

**ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ СИСТЕМ МЕТОДОМ  
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

*К.В. Чудненко<sup>1</sup>, А.Ю. Антонов<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ул. Фаворского 1а, г. Иркутск, 664033,  
e-mail: chud@igc.irk.ru*

<sup>2</sup>*Геологический институт, Бурятский филиал СО РАН, ул. Сахьяновой ба, г. Улан-Удэ, 670047*

Поступила в редакцию 12 февраля 2009 г.

Предлагается и апробируется с помощью ПК “Селектор” универсальный метод моделирования термодинамических параметров формирования различных гранитоидных систем на основе исходных данных о химическом составе и соотношении минералов в исследуемом образце породы. Метод является решением обратной задачи выпуклого программирования и основан на нахождении минимума свободной энергии Гиббса в физико-химической системе на множестве определенных ограничений. Продемонстрированы возможности этого метода при оценке условий образования (P-T и флюидного режима) различных типов позднемезозойских гранитоидов 4-х крупных массивов по всему простиранию Станового хребта (южное обрамление Алданского щита), изменяющихся по щелочности (известково-щелочные и субщелочные), меланократовости (от диоритов до лейкогранитов) и генезису (магматические и палингенно-метасоматические). Смоделированные условия формирования изученных гранитоидов в целом совпадают с оценками, полученными по геологическим данным, а также по минералогическим геобарометрам и геотермометрам, и характеризуют различные фации глубинности этих образований – от гипабиссальной (<10–12 км) до абиссальной (>20 км), существенно дополняя имеющиеся расчетные схемы (что сделано впервые) за счет безамфиболовых разновидностей. Смоделированные значения температур формирования магматических гранитоидов, как правило, находятся в температурном интервале кристаллизации основной массы пород, а водонасыщенных метасоматических гранитоидов – практически идентичны полученным по всем геотермометрам при наиболее реальных значениях окислительного потенциала. Данный результат наглядно свидетельствует о правомерности предложенной методики и о возможности ее самого широкого использования на практике.

Очевидна перспектива предлагаемого метода для любых региональных и глобальных геодинамических построений, позволяющего оценить и сопоставить глубину (а также температуру и параметры флюидного режима) формирования различных геологических формаций: метаморфических, метасоматических, магматических. Своевременное получение такой информации является весьма важным подспорьем для оценки потенциальной рудоносности регионов. Соответственно, необходимо продолжение исследований в данном направлении, причем как в области дальнейшей автоматизации расчетов, так и применения методики не только для гранитоидов на других объектах, но и для габброидов.

**Ключевые слова:** гранитоиды, минералы, термодинамика, моделирование, геотермобарометры, Становой хребет, Алданский щит, Дальний Восток.

**ВВЕДЕНИЕ**

В природе существует большое разнообразие гранитоидов, отличающихся как по составу, так и генезису [12, 18, 20, 21]. Одна группа гранитоидов представляет собой типично магматические образования, кристаллизовавшиеся из расплавов, другая –

метасоматические или частично метасоматические образования, формировавшиеся в результате разной степени перекристаллизации и частичного плавления (гранитизации) соответствующих более древних метаморфических или магматических пород (автохтонные, ультраметаморфические или метасоматически-палингенные гранитоиды). При этом, совре-

менный минеральный состав гранитоидов является следствием целого ряда сложных и взаимосвязанных петрогенетических процессов на разных стадиях кристаллизации или перекристаллизации исходных образований и наложенных постмагматических преобразований, происходящих при соответствующих условиях, т.е. различных давлениях (глубинах), температурах, флюидных режимах и т.д. Так, резкое падение общего давления приводит к увеличению температуры кристаллизации расплава [15, 17, 19, 24]. Остывание расплавов при постоянном давлении ведет к возрастанию в них содержания  $H_2O$  и, соответственно, парциального давления воды при уменьшении фугитивности кислорода. Аномально высокие концентрации некоторых летучих компонентов в расплавах (не считая  $H_2O$ ) также способствуют либо повышению (например,  $CO_2$ ), либо понижению (F) температур их кристаллизации. Повышенная щелочность расплавов в некоторых случаях (при невысоких температурах) способствует увеличению в них химической активности  $O_2$  [10] и может приводить к различному порядку кристаллизации минералов. При этом, именно физико-химические условия, а не состав магм, в основном определяют распределение петрогенных компонентов как в отдельных минералах, так и их совокупностях в магматических породах.

Понятно, что вышеотмеченные термодинамические критерии формирования гранитоидных массивов нередко являются определяющими при интерпретации особенностей эволюции магматизма тех или иных регионов и, прежде всего, при оценке их потенциальной рудоносности.

В то же время, как известно, определение основных термодинамических параметров формирования гранитоидов в геологии до сих пор является делом весьма сложным, что обусловлено прежде всего отсутствием универсальной согласованной теории термодинамики силикатного расплава в широкой области T и P. Соответственно, в настоящее время для этой цели широкому кругу геологов приходится использовать серию существующих геобарометров и геотермометров, построенных на эмпирических и экспериментальных данных о конкретных составах минералов гранитоидов. Однако точность определений нужных параметров этим методом часто не всегда достаточна, что в значительной степени обусловлено отсутствием в гранитоидных парагенезисах минералов, составы которых в достаточной степени определяются величиной давления. При этом даже использование существующих минералогических геотермометров часто сопряжено с большими трудностями, так как определение составов тех или иных ми-

нералов гранитоидов либо весьма затруднительно (отбор минералов под микроскопом), либо весьма дорого (использование микрозонда и т.д.), либо просто невозможно (для целого ряда геологических организаций прикладной направленности).

На наш взгляд, в отмеченной выше проблеме определения термодинамических параметров образования различного типа гранитоидных пород (и прежде всего давления и температуры) может значительно помочь создание универсальной и достаточно экспрессной компьютерной методики [23]. Это и диктует главную цель предлагаемого здесь способа определения условий формирования различных гранитоидов методом термодинамического моделирования с использованием современного компьютерного программного комплекса "Селектор". Получаемые с помощью предлагаемой методики данные могут быть использованы в различных областях геологических исследований, от изучения процессов магматизма и геотектоники до построения геологических карт и т.д.

#### ОБЩИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Проблема геотермобарометрии формирования минеральных систем с участием или без участия флюида – важнейшая задача современной петрологии. Один из перспективных подходов ее решения связан с моделированием природного минералообразования на основе общего принципа минимизации термодинамических потенциалов физико-химических систем [8].

Данный подход был использован нами для разработки методики количественной оценки термодинамических условий формирования тех или иных горных пород (прежде всего T-P и режима летучих компонентов) по их изначально известному химическому и минеральному составу, а также соотношению в породах главных минералов.

Теоретически задача предлагаемого исследования заключается в построении термодинамической модели геотермобарометра минеральной системы (образца породы). При этом, на входе задачи задается вектор содержания количества фаз системы  $d$ , представляющий количественный минеральный состав породы, выраженный в массовых или объемных единицах. Элемент вектора  $d - d_\alpha$  есть количество фазы с индексом  $\alpha$ :

$$d_\alpha, \alpha \in \Phi,$$

где  $\Phi$  – множество фаз системы.

Далее ограничивается исходная область поиска значений температур и давлений формирования соответствующей минеральной системы. Нахождение

оптимальной точки этой области, представляющей значение искомой температуры  $\hat{T}$  и искомого давления  $\hat{P}$ , связано с необходимостью решения обратной задачи выпуклого программирования. Его суть заключается в том, что необходимо определить такие значения температуры и давления, которые минимизируют критериальную функцию – сумму квадратов отклонений известных (заданных) и рассчитываемых для различных значений температуры и давления количеств фаз системы:

$$f(x_{\Theta}) = \sum (d - x_{\Theta})^2, \Theta \in D_{\Theta}, \quad (1)$$

где  $\Theta$  – двухэлементный вектор температуры и давления  $(T, P)$ ,  $D_{\Theta}^0 = \{\Theta / \Theta^- \leq \Theta \leq \Theta^+\}$  – априори заданная область,  $\Theta$  и  $\Theta^-$  – нижние и верхние границы задаваемых интервалов по температуре и давлению,  $D_{\Theta}$  – конечная выборка векторов  $\Theta$  из  $D_{\Theta}^0$ ,  $x_{\Theta}$  – вектор количеств фаз, определяемый в результате решения  $\Theta$ -ой прямой задачи выпуклого программирования минимизации приведенного изобарно-изотермического потенциала  $G(x_{\Theta})$  системы с фиксированным  $\Theta \in D_{\Theta}$ .

Таким образом, решение обратной задачи теоретически сводится к решению серии прямых задач, представленных в параметрической форме. Оно позволяет произвести идентификацию значений температуры и давления, минимизирующих искомую критериальную функцию (1) на конечном выборочном множестве оптимальных значений  $x_{\Theta}^k$ , индуцированных заданным множеством параметров  $\Theta \in D_{\Theta}$ .

Участие флюида в задаче геотермобарометрии учитывается посредством включения в физико-химическую модель формирования той или иной минеральной ассоциации газовой фазы, позволяющей имитировать в системе различные степени восстановленности водного флюида водородом, углеродом, метаном или другими газами. При этом вероятный состав, окислительный потенциал, парциальные давления и фугитивности компонентов флюида, равновесного с минеральной ассоциацией, рассчитываются в решении каждой прямой задачи и служат дополнительными индикаторами контроля параметров флюидного режима, принимающего участие в процессе.

Необходимо отметить, что при отработке предлагаемой методики получаемые результаты моделирования должны быть оценены на их правомерность или близость к реальным, что возможно только при их сравнении с соответствующими данными, полученными другими независимыми методами. Так, при оценке Т-Р условий могут использоваться данные по

соответствующим минеральным геобарометрам и геотермометрам, при оценке режима летучих компонентов (флюидного режима) – данные по расплавленным и газовой-жидким включениям и т.д.

Предлагаемый метод моделирования параметров условий геологических процессов ранее уже был вполне удачно применен для метаморфических пород [2, 9]. В частности, были получены убедительные результаты для переслаивающейся пачки вулканогенно-осадочных пород иликанской серии станового метаморфического комплекса в центральной части Джугджуро-Станового блока, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации [1, 22]. Расчетные Т-Р условия для данных образований по предлагаемой методике определялись как реальные или близкие к реальным, что доказывалось совпадением моделируемых составов минеральных ассоциаций с наблюдаемыми в природе.

