрузивной фазы Чильчинского массива, в ряду гранодиоритов главной интрузивной фазы и жильных аплитов Тындинского массива, а также в ряду кварцевых диоритов главной фации и жильных гранитов и пегматитов Дырын-Юряхского массива. Выявленное может служить подтверждением образования магматических образований данных рядов именно в результате кристаллизационной дифференциации первичных магм. При этом, наличие среди автохтонных гнейсогранитоидов генетически связанных с ними магматических жильных гранитов может указывать на то, что первые в то время находились хотя бы частично в расплавленном состоянии.

С другой стороны, оказалось, что значения параметров изотопного состава гранитоидов среди различающихся по кремнеземистости главных разновидностей всех изученных массивов, а именно кварцевых диоритов и гранодиоритов (а также гранитов) Тындинского массива, кварцевых монцититов и гранитов Чильчинского массива, кварцевых диоритов, гранодиоритов (и гранитов) автохтонного Дырын-Юряхского массивов, не попали на какую – либо общую для конкретного массива изохрону, причем возраст все более кремнекислых образований всегда оказывался более древним. Все это, конечно, хотя и требует дополнительного подтверждения, но скорее всего указывает на неслучайность и закономерность выявленных тенденций, позволяя говорить, что все эти образования не были сформированы в результате кристаллизационной дифференциации каких либо первичных, более мафических магм.

Соответственно, все это позволяет предполагать, с одной стороны, независимое и наиболее раннее образование (выплавление) наиболее салических гранитных магм, что особенно четко видно на примере Чильчинского массива (хотя кварцевые монцититы здесь обычно рассматривались как наиболее ранние продукты). С другой стороны, это указывает на то, что образование промежуточных по кремнеземистости магматических образований (кварцевых диоритов и гранодиоритов) происходило в результате смешения более ранних, скорее всего коровых салических и более поздних верхнемантийных мафических магм (что наиболее явно прослеживается на примере гранитоидов Тындинского массива) или в результате различной степени ассимиляции этими гранитными магмами древнего мафического корового вещества. Все это находится в хорошем соответствии с полученными нами ранее петрологическими выводами по поводу происхождения большей части мезозойских гранитоидов Становика, утверждающими их явную полигенность. Об этом же наглядно свидетельствуют, например, гибридные приконтактные фации, неоднородность составов гранитоидов и шпировидные включения магматического облика, свидетельствующие о взаимовлиянии и смешении контрастных магм [5, 6, 8, 19].

В соответствии с последним, недостаточно четкое попадание на изохрону кварцевых монцититов пробы СТ-75 Чильчинского массива состава их амфиболов, а также другой валовой пробы кварцевых монцититов (СТ-124) скорее всего обусловлено процессами гибридизма при образовании данных пород, что легко доказывается и геологическими данными.

Как следует из литературы [33], выявленные закономерности нередко в магматических образова-

ниях мира, но слишком часто их относят лишь к аналитическими ошибкам.

Закономерность удревления все более салических гнейсогранитоидов в пределах автохтонного Дырын-Юряхского массива может трактоваться с тех позиций, что в ходе переплавления (в том числе и частичного плавления) вмещающих толщ, будь то наиболее древние метаморфические или магматические образования, сначала происходила выплавка именно наиболее салических магм, что в общем уже давно доказано экспериментально.

Здесь же обсудим соотношение имеющихся у нас возрастных значений по гранитоидам Становика, полученных Rb-Sr и K-Ag методами [2, 3, 19], тем более, что многие из этих цифр получены по минеральным фазам одних и тех же гранитоидов.

Rb-Sr возраст части изученных нами гранитоидов оказался близким и даже идентичным их K-Ag возрасту: в гранодиоритах пробы СТ-83 Тындинского массива – 129,6 против 131 (биотит) млн лет; в гранитах пробы СТ-135 Чильчинского массива – 130 против 131 (биотит) млн лет. С другой стороны, Rb-Sr возраст в кварцевых диоритах пробы СТ-62 Тындинского массива (121–122 млн лет) оказался несколько менее древним относительно K-Ag возраста (130–149 млн лет по биотиту и амфиболу).

