

**ГРАНИТОИДЫ АЛТАХТИНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО  
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ,  
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

**В.А. Гурьянов<sup>1</sup>, Е.В. Нугай<sup>1</sup>, Ю.Ю. Юрченко<sup>3</sup>, М.В. Архипов<sup>1</sup>, С.А. Амелин<sup>2</sup>, В.Н. Аранов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: guryanov\_v@mail.ru

<sup>2</sup>Акционерное общество «Дальневосточное ПГО», Росгеология, ул. Балашовская 15, г. Хабаровск, 680041

<sup>3</sup>ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний пр-т 74, г. Санкт-Петербург, 199106

Поступила в редакцию 15 октября 2019 г.

Приведены новые данные о возрасте, составе и условиях образования поздне триасовых гранитоидов малых интрузий восточной части Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса, дана геодинамическая интерпретация. В результате геохронологических исследований U-Pb методом по циркону показано, что возраст пород алтахтинского сиенит-лейкогранитового комплекса находится в диапазоне 235–224 млн лет, выделено две фазы внедрения. С первой фазой (235.3 ± 2.9–230 млн лет) связано образование магматитов, по геохимическим особенностям близких к внутриплитным гранитоидам А1-типа, а по уровню концентраций REE – к субдукционным и коллизионным гранитоидам. Геохимические характеристики гранитов второй фазы соответствуют А2 и А2+ I & S-типов (226–224 млн лет). Сочетание контрастных внутриплитных и надсубдукционных характеристик и присутствие разновозрастных А, I и S-типов в алтахтинских гранитах является признаком их формирования в обстановке трансформной континентальной окраины.

**Ключевые слова:** алтахтинский комплекс, гранитоиды, U-Pb возраст, циркон, коллизия, субдукция, трансформная континентальная окраина, Буреинский массив.

**ВВЕДЕНИЕ**

В раннем мезозое территория восточной части Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) служила ареной интенсивного гранитоидного магматизма вдоль границы континент–океан [16]. Здесь возникли крупные массивы гранитоидов [4, 13, 17]. Разновозрастные магматические ареалы накладывались один на другой, в результате чего возник сложный по структуре полихронный Восточно-Буреинский гранитный пояс [8]. Вместе с тем, несмотря на длительную историю изучения гранитоидов этого региона [2, 11, 14, 18, 19, 21, 24], многие вопросы, связанные с условиями и последовательностью их формирования, всё ещё недостаточно ясны. К настоящему времени получены доказательства поздне триасового и поздне триасово-раннеюрского возраста гранитоидов Восточно-Бу-

реинского пояса [1, 10], первоначально отнесённых к пермским, пермско-триасовым или юрским [13, 15 и др.], несколько позднее объединённых А.Ф. Васькиным [4] в один позднепермско-раннетриасовый харинский комплекс и в то же время [17] разделённых Н.Н. Петрук на два самостоятельных комплекса средне-поздне триасовый алтахтинский и позднеюрский харинский. А.Ф. Васькиным и В.Е. Чепыгиным была выдвинута версия о том, что интрузивные образования повышенной щелочности алтахтинского и харинского комплексов по многим своим характеристикам близки между собой, что послужило основанием упразднения первого из них из схемы расчленения магматических образований в легенде Буреинской серии листов Госгеолкарты-200 [4]. Ситуация во многом усугубляется тем, что при отсутствии надёжных геохронологических датировок критерии разделения

пород этих комплексов нельзя было признать убедительными [15].

В последние годы в регионе был выполнен ряд принципиально новых для него геохронологических и геохимических исследований, в результате которых стало очевидно, что традиционно сложившиеся для этой территории схемы магматизма и магматического районирования, а также реконструкции обстановок проявления магматической активности нуждаются в существенной корректировке. Стало очевидно, что решение этих проблем связано с возрастным, базирующимся на геохронологических данных, расчленением проявлений магматической активности, с соответствующим изучением вещественного состава пород и в конечном итоге с расшифровкой геодинамических причин магматической активности. Как пример возросших сложностей в изучении магматизма Буреинского континентального массива (БМ) ЦАСП можно указать Туранский и Малохинганский блоки, являющиеся фрагментами палеозойской окраинно-континентальной магматической дуги, где в результате U-Pb геохронологических исследований гранитоидов получены доказательства проявления поздне триасового алтахинского и поздне триасово-раннеюрского харинского магматизма [1, 10].

В статье на основе новейших геологических, геохронологических и геохимических данных нами рассмотрены геологическая позиция, особенности состава, возраст и геохимические особенности поздне триасовых гранитоидов малых интрузий восточной части БМ ЦАСП, дана геодинамическая интерпретация. В качестве основных объектов для исследований выбрана серия небольших массивов гранитоидов в бассейне среднего течения р. Буря, левого притока р. Амур (рис. 1), отнесенных предшествующими исследователями к разным временным этапам гранитообразования [4, 13, 15, 17]. Работа основана на материалах полевых исследований, полученных новых геохимических данных и результатах U-Pb датирования гранитоидов малых интрузий (массивов) бассейна среднего течения р. Буря восточной части БМ. Также мы обобщаем оригинальные данные по раннемезозойским гранитоидам алтахинского комплекса.

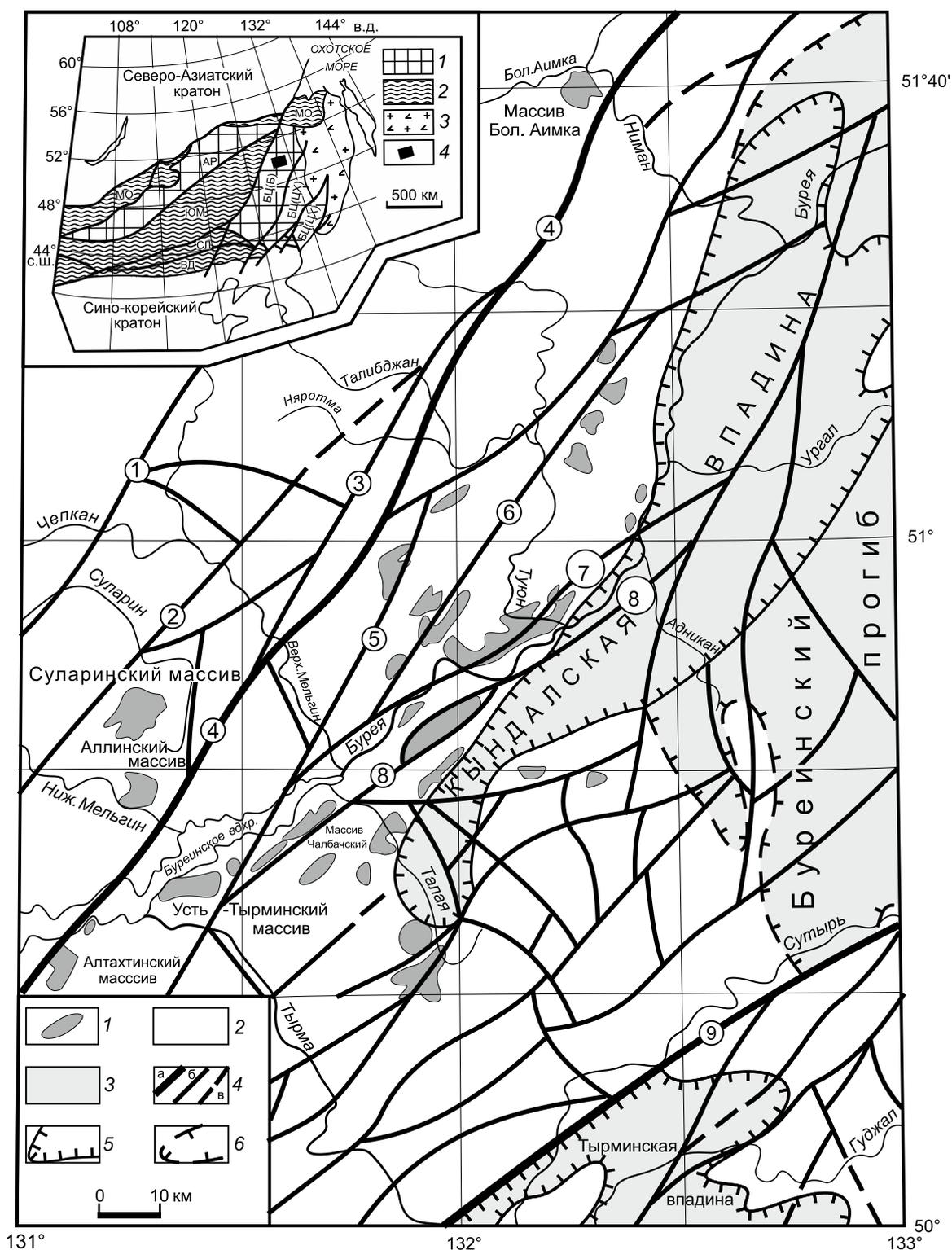
## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Не менее 70 % территории восточной части БМ занято гранитоидами палеозойского и раннемезозойского возраста. В качестве «основания» этой части БМ обычно рассматриваются метаморфические толщи тастахской, амурской серий, гуджальской и нятыгранской свит, которым до недавнего времени приписывался неоархейский или палеопротерозойский возраст [4, 13, 15]. Однако в последние годы получены данные, что формирование протолитов пород этих метаморфических толщ произошло в неопротерозое и (или) раннем палеозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны с палеозойским и раннемезозойским этапами геологического развития восточной части БМ [12, 23]. Значительную часть территории занимают массивы гранитоидов тырмо-буреинского и харинского комплексов, формирование которых относят к позднепалеозойскому и раннемезозойскому этапам её геологического развития [4, 17]. Гранитоиды алтахинского комплекса в легенде Буреинской серии листов Госгеолкарты-200 второго поколения и на большинстве изданных в последние годы геологических картах не нашли своего отражения [4, 13]. Характерной особенностью пород этого комплекса является присутствие в их составе щелочных и субщелочных гранитов, лейкогранитов, сиенитов, граносиенитов, пегматитов, кварцевых сиенитов, сиенит-порфиров, с которыми ассоциируется редкоземельно-бериллиевая и уран-ториевая минерализация. Известные K-Ag определения возраста этих пород охватывают диапазон от позднего карбона до юры включительно [15].

В 1957–1958 годах при проведении геолого-съёмочных работ в бассейне среднего течения р. Буря Л.Г. Васильева и В.В. Васильев выделили небольшие интрузивные массивы монцонит-сиенит-щелочногранитового состава, прорывающие гранитоиды тырмо-буреинского комплекса [3]. В их составе Л.Г. Васильевой были описаны щелочные сиениты, граносиениты, сиенит-порфиры, щелочные граниты и жильные тела грорудитов с включениями удлинённых зёрен амфибола-рибекита и эгирина, с которыми связаны дайки бостонитов и сельвсбергитов. По одной из первых K-Ag датировок, полученной в лаборатории ДВГИ

**Рис. 1.** Схема расположения интрузий поздне триасовых гранитоидов алтахинского комплекса (Составлена по материалам В.В. Васильевой, 1960 г.; В.Г. Гоневчука и др., 1995 г.; Ю.П. Змиевского, 1982 г.; М.В. Мартынюка и др., 1983 г.; В.К. Путинцева и др., 1970 г.; Ю.П. Рассказова, 1959 г.; А.С. Севастьянова, 1968 г.).

1 – массивы гранитоидов алтахинского комплекса и их название; 2 – комплексы магматических и метаморфических пород фанерозоя и докембрия (нерасчленённые) восточной части БМ; 3 – комплексы осадочных и вулканогенно-осадочных пород Кындальской впадины и Буреинского прогиба; 4 – разрывные нарушения: а – главные (региональные), б – второстепенные, в – предполагаемые;



5–6 – контуры впадины (5) и прогиба (6). Разломы: 1 – Чепканский, 2 – Суларинский, 3 – Чегриленский, 4 – Мельгинский, 5 – Нятыгран-Телемджанский, 6 – Янырский, 7 – Прибурейнский, 8 – Бурейский, 9 – Хинганский. На врезке показано положение исследуемого района в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа по [13], с изменениями по [23]): 1 – супертеррейны: АР – Аргунский, БЦ – Буреино-Цзямусинский (БЦ (Б) – Бурейнский террейн (континентальный массив), БЦ (ЦХ) – Цзямусы-Ханкайский террейн (континентальный массив); 2 – палеозойско-раннемезозойские складчатые пояса (ЮМ – Южно-Монгольский, СЛ – Солонкерский, ВД – Вундурмиао, МО – Монголо-Охотский); 3 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса; 4 – район исследования.