В настоящей работе нами предпринята попытка распространить предлагаемый метод на гранитоидные породы с учетом надлежащего выбора необходимых условий и ограничений.

#### ПРИНЦИПЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ СИСТЕМ

В качестве исходных принципов предлагаемой методики моделирования уточним рамки ее непосредственного использования в отношении условий формирования гранитоидов различного генезиса.

Метасоматические разновидности гранитоидов характеризуют собой параметры протекания геохимического процесса перекристаллизации исходных образований, и их формирование происходит по большей мере в водонасыщенной системе без существенного изменения температуры, давления и окислительного потенциала. Исходя из этого, расчетные Т-Р условия, а также величины окислительного потенциала для этих образований по предлагаемой методике должны определяться как практически реальные или близкие к реальным.

Классический подход к моделированию образования магматических гранитоидов включает рассмотрение процесса последовательной кристаллизации из расплава твердых минеральных фаз, постепенно эволюционирующего к точке эвтектики. Как правило, температурные условия кристаллизации могут в течение процесса изменяться, причем формирование калишпата, кварца и плагиоклаза чаще всего приурочено к последней стадии процесса, а амфибол и биотит могут начинать кристаллизоваться при более высоких температурах.

В настоящее время не существует универсальной согласованной теории термодинамики силикат-

ного расплава в широкой области  $T$  и  $P$ . Модели М. Гиорсоу [25, 26], по-видимому, – наибольшее продвижение в направлении решения этой серьезной проблемы. Однако область их применения ограничена и рассчитана на использование в рамках взаимосогласованной системы “расплав-минералы”, которая удовлетворяет далеко не всем требованиям по учету разнообразия минеральных ассоциаций.

Казалось бы, данная ситуация не оставляет особого простора для выбора метода определения  $T$ - $P$ -параметров формирования магматических гранитоидов: либо использование традиционных геотермометров с привлечением газовой-жидких включений в минералах этих пород, что по ряду причин не всегда доступно на практике, либо расчет простейших моделей на основе элементарных химических реакций.

Вместе с тем мы считаем, что предлагаемый в данной работе метод может являться весомой альтернативой используемым подходам и во многих случаях его применение позволяет получить оценки температуры и давления, которые невозможно или весьма затруднительно определить с помощью других методов.

Формирование даже одного небольшого объема гранитоидной массы из охлаждающейся магмы происходит в определенном интервале температур и параметров флюидного режима как для разных минералов, так и одних и тех же минералов разных генераций, причем с максимумом кристаллизации минералов при достижении системой эвтектических окколосидусных условий. Наглядным подтверждением этого служат значения температур, полученные по различным геотермометрам, отражающим последовательность стадий охлаждения расплавов. Так, максимальные температуры начала кристаллизации расплава получают по биотитовому [29], средние – по биотит-амфиболовому [14], а минимальные (последние стадии эволюции расплава) – по двуполевошпатовому [16] геотермометрам.

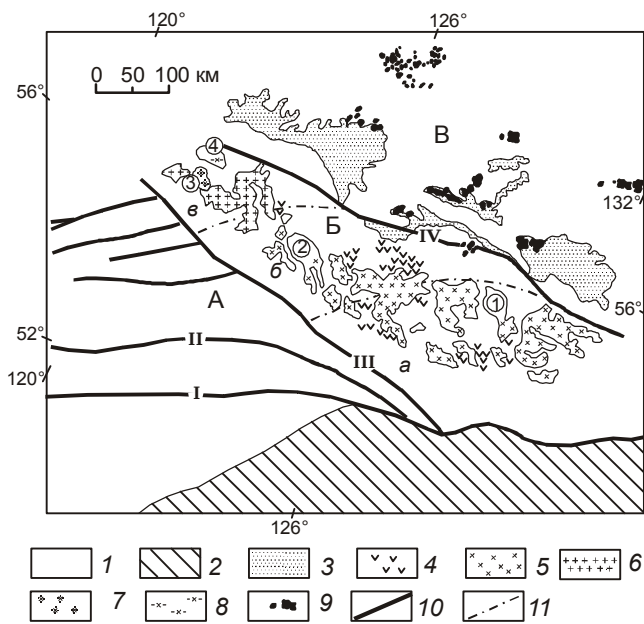
В то же время, геологи всегда имеют дело лишь с конкретными образцами уже полностью сформировавшихся магматических гранитоидных пород. Понятно, что в этом случае их минеральный парагенезис получится неоднородным и будет включать в себя как наиболее ранние минеральные фазы (объем которых обычно совсем невелик), так и минеральные фазы конечных стадий кристаллизации. При этом последние в большинстве случаев резко преобладают и в максимальной степени характеризуют состав породы. Данная ситуация соответствует условиям формирования магматических пород, отвечающим одной “ступени равновесия” [11]. Соответственно, реликты ранних минералов, по причине их незначи-

тельного объема, не могут сильно повлиять на моделирование условий формирования большей части объема гранитоидной массы, и в рамках поставленной цели мы можем этими реликтами пренебречь. Это дает нам возможность принять постулат о постоянстве давления и незначительной вариации температур процесса при формировании магматических гранитоидов, и только в этом случае мы можем использовать имеющийся отлаженный вычислительный алгоритм в расчете условий формирования гранитоидов.

#### **АПРОБАЦИЯ МЕТОДИКИ НА КОНКРЕТНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ОБЪЕКТАХ Фактические данные**

Продемонстрируем возможности развиваемого подхода при определении  $P$ - $T$ -параметров образования некоторых типов магматических и метасоматических пород на примере достаточно представительной коллекции (14 проб) разнообразных гранитоидов. В качестве объекта исследования нами выбраны позднемезозойские гранитоиды различных фаций глубинности 4-х крупных гранитоидных массивов по всему простиранию Станового хребта (южное обрмление Алданского щита) с юго-востока на северо-запад [4, 5]. Судя по государственным геологическим картам СССР, эти массивы прорывают метаморфические и гранитоидные образования архейского и раннепротерозойского возраста. Их выходы на поверхность составляют более половины площади Становой зоны (рис. 1). Гранитоидные массивы нередко занимают огромные пространства (>2 тыс. км<sup>2</sup>). В разрезе их форма близка пологотрещинной с крутым подводящим каналом северо-западного простирания. Мощность плитообразных пластин варьирует от 150–500 м (Токско-Нуямский массив) до 2–6 км (Тындинский массив), мощность подводящих каналов – до 1.5–2 км. Возраст данных гранитоидов, определенный  $Rb$ - $Sr$  и  $K$ - $Ar$  методами, соответствует интервалу 100–150 млн лет [4, 5].

В пределах юго-восточной и центральной частей Становика нами рассмотрены крупные гип- и мезоабиссальные Токско-Нуямский и Тындинский массивы. Их главные интрузивные фазы (ГИФ) в основном сложены средне- и крупнозернистыми, иногда порфиридовидными (за счет вкрапленников калишпата и плагиоклаза) амфибол-биотитовыми гранодиоритами и гранитами с преобладанием гранодиоритов. В зонах эндоконтактов они часто сменяются более меланократовыми породами (до диоритов) с зонами “закалки” у гипабиссальных образований. По южной и западной краевой части Тындинского массива проявлены предположительно наиболее глубинные



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

А, Б, В – структурно-формационные зоны [2, 3]: А – Верхнеприамурская, Б – Становая, В – Алданская; а–в – подзоны Становой зоны: а – юго-восточная, б – центральная, в – северо-западная.

1 – домезозойские образования; 2 – позднемезозойские морские образования Монголо-Охотского пояса; 3 – мезозойские вулканогенно-осадочные толщи; 4 – позднемезозойские эффузивные образования; 5–9 – позднемезозойские гранитоидные образования: 5 – гранодиориты, 6 – граниты, 7 – кварцевые монцитоны, 8 – гнейсовидные гранитоиды, 9 – магматические породы повышенной щелочности; 10 – основные разрывные нарушения: I – Южно-Тукурингский и II – Северо-Тукурингский разломы, входящие в состав Монголо-Охотского линейamenta; III – Гилюйский и IV – Становой разломы; 11 – границы подзон с различным составом мезозойских гранитоидов.

Цифрами в кружках обозначены исследованные гранитоидные массивы: 1 – Токско-Нуямский, 2 – Тындинский, 3 – Чильчинский, 4 – Дырын-Юряхский.

крупнозернистые слабогнейсовидные диориты и кварцевые диориты, характеризующиеся постепенным контактом с метаморфическими толщами и неясным (не найденным) контактом с породами основных фаз и фаций массива (рис. 2).

В северо-западной части региона нами рассмотрены гранитоиды 2-х массивов с заметно отличающимися свойствами. Первый – типично интрузивный (аллохтонный) Чильчинский массив, второй – Дырын-Юряхский массив типично неперемещенных или автохтонных гранитоидов, формировавшихся при частичном плавлении субстрата с участием метасоматических процессов.

В Чильчинской интрузии наиболее глубинные гранитоиды представлены крупнозернистыми, гнейсовидными и резкопорфировидными за счет вкрапленников калишпата монцитонами и кварцевыми монцитонами. Контакты этих образований с древними метаморфическими образованиями постепенные. Главная часть Чильчинского массива (ГИФ) расположена почти согласно над монцитонитами (рис. 2) и сложена в основном однородными среднезернистыми гранитами, а иногда (на самых нижних горизонтах) – среднезернистыми кварцевыми монцитонами и сиенитами.

В самой северной зоне Становика на контакте архейских и раннепротерозойских метаморфических толщ широко проявлены автохтонные гранитоиды, рассмотренные здесь на примере небольшого (~400 км<sup>2</sup>) Дырын-Юряхского массива. Контакт этих гранитоидов с архейскими породами резкий и крутой, скорее всего тектонический, а с раннепротерозойскими породами – “распльвчатый”, с постепенными переходами через зоны интенсивной мигматизации. Массив сложен гнейсовидными, средне- и крупнозернистыми, часто порфировидными (за счет вкрапленников калишпата) амфибол-биотитовыми кварцевыми монцитонами, граносиенитами и субщелочными гранитами. Гнейсовидность и крупная зернистость гранитоидов обычно принимаются как главные свойства абиссальных слабо перемещенных (автохтонных) образований.