Rb-Sr возраст кварцевых монцититов пробы СТ-75 Чильчинского массива (109 млн лет) оказался идентичным (108 млн лет) K-Ag возрасту по амфиболу и несколько более древним (126 млн лет) – по калишпату. K-Ag возраст 2-й изученной нами на изотопы Rb и Sr пробы кварцевых монцититов (СТ-124) этого массива (чьи параметры состава не попали на изохрону предыдущей пробы) в целом оказался наиболее древним: 125–132 млн лет по калишпату основной массы и амфиболу и 152 млн лет по калишпату вкрапленников. Заметим, что во всех случаях K-Ag возраст по калишпатам наиболее высокий.

Аналогичным образом, Rb-Sr возраст гнейсогранодиоритов СТ-76 (120,7 млн лет) автохтонного Дырын-Юряхского массива оказался почти идентичным K-Ag возрасту (121 млн лет по калишпату), а кварцевых диоритов пробы СТ-136 этого же массива (117 млн лет) оказался более молодым (126–140 млн лет по амфиболу и биотиту). Сходные с вышеотмеченными позднемезозойские цифры K-Ag возраста были получены по биотиту для кристаллических сланцев (92–120 млн лет) и гнейсов (122 млн лет) метаморфического окружения Дырын-Юряхского массива [3], которые близки множеству цифр по аналогичным породам этого же региона, полученными другими исследователями [12]. При этом, во всех случаях они считаются явно завышенными. На наш взгляд, последнее требует проверки другими методами, в том числе и Rb-Sr методом, так как это может

оказаться весьма важным для понимания процессов не только мезозойского гранитообразования, но и преобразования (перекристаллизации) метаморфических пород в данном регионе, т.е. масштабов тектоно-магматической активизации здесь в целом. При этом, нас не должны смущать некоторые уже имеющиеся цифры докембрийского U-Pb возраста некоторых автохтонных гранитоидов (например, Чубачинского массива [31]), полученные по аксессуарным цирконам, которые могут являться лишь остаточными фазами древних пород после их мезозойской перекристаллизации и переплавления.

Таким образом, мы видим по большей мере вполне четкое соответствие Rb-Sr и K-Ag возрастных данных в наиболее кремнеземистых гранитоидных образованиях (все цифры по которым могут рассматриваться как вполне реальные), максимальное несоответствие возрастных данных в наиболее мафических гранитоидных образованиях (кварцевых диоритах и монцитонитах), а также то, что при оценке возраста гранитоидов Станового хребта Rb-Sr и K-Ag методом последняя оценка никогда не приводит к омоложению пород (что обычно предполагается в отношении данных K-Ag геохронологии). С одной стороны, это свидетельствует о вполне хорошем качестве и применимости полученных нами K-Ag датировок (которые вполне могут уточнять возрастные границы магматизма), а с другой стороны, скорее всего, подтверждает полигенность формирования и эволюции изученных гранитоидов региона.

В связи с этим, формирование тела кварцевых монцитонитов Чильчинского массива можно рассматривать как более длительное, где наиболее ранние образования в северной части соответствовали по времени формированию (выплавлению) отдельной гранитной фазы того же массива, а другие, в южной части – оказались даже более молодыми, хотя ранее были закартированы как раннепротерозойские, что мы еще обсудим ниже.

Для интерпретации происхождения первичных магм могут быть использованы первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [$I(0)_{\text{Sr}}$]. Это связано с тем [33], что данные значения в значительной степени должны характеризовать изотопный состав субстрата во время выплавления из него магм, который, как предполагается, в большинстве случаев заметно различается на разных уровнях глубинности Земли, например, в верхней мантии (менее обогащенный Rb и ^{87}Rb , а соответственно и ^{87}Sr) и коре (более обогащенный этими изотопами). Отмеченное во многих случаях подтверждается для различных магматических пород мира, но, к сожалению, не всегда или недостаточно четко. При этом, $I(0)_{\text{Sr}}$ заметно различаются в магматических продуктах различных геодинамических обстановок.