г. Владивостока, возраст щелочных сиенитов составил 230 млн лет [3]. Минералого-петрографическое исследование субщелочных и щелочных пород, слагающих дайки грорудитов, сиенит-порфиров, грано-сиенит-порфиров и пегматитов в междуречье Бурея и Нижний Мельгин, впервые было проведено Ю.П. Расказовым [20]. Впоследствии все они были объединены в алтахтинский интрузивный комплекс, представленный тремя северо-восточными цепочками мелких (от 5 до 50 км<sup>2</sup>) штокообразных массивов: Алтахтинский, Усть-Тырминский, Чалбачский, Аллинский, Суларинский и другие (рис. 1), суммарная площадь которых не превышает 150 км<sup>2</sup> [19]. Между многочисленными разновидностями пород в этих интрузивах, как правило, наблюдаются сложные взаимоотношения. Несколько позднее более детальное исследование вышеназванных массивов было проведено при крупномасштабных, специализированных на уран работах А.С. Севастьяновым и Ю.П. Змиевским [17]. В.К. Путинцев [19], проводивший полевые исследования пород Чалбачского и Усть-Тырминского массивов (рис. 1), выделил в составе алтахтинского комплекса две фазы, которые рассматривались как интрузивные образования позднепалеозойского возраста. Несколько позднее подобные щелочные породы были обнаружены в Октябрьском блоке БМ, а также в выступах фундамента Амура-Зейской впадины. Ю.П. Змиевским их возраст определялся как триасовый. И только при подготовке к изданию листа М-52-ХII комплекта Госгеолкарты-200/2 был установлен (по цирконам U-Pb методом) познетриасовый возраст гранитоидов малых интрузий (рис. 2), более древний, чем пород харинского комплекса [1].

Особый интерес представляет массив устья р. Бол. Аимка, изучавшийся в разное время В.Г. Гоневчуком, Г.А. Гоневчуком и А.М. Кокориным [6–8]. Это средне- и крупнозернистые микроклиновые граниты интрузивного массива, расположенного в междуречье Бол. Аимка и Мал. Аимка, вблизи их впадения в р. Ниман (рис. 1). По ряду признаков они отличаются от типичных харинских гранитов: имеют более высокую степень агпаитности, в них доминирует щелочной характер пород, отмечается преобладание калия над натрием и аномально низкие концентрации магния и кальция. Определены они преимущественно как анорогенные внутриплитные граниты А-типа с примесью седиментогенных (S-тип) [6–8]. Важно, что установленный их возраст в 225–235 млн лет (K-Ar метод определения по биотиту, мусковиту и роговой обманке [8]) совпадает с полученным нами познетриасовым возрастом гранитоидов алтахтинского комплекса [1, 10]. В связи с этим они рассматриваются нами как породы алтахтинского комплекса.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Наиболее широко массивы алтахтинских гранитоидов распространены в бассейнах рек Суларин, Нижний и Верхний Мельгин, в верховьях рек Талая и Туюн и низовьях рек Бол. Аимка и Мал. Аимка, занимая значительную часть территории среднего течения р. Бурея (рис. 1, 2). Они прорывают метаморфические толщи неопротерозоя и раннепалеозойские биотитовые и двуслюдяные граниты кивилийского и суларинского комплексов, девон-пермские вулканиты амганского и пермско-триасовые гранитоиды тырмобуреинского комплекса [1]. Массивы алтахтинских гранитоидов имеют неправильную форму, удлинены в северо-восточном, реже субширотном направлениях; в районах наибольшего их распространения сгруппированы в цепочки северо-восточного простирания, контролирующиеся тектонически ослабленными зонами [1]. Размеры тел варьируются от 1–3 до 65 км<sup>2</sup>. Часть массивов с простым строением сложена кварцевыми сиенитами, которые в эндоконтактных зонах переходят в сиенит-порфиры. При пологом падении контактов мощность оторочки сиенит-порфиров достигает 200–400 м, при крутых (более 50°) контактах она отсутствует.

Для некоторых массивов характерно четко выраженное двухфазное строение. Так роговообманковые сиениты Чалбачского массива прорываются лейкогранитами и субщелочными гранитами второй фазы [17]. Непосредственно у контакта массива с вмещающими метадолеритами развиты эгириновые и эгирин-рибекитовые сиениты и граниты, которые по мере удаления от контакта постепенно сменяются сиенитами. Другие интрузивы, имеющие достаточно значительное распространение к востоку, югу и юго-востоку от Мельгинского прогиба, по размерам близки отмеченным выше. Они имеют, как правило, вытянутую форму и группируются в цепочки северо-восточного простирания (рис. 1, 2). Несколько иное строение имеют массивы в междуречье Бурея – Тырма, сложенные разнозернистыми пироксен-роговообманковыми сиенитами и кварцевыми монцонитами с краевой фацией мелкозернистых аляскитовых и субщелочных амфиболовых гранитов. В одном из массивов верховья реки Талая наблюдается зональность, выражающаяся в смене кварцевых сиенитов на граносиениты на одном из его флангов и на мелкозернистые умеренно-щелочные граниты в полосе шириной 1–5 км на другом фланге. Здесь же, в бассейне р. Талая породы алтахтинского комплекса прорваны субвулканическими трахириолитами таловского и раннеюрскими лейкогранитами харинского комплексов [1].

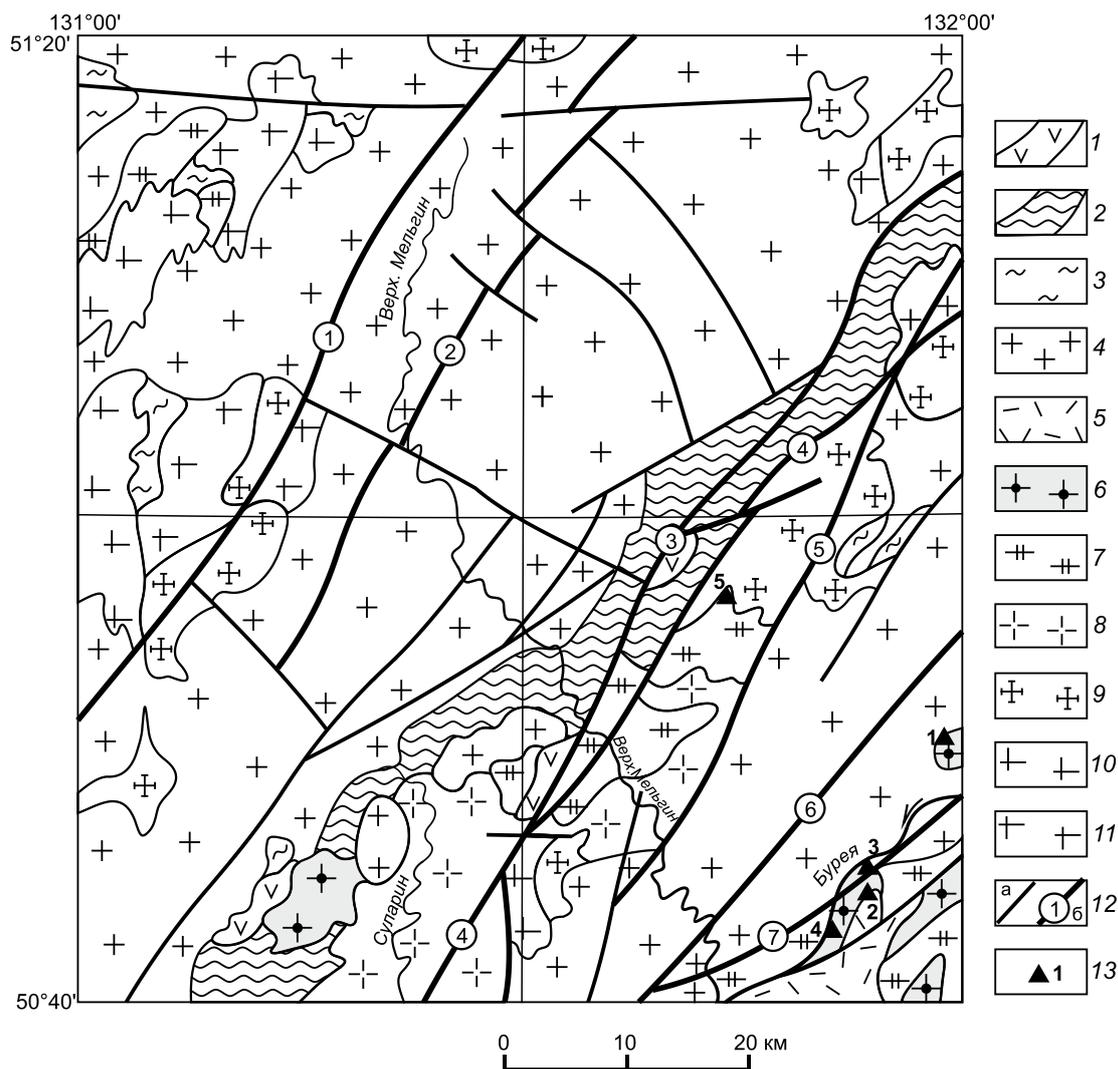


Рис. 2. Схема геологического строения бассейна реки Верхний Мельгин (по [1], с упрощениями).

1 – девон-пермские (?) вулканиты амганского комплекса; 2 – позднепротерозойско-палеозойские вулканогенно-карбонатно-терригенные образования Мельгинского прогиба; 3 – докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы (выступы кристаллического фундамента); 4 – позднеtriasово-раннеюрские гранитоиды харинского комплекса; 5 – позднеtriasовые трахириолиты таловского комплекса; 6 – позднеtriasовые сиениты, кварцевые сиениты, щелочные граниты и граносиениты, субщелочные граниты и лейкограниты алтаhtинского комплекса; 7 – позднепермско-раннетриасовые гранитоиды тырмо-бурейского комплекса; 8 – раннеордовикские граниты суларинского комплекса; 9 – кембрийско-раннеордовикские гранитоиды кивилийского комплекса; 10 – неопалеопротерозойские гранитоиды и габброиды нятыгранского комплекса; 11 – докембрийские ультраметаморфические граниты древнебурейского комплекса; 12 – разрывные нарушения: а – второстепенные и б – главные (1 – Чепканский, 2 – Югорминский, 3 – Чергиленский, 4 – Мельгинский, 5 – Нятыгран-Телемджанский, 6 – Янырский, 7 – Прибурейский); 13 – места отбора проб на геохронологические исследования и их номера в табл. 3–6.

Особенности глубинного строения этой территории БМ, отражённые в материалах магниторазведки, гравиразведки и глубинного сейсмического зондирования, позволили Э.Л. Рейнлибу в 1988 году выделить в рельефе Мохо градиентную зону в виде протяжённого трога северо-восточного простирания, что дало основание полагать здесь наличие регионального сквозкорового разлома, глубоко проникающего в мантию [1]. С поверхности производными проникаю-

щего в мантию дизъюнктива, вероятно, являются выходы тел гранитоидов алтаhtинского комплекса. Их северо-восточная ориентировка и линейный характер выходов указывают на прямую связь интрузивной деятельности с разрывными структурами (рис. 1, 2). Следует отметить, что цепочки мелких массивов вытянуты в северо-восточном направлении вдоль Суларинского, Чергиленского, Мельгинского, Нятыгран-Телемджанского, Янырского, Прибурейского и Бу-

рейского разломов (рис. 1). На дневной поверхности и в условиях верхней коры глубоко проникающий в мантию разлом проявился в виде вышеперечисленных дизъюнктивов и трассирующих их цепочек интрузий северо-восточного простирания.

В результате обобщения имеющихся и полученных новых материалов установлено, что формирование многих интрузивов происходило в две фазы [1]. К первой фазе отнесены сиениты, кварцевые монцитониты, кварцевые сиениты, граносиениты, щелочные граниты и лейкограниты, щелочные сиениты и кварцевые сиениты; ко второй фазе – субщелочные лейкограниты и граниты, лейкогранит-порфиры, дайки гранит-порфиров, субщелочных лейкогранитов, жилы аплитов, аплитовидных гранитов и пегматитов.

В качестве основных объектов исследования нами были выбраны граниты, лейкогранит-порфиры, граносиениты, кварцевые сиениты и сиенит-порфиры небольших интрузивов в бассейне руч. Пивоваровский и в междуречье Суларин–Широкая на право- и левобережье среднего течения р. Буря (рис. 2). В основном это трещинные тела субщелочных лейкогранитов и кварцевых сиенитов протяжённостью от 3.5 до 8 км при ширине выхода до 2 км, трассирующие зоны глубинных разломов северо-восточного простирания (рис. 1). Установлено, что в коренных выходах они перекрываются позднеэриасовыми вулканами таловского комплекса ( $218.1 \pm 2.8$  млн лет, U-Pb, циркон) и прорываются харинскими гранитами ( $199.0 \pm 4.0$  млн лет) [1, 46]. Здесь они прорывают гранитоиды тырмо-бурейского, кивилийского и нятыгранского комплексов. Контакты тел либо наклонные к юго-востоку, либо крутые прямолинейные. Состав интрузивов часто разнороден, некоторые из них сложены в центральных частях граносиенитами, а в краевых – кварцевыми сиенитами или субщелочными гранитами и лейкогранитами. Другие тела состоят только из гранитов или граносиенитов. Так интрузив Водораздельный площадью 41 км<sup>2</sup> в междуречье Суларин–Широкая состоит исключительно из граносиенитов первой фазы. Наиболее крупный массив в междуречье Суларин и Нижний Мельгин площадью 63.8 км<sup>2</sup> сложен преимущественно сиенитами, граносиенитами, кварцевыми монцитонитами и кварцевыми сиенитами первой фазы. Петротипический Суларинский массив площадью 25 км<sup>2</sup>, расположенный юго-западнее в бассейне среднего течения р. Нижний Мельгин, имеет двухфазное строение. Субщелочные граниты и лейкограниты второй фазы прорывают граносиениты, кварцевые монцитониты и сиениты первой фазы. Массивы сопровождаются жилами аплитов, пегматитов и дайками гранит-порфиров с характерным смоляночёрным кварцем (верхове р. Адникан), сиенит-пор-

фиров, граносиенит-порфиров, реже грорудитов, бостонитов и сельвсбергитов. Мощность даек – от 1–2 до 10 м при протяжённости до 300 м. Для пород комплекса характерна сиренево-розовая, красновато-серая окраска, лишь иногда кварцевые сиениты бывают окрашены в розовато-жёлтые тона.