Все гранитоиды изученных массивов образованы одними и теми же минералами: плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, роговой обманкой (отсутствующей в лейкогранитах) и биотитом, но в различных соотношениях. Акцессорные минералы в них представлены сфеном, апатитом, цирконом, ортитом, магнетитом и пиритом. Составы изученных гранитоидов, а также главных породообразующих минералов основных типов этих пород по кремнеземистости (вместе с кристаллохимическими формулами темноцветных минералов) приведены в таблицах 1–4 (а также [5]). Минеральные ассоциации гранитоидов (парагенезисы) и количественное содержание в них тех или иных минералов определялись под микроскопом и на “интеграторе” (табл. 5), монофракции всех использованных породообразующих минералов отбирались одним из авторов с помощью различных сепараторов и т.д., анализ составов пород и минералов производился химическим методом в Институте геохимии СО РАН (аналитики: В.А. Писарская, С.А. Юрченко, В.К. Халтуева, Л.Н. Матвеева).

#### Физико-химическая модель

Использованная для расчета термодинамическая система состоит из компонентов, слагающих главные

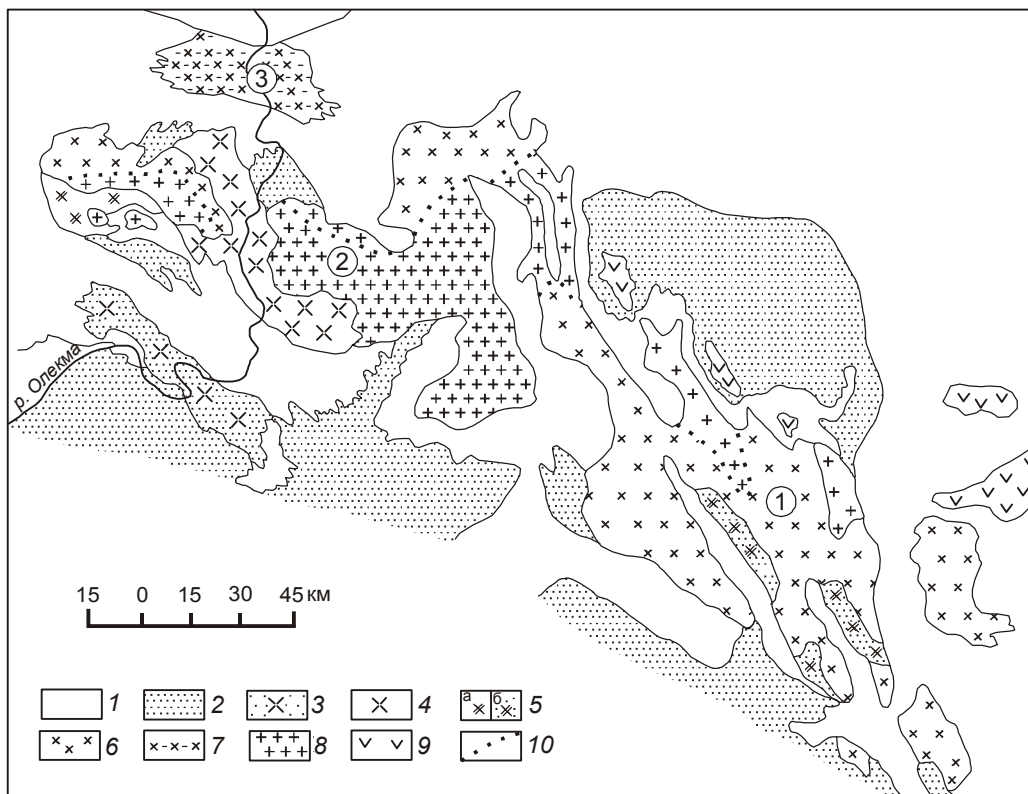


Рис. 2. Геологическая карта центральной и северо-западной частей Станового хребта.

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

Цифры в кружках – гранитоидные массивы: 1 – Тындинский, 2 – Чильчинский, 3 – Дырын-Юряхский.

наблюдаемые или возможные минералы в магматических породах. Моделирование проводится на основе внутренне согласованной термодинамической базы [27] с учетом моделей твердых растворов минералов [3]. Флюид в расчет задается простой газовой системой, состоящей из шести компонентов –  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ,  $H_2$ ,  $O_2$ , обычно максимально характеризующих природные магматические системы [18]. При оценке флюидного режима предполагается, что литостатическое давление равно сумме парциальных давлений воды и других летучих.

Состав флюида подбирается таким образом, чтобы выполнялся основной критерий применяемого алгоритма – совпадение наблюдаемого и моделируемого минерального парагенезиса. Для этого необходимо подобрать соответствующую степень восстановленности системы, смещая ее в железистую или магниезильную область. Это можно осуществить только вводом в расчет некоторых небольших, но совершенно определенных концентраций одного или нескольких компонентов (например,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $H_2$  и

т.д.) “восстановительного” флюида. Достаточно точное определение состава флюида является весьма трудоемкой задачей, так как отсутствуют критерии подбора нужной комбинации компонентов во флюиде, особенно в случае, когда нет дополнительной информации о составе реального флюида, участвующего в процессе формирования гранитоидов. Соответственно, нами в качестве компромиссного варианта в расчете недосыщенных водой систем удалось найти весьма простой и практичный прием: использовать в качестве восстановительного флюида абстрактно-суммарный “водородный флюид” ( $H_2$ ), в количестве, не превышающем интервала концентраций 0.01–0.2 %. Последовательное добавление данного флюида в систему закономерно уменьшает ее окислительный потенциал, т.е. достигается вполне удовлетворительная для данного процесса тенденция.

Подтверждение точности определения получаемых значений окислительного потенциала можно получить сравнением с оценкой, получаемой с соответствующих диаграмм по условиям кристаллизации

Таблица 1. Химический состав основных типов позднемезозойских гранитоидов Станового хребта.

Адрес	Ю-В часть региона										Центральная часть Станового хребта										Северо-западная часть Станового хребта														
	Токско-Нуямский										Тыдинский										Чильчинский														
	Ю-В часть региона			Токско-Нуямский			Тыдинский			Чильчинский			Ю-В часть Станового хребта			Центральная часть Станового хребта			Северо-западная часть Станового хребта			Чильчинский													
Индекс	1	2	3	7	4	70	62	92	71	79	80	75	124	135	120a	139	136	Индекс	1	2	3	7	8	10	11	12	13	14	15						
SiO <sub>2</sub>	62.90	67.00	68.16	56.06	60.25	61.96	64.45	65.82	65.84	58.92	59.82	79.44	75.20	76.11	62.56																				
TiO <sub>2</sub>	0.62	0.47	0.37	1.11	0.78	0.61	0.73	0.55	0.45	1.21	0.95	0.30	0.11	0.11	0.71																				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.27	16.00	15.56	16.65	16.85	15.76	14.95	14.54	14.92	16.02	16.82	14.24	13.20	12.87	16.18																				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.93	2.34	2.23	2.79	2.82	2.07	2.88	2.07	2.88	3.12	3.52	1.46	1.10	0.74	1.42																				
FeO	2.15	1.62	2.87	4.67	2.87	3.77	2.34	3.59	1.97	4.09	1.89	0.99	0.27	0.45	3.23																				
MnO	0.09	0.09	0.04	0.14	0.10	0.11	0.08	0.08	0.06	0.11	0.08	0.03	0.02	0.03	0.06																				
MgO	2.74	1.60	1.51	4.07	2.71	3.25	1.97	2.21	2.15	2.64	2.10	0.48	0.14	0.11	2.25																				
CaO	4.27	3.51	3.17	6.30	4.92	3.95	3.78	3.40	3.18	3.82	4.00	1.22	0.46	0.48	2.95																				
Na <sub>2</sub> O	4.49	3.82	3.99	4.80	4.57	3.80	4.23	4.40	4.37	5.10	4.46	4.72	3.81	3.67	6.08																				
K <sub>2</sub> O	2.66	3.24	3.17	2.40	3.40	3.01	3.66	3.39	3.34	3.85	4.65	4.64	4.65	4.72	2.88																				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.18	0.15	0.53	0.43	0.77	0.27	0.65	0.81	1.24	0.61	0.76	н/об	0.66																					
ппп	0.93	0.53	0.67	0.28	0.52	1.25	0.24	0.51	0.52	0.65	0.31	0.18	0.14	0.11	0.53																				
Сумма	100.26	100.40	99.89	99.80	100.22	100.31	99.58	100.51	99.52	100.77	99.21	99.46	99.20	99.40	99.51																				

Примечание. Д-Ю – Дырын-Юрхский массив, ГИФ – главная интрузивная фаза, НФ – нижняя фаза, ГФ – главная фаза.

Таблица 2. Состав полевых шпатов позднемезозойских гранитоидов Станового хребта.

Минерал	Плагиоклаз										КПШ														
	Центральная					Северо-западная					Центральная					Северо-западная									
	Тыдинский		Чильчинский			Д-Ю		Тыдинский		Чильчинский			Д-Ю		Чильчинский										
Индекс	70	62	71	75	135	139	70	62	71	75	75*	135	139	136	Индекс	70	62	71	75	75*	135	139	136		
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8			
Са	4.73	4.38	4.37	3.35	2.00	1.27	0.30	0.24	0.31	0.19	0.17	0.08	0.13	0.16											
К	0.57	0.67	0.45	0.61	0.56	0.56	0.49	10.45	10.90	9.92	9.18	10.45	10.00	9.82											
Na	5.30	5.50	5.57	6.45	6.82	7.38	1.51	1.80	1.74	2.35	2.23	1.78	2.48	1.90											
Ап	33.8	31.0	31.3	23.0	13.6	9.7	2.20	1.70	-	1.40	1.20	0.60	0.90	1.20											
Аб	62.1	64.0	65.4	72.7	82.4	85.8	18.4	20.50	-	28.70	25.20	21.90	29.2	23.4											
Ог	4.1	4.9	3.3	4.2	3.9	4.4	79.40	77.80	-	69.90	73.70	77.50	69.80	75.40											

Примечание. Д-Ю – Дырын-Юрхский массив. \* – расчетная модель содержит апатит.