Так, эти значения самые низкие в срединно-океанических базальтах (MORB), немного выше в вулканитах энсиалических островных дуг (минимальные в четвертичных вулканитах Курильской дуги, $\sim 0,7030-0,7040$ [1]). Во внутриконтинентальных обстановках, где сформированы и изучаемые здесь гранитоиды Станового хребта, значения $I(0)_{\text{Sr}}$ в магматических породах практически всегда выше, хотя часто весьма варьируют даже в породах близкой кремнеземистости. Все это может указывать здесь на различную степень деплетированности субстратов на данные изотопы, что может быть обусловлено разными причинами (изначальной неоднородностью субстрата, различным влиянием щелочей из мантийных магм и флюидов на ход магматического процесса, длительностью магматического процесса и т.д.).

Так, среди вулканических пород в пределах смежных со Становиком площадей Монголии, Забайкалья и т.д. минимальные значения $I(0)_{\text{Sr}}$ проявлены в рифтогенных кайнозойских щелочных базальтах Токинского Становика ($0,7042-0,7048$ [28]), а также в Сибирских траппах [Альмухамедов, устное сообщение]. Эти значения, как обычно предполагается, отражают собой именно верхнемантийное происхождение данных образований. Несколько более высокие значения этого параметра свойственны рифтогенным трахибазальтам Центрального Забайкалья ($0,7053-0,7063$) [15,30] и кайнозойским щелочным базальтам Джидинского комплекса Юго-Восточного Забайкалья [21], где они могут быть еще выше ($0,7058-0,7076$). При этом, здесь значительная часть трахиандезитов ($0,7050-0,7051$), кварцевых латитов ($0,7063$) и даже риолитов (от $0,7057$ в Цухоргойской [30] до $0,7047$ в Усуглинской впадинах [15]) могут иметь значения $I(0)_{\text{Sr}}$, близкое таковым в базальтах и даже ниже, как в Усуглинской впадине.

В принципе, довольно близкий характер имеет и распределение значений $I(0)_{\text{Sr}}$ в типично плутонических гранитоидных образованиях данной территории. Так, например, по имеющимся у нас данным, только в гранитоидах 3-х из 11-ти ранее исследованных на изотопы Rb и Sr массивов Монголии и Забайкалья эти значения оказались ниже $0,7070$ (варьируя от $0,7045$ в лейкогранитах Оленгуйского массива до $0,7050-0,7053$ в гранодиоритах и гранитах Кыринского и Соктуйского массивов [23]). В гранитоидах остальных же 8 массивов, т.е. в явном большинстве, эти значения варьируют от $0,7060$ до $0,7488$, причем, судя по [24, 26], наиболее высокими они оказались в щелочных гранитах массива Хан-Богдо ($0,7087$), гранитах Юдыгинского массива ($0,7107$), редкометалльных гранитах Жанчивланского массива ($0,7155$), лейкогранитах Харалгинского массива ($0,7134$) и гранитах Куналейского массива ($0,7488$). Как обычно предполагается, все последние цифры

отражают именно коровое происхождение данных образований.

Наиболее низкие среди "коровых" гранитоидов значения $I(0)_{Sr}$ свойственны всем главным типам мезозойских гранитоидов Станового хребта (0,7066–0,7078), юрским гранитоидам Малоковалинского (0,7064–0,7065) и Итакинского (0,7076–0,7077) массивов амананского комплекса смежной территории Забайкалья [29], а также юрским гнейсогранитоидам Мензинского массива (0,7065) в пределах Дауро-Хэнтэйского свода Монголии [23]. Данные образования по значениям $I(0)_{Sr}$ в значительной степени приближаются к внутриконтинентальным базальтоидам. При этом, самые низкие значения $I(0)_{Sr}$ среди отмеченных здесь обычно свойственны именно гнейсогранитоидам автохтонных массивов.