Массивы алтаhtинских гранитоидов, расположенные среди неопротерозойских и кембрийских отложений, окружены ореолами очковых и пятнистых кордиеритовых сланцев. Чаще всего вмещающими для них являются палеозойские гранитоиды, в которых контактовое воздействие выражено окварцеванием, альбитизацией и лимонитизацией.

**Гранитоиды I-ой фазы комплекса** объединяют большую группу пород весьма пёстрого состава, среди них преобладают сиениты, граносиениты, щелочные граниты, кварцевые сиениты, граносиениты и щелочные лейкограниты. Как правило, они часто содержат щелочные амфибол и пироксен.

Сиениты – среднезернистые массивные породы гипидиоморфнозернистой с элементами монцитонитовой структуры [1, 3, 19]. Минеральный состав (в %): кварц (0–5), микроклин-микрпертит (редко ортоклаз) (65–75), альбит-олигоклаз № 5–25 (10–25), биотит, голубовато-зелёная роговая обманка, клинопироксен (5–15), редко эгирин-авгит. Акцессорные минералы – апатит, сфен, титаномагнетит; вторичные – альбит, эпидот, лимонит.

Щелочные кварцевые сиениты, щелочные граносиениты (мелкие массивы в приустьевой части р. Туюн и в верховьях р. Адникан, по [3, 17, 19, 20]) – крупно- или среднезернистые массивные породы с пегматоидной структурой основной массы. Минеральный состав (в %): альбит или раскисленный до альбита олигоклаз (20–40), альбитизированный микроклин-пертит (40–50), голубовато-зелёная роговая обманка (1–10), арфведсонит (3–5), рибекит (3–5), эгирин-авгит (1–10); характерно наличие тёмно-дымчатого до чёрного кварца (5–15) и миароловых пустот. Акцессорные минералы: монацит, ксенотим, циркон, апатит, фергусонит и мелкие скопления зёрен титаномагнетита; вторичные – калишпат, альбит, эпидот, хлорит.

Щелочные граниты (по [3, 17, 20]) – средне-грубозернистые такситовые и массивные породы с пегматоидной, участками пойкилитовой структурой. Среди них преобладают порфировидные разновидности с гнездовым распределением темноцветных минералов. Сложены они (в %) пертитовым калишпатом (55–60), альбитом (15–20), кварцем (10–25), рибекитом (1–10), эгирином (0–5), реже арфведсонитом. Акцессорные минералы – циркон, апатит, титаномагнетит, монацит; вторичные – альбит, хлорит.

Щелочные лейкограниты (шл. 1173-1, ручей Берёзовый [1]; массив бассейна р. Большая Аимка: ГН-1, 2, 6 [8]) – крупнозернистые массивные породы с пегматоидной структурой основной массы. Минеральный состав щелочных лейкогранитов (в %): альбитизированный микроклин-пертит (50–55), альбит или раскисленный до альбита олигоклаз (15–20), кварц (30), редко эгирин-арфведсонит (экерит), полилитоинит, рибекит. Акцессорные минералы – циркон, монацит, апатит; вторичные – альбит, гематит, лимонит.

Граносиениты, кварцевые сиениты (шлиф 316201, по [1, 20]) – средне-мелкозернистые, иногда порфириовидные породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Минеральный состав (в %): кварц (10–20), микроклин-пертит (редко ортоклаз) (50–70), альбит-олигоклаз (10–30), биотит (до 5), голубовато-зелёная роговая обманка (до 5), иногда эгирин-арфведсонит. В граносиенитах отмечаются элементы графического строения и ксеноморфизм кварца. Акцессорные минералы – циркон, апатит, сфен, ортит, эпидот, магнетит. Вторичный хлорит развивается по биотиту.

**Вторая фаза** представлена субщелочными лейкогранитами, гранитами и лейкогранит-порфирами, а также дайками гранит-порфиров, лейкогранитов, жилами аплитов, аплитовидных гранитов и пегматитов.

Субщелочные лейкограниты – средне- и мелкозернистые массивные порфириовидные породы (шлифы 11500, 10202, по [1, 17]), состоящие (в %) из призматических кристаллов олигоклаза (15–20), микроклина (55–60), изометричных зёрен кварца (25–30), единичных кристаллов голубовато-зелёной роговой обманки и чешуек биотита. Структура основной массы – гипидиоморфнозернистая, участками микропегматитовая с элементами пойкилитовой. Акцессорные минералы – монацит, ортит, циркон, магнетит. По роговой обманке развивается хлорит, а по полевым шпатам – альбит, серицит, пелит.

Субщелочные граниты порфириовидные (шлифы 107701, 117300) и гранит-порфиры (по [1, 3, 17]) с микрозернистой пойкилитовой структурой основной массы. Вкрапленники (40 %): зёрна чистого кварца (15 %) в лимонитовой рубашке, таблички (до 6 мм) пелитизированного калишпата (10–25 %) и калишпатизированного плагиоклаза (0–15 %), редкие зерна магнетита (2 мм) – псевдоморфозы по темноцветным минералам (реликтовые фрагменты биотита и роговой обманки). Основная масса (60 %) – мелкие зёрна кварца, пелитизированного калишпата, плагиоклаза, циркона, апатита и неравномерные скопления рудных минералов. Вторичные минералы – лимонит, серицит, калишпат, мусковит, эпидот.

Пегматиты (по [3, 19, 20]) сложены блоковыми агрегатами микроклина и кварца (до 5 см в поперечнике), сцементированными кварцевой массой, содержащей биотит, турмалин, гнёзда циркона и монацита и призматические кристаллы ортита длиной до 3 мм. В пегматитах отмечаются кристаллы мориона длиной до 7 см.

#### МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полному химическому анализу подвергнуты 5 проб гранитоидов (табл. 1), отобранные для изотопно-геохронологических исследований. Были также использованы результаты силикатных анализов 14 проб гранитоидов из опубликованных (7 проб) и фондовых (ТФГИ Дальгеология, 7 проб) работ (табл. 1, 2). Определение содержаний петрогенных оксидов выполнены в ЦЛ ОО «Дальгеофизика» по ОСТ 41-08-249-85г. Определение содержаний редких и редкоземельных элементов было выполнено методом ICP-MS в Хабаровском инновационно-аналитическом центре Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН (г. Хабаровск) на масс-спектрометре ICP-MS Elan 9000 (Канада) (аналитики А.В. Штарёва, Ю.А. Лушникова). Относительная погрешность определения содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS не превышала 5 %.

Отбор и изучение цирконов проводилось в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Выделение монофракций цирконов осуществлялось по следующей схеме: измельчение, разделение на фракции, затем фракция < 0.25 мм пропускалась через центробежный концентратор ИТОМАК-КН-0.1, полученная тяжёлая фракция обрабатывалась электромагнитом. Окончательная «доводка» концентрата осуществлялась в тяжёлой жидкости. Из полученного концентрата под бинокулярным микроскопом отбиралось несколько десятков зёрен, из которых наиболее типичные разновидности использовались для изотопных исследований. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Отобранные зёрна цирконов совместно с зёрнами цирконовых стандартов TEMORA и 91500 были имплантированы в эпоксидную смолу, а далее сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зёрен использовались оптические (в проходящем и отражённом свете) и катодолюминисцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в статье [45]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода

Таблица 1. Химический состав представительных образцов гранитоидов алташтинского комплекса.

№ проб	117300	107701	11500	10202	316201	ГН-1	ГН-2	ГН-3	ГН-4	ГН-6
Компонент	Гранитоиды второй фазы				Гранитоиды (сиенитоиды) первой фазы					
SiO <sub>2</sub>	74.14	74.73	77.00	76.70	63.30	76.75	76.30	78.35	69.35	72.00
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.10	0.06	0.05	1.00	0.69	0.39	0.70	0.66	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.00	12.94	12.34	12.42	14.68	12.20	11.30	11.83	14.85	15.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.41	1.35	0.31	1.24	3.02	0.42	0.43	0.19	0.86	0.78
FeO	0.66	0.42	0.81	0.51	4.11	0.62	1.00	0.34	1.98	0.97
MnO	0.02	0.31	0.01	0.09	0.22	0.01	0.02	0.01	0.06	0.09
MgO	0.50	0.50	0.50	0.31	2.37	0.00	0.00	0.06	1.31	0.09
CaO	0.98	0.83	0.50	0.50	2.78	0.46	0.40	0.30	2.49	0.17
Na <sub>2</sub> O	3.88	3.89	4.00	3.51	2.94	3.12	2.80	4.02	3.35	5.10
K <sub>2</sub> O	4.00	4.58	4.40	4.51	3.47	5.40	6.10	3.54	3.91	4.33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.02	0.10	0.03	0.22	-	-	-	-	-
п.п.п	0.45	0.34	0.31	0.12	0.68	0.32	0.49	0.16	0.53	0.52
Σ	99.24	99.64	100.34	99.99	99.77	100.12	99.33	99.70	99.39	100.19
Li	5.72	6.06	3.23	11.47	-	-	-	-	-	-
Be	2.71	2.67	2.58	2.69	-	-	-	-	-	-
B	1.29	1.01	0.46	0.36	-	-	-	-	-	-
P	115.93	148.34	202.28	290.05	-	-	-	-	-	-
Sc	1.63	1.87	2.32	1.32	-	-	-	-	-	-
Ti	769.31	601.49	437.04	297.03	-	-	-	-	-	-
V	7.91	3.03	3.32	1.34	-	-	-	-	-	-
Cr	8.73	96.11	154.50	101.41	-	5	4	-	-	-
Mn	139.34	166.25	169.64	182.14	-	5	4	0	59	0
Co	1.53	3.05	15.08	11.97	-	2	2	0	11	2
Ni	4.87	22.18	77.32	29.61	-	6	7	5	29	5
Cu	4.91	9.01	11.92	7.96	-	-	-	-	-	-
Zn	36.78	24.36	22.30	23.09	-	-	-	-	-	-
Ga	19.75	19.22	19.25	17.42	-	-	-	-	-	-
Ge	1.36	1.23	1.36	1.01	-	-	-	-	-	-
As	5.87	4.80	4.53	4.47	-	-	-	-	-	-
Rb	160.50	190.05	189.33	207.00	-	475	470	165	190	480
Sr	57.45	50.03	5.15	41.18	-	36	32	14	410	44
Y	21.58	18.03	15.69	8.53	-	61	60	83	27	62
Zr	110.24	128.28	123.45	56.20	-	681	792	766	415	651
Nb	18.43	19.41	21.41	16.14	-	0	23	34	0	20
Mo	1.05	1.98	3.26	1.28	-	-	-	-	-	-
Ag	0.35	1.04	0.85	2.58	-	-	-	-	-	-
Cd	0.04	0.03	0.01	0.02	-	-	-	-	-	-
Sn	2.77	4.01	2.61	5.01	-	-	-	-	-	-
Sb	0.22	0.20	0.10	0.19	-	-	-	-	-	-
Cs	1.15	1.18	1.27	1.58	-	3.5	5.6	5.7	5.5	3.5
Ba	101.59	98.09	9.08	79.37	-	130	120	24	600	80
La	18.20	30.23	12.90	12.90	53.23	31	41	8	32	40
Ce	45.22	66.82	43.80	31.40	139.06	65	82	18	61	94
Pr	5.64	7.33	4.20	3.65	11.91	8	10	3	8	10
Tb	0.68	0.70	0.53	0.49	1.48	1.17	1.32	1.82	0.64	1.33
Sm	4.75	4.70	3.64	2.64	8.15	6	7	5	5	7

Таблица 1. (Окончание).

