

ХАНКАЙСКИЙ МАССИВ: ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ФУНДАМЕНТА И РЕГИОНАЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ

*А.И. Ханчук^{1,4}, А.А. Аленичева², В.В. Голозубов¹, А.Т. Кандауров³, Ю.Ю. Юрченко²,
С.А. Сергеев²*

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: axanchuk@mail.ru

²ФББУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний проспект 74, г. Санкт-Петербург, 199106

³АО «Дальневосточное ПГО», Океанский пр-т 29/30, г. Владивосток

⁴ФГБОУВО Новосибирский государственный университет, ул. Пирогова 1, г. Новосибирск, 630090

Поступила в редакцию 17 декабря 2021 г.

Рассматриваются результаты геохронологических исследований метагранитоидов (U-Pb SIMS) и офиолитов (Sm-Nd) Ханкайского массива. Новые и ранее опубликованные данные позволяют выделить раннепротерозойский Матвеевско-Нахимовский террейн с ранним надсубдукционным магматизмом с возрастом 935 и 915 млн лет и внутриплитным или трансформной окраины тихоокеанского типа с возрастом 850–880 и 757 млн лет, а также непротерозойские-раннекембрийские Дворянский и Тафуинский террейны с надсубдукционным магматизмом с возрастом 543, 520, 517 и 513 млн лет. Между этими двумя частями выделяется сутура (Вознесенский и Спасский террейны) с шельфовыми отложениями эдиакария–кембрия и аккреционной призмой кембрия с офиолитами древнее 514 млн лет. Большая часть Ханкайского массива сформировалась в конце кембрия, в конце силура к нему был аккретирован островодужный Кордонкинский террейн. Сергеевский террейн ордовикской островной дуги был присоединен в результате раннемелового сдвигового перемещения. По аналогичным этапам раннего магматизма и метаморфизма гетерогенные структуры основной части Ханкайского массива прослеживаются на север, где массив Цзямусы (включая Восточно-Буреинский террейн) представляет раннепротерозойский блок, а восточная часть массива Сонгнен (включая Западно-Буреинский террейн) – позднепротерозойско-кембрийский блок. Между этими блоками располагается кембрийская Спасск-Усинчжэнь-Мельгинская сутура, образовавшаяся в результате их коллизии в конце кембрия. Буряя-Сонгнен-Цзямусы-Ханкайский супертеррейн сформировался как часть суперконтинента Гондвана около 500 млн лет назад в результате орогенеза и аккреции фрагментов суперконтинента Родиния.

Ключевые слова: непротерозой, кембрий, геохронология, граниты, офиолиты, Ханкайский массив, Буряя-Сонгнен-Цзямусы-Ханкайский супертеррейн.

ВВЕДЕНИЕ

Между Сибирским (на севере) и Сино-Корейским (на юге) кратами выделяются фанерозойские орогенные пояса и докембрийские континентальные блоки (массивы). Орогенные пояса представляют собой континентальную кору (литосферу), которая образовалась на месте и (или) окраине океанического бассейна в результате аккреции террейнов к континенту (кратону) или при столкновении (коллизии) континентальных блоков. В восточной части юга Дальнего Востока России и прилегающих районах

Китая выделяется коллаж из нескольких массивов или блоков, окруженный со всех сторон палеозойскими и мезозойскими орогенными поясами, фундамент которых сложен докембрийскими и кембрийскими комплексами: Сонгнен (Суньяо), Буреинский, Цзямусы и Ханкайский. Эти массивы, отделенные друг от друга поздними разломами, сходны по геологическому строению и рассматриваются как единый регион Манчжурид [78], Буряя-Цзямусы супертеррейн [28, 74], Буряя-Цзямусы палеоплита [62], ниже как Буряя-Сонгнен-Цзямусы-Ханкайский (БСЦХ) супер-

террейн. БСЦХ супертеррейн также рассматривается в составе восточной части Центрально-Азиатского орогенного пояса [8, 42, 57, 64, 66–69, 91, 95–98, 102, 103 и др.].

БСЦХ супертеррейн (рис. 1) с востока и севера граничит с позднеальбско-сеноманским Сихоте-Алинским [47] и среднеюрским Монголо-Охотским [82] орогенными поясами. На северо-востоке БСЦХ супертеррейн граничит с Южно-Монгольско-Хинганским [28] или Хинганским (Xing'an) [66] поясом, который сложен допозднекарбовыми палеозойскими субдукционно-аккреционными комплексами без докембрийского фундамента [32, 33, 55, 56, 64, 65 и др.]. На юге и юго-востоке БСЦХ супертеррейн граничит с орогенным поясом, который образовался в результате закрытия Солонкерского океана в конце перми–среднем триасе по ножничной модели с запада на восток [54, 64, 70, 79 и др.].