Важно подчеркнуть, что вариации значений $I(0)_{Sr}$ в гранитоидах изученных массивов Становика довольно значительны (от <0,7066 до 0,7078 в породах Тындинского массива, 0,7071–0,7080 в породах Чильчинского массива и от 0,7066 до 0,7080 в породах Дырын-Юрхского массива), что указывает на достаточную степень изотопной неоднородности магм, из которых формировались данные гранитоиды. С другой стороны, интервалы этих вариаций значений $I(0)_{Sr}$ практически идентичны и, следовательно, характеризуют практически один и тот же источник (субстрат) для формирования и "выплавления" мезозойских как автохтонных, так и аллохтонных гранитоидов всех фаций глубинности (от абиссальных среднекоровых до гипабиссальных верхнекоровых). Следовательно, все эти гранитоидные образования изначально есть результат разной степени проявления одного и того же процесса.

Низкие значения $I(0)_{Sr}$ в изученных гранитоидах Становика (и других отмеченных здесь регионов) во многом связаны, скорее всего, именно с первичным составом соответствующих древних метаморфических толщ региона, преимущественно биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и плагиогнейсов. Так, несмотря на то, что у нас пока нет по ним изотопных данных, последние и не могли иметь высоких значений $I(0)_{Sr}$, так как изначально являлись низкощелочными образованиями вулканогенно-осадочного комплекса [11]. В какой-то мере подтверждать данное положение могут низкие значения первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7037–0,7041) в схожих архейских гнейсах, мигматитах и гранитоидах Алагнинской зоны Восточного Присаянья [27], смежной территории по южному ограничению Алданского щита.

Дополнительным веским подтверждением генетической связи изученных автохтонных и алло-

хтонных образований Становика могут служить очевидная близость редкоэлементного состава этих образований при близких и весьма высоких значениях соотношения в них легких и тяжелых редкоземельных элементов. Так [7], значения La/Yb (100) отношения в гранитоидах главных фаций автохтонного Дырын-Юрхского массива весьма близки таковым не только в подобных образованиях других близкорасположенных автохтонных массивов (Чубачинский, $La/Yb = 94,3$), но и типичных интрузивных мезо- и гипабиссальных гранитов Чильчинского (50–100) и западной части Тындинского массива (78), а также и кислых вулканических образований в ближайших районах (до 45). Все это позволяет говорить не только о том, что все эти мезозойские автохтонные гранитоиды и родоначальные гранитные магмы типичных интрузий Становика выплавились из весьма близкого по составу гранатсодержащего субстрата, но и о том, что к моменту выплавления магм этот первоначально низкощелочной субстрат приобрел свойства достаточно высокощелочного [7]. Последнее же, как нами показано [7, 8], скорее всего, было обусловлено потоками высокощелочных флюидов, либо мантийными щелочнобазальтовыми магмами по мере зарождения и эволюции мезозойского магматизма. Некоторая же вариация значений $I(0)_{Sr}$ и La/Yb отношения в изученных гранитоидах по региону, скорее всего, отражает несколько меняющуюся щелочность корового субстрата, обусловленную различной степенью влияния на него мантийных щелочных флюидов и щелочных мафических магм.

Учитывая, что большинство интрузивных образований региона были сформированы в мезо- и гипабиссальной фации глубинности, степень плавления субстрата для гранитных выплавов несколько увеличивалась с уменьшением глубины, что может легко объясняться все большим уменьшением давления и соответствующим все большим прогревом и перегревом субстрата. В силу того, что выплавление калийных магм происходило наиболее быстро при наименьшем времени воздействия ювенильных щелочей, соотношение щелочности, а соответственно и изотопных характеристик Rb и Sr в них может оказаться наиболее близким к таковому первичного субстрата, отражением чего, по-видимому, служат минимальные значения $I(0)_{Sr}$ в гранитах Тындинского и Чильчинского массивов.

С другой стороны, высокие значения $I(0)_{Sr}$ в кварцевых монцонитах Чильчинского массива, почти аналогичные таковым в его гранитах (0,7077–0,7078 против 0,7072–0,7075), указывают против их происхождения из базальтоидных магм, где эти значения должны быть ниже. Это же подтверждает-

ся и другими геолого-петрографическими данными о гибридном генезисе монцонитоидов и о том, что большая их часть даже не доходила до магматического состояния.