№ проб	117300	107701	11500	10202	316201	ГН-1	ГН-2	ГН-3	ГН-4	ГН-6
Компонент	Гранитоиды второй фазы				Гранитоиды (сиенитоиды) первой фазы					
Dy	3.82	3.74	3.60	3.31	8.50	8	9	14	4	9
Nd	20.52	24.87	15.90	13.90	40.79	25	34	11	26	33
Eu	0.16	0.26	0.04	0.07	0.72	0.32	0.31	0.03	1.01	0.25
Gd	4.59	5.06	3.38	2.72	10.06	-	-	-	-	-
Ho	0.78	0.74	0.83	0.74	1.78	1.80	2.13	3.31	0.75	2.18
Er	2.41	2.16	2.67	2.49	5.28	6	7	12	2	8
Tm	0.38	0.32	0.38	0.40	0.83	1.09	1.26	2.24	0.34	1.43
Yb	2.52	2.00	2.90	3.02	5.32	8	9	17	2	11
Lu	0.38	0.30	0.45	0.41	0.84	1.23	1.39	2.68	0.54	1.74
Hf	4.31	4.33	5.31	2.54	-	-	-	-	-	-
Ta	1.34	1.68	1.78	1.65	-	-	-	-	-	-
W	2.79	33.98	59.16	58.21	-	-	-	-	-	-
Hg	1.30	2.02	2.22	2.14	-	-	-	-	-	-
Tl	1.40	1.66	1.73	1.87	-	-	-	-	-	-
Pb	20.10	50.13	50.89	35.13	-	59	51	81	30	39
Bi	0.47	0.21	0.02	0.13	-	-	-	-	-	-
Th	22.85	29.16	17.55	25.44	-	51	69	29	21	89
U	4.68	5.05	5.53	3.62	-	11	17	34	6	10

*Примечание.* Содержание главных элементов приведены в мас. %, малых элементов – в мкг/г. Авторские данные: 117300, 107701 – субщелочные граниты порфириовидные; 11500, 10202 – субщелочные лейкограниты порфириовидные; 316201 – кварцевые сиениты. Составы пород интрузива р. Большая Аимка (по данным [7, 8]): ГН-1, ГН-2 – крупнозернистые щелочные лейкограниты; ГН-3 – мелкозернистые биотитовые лейкограниты; ГН-4 – порфириовидные биотит-амфиболовые граниты; ГН-6 – щелочные лейкограниты. Номера проб соответствуют инвентарным номерам их в фондах ТФИ Дальгеология. Жирным шрифтом выделены номера проб гранитоидов, для которых определён их возраст U-Pb методом по цирконам. Прочерк – не анализировался. П.п.п. – потери при прокаливании.  $\Sigma$  – сумма.

составляла 2.5–4 нА, диаметр кратера – 15×10 мкм, глубина – 3–4 мкм.

Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [36]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [30]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне двух сигма. При построении графиков с конкордией использовалась программа ISOPLOT/EX [35].

#### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Особенности химического состава гранитоидов алтаhtинского комплекса показаны в таблицах 1, 2 и на рис. 3. На классификационной диаграмме SiO<sub>2</sub>–(K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) [34] породы комплекса попадают в поля щелочных сиенитов, щелочных кварцевых сиенитов, щелочных гранитов и лейкогранитов, кварцевых сиенитов, граносиенитов, умеренно-щелочных гранитов и нормально-щелочных гранитов, по [29]. По петрохимическому составу они отвечают породам умеренной и нормальной щёлочности, реже щелочным калиево-натриевого типа [34] с повышенными содержаниями K<sub>2</sub>O (до 7.25 мас. %) (табл. 2).

Для пород первой фазы, представленных щелочными сиенитами (SiO<sub>2</sub> – 63.10–63.49 мас. % и 10.32–12.23 мас. % суммы щелочей) и кварцевыми сиенитами (67.54 мас. % и 9.84 мас. %), щелочными гранитами и лейкогранитами (72.0–76.07 мас. % и 8.52–9.43 мас. %), граносиенитами (68.02 мас. % и 10.25 мас. %), кварцевыми сиенитами (61.33–63.30 мас. % и 6.41–9.01 мас. %), характерны высокие содержания щелочей и крайне низкие концентрации (зачастую близких к нулю) MgO и CaO, что находит своё отражение в их умеренно и высокоглиноземистых, агпаитовых, железистых составах и повышенной титанистости (табл. 1, 2). На диаграмме SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O [40] точки их составов попадают в поля высококалиевых и ультракалиевых составов пород, при этом высокие значения FeO\*/MgO от 2 до 20 мо-

литов, граносиенитов, умеренно-щелочных гранитов и нормально-щелочных гранитов, по [29]. По петрохимическому составу они отвечают породам умеренной и нормальной щёлочности, реже щелочным калиево-натриевого типа [34] с повышенными содержаниями K<sub>2</sub>O (до 7.25 мас. %) (табл. 2).

Таблица 2. Химический состав (мас. %) гранитоидов первой фазы алтаhtинского комплекса бассейна среднего течения р. Буряя по данным разных исследователей.

Окислы	946	5676	5581	1649-3	5537-2	5621-1	П-1	1664	1687-6
SiO <sub>2</sub>	61.33	73.76	63.10	73.66	73.30	75.65	68.02	63.49	67.54
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.12	0.46	0.14	0.14	0.10	0.32	0.26	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.98	13.72	17.20	13.96	13.56	12.48	16.01	20.72	17.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.90	1.61	2.41	0.96	0.61	1.43	1.78	1.49	1.03
FeO	4.92	0.37	2.13	1.19	1.28	0.49	2.06	1.50	2.00
MnO	0.21	0.03	0.09	0.04	0.05	0.02	0.15	0.08	0.07
MgO	0.45	0.16	0.37	0.21	0.40	0.24	0.21	0.44	0.28
CaO	1.58	0.24	1.48	0.18	0.59	0.15	0.83	1.34	0.88
Na <sub>2</sub> O	5.09	4.72	4.98	4.82	4.60	4.47	5.02	4.14	4.41
K <sub>2</sub> O	3.92	4.68	7.25	4.57	4.57	4.87	5.23	6.18	5.43
H <sub>2</sub> O	-	0.27	0.43	0.32	0.39	0.26	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.0	0.04	0.01	0.01	-	-	-	-
п.п.п.	-	-	0.43	0.32	0.39	0.26	0.00	0.57	0.34
Σ	99.72	99.68	99.94	100.06	99.51	100.16	99.63	100.21	100.17

Примечание. 946 – кварцевые сиениты, 5676 – щелочные граниты (С.А. Амелин, 2014, фонды ТФГИ Дальгеология, инв. № 891011); 5581 – щелочные сиениты, 1649-3, 5537-2 и 5621-1 – щелочные граниты (Ю.П. Змиевский, фонды ТФГИ Дальгеология, инв. № 19606); П-1 – граносиениты [18]; 1664 – щелочные сиениты [3], 1687-6 – щелочные кварцевые сиениты [3]. Прочерк – не анализировался. Приведены инвентарные номера проб в отчётах ТФГИ Дальгеология. П.п.п. – потери при прокаливании. Σ – сумма.

гут указывать на их принадлежность к толеитовой серии [44].

Для субщелочных гранитов (умеренно-щелочных по [29]) (SiO<sub>2</sub> – 74.14–74.48 мас. % и 7.88–8.47 мас. % суммы щелочей) и субщелочных лейкогранитов (нормально-щелочных по [29]) (76.70–77.00 мас. % и 8.02–8.40 мас. %) второй фазы характерны умеренные содержания щелочей, повышенные концентрации MgO, CaO и FeO<sup>общ.</sup> и низкие TiO<sub>2</sub> (табл. 1). Минеральный их состав характеризуется наличием биотита, подщелочённой (голубовато-зелёной) роговой обманки и магнетита. Они являются умеренно- и слегка высокоглинозёмистыми гранитами; на диаграмме SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O [40] точки их составов попадают в поля высококалиевых составов пород.

На дискриминантной диаграмме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*×5 – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – (CaO + MgO)×5 (рис. 3, а), рекомендованной А.В. Гребенниковым для распознавания А-гранитоидов различных геодинамических обстановок [9, 28], составы алтаhtинских гранитоидов (с содержанием SiO<sub>2</sub> более 67 мас. %) разделились на два типа – А<sub>1</sub> и А<sub>2</sub>+I & S; одна проба попала в поле гранитов I & S-типов (по-видимому, как результат переплавления магматических или осадочных пород). Исходя из интерпретации этой диаграммы, породы первой фазы, расположенные в поле А<sub>1</sub>-гранитов, образовались в условиях внутриплитного магматизма у дивергентных границ восточной части БМ (литосферной пли-

ты) в холодных внутриконтинентальных рифтах. Граниты второй фазы на этой же диаграмме попали в поле А<sub>2</sub> и совмещённое поле А<sub>2</sub>+I & S-типов, что может свидетельствовать о значительном влиянии на их формирование процессов ассимиляции коровым материалом, обусловленных значительным контаминирующим взаимодействием мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры (А<sub>2</sub>) [9, 28]. На диаграмме Zr–10000×Ga/Al [44] фигуративные точки их составов располагаются в поле гранитов А-типа (рис. 3, б). Следует отметить, что повышенные значения Ga/Al в гранитах второй фазы являются характерной чертой А-расплавов [9].

Породы первой фазы, имеющие высокие значения FeO\*/(FeO\*+MgO) = 0.88–1.00 (рис. 3, в), согласно классификаций Б.Р. Фроста [33] и И. Маеда [37], определяются как граниты А-типа. Одна проба попала в поле магнезиальных пород (по-видимому, в результате переплавления магматических или осадочных пород). Их железистость является основным петрохимическим параметром при выделении А-гранитов [9]. В отличие от них точки составов гранитов второй фазы попадают в поля как железистых так и магнезиальных пород (FeO\*/(FeO\* + MgO) = 0.67–0.83) (табл. 1, 2), располагаясь вдоль границы раздела этих полей (рис. 3, в). В целом, особенности их составов соответствуют минералогическим характеристикам пород двух фаз алтаhtинского комплекса, что обусловлено

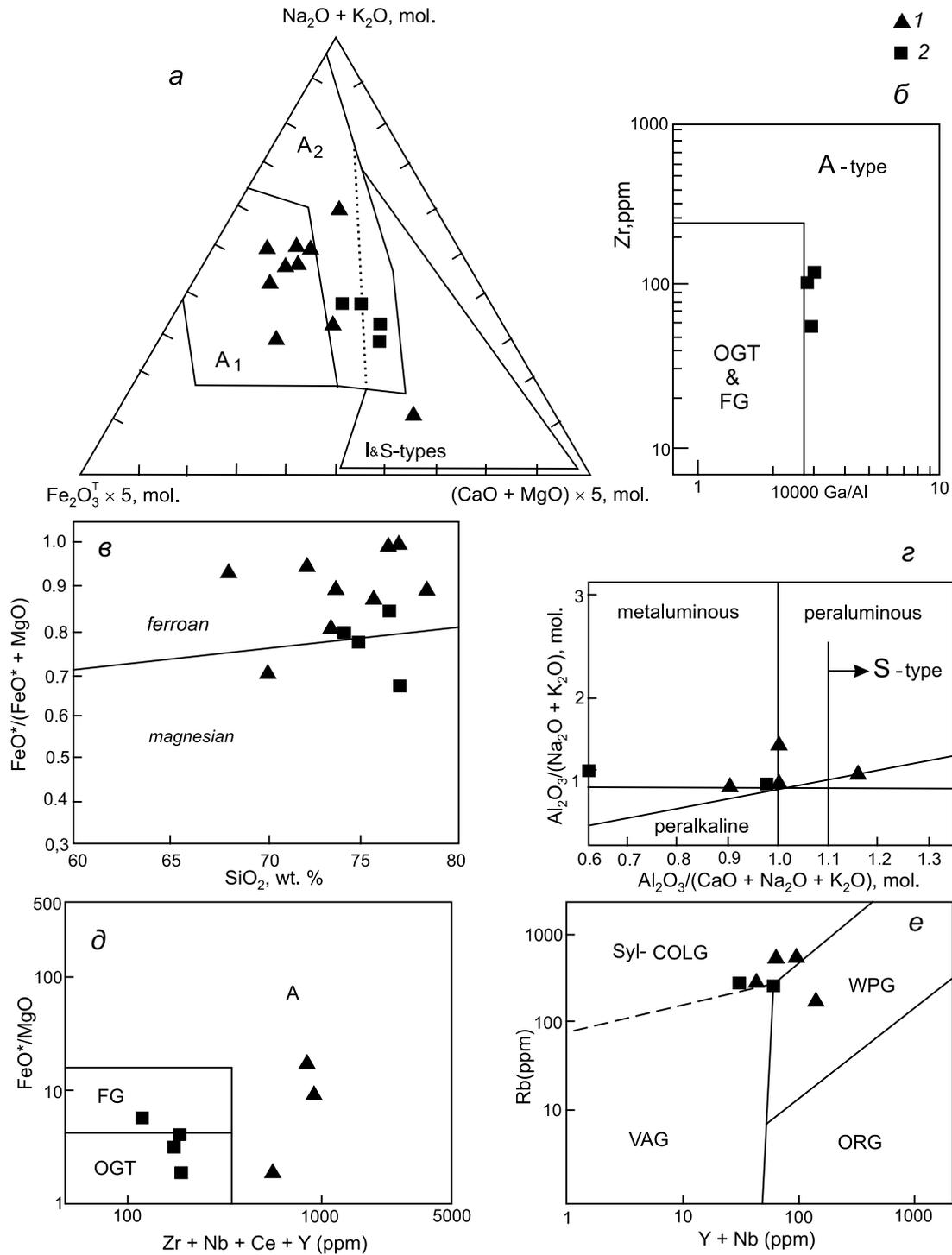


Рис. 3. Геохимические дискриминационные диаграммы.