Таблица 3. Состав и кристаллохимические формулы амфиболов в позднемезозойских гранитоидах Станового хребта.

Массив	Химический состав амфиболов						Массив	Кристаллохимические формулы амфиболов по [6, 7]					
	Тындинский			Чильчинский				Тындинский			Чильчинский		
	Диорит	Кв.диорит	Гранодиорит	Кв.диорит	Гранодиорит	Кв.диорит		Диорит	Кв.диорит	Гранодиорит	Кв.диорит	Гранодиорит	Кв.диорит
Индекс	70	62	71	75	136	Д-Ю	70	62	71	75	Д-Ю		
SiO <sub>2</sub>	45.56	45.67	46.84	46.84	43.95	Ca	1.992	1.840	1.806	1.850	1.740		
TiO <sub>2</sub>	1.49	1.52	1.45	1.31	0.81	Na	1.329	0.393	0.404	0.436	0.469		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.49	7.92	7.71	6.44	10.02	K	0.146	0.141	0.142	0.142	0.235		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.20	3.96	3.44	4.02	6.98	X	2.397	2.374	2.352	2.428	2.444		
FeO	11.14	11.14	11.49	11.85	12.93	Al <sup>VI</sup>	0.228	0.086	0.166	-	0.331		
MnO	0.50	0.57	0.62	0.45	0.29	Ti	0.165	0.168	0.159	0.069	0.091		
MgO	12.27	13.08	12.95	13.82	9.66	Fe <sup>3+</sup>	0.648	0.438	0.379	0.439	0.785		
CaO	12.11	11.68	11.55	11.86	10.87	Fe <sup>2+</sup>	1.379	1.370	1.403	1.443	1.615		
Na <sub>2</sub> O	1.15	1.38	1.43	1.55	1.62	Mn	0.062	0.071	0.076	0.055	0.037		
K <sub>2</sub> O	0.77	0.75	0.76	0.76	1.24	Mg	2.703	2.866	2.818	2.998	2.151		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.43	0.46	0.41	0.44	0.29	Y	5.003	4.999	5.000	5.004	5.010		
F	0.22	0.25	0.30	0.20	0.15	Si	6.746	6.714	6.838	6.820	6.566		
Cl	0.05	0.06	0.072	0.058	0.058	Al <sup>IV</sup>	1.254	1.286	1.162	1.106	1.434		
H <sub>2</sub> O	0.76	1.27	1.24	0.73	0.89	Ti <sup>IV</sup>	-	-	-	0.074	-		
Сумма I	99.12	99.71	100.26	100.33	99.76	Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000		
O~F	0.09	0.10	0.13	0.08	0.06	O	22.000	21.786	21.861	21.757	22.000		
Сумма II	99.03	99.61	100.13	100.25	99.70	OH	1.796	1.884	1.861	1.908	1.861		
						O	0.101	-	-	-	0.068		
						F	0.103	0.116	0.139	0.092	0.071		
						Σ	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000		



Таблица 4. Химический состав и кристаллохимические формулы биотитов позднемезозойских гранитоидов Станового хребта.

Подзона	Химический состав биотитов						
	Центральная			Северо-западная			
	Тындинский			Чильчинский			Д-Ю
Порода	Диорит	Кв. диорит	Грано-диорит	Кв. монцонит	Гранит	Лейко-гранит	Кв. монцонит
Индекс	70	62	71	75	135	139	136
SiO <sub>2</sub>	36.74	37.25	36.29	39.64	37.81	37.72	38.29
TiO <sub>2</sub>	4.08	3.66	4.05	2.82	2.27	2.11	2.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.08	14.02	13.90	11.88	12.94	13.40	13.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.53	2.39	2.53	3.01	3.52	1.86	4.77
FeO	15.62	14.91	16.52	15.09	14.73	15.08	15.09
MnO	0.26	0.34	0.33	0.32	0.94	1.52	0.23
MgO	12.43	12.91	12.55	13.83	13.12	14.00	12.58
CaO	0.78	1.08	1.10	2.43	0.93	0.15	2.20
Na <sub>2</sub> O	0.31	0.44	0.30	0.56	0.62	0.16	0.50
K <sub>2</sub> O	8.57	7.97	7.60	6.50	8.07	8.82	6.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.45	0.53	0.62	0.40	0.06	0.74
F	0.75	0.50	0.75	0.35	2.00	4.15	0.35
Cl	0.078	0.100	0.100	0.085	0.037	-	0.037
CO <sub>2</sub>	0.16	н/об	-	н/об	0.11	-	0.22
H <sub>2</sub> O	3.21	4.09	4.06	3.69	3.03	2.16	3.91
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.00	-	3.73	3.24	-	-	3.63
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.21	-	0.33	0.45	-	-	0.28
Σ I	100.01	100.11	100.61	100.82	100.63	101.19	100.89
O~F	0.29	0.19	0.29	0.15	0.84	1.74	0.15
Σ II	99.72	99.92	100.32	100.67	99.79	99.45	100.74

Подзона	Кристаллохимические формулы биотитов по [28]						
	Центральная			Северо-западная			
	Тындинский			Чильчинский			Д-Ю
Формула	Диорит	Кв. диорит	Грано-диорит	Кв. монцонит	Гранит	Лейко-гранит	Кв. монцонит
Индекс	70	62	71	75	135	139	136
Ca	0.063	0.087	0.089	0.192	0.075	0.012	0.176
Na	0.045	0.064	0.044	0.080	0.091	0.024	0.073
K	0.824	0.765	0.734	0.613	0.777	0.848	0.637
Rb	0.002	0.002	0.003	0.003	0.005	0.006	0.001
X	0.934	0.918	0.870	0.888	0.948	0.890	0.887
Al <sup>VI</sup>	0.021	0.045	-	-	0.009	0.033	0.022
Ti	0.232	0.207	0.212	0.121	0.129	0.120	0.120
Fe <sup>3+</sup>	0.143	0.136	0.143	0.167	0.200	0.106	0.268
Fe <sup>2+</sup>	0.985	0.938	1.046	0.933	0.931	0.951	0.943
Mn	0.017	0.022	0.021	0.020	0.060	0.097	0.014
Mg	1.397	1.447	1.416	1.523	1.476	1.573	1.401
Li	0.023	0.027	0.029	0.013	0.043	0.106	0.010
Y	2.818	2.822	2.867	2.777	2.848	2.986	2.778
Si	2.770	2.802	2.748	2.929	2.857	2.843	2.861
Al <sup>IV</sup>	1.230	1.198	1.231	1.035	1.143	1.157	1.139
Ti <sup>IV</sup>	-	-	0.021	0.036	-	-	-
Z	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
F	0.179	0.119	0.180	0.082	0.478	0.989	0.083
OH	2.705	2.052	2.723	1.637	1.527	1.086	1.525

биотитов. Однако в настоящее время такое сравнение возможно только для наиболее приповерхностных гипабиссальных гранитоидов, сформированных при давлениях 1–2 кбар [29]. Для других гранитоидов надежной методики пока не предложено, и, следовательно, для более глубоких гранитоидов на данном этапе исследования определить реальные значения окислительного потенциала не предоставляется возможным.

Методическая база данных модели в качестве исходных включает полный силикатный анализ пород, перечень всех основных породообразующих и наиболее проявленных акцессорных минералов, количественное соотношение этих минералов в породе, предварительные значения соответствующих интервалов значений  $P$  (1–8 кбар) и  $T$  (500–700°C) условий формирования гранитоидных пород.

Компьютерный расчет с помощью программного комплекса “Селектор” позволяет получить физико-химические параметры, главными из которых являются значения давления, температуры, количественного содержания минералов и вычисленных параметров флюидной фазы в каждой сканируемой точке заданной  $TP$ -области. Недостаточно корректно изначально заданные интервалы поиска  $T$ - $P$  или неверно подобранный состав флюида могут привести к тому, что будут получены достаточно большие значения критериальной функции (1). Это является свидетельством получения “грубого” решения, в котором расчетные значения  $T$ - $P$  параметров могут значительно отличаться от величин, полученных с помощью соответствующих геобарометров и геотермометров. Соответственно, расчет в общем случае может состоять из нескольких стадий, в ходе которых необходимо произвести подбор таких интервалов давлений и температур, а также соответствующих флюидных (водородных) добавок, при которых будет получаться максимальное соответствие реального соотношения минералов в породе с полученным при моделировании.

Кратко остановимся на ограничениях и погрешностях предлагаемой методики. Для оценки полученных моделированием  $P$ - $T$  параметров условий формирования гранитоидов мы использовали наиболее часто применяемые диаграммы биотит-амфиболового геобарометра [13], а также биотитового [29], биотит-амфиболового [14] и двуполевошпатового [14, 16] геотермометров, значения температур по которым часто значительно отличаются друг от друга. Подчеркнем, что во всех случаях использование геотермобарометров производилось нами не по составу реальных равновесных парагенезисов минералов гранитоидов, а по составам минералов, полученных при сепаративной “ручной” отборке. Это указывает на то, что, как и при моделировании магматических

гранитоидов, мы использовали то же самое допущение о том, что составы соответствующих ранних минералов в этих магматических системах практически не влияли на состав главной их массы на более поздней стадии кристаллизации и вся отобранная их ассоциация принималась как равновесная. К этому же добавим, что вышеотмеченные наиболее часто используемые биотит-амфиболовые геотермометр и геобарометр, судя по [15], пока остаются лишь теоретическими вариантами, не проверенными экспериментально. Точность их ограничена некоторыми средними составами сосуществующих минералов, и любые значительные отклонения от этих средних могут привести к значительным ошибкам в определении температуры и давления. К тому же нужно обязательно учитывать чрезвычайно сложный изоморфизм в этих минералах. Соответственно, распределение  $Mg$  и  $Fe$  между ними зависит не только от температуры, но и от составов фаз в отношении  $Al$ ,  $Ti$ ,  $Mn$ ,  $Ca$ ,  $Na$  и т.п. Понятно, что точную диаграмму фазового соответствия построить практически невозможно, необходим целый набор сечений с вполне определенными соотношениями изоморфных элементов вышеотмеченной серии [15]. Использование биотитового и биотит-амфиболового геотермометров, кроме того, имеет весьма жесткие ограничения. Так, по биотитовому геотермометру значения температур можно оценить лишь при давлениях в 1–2 кбар, а по биотит-амфиболовому – вообще без учета давления. Такие ограничения могут значительно понижать реальность получаемых оценок для гранитоидов различных фаций глубинности, что, в свою очередь, может приводить к их заметной нестыковке с данными, получаемыми при моделировании.