В соответствии же со всем сказанным можно полагать, что весьма неоднородные и часто гнейсовидные кварцевые монцониты и расположенные прямо над ними однородные граниты Чильчинского массива (ранее всеми рассматриваемые как образования разных интрузивных фаз) можно рассматривать и как нечто гораздо более общее, а именно как продукты разной степени переплавления метаморфических толщ на примерно близком мезоабиссальном уровне глубинности, где граниты – продукты уже отделившейся магмы на более верхних горизонтах плитообразного “очага”, а кварцевые монцониты – его автохтонная нижняя часть.

Здесь же, исходя из всего вышеизложенного и из того, что субстрат для всех изученных здесь мезозойских гранитоидов разной глубинности Становика был весьма близок по составу, а мощность их огромных плитообразных массивов как автохтонного, так и аллохтонного типов примерно близка, хочется высказать мысль по поводу их происхождения. Так, гипотеза практически всех предшественников чуть ли не о “глобальном” передвижении весьма вязких гранитных магм сначала вверх по разломам, а затем вдоль ослабленных зон по напластованию метаморфических пород выглядит, на наш взгляд, явно недостаточно убедительной. Гораздо более логичным, как нам кажется, выглядит предположение о том, что данные гранитоидные плиты образовались по большей мере именно на том же месте, где и выплавились за счет частичного плавления на абиссальных уровнях (пример Дырын-Юрхского массива) и полного переплавления вмещающих древних метаморфических толщ на мезо- и гипабиссальных уровнях глубинности. К тому же, данное плавление наиболее легко могло происходить в широко развитых здесь салических по составу зонах древних гнейсов и автохтонных гранитоидов, причем на все меньших глубинах оно происходило быстрее и более полно в силу уменьшения литостатического давления (что приводило ко все большему нагреванию вмещающих толщ вплоть до их перегрева). Взаимодействие же этих гранитоидных магм на всех этапах мезозойского магматизма региона с базальтоидными верхнемантийными магмами приводило к заметной вариации состава первых, а также образованию множества мелких штоков и небольших вулканических излияний преимущественно более кремнекислого состава. При этом, значительное увеличение объема материала за счет превращения его в магму позволяло

последней в достаточной степени передвигаться как по вертикали (в меньшей степени), так и по горизонтали, формируя при кристаллизации соответствующие глубине эндоконтактные зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в ходе впервые проведенного детального исследования Rb-Sr изотопного состава мезозойских гранитоидов Становика хребта уточнен позднемезозойский (109–130 млн лет) возраст интрузивных образований и доказан почти идентичный возраст (117–121 млн лет) некоторых автохтонных гнейсогранитоидов региона. Последний находится в хорошем соотношении с K-Ar датировками, среди которых более “молодые” всегда отсутствовали.

Выявлено, что возраст все более кремнекислых гранитоидов среди главных разновидностей изученных массивов всегда более древний. Это позволяет допускать их формирование (в отличие от гранитов жильной серии) не в ходе кристаллизационной дифференциации первичных, более мафических магм, а в результате независимых выплавов. Образование же промежуточных по кремнеземистости магматических продуктов происходило, скорее всего, в результате либо смешения более ранних коровых салических и более поздних верхнемантийных мафических магм (Тындинский массив), либо различной степени ассимиляции гранитными магмами древнего мафического вещества (кварцевые монцониты Чильчинского массива).

Значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах всех изученных массивов Становика низки, а их вариации хотя и довольно значительны (от $<0,7066$ до $0,7080$), но весьма близки. Это указывает на изотопную неоднородность и полигенность их первичных магм, а также на практически один и тот же субстрат (изначально низко-, а затем более щелочной за счет влияния ювенильных флюидов), где формировались мезозойские как автохтонные, так и аллохтонные гранитоидные образования, в разной степени отражая проявление одного и того же процесса на разных глубинах без значительных передвижений магм по вертикали.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (код проекта 95-05-15363).