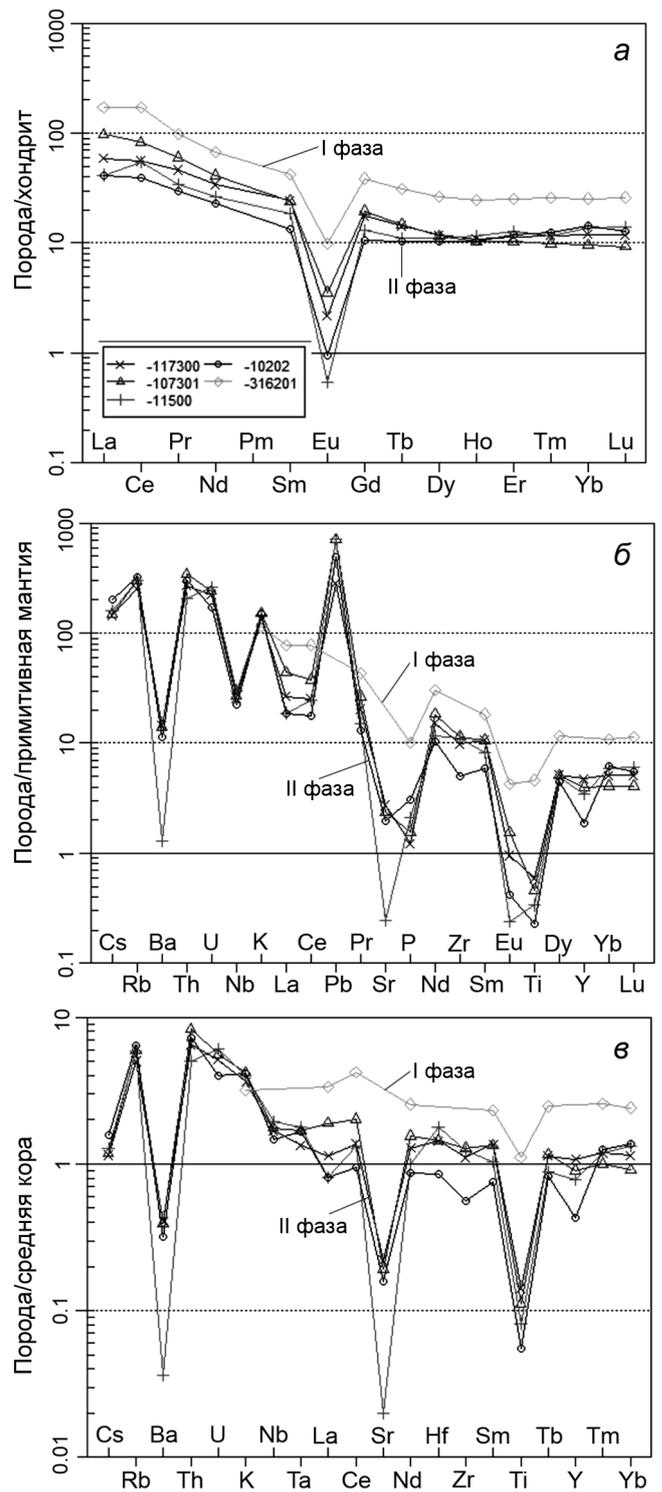
*a* – диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--Fe}_2\text{O}_3^* \times 5 \text{--} (\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ , мол. кол. [9],  $A_1$  – поле кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов,  $A_2$  – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентальных рифтов (составы пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100 %); *б* – диаграмма Zr–10000Ga/Al [44], OGT и FG – нефракционированные и фракционированные гранитоиды I и S-типов, A – гранитоиды A-типа; *в* – диаграмма  $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$  [33]; *з* – A/NK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ) – A/CNK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ), мол. кол. [38]; *д* – диаграмма  $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})\text{--FeO}^*/\text{MgO}$  [44], поля OGT – нефракционированные гранитоиды I и S-типов, FG – фракционированные гранитоиды I типа, A – гранитоиды A-типа; *е* – диаграмма  $(\text{Y} + \text{Nb})\text{--Rb}$  [39], поля составов: ORG – граниты океанических хребтов, VAG – граниты вулканических дуг, Syl-COLG – синколлизонные граниты, WPG – внутриплитные граниты. Гранитоиды алташтинского комплекса: 1 – первой фазы, 2 – второй фазы.

наличием кальциевого амфибола или щелочных амфибола и пироксена. На диаграмме ANK-ACNK [38] фигуративные точки гранитоидов первой фазы попадают в поля метаглинозёмистых и перглинозёмистых пород, а второй фазы – только в поле метаглинозёмистых (рис. 3, з). На классификационной диаграмме Дж. Вейлина [44] точки составов пород первой фазы расположены в поле *A*-типа, а гранитов второй фазы – в полях нефракционированных и фракционированных гранитоидов *I*- и *S*-типов (рис. 3, д). На диагностической диаграмме Дж. Пирса [39] (рис. 3, е) фигуративные точки составов пород первой фазы попадают в совмещённое поле синколлизийных и внутриплитных гранитов, а гранитов второй фазы – в совмещённое поле синколлизийных, внутриплитных гранитов и гранитов вулканических дуг.

Характерным геохимическим признаком алтаhtинских гранитоидов является их общая обеднённость REE (табл. 1, рис. 4, а), концентрации которых для пород первой фазы варьируются от 161 до 282 ppm, а для гранитов второй фазы – от 77 до 146 ppm, что значительно ниже таковых во внутриплитных гранитах, но весьма близки концентрациям в коллизийных и субдукционных гранитоидах (по [5]). Распределение REE в них (рис. 4, в) почти соответствует спектру REE в средней коре [25]. Расчитанное среднее значение отношения Sm/Nd (0.21) в породах алтаhtинского комплекса ниже такового для нижней коры (0.27), но выше верхнекорового (0.173).

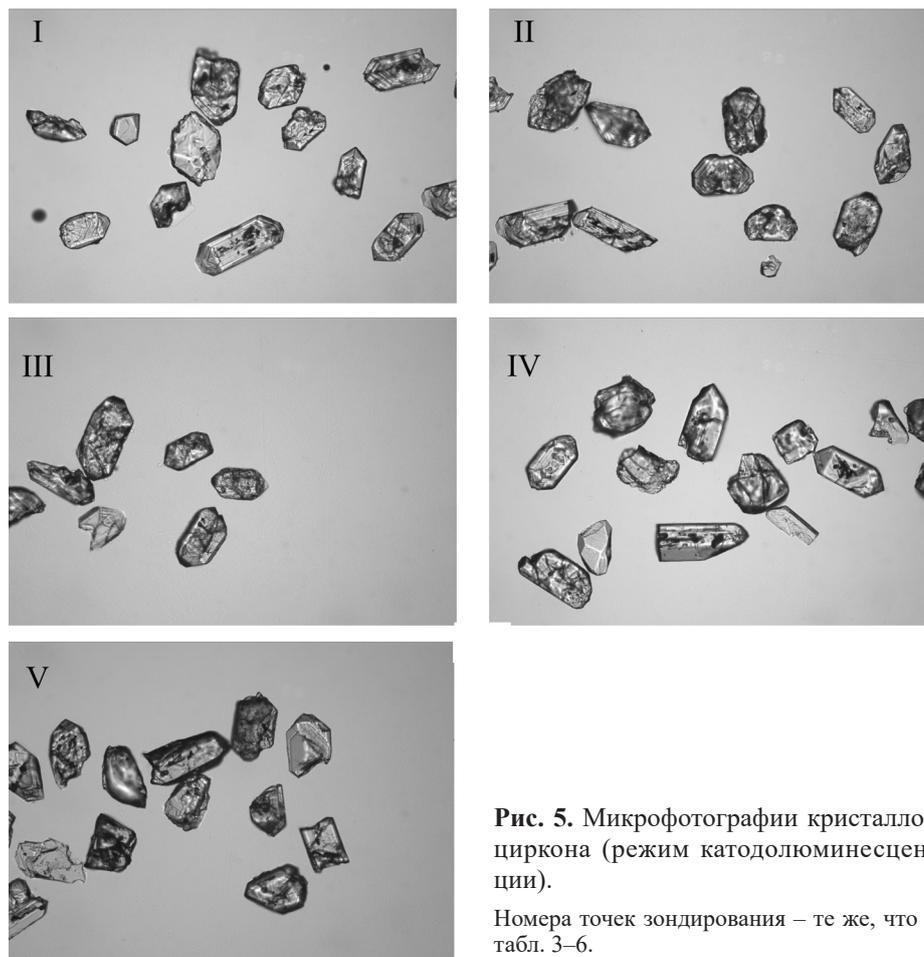
Для пород алтаhtинского комплекса относительно хондрита характерны высокие концентрации REE, обогащение LREE, горизонтальный тип спектра HREE и, что особенно важно, глубокий Eu-минимум, который можно связать с фракционированием плагиоклаза (рис. 4, а). Содержания и характер распределения REE в породах указывает на их умеренно дифференцированный характер с незначительным преобладанием LREE над HREE ( $(La/Yb)_N$  = от 1.3 до 6.9). На нормированных по примитивной мантии мультиэлементных спектрах гранитоидов второй фазы (рис. 4, б) наблюдаются фракционирование за счёт редких элементов, отчётливый отрицательный тренд в сторону тяжёлых элементов, глубокие Eu-, Ba-, Ti-, Sr-минимумы, избирательное обеднение P, Zr и положительные аномалии для Rb, Th и U, что может характеризовать их как «*A*-геохимического типа магматические породы» [9].

На графиках распределения нормированных к примитивной мантии и средней континентальной коре концентраций микроэлементов (рис. 4, б, в) отчётливо проявлено обогащение пород первой фазы по сравнению с гранитами второй фазы в отноше-



**Рис. 4.** Спектры редких и редкоземельных элементов в породах алтаhtинского комплекса восточной части Буреинского массива.

Здесь и далее номера образцов соответствуют номерам проб в табл. 1. Нормирование концентраций редких и редкоземельных элементов проведено по составам хондрита (а) [31], примитивной мантии (PM) (б) [42] и средней коры (в) [43].



**Рис. 5.** Микрофотографии кристаллов циркона (режим катодоллюминесценции).

Номера точек зондирования – те же, что в табл. 3–6.

нии HFSE, REE (103–284 ppm), Rb (до 480 ppm), Th (21–89 ppm) и U (6–34 ppm) на фоне дефицита Ba (до 600 ppm), Ti, Sr, Ni, Co, Cr (табл. 1). В целом, уровень содержаний литофильных элементов в породах второй фазы отвечает уровню содержаний их в средней континентальной коре [43], за исключением отчётливого обогащения Th (до 29 ppm), U (5.5 ppm), Rb (до 207 ppm) и K, незначительного обогащения Nb (16–21 ppm), Ta (1.3–1.8 ppm) и, напротив, отчётливого деплетирования в отношении Ba (13–30 ppm), Sr (41–58 ppm), Ti (297–769 ppm) (табл. 1, рис. 4, в). На основании минералогических и геохимических особенностей породы первой фазы достаточно близки гранитоидам  $A_1$ -типа, а второй фазы – гранитам  $A_2$  +  $I$ -типов [32, 44]. По петрохимическим признакам (на диаграммах K/Rb – Rb и Sr – Rb/Sr [22]) исследуемые гранитоиды попадают в поля пород корового и корово-мантийного генезиса.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-PB ИССЛЕДОВАНИЙ

*Проба 316201* (проба 5 на рис. 2; N-131°43'20", E-50°56'00"). Среди цирконов преобладают полупро-

зрачные светло-розовые кристаллы короткопризматического облика до дипирамидальных цирконового габитуса и их обломки (рис. 5, I). Размер кристаллов составляет от 100 до 400 мкм; коэффициент удлинения ( $k_{удл}$ ) – 1.3–4.0. В катодоллюминесценции (КЛ) наблюдается секториальная магматическая зональность. Содержание U – от 337 до 741 ppm, Th – от 148 до 364 ppm, Th/U отношение – от 0.37 до 0.73 (табл. 3), что характерно для циркона магматического генезиса. По 10 точкам получено конкордантное значение возраста  $235.3 \pm 2.9$  млн лет, СКВО (MSWD) = 0.38 (рис. 6). Это позволяет заключить, что полученный возраст соответствует времени кристаллизации кварцевых сиенитов первой фазы алтаhtинского комплекса.

*Проба 107701* (проба 2 на рис. 2; N-131°58'30", E-50°47'50"). Циркон представлен прозрачными и полупрозрачными дипирамидально-призматическими зёрнами цирконового габитуса бледно-жёлтого и бледно-коричневого цвета. Для внутреннего строения кристаллов характерна грубая магматическая зональность; присутствуют включения других минеральных фаз. Размер кристаллов составляет от 100 до 450 мкм,

Таблица 3. Аналитические данные по цирконам из кварцевых сленитов и субщелочных гранитов алтагинского комплекса восточной части Бурейнского массива (пробы 316201, 107701).