Предлагаемый метод моделирования, как и любой другой расчетный метод, имеет и определенную степень вычислительной погрешности. На точность расчетов оказывает влияние не полностью выверенная согласованность существующих моделей твердых растворов, наличие неточностей в стандартных свойствах минералов в термодинамической базе данных и, конечно, некоторая вполне возможная неточность в определении количественного соотношения в породах тех или иных минеральных фаз. Соответственно, точность результатов моделирования по предлагаемой методике будет примерно в тех же рамках, что и результаты, полученные по соответствующим геотермобарометрам, но с вполне возможными небольшими отклонениями в связи с вышеотмеченными причинами.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

На рисунке 3 приведены равновесные парагенезисы исследованных выборочных проб гранитоидов

Таблица 5. Моделирование составов пород и условий кристаллизации мезозойских гранитоидов Станового хребта.

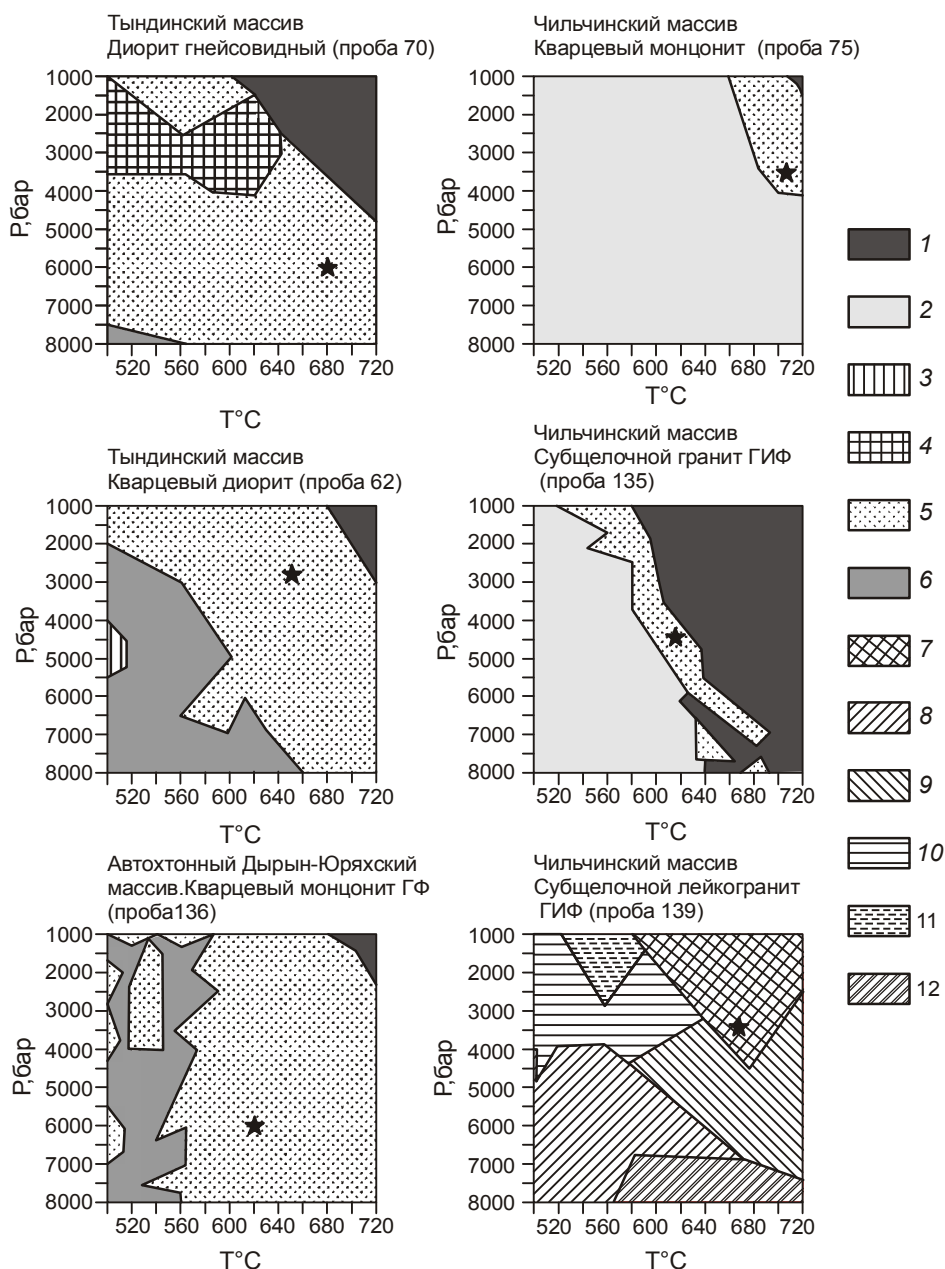
Ин-декс	Порода	Ps	H	T	Доп	Амф	Би	Пл	КПШ	Кв	Сф	Мт
		кбар	км	°С	Об.%	Об.%	Об.%	Об.%	Об.%	Об.%	Об.%	Об.%
Токско-Нуямский массив												
1	Гранодиорит ГИФ	2.0 (3.2)	7.0 (11.5)	700–700 (689)	0.2 H <sub>2</sub>	8.1 (9.2)	7.9 (5.4)	36.1 (39.7)	20.1 (20.1)	25.6 (24.7)	0.5 (-)	1.6 (0.8)
7	Гранит ГИФ	3.5 (4.2)	12.5 (14.8)	- (701)	-	5.5 (3.6)	3.3 (6.5)	44.6 (42.9)	22.7 (19.3)	23.2 (26.8)	0.1 (-)	0.8 (0.8)
Тындинский массив												
70	Диорит гнейсовидный	4.1 (4.7)	14.3 (16.7)	725–680 (700)	0.1 H <sub>2</sub>	18.0 (20.2)	10.1 (9.8)	52.7 (54.8)	10.8 (14.6)	6.9 (3.3)	0.9 (2.2)	0.6 (0.0)
62	Кварцевый диорит ГИФ	3.5 (3.0)	12.5 (11.0)	700–650 (647)	0.02 H <sub>2</sub>	8.9 (10.4)	8.0 (5.7)	50.9 (51.3)	15.4 (22.1)	16.8 (7.9)	0.1 (1.0)	- (1.6)
92	Кварцевый диорит ГИФ	2.0 (2.5)	7.0 (9.2)	800–650 (665)	-	18.4 (11.2)	7.0 (6.5)	49.4 (42.4)	10.5 (17.7)	12.7 (19.3)	0.4 (0)	1.5 (2.8)
71	Гранодиорит ГИФ	3.5 (2.8)	12.5 (10.0)	750–620 (629)	0.04 H <sub>2</sub>	7.5 (10.1)	7.6 (7.8)	45.5 (42.2)	17.0 (17.3)	19.4 (21.0)	2.1 (1.3)	1.0 (0.1)
79	Гранодиорит ГИФ	2.5 (3.9)	8.5 (14.0)	- (694)	0.02 H <sub>2</sub>	10.1 (11.0)	7.8 (8.3)	31.3 (38.1)	27.8 (21.5)	21.0 (20.0)	0.7 (1.0)	1.3 (-)
80	Гранодиорит ГИФ	2.5 (3.4)	8.5 (12.0)	- (700)	0.02 H <sub>2</sub>	7.9 (7.4)	4.4 (6.2)	31.4 (41.1)	27.9 (23.3)	26.6 (20.8)	0.4 (0.3)	1.4 (0.8)
Чильчинский массив												
75	Кварцевый монцитит НФ	4.0 (4.0)	14.2 (14.2)	700–700 (702)	0.2H <sub>2</sub>	9.2 (13.8)	9.0 (9.6)	44.8 (41.4)	27.2 (28.0)	7.4 (4.9)	1.1 (1.2)	1.2 (0.9)
124	Кварцевый монцитит НФ	3.0 (4.5)	11.0 (15.7)	740–680 (660)	0.1H <sub>2</sub>	10.7 (11.3)	4.4 (7.0)	41.3 (42.1)	26.6 (31.0)	9.3 (6.9)	4.3 (1.1)	3.3 (0.6)
135	Субщелочной гранит ГИФ	(4.5)	(15.7)	550 (611)	0.1H <sub>2</sub>	- (4.0)	3.8 (1.5)	25.5 (33.0)	30.9 (38.3)	38.7 (22.7)	0.6 (-)	0.6 (0.5)
135*	- « -	(4.1)	(14.3)	(592)	0.1H <sub>2</sub>	(-)	(5.0)	(30.7)	(35.6)	(25.5)	(-)	(0.5)
120а	Субщелочной лейкогранит ГИФ	(4.4)	(15.4)	(701)	0.1H <sub>2</sub>	(-)	0.8 (0.8)	11.2 (12.6)	48.8 (50.1)	37.4 (35.1)	(-)	1.8 (0.2)
139	Субщелочной лейкогранит ГИФ	(3.6)	(12.7)	590 (670)	0.05 H <sub>2</sub>	(-)	1.4 (1.2)	17.8 (15.1)	49.3 (46.4)	30.9 (36.4)	(-)	0.5 (0.2)
Автохтонный Дырын-Юряхский массив												
136	Кварцевый монцитит ГФ	6.0 (5.9)	21.0 (20.9)	675–620 (623)	-	4.5 (6.4)	5.9 (6.3)	58.9 (57.6)	16.0 (18.1)	14.0 (9.0)	0.6 (1.1)	0.1 (1.4)

Примечание. Ps – литостатическое давление, H – глубина, T – температура, Доп – концентрация добавленного в систему водородного флюида. Минералы: Амф – амфибол, Би – биотит, Пл – плагиоклаз, КПШ – калиевый полевой шпат, Кв – кварц, Сф – сфен, Мт – магнетит, Ап – апатит. В столбцах Ps, H и T – цифры без скобок определены с использованием биотит-амфиболового геобарометра (Ps, H) и 2-х геотермометров (первая цифра – биотит-амфиболового [14], 2-я цифра – двуполевошпатового [16], одна цифра – только двуполевошпатового), а в скобках – с помощью ПК “Селектор”. В столбцах с содержаниями минералов цифры без скобок получены ручным подсчетом зерен на “Интеграторе”, а цифры в скобках – результаты моделирования на ПК “Селектор”. Строке с индексом пробы со звездочкой соответствует расчетная модель “Селектора”, содержащая фосфор.