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волюнец О.Н., Гладков Н.Г., Журавлев Д.З., Цветков А.А., Чернышов И.В. Вариации вещественного состава и изотопных отношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Океанический магматизм, эволюция, геологическая корреляция. М.:Наука, 1986. С. 153–169.

2. Антонов А.Ю. О региональной петрохимической зональности верхнемезозойского гранитоидного магматизма Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов, 1977. Иркутск, 1979. С. 48–54.
3. Антонов А.Ю., Смирнов В.Н. О мезозойском К-Аг возрасте некоторых гнейсогранитных образований Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов. 1977. Иркутск, 1979. С. 54–59.
4. Антонов А.Ю. Петрология и геохимия верхнемезозойских гранитоидов южного ограничения Алданского щита (Становой хребет): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. 1984. 25 с.
5. Антонов А.Ю. Мафические гомеогенные включения в вулканитах Курильской островной дуги и проблема смещения магм // Тихоокеан. геология. 1993. № 3. С. 20–32.
6. Антонов А.Ю. Геохимия и петрогенезис магматических образований позднемезозойской вулcano-плутонической ассоциации южного ограничения Алданского щита (Становой хребет) // Тезисы докладов к Всероссийскому совещанию: “Гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации. Петрология, геодинамика, металлогения”. г. Сыктывкар, 21–23 мая 1997 г. С. 112–113.
7. Антонов А.Ю. Редкоземельные элементы в позднемезозойских гранитоидах южного ограничения Алданского щита (Становой хребет) // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 3. С.68–80.
8. Антонов А.Ю. Геохимия позднемезозойских вулканических образований южного ограничения Алданского щита (Становой хребет) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 6. С.79–93.
9. Баженова Г.Н., Козлов В.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000, лист О-51-XXXII. М.:Госгеолтехиздат, 1963. 75 с.
10. Баженова Г.Н., Козлов В.А., Белоножко Л.Б. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000, лист О-51-XXXI. М.:Недра, 1964. 72 с.
11. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Л.:Недра, 1986. Т.7, Кн.2. 239 с.
12. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 333 с.
13. Заблоцкий Е.М. Основные этапы активизации Становой области // Геология и геофизика. 1972. № 3. С.63–70.
14. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения Западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1973. № 5. С.3–21.
15. Казимировский М. Э. Геохимия и петрология позднемезозойских рифтогенных магматических пород Забайкалья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1998.
16. Коваль П.В., Смирнов В.Н. О петрогенетическом значении радиологического омоложения древних гнейсогранитов Монголии (по данным калий-аргонового метода) // Труды XX сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1977. С. 39.
17. Коваль П.В., Смирнов В.Н. Гнейсо-граниты мезозойских поднятий и проблема мезозойской гранитизации (МНР) // Геохимия эндогенных процессов [1977]. Иркутск, 1979. С. 86–92.
18. Кричевец В.И., Терещенко Л.В. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000, лист N-51-III. М.: М-во геологии СССР, 1981. 100 с.
19. Кузьмин А.Ю., Антонов А.Ю. Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия. 1980. № 7. С. 1018–1030.
20. Левченков О.А., Балаганский В.В., Макеев А.Ф., Андерсон Е.Б., Шулешко И.К., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. Возраст гранитоидов восточной части Станового хребта (по изотопным данным) // Изв.АН СССР. Сер. геол. 1980. № 7. С. 25–34.
21. Литвиносский Б.А., Плюснин Г.С., Сандмирова Г.П., Занвилевич А.Н., Пахольченко Ю.А. Пермские щелочные гранитоиды Забайкалья (новые Rb-Sr-даты) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 4. С. 939–945.
22. Пампура В.Д., Сандмирова Г.П. Геохимия и изотопный состав стронция в гидротермальных системах. Новосибирск: Наука. 1991, 120 с.
23. Плюснин Г.С., Сандмирова Г.П., Смирнов В.Н. Рубидий-стронциевый возраст гранитоидов Монголии и Забайкалья // Геохимические методы поисков. Методы анализа. Иркутск: Изд-во СибГЕОХИ, 1976. С. 92–99.
24. Плюснин Г.С., Посохов В.Ф., Загорский В.Е., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Макрыгина В.А., Смирнов В.Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С.130–134.
25. Раузер А.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000, лист N-51-II. М.: М-во геологии СССР, 1978. 76 с.
26. Сандмирова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.И. Первичное отношение Sr^{87}/Sr^{86} и рубидий-стронциевый возраст редкометалльных гранитоидов МНР // Ежегодник-1975 / СибГЕОХИ. Иркутск, 1976. С. 183–188.
27. Сандмирова Г.П., Левицкий В.И., Пахольченко Ю.А., Плюснин Г.С. Rb-Sr возраст и геохимия руденосных формаций Онотско-Савинского междуречья (Восточное Присаянье) // Изотопное датирование рудных формаций. М.:Наука, 1993. С. 92–103.
28. Семенова В.Г., Соловьева Л.Б., Владимиров Б.М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика. Новосибирск: Наука, 1984. 119 с.
29. Соколов С.Ю., Смоляр М.И. Rb-Sr возраст гранитоидов Амананского комплекса в Восточном Забайкалье // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314, № 4. С. 954–957.
30. Таусон Л.В., Сандмирова Г.П., Плюснин Г.С., Смирнов В.Н., Зубков Б.С. Изотопный состав стронция в эффузивах Центрального Забайкалья // Ежегодник-1975 / СибГЕОХИ. Иркутск, 1976. С. 178–182.
31. Тугаринов А.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Проблема возраста древнейших образований Станового хребта // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.:Наука, 1980. С. 122–126.