№ точки	% $^{206}\text{Pb}_c$	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{206}\text{Pb}^*}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(1) возраст $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	(2) возраст $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	(1) возраст $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	±, %	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±, %	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±, %	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±, %	Rho
Кварцевые слениты первой фазы, проба 316201																		
1.1	0.00	397	148	0.38	13.0	241.4 ± 4.8	240.8 ± 4.8	337 ± 93	40	26.21	2.0	0.0532	4.1	0.280	4.6	0.03816	2.0	0.442
2.1	0.00	337	148	0.45	10.7	234.6 ± 5.1	233.9 ± 5.2	334 ± 100	43	26.99	2.2	0.0531	4.4	0.271	4.9	0.03706	2.2	0.448
3.1	0.50	513	194	0.39	16.8	239.3 ± 4.6	238.9 ± 4.6	307 ± 130	28	26.33	1.9	0.0565	3.4	0.274	6.1	0.03782	2.0	0.322
4.1	0.49	513	364	0.73	16.4	235.2 ± 4.6	234.8 ± 4.6	291 ± 130	24	26.78	2.0	0.0560	3.6	0.267	6.1	0.03716	2.0	0.323
5.1	0.25	520	226	0.45	16.6	234.5 ± 4.5	234.5 ± 4.5	231 ± 100	-2	26.92	1.9	0.0528	3.6	0.259	4.8	0.03705	2.0	0.407
6.1	0.24	553	217	0.41	17.5	232.7 ± 4.4	232.8 ± 4.5	220 ± 99	-5	27.13	1.9	0.0525	3.5	0.256	4.7	0.03676	1.9	0.414
7.1	0.63	411	161	0.41	13.3	236.7 ± 4.7	236.7 ± 4.8	239 ± 160	1	26.56	2.0	0.0560	3.9	0.263	7.2	0.03740	2.0	0.283
8.1	0.00	741	309	0.43	23.3	231.4 ± 4.5	231.3 ± 4.5	244 ± 69	5	27.36	2.0	0.0511	3.0	0.257	3.6	0.03655	2.0	0.547
9.1	0.47	523	257	0.51	16.9	236.0 ± 4.6	237.3 ± 4.6	158 ± 140	-33	26.60	2.0	0.0530	3.6	0.254	6.3	0.03741	2.0	0.316
10.1	0.33	681	243	0.37	21.5	232.0 ± 4.4	232.2 ± 4.4	207 ± 110	-11	27.20	1.9	0.0529	3.2	0.254	4.9	0.03664	1.9	0.389
Порфиридные субщелочные граниты второй фазы, проба 107701																		
1.1	0.00	523	373	0.74	15.9	223.8 ± 4.3	224.0 ± 4.4	197 ± 56	-12	28.31	2.0	0.0501	2.4	0.244	3.1	0.03533	2.0	0.628
2.1	0.00	576	338	0.61	17.6	225.2 ± 4.3	225.0 ± 4.4	262 ± 52	16	28.13	2.0	0.0515	2.3	0.2523	3.0	0.03555	2.0	0.654
3.1	0.27	740	316	0.44	22.8	226.2 ± 4.3	226.5 ± 4.4	177 ± 78	-22	27.93	1.9	0.0518	2.1	0.2443	3.9	0.03571	1.9	0.504
4.1	0.00	461	166	0.37	14.2	227.0 ± 4.4	226.9 ± 4.5	233 ± 61	2	27.91	2.0	0.0508	2.7	0.2511	3.3	0.03584	2.0	0.600
5.1	0.00	736	674	0.95	22.7	227.4 ± 4.3	227.6 ± 4.4	202 ± 49	-11	27.85	1.9	0.0502	2.1	0.2483	2.9	0.03591	1.9	0.681
6.1	0.19	1139	901	0.82	35.1	226.7 ± 4.3	226.6 ± 4.3	237 ± 56	4	27.89	1.9	0.0524	1.7	0.2512	3.1	0.03578	1.9	0.623
7.1	0.26	711	761	1.02	23.7	224.9 ± 4.3	226.1 ± 4.3	204 ± 75	-10	27.96	1.9	0.0523	2.0	0.2468	3.8	0.03567	1.9	0.518
8.1	0.00	606	339	0.58	18.5	224.9 ± 4.3	224.4 ± 4.4	303 ± 52	35	28.17	2.0	0.0524	2.3	0.2565	3.0	0.03555	2.0	0.653
9.1	0.00	1221	1427	1.21	37.4	225.5 ± 4.3	225.7 ± 4.3	201 ± 39	-11	28.09	1.9	0.0501	1.7	0.2461	2.5	0.03560	1.9	0.755
10.1	3.24	974	515	0.55	29.5	216.2 ± 4.3	215.9 ± 4.1	279 ± 190	29	28.36	1.9	0.0777	1.5	0.2440	8.5	0.03410	2.0	0.237

Примечание к таблицам 3–6.  $\text{Pb}_c$  – обыкновенный свинец,  $\text{Pb}^*$  – радиогенный свинец. Погрешности относительно стандарта калибровки 0.65 % (пр. 316201), 0.53 % (пр. 107701), 0.23 % (пр. 117300), 0.45 % (пр. 11500), 0.41 % (пр. 10202) (указанная выше погрешность не включена, но требуется при сравнении данных). Ошибки в определении возраста приведены на уровне 1σ, а изотопных отношений – на уровне 2σ. (1) – поправка на нерадиогенный свинец по измеренному  $\text{Rb}^{304}$ , (2) – общий  $\text{Pb}$  с поправкой, исходя из предположения возрастной  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  конкордантности. D – степень дискордантности. Места отбора проб – см. рис. 2.

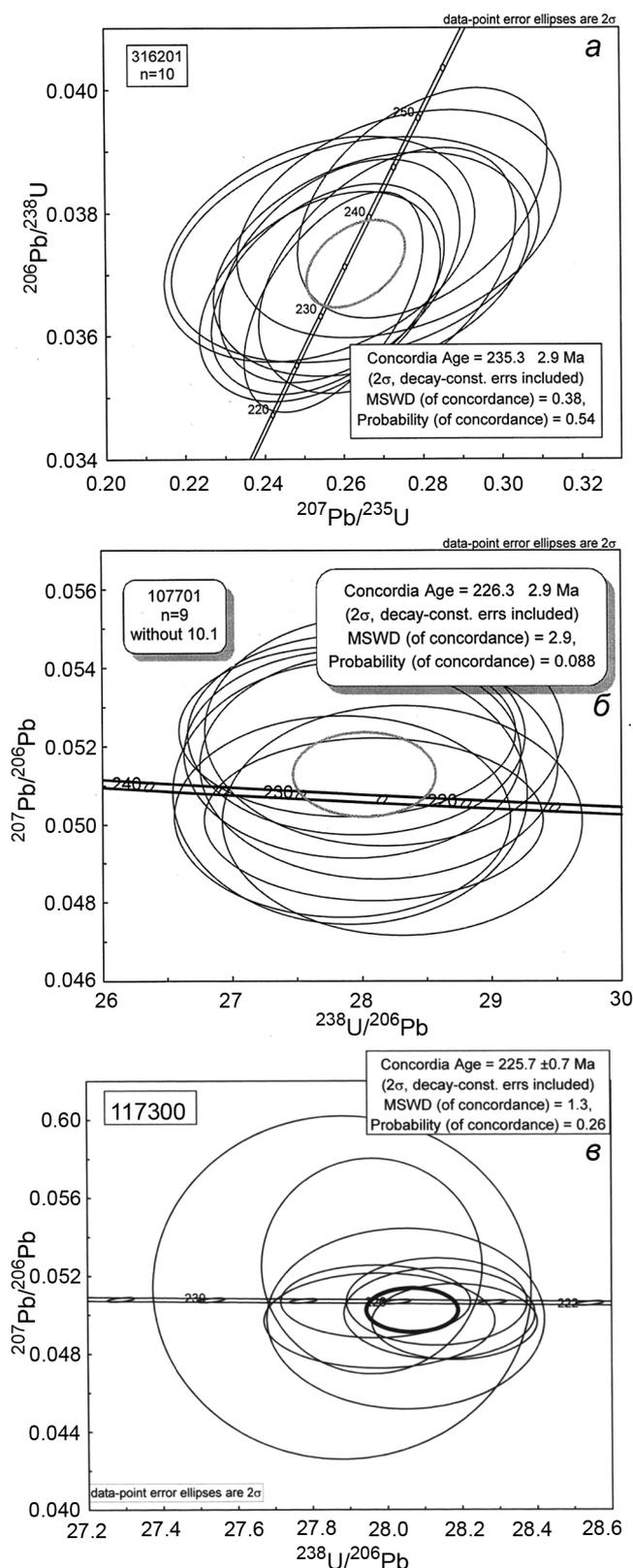


Рис. 6. Диаграммы с конкордиями для цирконов из гранитоидов 1-ой (а) и 2-ой (б, в) фаз алтаhtинского комплекса.

$k_{удл.}$  – 1.4–4.0 (рис. 5, II). В КЛ прозрачные и полупрозрачные цирконы состоят из более тёмной внутренней части и светлой зональной оболочки. Содержание U в зёрнах циркона – от 462 до 1221 ppm, Th – от 166 до 1427 ppm, Th/U – 0.37–0.121 (табл. 3), что характерно для циркона магматического генезиса. Конкордантный возраст, определённый по 9 точкам, –  $226.3 \pm 2.9$  млн лет, MSWD = 2.9 (рис. 6). Скорее всего,  $226.3 \pm 2.9$  млн лет можно рассматривать как возраст кристаллизации субщелочных гранитов второй фазы.

Проба 117300 (проба 1 на рис. 2; N–131°59'25", E–50°50'35"). Акцессорный циркон образует полупрозрачные дипирамидально-призматические кристаллы гиацитного типа и их обломки бледно-коричневого цвета (рис. 5, III). Размеры кристаллов варьируют от 100 до 400 мкм;  $k_{удл.}$  – 1.4–3.5. В КЛ – секториальная магматическая грубая зональность. Содержание U – от 525 до 2935 ppm, Th – от 434 до 2258 ppm, Th/U отношение – от 0.50 до 0.95 (табл. 4). Высокие содержания U и Th отражают, скорее всего, проявление метасоматических процессов. Датировки для зёрен циркона характеризуются большими дискордантными значениями, но дискордии чёткие и выявленные события надёжны. Согласно с морфологическими особенностями кристаллов циркона, свидетельствующими о магматическом происхождении, значение конкордантного возраста по 8 точкам (рис. 6) –  $225.7 \pm 0.7$  млн лет (MSWD = 1.3) может быть проинтерпретировано как оценка возраста кристаллизации циркона и, соответственно, возраст субщелочных гранитов второй фазы.

В этой пробе выявлено два мелких бледно-коричневых кристалла циркона размером от 140 до 175 мкм,  $k_{удл.}$  – 2.0–2.2 (табл. 4). Содержания в них – U – 265–405 ppm, Th – 74–177 ppm и Th/U – 0.29–0.45. По приведённым параметрам они отличаются от зёрен циркона первой группы. Морфологические особенности этих кристаллов и концентрации радиогенных элементов характерны для циркона магматического генезиса. Точки 6.1 и 7.1 пробы 117300 (табл. 4) характеризуют унаследованные домены кристаллов и отражают возраст протолитов. Полученные по 2 анализам возрасты в  $443.7 \pm 2.9$  и  $465.5 \pm 2.5$  млн лет близки ко времени формирования ордовикских гранитов суларинского комплекса [1, 46].

Проба 11500 (проба 3 на рис. 2; N–131°58'15", E–50°48'30"). Цирконы представлены коротко-призматическими кристаллами цирконового габитуса и их обломками (рис. 5, IV) розовато-коричневой и коричневой окраски, иногда трещиноватые. Наблюдаются небольшие включения бурого и чёрного цвета. В КЛ – грубая магматическая зональность. Размер кристал-

Таблица 4. Аналитические данные по цирконам из субщелочных гранитов второй фазы алтаихтинского комплекса, проба 117300.

№ точки	% $^{206}\text{Pb}_c$	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(2) возраст $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	(1) $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	±, %	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±, %	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±, %	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±, %	Rho
1.1	0.10	2413	1169	0.50	74.2	226.42±0.8	27.9	0.37	0.0506	1.5	0.249	1.6	0.03575	0.37	0.232
3.1	0.32	2935	2258	0.80	89.6	225.16±0.78	28.13	0.3335	0.0506	1.8	0.2483	1.8	0.03554	0.35	0.193
4.1	0.10	1035	542	0.54	31.8	226.6±1.0	27.98	0.45	0.0497	2.0	0.245	2.1	0.03574	0.45	0.213
5.1	1.10	525	481	0.95	16.4	227±1.4	27.88	0.74	0.0514	7.0	0.254	7.1	0.03586	0.74	0.105
8.1	0.16	2453	1292	0.54	74.9	225.08±0.71	28.18	0.32	0.0496	1.6	0.2429	1.6	0.03549	0.32	0.197
9.1	0.44	775	434	0.58	23.9	226.1±1.2	28.05	0.54	0.0498	3.8	0.2448	3.8	0.03565	0.54	0.141
9.1RE	2.11	2608	1378	0.55	81.8	226±0.84	27.96	0.43	0.0525	4.3	0.259	4.4	0.03575	0.43	0.099
10.1	0.18	2615	1503	0.59	80.0	225.24±0.8	28.14	0.37	0.0501	1.9	0.2453	1.9	0.03553	0.37	0.189
2.1	1.07	116	95	0.85	3.14	197.1±2.7	32.03	1.40	0.0544	11.0	0.234	11.0	0.03122	1.40	0.134
6.1	0.81	265	74	0.29	16.3	443.7±2.9	14.12	0.75	0.0512	6.2	0.505	6.2	0.07082	0.75	0.120
7.1	0.09	405	177	0.45	26.1	465±2.5	13.33	0.54	0.0579	2.2	0.599	2.2	0.07502	0.54	0.239

Таблица 5. Аналитические данные по цирконам из порфиридных субщелочных лейкогранитов второй фазы алтаихтинского комплекса, проба 11500.