Следует также отметить представления о том, что выходы юрского Хейлунцзянского аккреционного комплекса маркируют юрскую сутуру между массивами Сонгнен и Цзямусы [91, 92, 101 и др.]. Однако изолированность выходов Хейлунцзянского комплекса, сложность палеотектонической реконструкции субмеридионального триасового океана, не имеющего продолжения на юг и север, представляется сомнительным. Хейлунцзянский комплекс может рассматриваться как продолжение окраинно-континентального юрского аккреционного комплекса Сихоте-Алия (модель плоской субдукции), выведенное в конце раннего мела на поверхность [7].

Характерной особенностью БСЦХ супертеррейна является широкое распространение метаморфических пород амфиболитовой, а местами и гранулитовой фаций, возраст которых первоначально субъективно оценивался по условиям метаморфизма как архейский и палеопротерозойский. В дальнейшем в массиве Цзямусы U-Pb* датированием метаморфического циркона был установлен позднекембрийский ~500 млн лет возраст метаморфизма гранулитовой фации [89, 102], а затем датировка 506 млн лет была получена и для гранулитов северной части Ханкайского массива [44]. Sm-Nd изотопные исследования и U-Pb датирования детритового циркона показали, что протолиты глубокометаморфизованных пород не являются раннедокембрийскими, а имеют неопротерозойский и кембрийский возраст [12, 13, 23, 27, 44, 67, 69, 81, 87, 91, 96 и др.].

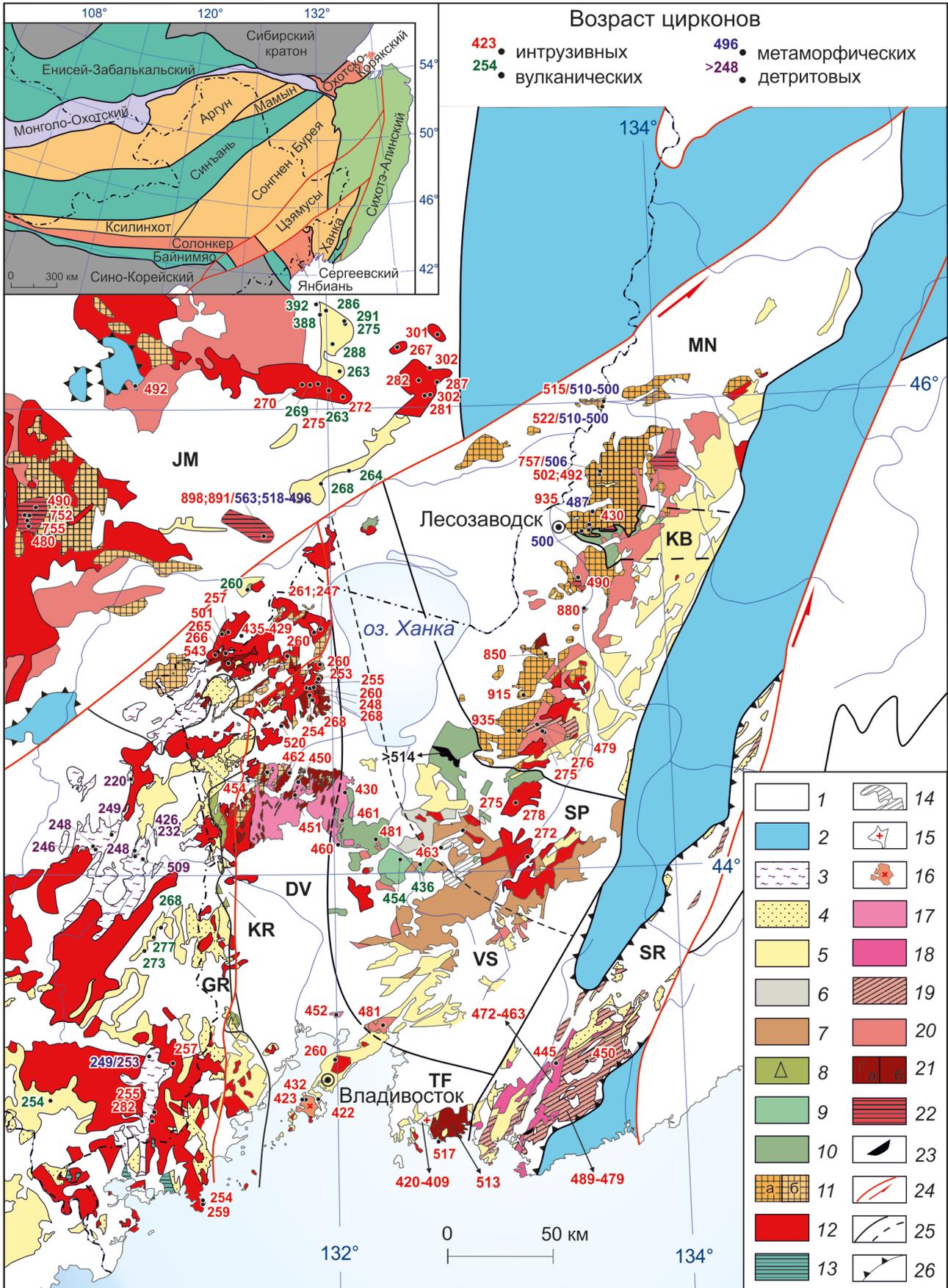
Особый интерес для реконструкции ранней истории геологического развития БСЦХ супертеррейна имеют данные о магматизме, который происходил до регионального метаморфизма возрастом около 500 млн лет. До недавнего времени наиболее древней датировкой (757 млн лет) являлся возраст кристаллизации базитового силла-протолита дупируксен-амфиболового сланца в матвеевской свите Ханкайского массива [44]. В последние годы в пределах БСЦХ супертеррейна выявлены различные этапы проявления неопротерозойского магматизма: 940–933 и 804–789 млн лет [42], 937–933 и 896–891 млн лет [98], 898–891 млн лет [96], 757–751 млн лет [97], 917–911, 841 млн лет [68] и 929–927, 895 млн лет [69].