(табл. 1) в заданной T-P области. Специфика парагенезиса биотит-амфибол-плагиоклаз-кварц-калишпат состоит в том, что он устойчив в достаточно широком диапазоне температур и давлений. Поэтому здесь чрезвычайно важным является также учет аксессуарных минералов, присутствующих в породах. Именно привлечение всей имеющейся петрологической информации, включая железистость и глиноземистость амфибола и биотита, номер плагиоклаза и др., позволяет рассчитать истинный минимум критериальной функции (1), отмеченный на рисунке звез-

дочкой, который соответствует значениям температуры и давления условий образования образца моделируемой породы. Результаты моделирования условий формирования гранитоидов Становика представлены в таблицах 5, 6.

Отметим, что в силу весьма низких содержаний во всех изученных амфибол-биотитовых гранитоидах фосфора и апатита эти компоненты в предлагаемых расчетах не учитывались. Несмотря на это, практически во всех случаях получены совершенно приемлемые решения как относительно соотноше-



**Рис. 3.** Поля устойчивости минеральных ассоциаций типовых проб позднемезозойских гранитоидов Станового хребта в P-T координатах.

Звездочка соответствует расчетному значению T и P формирования гранитоидов.

1 – Gas+Amf+Bi+Pl+Q+kfs+Mt; 2 – Gas+Amf+Bi+Pl+Q+kfs+Sphen; 3 – Gas + Amf + Bi + Pl + Q + Kfs + Sphen + Spi; 4 – Gas + Amf + Bi + CPyr + Pl + Q + Kfs + Sphen + Mt; 5 – Gas+Amf+Bi+Pl+Q+kfs+Sphen+Mt; 6 – Gas+Amf+Bi+Pl+Q+kfs+Sphen+Spi+Mt; 7 – Gas+Bi+Pl+Q+kfs+Spi+Mt; 8 – Gas+Bi+Ky+Pl+Q+kfs+Mt; 9 – Gas+Bi+Pl+Q+kfs+Sill+Spi+Mt; 10 – Gas+And+Bi+Pl+Q+kfs+Sill+Spi+Mt; 11 – Gas+And+Bi+Pl+Q+kfs+Spi+Mt; 12 – Gas+Amf+Bi+Ky+Pl+Q+kfs+Mt.

Gas – газ, Amf – амфибол, Bi – биотит, Pl – плагиоклаз, Q – кварц, kfs – калиевый полевой шпат, Mt – магнетит, Sphen – сфен, Spi – шпинель, CPyr – клинопироксен, Sill – силлиманит, And – андалузит, Ky – кианит.

ния и количества в породах минеральных фаз, так и TP-параметров условий их формирования.

Не менее важной в настоящее время является задача определения глубины кристаллизации безамфиболовых гранитов и лейкогранитов, распростра-

ненных в природе несколько не меньше, но для которых пока не создано простых для использования геобарометров. Это повышает значимость предлагаемой нами методики, которая успешно была апробирована и в отмеченном направлении. Так оказалось, что для

изученных лейкогранитов (Чильчинский массив, пр. 120а, 139), в которых изначально фосфор (и апатит) практически отсутствовали (табл. 1, 2), наши расчеты, как и ожидалось, дали вполне приемлемый результат. При оценке условий кристаллизации биотитовых гранитоидов с высоким содержанием фосфора (0.76 %) и апатита (>1 %) подобного получить не удалось (проба 135, табл. 5). В то же время, расчет этой пробы с добавлением апатита позволил смоделировать почти реальный минеральный состав этой породы, а соответственно и приемлемую оценку литостатического давления ее формирования.

Остановимся подробнее на смоделированных параметрах условий формирования исследованных гранитоидов, в том числе на соответствии полученных результатов с данными по минеральным геобарометрам и геотермометрам. При этом, Т-Р условия формирования изученных пород мы оценим не только по совокупности всех заданных параметров (табл. 5), но и на основе свойств составов смоделированных “аналогов” породообразующих минералов, т.е. железистости (магнезиальности), глиноземистости амфиболов и биотитов, а также натровости (содержания альбитовой составляющей) плагиоклазов и калишпатов (табл. 6). Такой подход имеет важное значение для критериев оценки точности смоделированных Т-Р параметров формирования гранитоидов. Принимая во внимание то, что предлагаемая методика моделирования состава породообразующих минералов исходит не от их строго единичных значений по железистости или глиноземистости, а от целого “поля” составов этих минералов, характерных для той или иной изначально заданной Т-Р области (рис. 3), следует ожидать, что модельный состав этих минералов в парагенезах гранитоидов может заметно отличаться от реального.

### Давление

По совокупности всех заданных параметров (табл. 5) наименьшее расхождение смоделированных значений давления с данными по биотит-амфиболовому геобарометру оказалось для автохтонных или близких к ним гнейсогранитоидных образований, а именно кварцевых монцонитов Дырын-Юряхского массива (5.9 против 6.0 кбар), одной из проб кварцевых монцонитов Чильчинского массива (4.0–4.0 кбар) и диоритов Тындинского массива (4.7 против 4.1). Совсем небольшие отклонения модельных данных, в пределах полученной разницы для гнейсодиоритов Тындинского массивов (на 0.5–0.6 кбар), наблюдаются и для кварцевых монцонитов Токско-Нужамского и Тындинского массивов. Несколько большие отклонения (на 1.0–1.5 кбар) выявлены только для некоторых гранодиоритов последних двух массивов

(пробы 1, 79, 80) и для одной из проб (124) Чильчинского массива. Как следует из соотношения реального и смоделированного минерального состава гранитоидов (табл. 2), это может быть обусловлено недостаточно точно смоделированными условиями их формирования, а также погрешностью в подсчете зерен минералов в шлифах. Наиболее явно это отмечается в пробе 124, для которой реальное и расчетное соотношение минералов имеет довольно высокое расхождение (табл. 5). Во всех остальных случаях какое-либо закономерное “искажение” формирования рассмотренных гранитоидов по давлению в наших результатах отсутствует, и практически весь комплекс имеющихся данных для изученных гранитоидов рассматривается нами как вполне удовлетворительный.

К этому добавим, что, как и ожидалось, абсолютная схожесть реальных и модельных значений глиноземистости темноцветных минералов для одной и той же породы (как главных параметров для оценки давления при их формировании по биотит-амфиболовому геобарометру), не наблюдалась никогда (табл. 6), а различия могли быть и весьма значительны.

В то же время, для гнейсогранитоидов метасоматического или близкого к такому генезиса (пробы 70, 75, 124, 136) оценка давления, проведенная нами с использованием того же геобарометра, но по значениям глиноземистостей именно смоделированных минералов, показала хорошую сходимость с данными, полученными другими ранее рассмотренными методами. Соответственно, для данного типа гранитоидов правильность модельной оценки давления может контролироваться как реальными, так и модельными значениями глиноземистости темноцветных минералов.

С другой стороны, оценка давления, проведенная нами по значениям глиноземистостей смоделированных минералов типично магматических амфибол-биотитовых гранитоидов, не всегда показывала достаточную сходимость с результатами по совокупности всех заданных параметров, а также с оценкой по глиноземистости реальных минералов (4 случая из 6), т.к. наблюдалось увеличение значений давления примерно в полтора раза. На наш взгляд, это связано с тем, что на значение глиноземистости рассмотренных минералов, и прежде всего амфиболов, весьма значимое влияние может оказывать не только давление, но щелочность магматической среды (варьирующая в изученных породах достаточно значительно). Соответственно, в случае с типично магматическими минералами правильность модельной оценки давления может контролироваться прежде всего глиноземистостью реальных минералов.

Таблица 6. Состав амфиболов, биотитов, плагиоклазов и полевых шпатов гранитоидов Станового хребта и ТР- параметры, оцененные различными расчетными методами.

№ пп	Ин-декс	SiO <sub>2</sub>	Глиноземистость				Давление, кбар			Железистость			
			АмфР	АмфМ	БиР	БиМ	P <sub>М</sub>	P <sub>барР</sub>	P <sub>барМ</sub>	АмфР	АмфМ	БиР	БиМ
Токско-Нуямский массив													
1	1	67.00	9.74	13.3	21.89	23.0	3.2	2.0	3.5	41.62	80.3	44.63	13.9
2	7	68.16	9.73	14.7	18.11	15.9	4.2	3.5	6.5	38.19	16.1	42.47	52.1
Тындинский массив													
3	70	56.06	11.60	8.9	19.11	15.2	4.7	4.1	3.9	40.59	44.4	44.67	45.9
4	92	61.96	8.38	11.7	19.21	14.9	2.5	2.0	5.6	34.30	25.7	40.98	49.0
5	62	60.25	10.75	10.0	18.93	15.2	3.0	3.5	4.5	38.68	61.5	42.60	44.5
6	71	64.45	10.40	8.6	18.70	15.8	2.8	3.5	3.0	38.74	67.0	45.64	48.1
7	79	65.82	8.41	11.1	18.19	16.0	3.9	2.5	5.0	35.46	54.4	42.93	55.7
8	80*	65.82	8.77	8.40	17.56	15.1	3.4	2.5	3.5	36.0	36.6	42.68	42.9
Чильчинский массив													
9	75	58.92	8.64	9.0	15.71	15.1	4.0	4.0	4.0	38.56	64.8	41.94	44.4
10	124	59.82	9.26	10.6	17.81	15.6	4.5	3.0	4.5	38.31	57.9	43.04	48.9
11	135	70.44	-	-	17.41	15.7	4.5	-	-	-	-	43.38	60.9
12	120a	75.20	-	-	17.45	20.6	4.4	-	-	-	-	38.78	58.7
12	139	76.11	-	-	17.77	22.1	3.6	-	-	-	-	40.19	71.5
Дырын-Юряхский массив													
13	136	62.56	13.70	11.9	17.50	14.8	5.9	6.0	5.9	52.74	51.5	46.36	36.0