№ точки	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) Age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	(2) Age $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Total $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	±%	Total $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	± %	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	± %	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	± %	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	± %	Rho	
1.1	0.05	3953	2136	0.56	107.0	199.1 ± 3	174.7 ± 2.7	31.86	1.5	0.14957	0.57	31.87	1.5	0.1492	0.62	0.645	1.6	0.03138	1.5	0.925
4.1	0.13	2572	1219	0.49	78.0	223.4 ± 3.3	221.4 ± 3.3	28.32	1.5	0.05909	0.97	28.36	1.5	0.05805	1.1	0.2822	1.9	0.03526	1.5	0.799
8.1	0.14	2568	1485	0.60	78.0	223.7 ± 3.3	223.7 ± 3.4	28.28	1.5	0.05172	1.0	28.32	1.5	0.05058	1.2	0.2463	1.9	0.03531	1.5	0.782
11.1	0.31	734	338	0.48	22.4	224.0 ± 3.5	224.9 ± 3.6	28.19	1.6	0.04989	2.0	28.28	1.6	0.0474	2.8	0.231	3.2	0.03536	1.6	0.496
3.1	0.12	1617	1208	0.77	49.3	224.8 ± 3.4	225.0 ± 3.4	28.15	1.5	0.05068	1.3	28.18	1.5	0.0497	1.6	0.2432	2.2	0.03548	1.5	0.697
2.1	0.08	2056	1684	0.85	63.3	226.9 ± 3.4	227.1 ± 3.4	27.9	1.5	0.05046	1.2	27.92	1.5	0.04981	1.4	0.246	2.1	0.03582	1.5	0.727
6.1	0.03	1504	1604	1.10	46.8	229.1 ± 3.9	229.4 ± 3.9	27.63	1.7	0.05002	1.4	27.64	1.7	0.04982	1.4	0.2485	2.3	0.03618	1.7	0.766
9.1	0.08	1772	734	0.43	55.2	229.3 ± 3.5	223.4 ± 3.4	27.59	1.5	0.07210	2.1	27.62	1.5	0.0715	2.2	0.357	2.7	0.03621	1.5	0.570
5.1	0.06	2766	1533	0.57	87.3	232.4 ± 3.5	232.4 ± 3.5	27.23	1.5	0.05126	1.5	27.24	1.5	0.05081	1.5	0.2572	2.1	0.03671	1.5	0.706
7.1	0.10	1627	1470	0.93	51.7	234.0 ± 3.5	234.4 ± 3.6	27.02	1.5	0.05042	1.6	27.05	1.5	0.04964	1.8	0.253	2.4	0.03697	1.5	0.645
10.1	0.04	228	124	0.56	67.7	1914 ± 26	1918 ± 30	2.892	1.6	0.11548	0.79	2.893	1.6	0.11515	0.81	5.487	1.8	0.3456	1.6	0.888

лов – 110–450 мкм,  $k_{удл.}$  – 1.2–3.5. Содержание U – от 734 до 2716 ppm, Th – 338–1684 ppm, Th/U = 0.43–1.10 (табл. 5). Высокие содержания U и Th, по-видимому, отражают проявление автотасоматических процессов. Конкордантный возраст по 9 анализам, исключая наиболее молодой и древний, составляет  $224.9 \pm 2.5$  млн лет (MSWD = 1.19, вероятность – 0.081). Датировки для зёрен циркона характеризуются большими дискордантными значениями, но дискордии чёткие и выявленные события достаточно надёжны. Учитывая вышесказанное, значение  $224.9 \pm 2.5$  млн лет можно принять в качестве времени кристаллизации лейкогранитов второй фазы, которые здесь же в пункте наблюдения № 11500 прорваны поздне триасовыми субвулканическими трахириолитами таловского комплекса ( $218.1 \pm 2.8$  млн лет, U-Pb SHRIMP-II, циркон) [1, 46].

*Проба 10202* (проба 4 на рис. 2; N-131°47'10", E-50°43'30"). Цирконы представлены полупрозрачными и прозрачными желтоватыми и буроватыми индивидуальными короткопризматического габитуса (рис. 5, V). В единичных зёрнах наблюдаются включения других минеральных фаз более тёмного цвета. Внешне зёрна однородны. В КЛ видны элементы грубой секториальной магматической зональности. Результаты U-Pb анализов представлены в табл. 6. Аналитические точки конкордантны в пределах эллипса ошибок, однако одна из них даёт несколько омоложенный возраст. Конкордантный возраст по 10 анализам составляет  $224.9 \pm 2.4$  (MSWD = 1.09, вероятность – 0.33) [44]. Полученное по циркону значение может быть принято за возраст становления лейкогранитов второй фазы, которые здесь же (пункт наблюдения № 10202) прорывают позднепермско-раннетриасовые гранодиориты третьей фазы тырмо-буреинского комплекса [1].

**ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

Представленные в статье геохронологические данные свидетельствуют о том, что изученные гранитоиды интрузивов бассейна среднего течения р. Буря имеют не пермский, пермско-триасовый и не юрский, как считалось ранее [4, 13, 15, 17], а поздне триасовый возраст –  $235.3 \pm 2.9$ – $224.9 \pm 2.4$  млн лет. Геологическим обоснованием возраста алтаhtинских гранитоидов служат факты прорывания ими гранитоидов тырмо-буреинского комплекса ( $254.2 \pm 2.5$ – $246.6 \pm 3.0$  млн лет), и в то же время сами они пересекаются дайками трахириолитов ( $218.1 \pm 2.8$  млн лет) таловского комплекса и прорваны интрузивными телами кварцевых диоритов ( $206.5 \pm 2.5$  млн лет) и лейкогранитов ( $199.0 \pm 4.0$  млн лет) харинского комплекса (U-Pb SHRIMP-II, циркон, [1, 10]). Эти данные легли

Таблица 6. Аналитические данные цирконов из субщелочных лейкогранитов второй фазы алтаhtинского комплекса, проба 10202.

№ точек	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ млн лет	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ млн лет	Total $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Total $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	± %	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	± %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	± %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± %	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± %	Rho	
1.1	0.14	3031	2024	0.69	90.6	220.2 ± 3.3	215.5 ± 3.2	28.74	1.5	0.06869	0.85	28.78	1.5	0.06763	1.0	0.3240	1.8	0.03475	1.5	0.832
2.1	0.28	517	221	0.44	17.3	245.0 ± 3.9	245.5 ± 4.0	25.75	1.6	0.0514	2.2	25.82	1.6	0.0492	2.8	0.2628	3.2	0.03873	1.6	0.505
3.1	0.66	318	141	0.46	9.72	223.7 ± 3.7	225.9 ± 3.8	28.13	1.7	0.0482	3.1	28.31	1.7	0.0429	5.6	0.2090	5.9	0.03532	1.7	0.290
4.1	0.61	337	143	0.44	10.4	225.5 ± 3.7	227.0 ± 3.8	27.91	1.7	0.0504	2.9	28.09	1.7	0.0454	5.5	0.2231	5.7	0.03561	1.7	0.293
5.1	0.58	358	185	0.53	10.8	220.9 ± 3.8	222.0 ± 3.8	28.52	1.7	0.0513	2.9	28.68	1.7	0.0466	5.2	0.2241	5.4	0.03486	1.7	0.319
6.1	0.19	467	389	0.86	14.1	222.3 ± 3.5	222.3 ± 3.6	28.45	1.6	0.0522	2.4	28.50	1.6	0.0506	3.1	0.2448	3.5	0.03508	1.6	0.467
7.1	0.09	665	214	0.33	20.3	225.2 ± 3.5	225.5 ± 3.5	28.10	1.6	0.0504	2.1	28.13	1.6	0.0497	2.3	0.2436	2.8	0.03555	1.6	0.566
8.1	0.11	924	1049	1.17	28.0	223.5 ± 3.4	223.6 ± 3.4	28.31	1.5	0.0512	2.0	28.35	1.6	0.0503	2.2	0.2447	2.7	0.03528	1.6	0.573
9.1	0.03	1883	931	0.51	57.7	225.8 ± 3.4	225.6 ± 3.4	28.05	1.5	0.05143	1.2	28.06	1.5	0.0512	1.3	0.2516	2	0.03564	1.5	0.762
10.1	0.44	609	424	0.72	18.6	224.5 ± 3.5	225.1 ± 3.6	28.09	1.6	0.0522	2.2	28.21	1.6	0.0487	3.4	0.2381	3.7	0.03544	1.6	0.429
11.1	0.12	538	250	0.48	16.4	224.9 ± 3.6	225.2 ± 3.6	28.13	1.6	0.0504	2.4	28.17	1.6	0.0495	2.6	0.2421	3.1	0.03550	1.6	0.522

в основу выделения их в самостоятельный позднекристовый комплекс, за которым предлагается восстановить традиционное наименование «алтаhtинский».

Обобщение геологических и геохронологических (табл. 3–6) результатов исследований позволило в формировании интрузий алтаhtинского сиенит-лейкогранитового комплекса выделить две фазы (этапа) внедрения: *первая фаза (235–230 млн лет)* – сиениты, кварцевые сиениты, кварцевые монцититы, граносиениты, щелочные граниты и щелочные граносиениты; *вторая фаза (226–0224 млн лет)* – субщелочные лейкограниты, граниты, лейкогранит-порфиры, дайки гранит-порфиров, субщелочных лейкогранитов, жилы аплитов, аплитовидных гранитов и пегматитов.

По петрохимическому составу алтаhtинские гранитоиды являются умеренно- и высокоглинозёмистыми породами умеренной и нормальной щёлочности K-Na типа с повышенными содержаниями  $K_2O$ . Характерным геохимическим признаком гранитоидов является их общая обеднённость REE, концентрации которых для пород первой фазы варьируются от 161 до 282 ppm, а для гранитов второй фазы – от 77 до 146 ppm, что ниже чем во внутриплитных гранитах, но близко к концентрациям в коллизионных и субдукционных гранитоидах [5]. Распределение REE в них почти соответствует спектру REE в средней коре. В геохимическом плане гранитоиды второй фазы отличаются от магматитов первой фазы пониженными содержаниями Fe и Ti, более низким суммарным уровнем накопления REE, типоморфных HFSE и U, Th, Ba, Rb и повышенными концентрациями «транзитных» (Ni, Co, Cr) элементов (табл. 1, 2, рис. 4).

Сиениты, граносиениты, щелочные граниты, щелочные граносиениты первой фазы (табл. 1, 2), являющиеся по вещественному составу железистыми, по классификации Фроста [33] относящиеся к гранитоидам *A*-типа, на диаграмме А.В. Гребенникова [9] попадают в поле гранитоидов *A*<sub>1</sub>-типа (рис. 3, а). В пользу этого свидетельствуют положение их составов на классификационной диаграмме (рис. 3, д.) [44] и соответствие спектров распределения малых элементов таковым для внутриплитных гранитоидов [5]. По уровню концентраций HREE и Eu они близки к субдукционным и коллизионным гранитам. Для них характерны высокие содержания щелочей и крайне низкие, зачастую близкие к нулю, концентрации MgO и CaO, что находит своё отражение в их высококальциевых и ультракальциевых, агпаитовых, железистых составах и повышенной титанистости (табл. 1, 2) при высоких значениях  $FeO^*/MgO$  (2–20), которые могут указывать на принадлежность пород первой фазы к толеитовой серии. Их железистость при очень низких

содержаниях магния является характерным петрохимическим параметром при выделении *A*-гранитов [9]. В целом, особенности состава соответствуют минералогическим характеристикам пород первой фазы, что обусловлено наличием эгирина, рибекита, голубовато-зелёной роговой обманки, арфведсонита, эгирин-авгита, микроклин-пертита, альбита и титаномагнетита.