32. Ухина И.Ф., Коген В.С. Некоторые особенности происхождения мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геология и разведка. 1975. № 8. С. 11–19.
33. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 600 с.
34. York D., Least-squares fitting of a straight line // Can. J. Phys. 1966. 44. P.1079–1086.

Поступила в редакцию 22 апреля 1999 г.

Рекомендована к печати В.И.Суховым

A.Yu. Antonov, C.I. Dril, E.V Bankovskaya

Rb-Sr-isotopic characteristics of the allochthonous and autochthonous Late Mesozoic granitoids from the Stanovoy Range (southern boundary of Aldan shield)

Twenty-nine samples of rocks and minerals of major types from three largest massifs of Late Mesozoic Stanovoy Range granitoids (central and northwestern parts of the region) were used for Rb-Sr-isotopic characteristics. They formed in the abyssal, mesoabyssal and hypabyssal depth facies.

This investigation allowed us to define more precisely the Late Mesozoic age of the Stanovoy Range intrusion formations (109-130 MA) and prove the virtually same age of some regional autochthonous granitoids (117-121 MA). All these age values show a very good conformity with the values of K-Ar age (among which the younger values are always absent).

It was revealed that the age of all more SiO₂-saturated granitoids among the main varieties of the studied massifs is always more ancient. This allows us to assume its formation (as opposed to the vein granites) not as a result of crystallization differentiation of the initially more mafic magmas, but rather as a consequence of independent smeltings. The formation of the intermediate SiO₂-saturated magmatic products resulted from either mixing of the earlier highly SiO₂-saturated crust magmas with the later uppermantle basaltic magmas (Tynda massif) or from different-degree granitic magma assimilation of the ancient mafic crust matter (quartz monzonites of Chilchi massif). All of them are showed in a good conformity with our earlier petrological conclusions.

The values of the initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio in the granitoids of all studied Stanovoy Range massifs are low, but these variations are similar, though substantial (from <0.7066 to 0.7080). This indicates the isotopic inhomogeneous and polygeneous pattern of its initial magmas, and also virtually the same substrate (initially low, and then more alkaline due to the influence of the juvenile fluids), where the Mesozoic, both autochthonous and allochthonous granitoid formations developed. In our opinion, they reflect the different degree of the same granite formation process at different depths without considerable vertical magma movements.