№пп	Ин-декс	Температура, °С			Натровость (Ab) ПШ				Температура, °С		
		T <sub>М</sub>	T <sub>терР</sub>	T <sub>терМ</sub>	Пл <sub>Р</sub>	Пл <sub>М</sub>	КПШ <sub>Р</sub>	КПШ <sub>М</sub>	T <sub>М</sub>	T <sub>терР</sub>	T <sub>терМ</sub>
Токско-Нуямский массив											
1	1	689	700	<500	65.7	61.7	25.3	21.5	689	700	680
2	7	701	750	>800	69.5	66.8	-	25.3-	701	-	660
Тындинский массив											
3	70	700	725	675	62.1	73.2	18.4	30.2	700	680	720
4	92	665	800	>800	60.0	63.9	19.1	17.5	665	650	680
5	62	647	700	550	64.0	73.4	20.5	22.2	647	650	650
6	71	629	750	540	65.4	77.6	-	23.6	629	620	630
7	79	694	800	640	-	79.2	-	37.0	694	-	700
8	80*	700			-	75.2	-	33.0	724	-	720
Чильчинский массив											
9	75	702	700	530	72.7	81.4	28.7-25.2	43.2	702	700	700
10	124	660	740	600	75.2	75.5	28.3-29.2	26.6	660	680	650
11	135	611	-	-	82.4	89.5	21.9	30.4	611	550	560
12	120a	701	-	-	-	82.6	36.0	46.4	701	-	700
12	139	670	-	-	85.8	84.9	29.2	41.9	670	590	630
Дырын-Юряхский массив											
13	136	623	675	575	80.0	85.5	23.4	32.2	623	620	620

Примечание. Глиноземистость амфиболов и биотитов =  $100 \text{ Al} / (\text{Al} + \text{Si} + \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ti})$ ; АмфР, БиР – реальные составы амфиболов и биотитов; АмфМ, БиМ – смоделированные составы амфиболов и биотитов; P<sub>М</sub> – давление, смоделированное на “Селекторе”; P<sub>барР</sub> – давление, рассчитанное по Би-Амф геобарометру на основе реальных составов минералов; P<sub>барМ</sub> – давление, рассчитанное по Би-Амф геобарометру на основе составов минералов, полученных в результате моделирования; T<sub>М</sub> – температура, смоделированная на “Селекторе”; T<sub>барР</sub> – температура, рассчитанная по Би-Амф геотермометру на основе реальных составов минералов; T<sub>барМ</sub> – то же по результатам моделирования; Пл<sub>Р</sub>, КПШ<sub>Р</sub> – реальные составы плагиоклазов и калишпатов; Пл<sub>М</sub>, КПШ<sub>М</sub> – смоделированные составы плагиоклазов и калишпатов; T<sub>терР</sub> – температура, рассчитанная по двуполевошпатовому геотермометру на основе реальных составов минералов; T<sub>терМ</sub> – то же по результатам моделирования; \* – расчетная модель содержит апатит.

Таким образом, полученные результаты моделирования подтверждают ранее сделанный нами вывод о том [4, 5], что в результате сложной тектонической деятельности на современную поверхность Станового хребта выведены гранитоиды, действительно формировавшиеся в условиях самых различных фаций глубинности (табл. 2). Так, на “абиссальных” глубинах, ~21 км ( $P_s \sim 6$  кбар), кристаллизовались гнейсовидные кварцевые монцитониты Дырын-Юряхского массива (пр. 136). На мезоабиссальных глубинах формировалось большинство кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов Токско-Нуямского и Тындинского массивов, 10–15 км ( $P_s \sim 2.8\text{--}4.2$  кбар), а также наиболее глубокие гнейсодиориты Тындинского массива, 16.7 км (4.7 кбар); гнейсовидные кварцевые монцитониты, 14.2–15.7 км (4.0–4.5 кбар), биотитовые граниты, 15.7 км (4.5 кбар), и лейкограниты, 15.4–12.7 км (4.4–3.6 кбар), Чильчинского массива. Гипабиссальной фации, <10 км ( $P_s \sim 2.0\text{--}3.0$  кбар), соответствуют некоторые гранитоиды Тындинского массива, а именно наименее глубокие, 9.2 км (2.5 кбар), кварцевые диориты “закаленной” фации (пр. 92) и некоторые гранодиориты ГИФ (пр. 71; 10.0 км, 2.8 кбар).

К этому следует добавить, что по полученным результатам максимальная мощность Токско-Нуямского массива оказалась заметно большей, чем предположенная по качественным геологическим данным для его плитообразной части (3.5 км против 150–500 м). Мощность же Тындинского массива оказалась близкой той, которая ранее была качественно оценена для той же пологой плитообразной её части (7.5 против 2–6 км).

В отношении оценки условий кристаллизации изученных гранитоидов Чильчинского массива следует обратить внимание и на то, что они полностью соответствуют геологическим выводам относительно мезоабиссальных глубин формирования всех фаз и фаций данного массива. Кроме того, они подтвердили и формирование в массиве основных типов гранитоидов по вертикали (рис. 2). Так, монцитониты оказались наиболее глубинными (15.7–14.2 км), а биотитовые граниты и лейкограниты главной интрузивной фазы (ГИФ) заняли, соответственно, промежуточное (15.7 км) и самое высокое (15.4–12.7 км) гипсометрическое положение. При этом, мощность данного массива сейчас может оцениваться близкой 3.0 км, т.е. она близка мощности Токско-Нуямского массива.

### Температура

Как следует из полученных оценок значений температур формирования исследованных гранитоидов по совокупности всех заданных параметров

(табл. 5), они находятся в точном соответствии со всеми вышеописанными исходными предпосылками.

Так, наиболее близкой к температурам по обоим (амфибол-биотитовому и двуполевошпатовому) использованным геотермометрам (от 623 до 620–675° С) оказалась смоделированная температура кристаллизации именно наиболее глубоких (абиссальных) автохтонных кварцевых диоритов Дырын-Юряхского массива (623 против 620–675° С), а также приближающихся по генезису, но несколько более высокотемпературных мезоабиссальных гнейсодиоритов Тындинского массива (700 против 680–725° С) и пробы 75 кварцевых монцитонитов Чильчинского массива (702 против 700° С). В соответствии с нашими ранними оценками, это может служить дополнительным подтверждением преимущественно метасоматического генезиса этих образований абиссальной и мезоабиссальной фации глубинности.

С другой стороны, практически все значения модельных температур (табл. 5) для интрузивных известково-щелочных гранитоидов диорит-гранодиоритового ряда Токско-Нуямского и Тындинского массивов (от 701 до 629° С) попали в интервал (от 800 до 620° С), определенный для соответствующих гранитоидов по биотит-амфиболовому и двуполевошпатовому геотермометрам, отражающий раннюю и наиболее позднюю стадии кристаллизации гранитоидных расплавов. При этом они приближаются именно к самым низким температурам, определенным по двуполевошпатовому геотермометру, характеризующим наиболее позднюю и самую интенсивную стадию кристаллизации соответствующих гранитоидных магм. Самая высокая температура (800° С), определенная по биотит-амфиболовому геотермометру, соответствует наиболее ранней стадии кристаллизации гипабиссальных кварцевых диоритов из зоны “закалки” Тындинского массива, самая низкая (620° С) – последней стадии формирования гранодиоритов того же массива, которая наиболее близка [12] минимальной температуре выплавления большинства природных гранитоидов (~640° С). Самые низкие температуры кристаллизации характерны для типично интрузивных субщелочных гранитов и лейкогранитов Чильчинского массива (табл. 5), которые по двуполевошпатовому геотермометру варьируют от 590 до 550° С, а по расчетным (модельным) данным – от 701 до 592° С. Данные значения температур приближаются к оценкам условий формирования метаморфических образований амфиболитовой фации (550° С) [12].

Кратко остановимся и на применимости оценки температуры кристаллизации гранитоидов по желе-

зистости (магнезиальности) и натровости (содержанию альбитового компонента) модельных темноцветных минералов и полевых шпатов (табл. 1–2). Практически все значения температур, определенных по геотермометру на основании магнезиальности смоделированных биотитов и амфиболов гранитоидов, независимо от их генезиса дали, как правило, более низкие значения, чем оцененные и по реальным составам минералов, и в ходе моделирования по совокупности всех заданных параметров. Исключения последнему правилу составили лишь те пробы, где железистость смоделированных амфиболов была явно аномально низкой (пробы 7 и 92), что, скорее всего, обусловлено недостаточно точной подборкой исходных условий для моделирования. Данный вывод подтверждается и наименьшей схожимостью в них содержания минералов в реальном и смоделированном парагенезисе. Причина же выявленных здесь закономерно пониженных модельных температур, на наш взгляд, связана с тем, что использованный биотит-амфиболовый геотермометр построен без учета давлений, часто весьма заметно изменяющихся в процессе кристаллизации гранитоидов. Соответственно, температуры, полученные исходя из модельных значений магнезиальности темноцветных минералов уже заведомо более низкотемпературного модельного парагенезиса (в отличие от реального), и должны быть самыми низкими среди рассмотренных.

Особо важно подчеркнуть, что совершенно закономерным оказалось и наше предположение о том, что смоделированная температура формирования изученных гранитоидов должна приближаться к температуре именно поздней двуполевошпатовой котектики. Так (табл. 6), температуры формирования гранитоидов, смоделированные по совокупности всех заданных параметров, оказались практически равными (или предельно близкими) температурам, определенным по усовершенствованному (с учетом давления) двуполевошпатовому геотермометру [16] на основании соотношения альбитовой составляющей как в реальных, так и модельных полевых шпатах. Данное соответствие является практическим доказательством возможности использования предлагаемой методики для получения объективных оценок температуры формирования гранитоидов различного генезиса.