Граниты второй фазы имеют несколько иной химический состав (табл. 1), что чётко видно на классификационной (рис. 3, д, [44]) и геохимической дискриминационной (рис. 3, а, [9]) диаграммах. Для них характерны умеренные содержания щелочей, повышенные концентрации MgO, CaO,  $FeO^{общ}$  и низкие  $TiO_2$  (табл. 1). Они являются умеренно- и слегка высокоглинозёмистыми высококальциевыми гранитами. Их минеральный состав характеризуется наличием биотита, подщелочённой (голубовато-зелёной) роговой обманки и магнетита. По химическому составу исследуемые породы соответствуют нефракционированным и фракционированным гранитоидам *I*- и *S*-типов (рис. 3, д), которые на диаграмме Zr –  $10000 \times Ga/Al$  (рис. 3, б) попадают в поле гранитов *A*-типа, что может характеризовать их как «*A*-геохимического типа магматические породы» [44]. По-видимому, положение фигуративных точек составов пород второй фазы в полях гранитоидов разных геодинамических обстановок на диаграммах Дж. Вейлина (рис. 3, б, д), а также в поле *A*<sub>2</sub> и совмещённом поле *A*<sub>2</sub> + *I* & *S*-типов на диаграмме А.В. Гребенникова (рис. 3, а) обусловлено тем, что они несут следы взаимодействия коровых магм с обогащённым материалом подлитосферной мантии [9]. С одной стороны, граниты второй фазы отчётливо обогащены такими элементами, как Rb, K, Th, U и Pb при относительном дефиците Nb, Ta, Y, HREE, Sr, Ba, Ti и P, что свойственно магматическим породам коллизионных зон. С другой стороны, существенное накопление U, Th, Rb и вынос Sr, P, Ba, Ti предполагается обусловлено значительным контаминирующим взаимодействием мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры (*A*<sub>2</sub>). Деpletированность гранитов в отношении Nb, Ta, Ti, P сближает их с породами зон субдукции и позволяет предполагать участие в формировании родоначальных для них расплавов, обусловленных влиянием астеносферного диапира и его флюидов. Более того, на спайдер-диаграммах (рис. 4, б, в) для них обнаруживаются Ba- и Sr-минимумы и Rb-максимум, не характерные для субдукционных гранитов [41]. По уровню концентраций REE и редких элементов они занимают промежуточное положение между субдукционными и коллизионными гранитоидами [5]. Сочетание контрастных внутриплитных и надсубдукци-

онных характеристик и присутствие разновозрастных А, I и S-типов в алтаhtинских гранитах является признаком их формирования в обстановке трансформной континентальной окраины [8, 26, 27, 28]. Накопление Th, U, Rb, Pb и вынос Sr, P, Ba, Ti в гранитах предполагается связаны с разогревом и частичным плавлением континентальной коры при подтоке тепла и вещества мантии, как показано в [9, 27].

В восточной части БМ устанавливается два этапа алтаhtинского гранитоидного магматизма, разделённых незначительным разрывом во времени в 5–10 млн лет. На первом этапе проявлены высоко- и ультракалиевые, агпаитовые, высокожелезистые и высокотитанистые гранитоиды  $A_1$ -типа (235–230 млн лет). На втором этапе формировались умеренно- и слегка высокоглинозёмистые, высококалиевые, магнезиально-железистые и низкотитанистые граниты  $A_2$  и  $A_2 + I$  & S-типов (226–224 млн лет), которые по геохимическим характеристикам близки к магматитам первой фазы, что позволяет предполагать близкий для них источник магмогенерации. Различие составов гранитоидов первой ( $A_1$ -типа) и второй ( $A_2$  и  $A_2 + I$  & S-типов) фаз выражается в уменьшении мантийного вещества в гранитах заключительной фазы и зависит от взаимодействия поступающих на средние уровни континентальной коры глубинных (мантийных) расплавов с коровым материалом и от структурных условий их проницаемости [9].

Таким образом, эволюция химического состава алтаhtинских гранитоидов свидетельствует о смене типа геодинамической обстановки в восточной части БМ, когда встречное (ортогональное) движение плит у конвергентной границы (субдукция) сменилось на их сдвиговое перемещение относительно друг друга, которое, по определению А.И. Ханчука [26–28], соответствует понятию трансформная континентальная окраина.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В раннемезозойской истории восточной части БМ ЦАСП выделен этап проявления гранитоидного магматизма – от  $235.3 \pm 2.9$  до  $224.9 \pm 2.4$  млн лет. Представленные в статье данные положены в основу выделения самостоятельного поздне триасового сиенит-лейкогранитового комплекса, за которым предлагается восстановить традиционное наименование «алтаhtинский». В составе комплекса выделено две фазы.

С первой фазой (235–230 млн лет) связано формирование сиенитов, кварцевых монцитонитов, кварцевых сиенитов, граносиенитов, щелочных гранитов и щелочных граносиенитов. На первом этапе проявлены высоко- и ультракалиевые, агпаитовые, высокоже-

лезистые и высокотитанистые гранитоиды  $A_1$ -типа. По геохимическим особенностям они обнаруживают сходство с внутриплитными гранитоидами  $A_1$ -типа, по уровню концентраций HREE и Eu близки к коллизионным и субдукционным гранитам. Образование магматитов первой фазы происходило, по всей вероятности, в условиях внутриплитного магматизма у дивергентных границ северо-восточной части БМ (литосферной плиты) в холодном внутриконтинентальном рифте, где структурные условия их образования были обусловлены чистым раздвигом за счёт проницаемости глубинных расплавов или мантийного вещества. Ко второй фазе (226–224 млн лет) относится формирование субщелочных лейкогранитов и гранитов, лейкогранит-порфиров, даек гранит-порфиров, жил аплитов и пегматитов. На втором этапе формировались умеренно- и слегка высокоглинозёмистые, высококалиевые, магнезиально-железистые и низкотитанистые граниты  $A_2$  и  $A_2 + I$  & S-типов. По химическому составу они соответствуют нефракционированным и фракционированным гранитоидам I- и S-типов, отвечающих по высоким значениям Ga/Al гранитам A-типа, что может характеризовать их как A-геохимического типа магматические породы [44]. Они несут следы взаимодействия коровых магм с обогащённым материалом подлитосферной мантии и образуются в иных условиях, чем гранитоиды первой фазы. Накопления Th, U, Rb, Pb и вынос Sr, P, Ba, Ti в гранитах второй фазы можно связать с разогревом и частичным плавлением континентальной коры при интенсивном подтоке тепла и вещества мантии, как показал А.И. Ханчук [27], при формировании родоначальных для них расплавов, обусловленных влиянием астеносферного диапира и его флюидов. Различие составов гранитоидов первой ( $A_1$ -типа) и второй ( $A_2$  и  $A_2 + I$  & S-типов) фаз выражается в уменьшении мантийного вещества в гранитах заключительной фазы и зависит от взаимодействия поступающих на средние уровни континентальной коры мантийных расплавов с коровым материалом (при процессах ассимиляции) и от структурных условий их проницаемости [9].

Имеющиеся данные дают основание предполагать, что 235–224 млн лет тому назад (поздний триас) в восточной части БМ произошла смена геодинамической обстановки, когда встречное движение плит у конвергентной границы (субдукция) сменилось на их сдвиговое перемещение относительно друг друга (трансформная континентальная окраина).

Авторы выражают признательность академику А.И. Ханчуку и к. г.-м. н. А.В. Гребенникову, чьи конструктивные замечания, плодотворные научные консультации и рекомендации позволили значительно улучшить рукопись.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН и при поддержке федерального агентства по недропользованию (Гос. контракт на подготовку к изданию Госгеолкарты-200 листа М-52-ХП).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арапов В.Н., Амелин С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд-е второе. Серия Буреинская. Лист N-52-ХП: Объясн. зап. / Ред. Г.В. Роганов. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2018. 283 с.
2. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливо-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кирилова. Владивосток: Дальнаука, 2012. 360 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / Гл. ред. А.И. Ханчук, т. 4).
3. Васильева В.В. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-52-ХVIII: Объясн. зап. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 60 с.
4. Васькин А.Ф., Дымович В.А., Атрошенко А.Ф., Григорьев В.Б., Зелепугин В.Н., Опалихина Е.С., Шаров Л.А., Леонтьева Ю.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). 1:1 000 000. Дальневосточная серия. Лист М-53 Хабаровск: Объясн. зап. / Гл. ред. А.Ф. Васькин. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
5. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
6. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин М.А. Оловоносные пегматиты Буреинского массива // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 126–133.
7. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
8. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Восточно-Буреинский гранитный пояс (триас) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: кн. 1 // Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 242–247.
9. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.
10. Гурьянов В.А., Нигай Е.В., Юрченко Ю.Ю., Добкин С.Н., Арапов В.Н., Амелин С.А. Хронология гранитоидного магматизма восточной части Буреинского массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Методы и геохронологические результаты изучения изотопных геохронологических систем минералов и пород / VII Российская конф. по изотопной геохронологии: Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 105–108.
11. Заблочкий Е.М., Стуканов А.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (новая серия). Лист М-52, 53 Благовещенск: Объясн. зап. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1996, 216 с.
12. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.В. Возраст амурской серии Бурея-Цзымусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Докл. АН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
13. Красный Л.И., Пэн Юньбяо. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000: Объясн. зап. СПб.: Благовещенск-Харбин, 1999. 135 с.
14. Лови Б.И. Интрузивные комплексы Малого Хингана // История геологического развития и магматизма Малого Хингана. Л.: ВСЕГЕИ, 1961. С. 65–122.
15. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объясн. зап. к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: Мин.гео. СССР, ДВ ПГО, ЦТП, 1990. 215 с.
16. Парфёнов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.И. Дриль С.И., Кирилова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
17. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р., Шилова Н.М., Мялик А.В., Шадрина Н.И. Азарова А.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). 1:1000 000. Дальневосточная серия. Лист М-52 – Благовещенск: Объясн. записка / Гл. ред. А.С. Вольский. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 496 с.
18. Попеко В.А. Магматические формации Буреинского массива // Магматические формации активных окраин континентов. М.: Наука, 1980. С. 118–142.
19. Путинцев В.К., Заблочкий Е.М., Колмак Л.М. Магматические формации активизированных областей Дальнего Востока и их металлогеническая специализация. Л.: ВСЕГЕИ, 1970. 132 с.
20. Рассказов Ю.П. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-52-ХП. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 74 с.
21. Ромашкин А.И. Геохимическая эволюция гранитогнейсово-го комплекса Буреинского массива // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 93–102.
22. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Руб А.К., Тронёва Н.В. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 6. С. 1463–1466.
23. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Федосенко А.М., Плоткина Ю.В. Раннепалеозойские гранитоиды Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст, геохимические особенности, геодинамическая интерпретация // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 632–648.
24. Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 10. С. 1479–1499.
25. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: её состав и эволюция / Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 384 с.
26. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
27. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.

28. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–29.
29. Шарпёнок Н.Л., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезём для химической классификации и диагностики плутонических пород // Регион. геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
30. Black L.R., Kamo S.L., Allen C.M., Heinikoff J.N., Dawis D.W., Russell J., Korsch R.J., Foudonlis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
31. Boynton W.V. Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies / P. Henderson (ed.) // Rare earth elements geochemistry. Elsevier: Acad. Press., 1984. P. 63–114.
32. Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite type // Paci. Geol. 1984. N 8. P. 173–174.
33. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42, N 11. P. 2033–2048.
34. Le Maitre R.W. Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
35. Ludwig K.R. User, s manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 1999. N 1. 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA.
36. Ludwig K.R. SQUID 1.00. A users manual // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2000. N. 2. 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA.
37. Maeda J. Opening of the Kuril basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophys. Jcs. 1990. N 174. P. 235–255.
38. Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101, N 5. P. 635–643.
39. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
40. Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. P. 247–263.
41. Rollinson H. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. London: Longman Scientific and Technical, 1993. 352 p.
42. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implication for mantle composition and processes / Eds. A. D. Saunders, M. J. Narry. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.
43. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
44. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. 1987. V. 95, N 4. P. 407–419.
45. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 79. P. 169–181.
46. <http://geochron.vsegei.ru/>.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком  
после доработки 02.12.2020 г.  
принята к печати 19.03.2021 г.

*V.A. Guryanov, E.V. Nigai, Yu.Yu. Yurchenko, M.V. Arkhipov, S.A. Amelin, V.N. Arapov*

### **Granitoids of the Altakhta complex in the eastern part of the Bureya continental massif of the Central Asian fold belt: age, geochemical features and geodynamic interpretations**

New data are reported on the age, composition and formation conditions of the Late Triassic granitoids of minor intrusions from the eastern part of the Bureya continental massif of the Central Asian fold belt, and their geodynamic interpretation is given. U-Pb geochronological studies on zircons indicate that the age of rocks of the Altakhta syenite-leucogranite complex is in the 235–224 Ma range, which intrusion proceeding in two phases. The formation of magmatites is associated with the first phase ( $235.3 \pm 2.9$ –230 Ma), which by their geochemical features are similar to A1-type intraplate granitoids and by REE concentrations to subduction- and collision-related granitoids. Geochemical characteristics of A2-type and A2 + I & S-type granites (226–224 Ma) suggest their formation in a syncollisional setting. The evolution of the chemical composition of the Altakhta granitoids indicates a change in the geodynamic setting type, when the opposing (orthogonal) movement of the plates at the convergent boundary (subduction) changed to their sliding past each other (transform continental margin).

**Key words:** Altakhta Complex, granitoids, U-Pb age, zircon, collision, subduction, transform continental margin, Bureya massif.