#### Флюидный режим

Результаты моделирования убедительно подтвердили тот факт, что метасоматические кварцевые монциты Дырын-Юряхского массива формировались в условиях водонасыщенных систем ( $P_s = P_{H_2O}$ ). Соответственно, расчетное значение окислительного

потенциала для этих образований,  $-\log f_{O_2} = 13.9$ , оценивается нами как близкое к реальному.

Среди известково-щелочных разновидностей гранитоидов кварцевый диорит-гранитового ряда Токско-Нуямского и Тындинского массивов водонасыщенными оказались лишь несколько (2 пробы из 8). При этом, смоделированные значения их окислительного потенциала значительно варьировали от умеренных ( $-\log f_{O_2} = 14.3–14.7$ ; пр. 80, 62 и 92) до довольно низких ( $-\log f_{O_2} = 23.4–24.7$ , пр. 1 и 71). Такой разброс полученных оценок, с учетом того, что 6 оставшихся проб этой серии гранитоидов формировались в недосыщенных водой условиях, указывает на длительное и сложное формирование столь огромных гранитоидных массивов.

Остальные гранитоиды как “промежуточного”, так и типично магматического генезиса, включая все пробы субщелочных гранитоидов Чильчинского массива, оказались несколько недосыщенными водой. Соответственно, при их формировании участвовал сложный по составу флюид, который в модели был заменен упрощенным водно-водородным аналогом, имитирующим только необходимую степень восстановительных условий. В итоге это привело к тому, что окислительный потенциал данных гранитоидных систем оказался почти в полтора раза ниже, нежели определенный нами для наиболее глубинных водонасыщенных метасоматических гнейсовидных кварцевых монцитов Дырын-Юряхского массива и почти вдвое ниже значений, определенных по биотиту тех же пород при давлении 2 кбар [29]. Учитывая, что все исследованные нами гранитоиды формировались при давлениях, в 1.5–3 раза более высоких, понимать полученные данные можно лишь в качестве “абстрактных”. Поэтому они в работе детально не рассматриваются. Здесь же отметим и некоторое несоответствие для пробы 135 биотитового гранита Чильчинского массива, формирование которой, судя по диаграмме гранит–вода [24], должно было происходить в водонасыщенных условиях. Различия в этих оценках могут быть связаны как с неточностью определения количества минералов в породе, так и недостаточно удовлетворительной имитацией реального состава флюида, о чем свидетельствуют имеющиеся расхождения по соотношению минералов в полученном решении и реально наблюдаемом в породах (табл. 5).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование универсального принципа минимизации термодинамических потенциалов физико-химических систем позволяет решать самые различные задачи моделирования условий природного минералообразования. В частности, этот подход был



успешно использован при оценке условий формирования (P-T и параметров флюидного режима) метаморфических образований. В предлагаемой статье с помощью программного комплекса “Селектор” разработан и успешно апробирован новый метод оценки условий формирования природных гранитоидных систем с привлечением в качестве исходных данных для моделирования только информации о химическом составе и соотношении минералов в той или иной породе.

Продемонстрированы возможности предлагаемого метода при моделировании основных параметров образования (P-T и флюидного режима) основных типов позднемезозойских гранитоидов из 4-х крупных массивов по всему простиранию Станового хребта (южное обрамление Алданского щита), различающихся по щелочности (известково-щелочные и субщелочные), меланократовости (от диоритов до лейкогранитов) и генезису (типично магматические и палингенно-метасоматические).

Смоделированная оценка условий формирования изученных гранитоидов в целом совпадает с качественными геологическими выводами и, прежде всего, с имеющимися количественными оценками по минералогическим геобарометрам и геотермометрам, определяющим условия формирования этих пород в различных фациях глубинности: от гипабиссальной (<10–12 км) до мезоабиссальной и абиссальной (>20 км), с существенным уточнением как для амфиболовых, так и (что сделано впервые) для безамфиболовых разновидностей. Смоделированные значения температур формирования магматических гранитоидов, как правило, изменяются от минимального до среднего значения соответствующего температурного интервала, оцененного по соответствующим геотермометрам, приближаясь к температуре кристаллизации основной массы пород. В случае водонасыщенных метасоматических гранитоидов их “модельные” температуры практически идентичны полученным по всем геотермометрам, а значения окислительного потенциала – наиболее близки реальным.

Совершенно очевидна перспектива предлагаемого метода для любых региональных и глобальных геодинамических построений, предоставляющих возможность оценить и сопоставить глубину формирования самых различных геологических формаций, а также, при некоторых известных ограничениях, температуру и параметры флюидного режима их формирования, будь они метаморфические, метасоматические или магматические. Своевременное получение такой информации может являться весьма важным подспорьем для решения вопросов потенци-

альной рудоносности регионов. Соответственно, необходимо продолжение исследований в данном направлении как для гранитоидов других объектов, так и, что уже наиболее актуально, для габброидных формаций.

Работа выполнена при поддержке интеграционных проектов СО РАН № 20 и 117.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Новый подход к проблеме термобарометрии минеральных ассоциаций // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им.В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. Т. 3. С. 122–125.
2. Авченко О.В., Чудненко К.В., Худоложкин В.О., Александров И.А. Окислительный потенциал и состав метаморфогенного флюида как решение обратной задачи выпуклого программирования // Геохимия. 2007. № 5. С. 547–558.
3. Авченко О.В., Александров И.А., Чудненко К.В. Термодинамические модели минеральных твердых растворов в программном комплексе “Селектор-С” // Электронный журнал “Исследовано в России”. 2007, 068/070402. С. 707–719. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2007/068.pdf>.
4. Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований по южному обрамлению Алданского щита (Становой хребет). Проблемы геодинамики // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 56–81.
5. Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск: Акад. изд-во “ГЕО”, 2008. 250 с.
6. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
7. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчетов формул минералов. М.: Недра, 1964. 132 с.
8. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 246 с.
9. Карпов И.К., Чудненко К.В. Задача геотермобарометрии в условиях неустановившегося равновесия как обратная задача выпуклого программирования // Докл. РАН. 2002. Т. 385, № 3. С. 401–405.
10. Коваль П.В., Кузьмин М.И., Антипин В.С. и др. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1972. № 8. С. 957–970.
11. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
12. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.
13. Панях Н.А., Федорова М.Е. Равновесие роговая обманка биотит в гранитоидах // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1973. № 4. С. 94–98.
14. Перчук Л.Л. Равновесия порообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 320 с.
15. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1975. 287 с.
16. Перчук Л.Л., Александров А.Л. Расчет изобарических диаграмм для двуполевошпатового равновесия // Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976. С. 5–10.

17. Перчук Л.Л., Федькин В.В. Температурный и газовый режим формирования гранитоидов // Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976. С. 97–104.
18. Петрография. Ч. 1. М.: Изд-во МГУ, 1976. 384 с.
19. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
20. Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 230 с.
21. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 278 с.
22. Чудненко К.В., Авченко О.В., Александров И.А. Оценка условий образования минеральных мегасистем методом термодинамического моделирования // Докл. РАН. 2007. Т. 416, № 4. С. 538–542.
23. Чудненко К.В., Антонов А.Ю. Определение P-T условий формирования минералов в гранитоидных системах // Материалы Международного симпозиума “Петрология литосферы и происхождение алмазов”, посвященного 100-летию со дня рождения академика В.С. Соболева, Новосибирск, 5–7 июня 2008 г. Новосибирск, 2008. С. 109.
24. Brown G.C. A comment on the role of water in the partial fusion of crystal rock // Earth and Planetary Science Letters. 1970. V. 9. P. 355–358.
25. Ghiorsio M.S., Sack R.O. Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 119. P. 197–212.
26. Ghiorsio M.S. An equation of state for silicate melts. I. formulation of a general model // Amer. Journ. of Sci. 2004. V. 304. P. 637–678.
27. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Journ. Metamorphic. Geol. 1998. V. 16, N 3. P. 309–343.
28. Stevens R.E. A system for calculating analyses of micas and related minerals to end members // U.S. Geol. Surv. Bull. 950, Contributions to geochemistry 1942–1945, 1946. P. 101–121.
29. Wones D., Eugster H. Stability of biotite, experiment, theory and application // Amer. Mineralogist. 1965. V. 50, N 9. P. 1228–1272.

*Рекомендована к печати О.В. Авченко*

***K.V. Chudnenko, A.Yu. Antonov***

### **Assessment of the conditions of granitoid systems formation using the thermodynamic modeling method (Aldan Shield, Far East)**

A new universal method is suggested and tested involving thermodynamic modeling of parameters of granitoid systems formation based on data on the chemical composition and relation of minerals in the study rock sample. The method is the solution of the reverse problem of convex programming, and is based on solving for the minimum of Gibbs free energy in the physical-chemical system for the multitude of defined limitations. Capabilities of the this method are demonstrated when assessing conditions of formation (P-T and fluid regime) of different types of Late Mesozoic granitoids of four large massifs along strike of the Stanovoy Range (Aldan shield southern framing). These granitoids vary in alkalinity (calc-alkaline and subalkaline), melanocratic character (diorites to leicogranites), and genesis (magmatic and palingenetic-metasomatic). The simulated conditions of formation of the study granitoids generally coincide with the estimates based on geological data and also on the mineralogical geobarometers and geothermometers, and characterize different facies of the depth of these assemblages – from hyperabyssal (<10-12 km) to abyssal (>20 km). These data essentially supplement the available calculation diagrams (performed for the first time) at the expense of amphibole-free varieties. Generally, the simulated temperature values of the formation of magmatic granitoids lie in the range of crystallization of the bulk of the rocks, and those of water-saturated metasomatic granitoids are virtually similar to the temperatures in all geothermometers given the most actual values of the oxygen potential. This result illustrates the rightfulness of the suggested methods and the possibilities of its wide use in practice. The prospects of the suggested method for any regional and global geodynamic constructions are obvious, as this makes it possible to assess and compare the depth (and also the temperature and parameters of fluid regime) of formation of different geologic assemblages: metamorphic, metasomatic, and magmatic. The contemporary derivation of such information is essential for assessment of the ore potential of the region. Accordingly, further investigations along this line are necessary, incidentally, both in the field of further automatization of calculations and in application of the methods for not only granitoids at other sites but also for gabbroids.

**Key words:** granitoids, Aldan shield, minerals, thermodynamics, modeling, geothermobarometers, Stanovoy Range, Aldan Shield, Far East.