*Далее, если не оговорено, возрастные датировки приведены по U-Pb методу по циркону.

Рис. 1. Домезозойские образования Ханкайского массива и прилегающих районов (на врезке – структурные подразделения фундамента континентальной части Восточной Азии, по [5, 28, 73], с изменениями). По данным [3, 6, 14–20, 28, 29, 44, 45, 49–52, 59, 74, 75, 79, 85, 86, 88, 89, 91, 94–98, 100, 101].

1 – мезозойские и кайнозойские комплексы нерасчлененные; 2 – фрагмент средне-позднеюрской аккреционной призмы; 3 – ранне-среднетриасовый метаморфический комплекс с преимущественно пермским возрастом протолита; 4 – пермские терригенные шельфовые отложения и известняки; 5 – пермские вулканиты основного-кислого состава, мелководно-морские туфо-терригенные отложения и известняки; 6 – раннекаменноугольные континентальные риолиты и дациты; 7 – девонские континентальные вулканиты основного-кислого состава и их туфы, реже мелководно-морские отложения; 8 – раннесилурийские базальты, андезиты и осадочные отложения островной дуги (кордонкинская свита); 9 – позднеордовикские (~470–455 млн лет) континентальные риолиты и туфы; 10 – кембрий-эдиакарские шельфовые и аккреционные комплексы с палеоокеаническими породами эдиакария-раннего кембрия; 11 – неопротерозойские (а) и поздненеопротерозойские-раннекембрийские (б) вулканогенно-осадочные комплексы, зонально метаморфизованные в зеленосланцевой-гранулитовой фациях в конце кембрия; 12 – пермские гранитоиды; 13 – позднепермские-раннетриасовые(?) перидотиты и габбро урало-аляскинского типа; 14 – раннекаменноугольные лейкограниты; 15 – раннедевонские граниты (420–409 млн лет); 16 – силурийские (432–422 млн лет) гранитоиды; 17 – позднеордовикские (~460–450 млн лет) гранитоиды; 18 – среднеордовикские граниты (таудеминский комплекс) (~475–460 млн лет); 19 – раннеордовикские габбро, диорито- и гранодиорито-гнейсы (сергеевский комплекс); 20 – позднекембрийские-раннеордовикские гранитоиды (502–479 млн лет); 21 – раннекембрийские габбро (а) и гранитоиды (б); 22 – неопротерозойские гранитоиды, редко базиты; 23 – офиолиты; 24 – раннемеловые левосторонние сдвиги; 25 – тектонические границы; 26 – контуры тектонических окон Хейлунцзянского комплекса или клиппы Сергеевского террейна.

Террейны: DV – Дворянский; GR – Гродековский; JM – Цзямусы; KB – Кабаргинский; KR – Кордонкинский; MN – Матвеевско-Нахимовский; SR – Сергеевский; SP – Спасский; TF – Тафуинский; VS – Вознесенский.



В предлагаемой статье мы приводим геохронологические данные для неопротерозойских и кембрийских гранитоидов (U-Pb SIMS) и офиолитов (Sm-Nd) Ханкайского массива. На основании полученных и опубликованных ранее данных уточнена схема строения Ханкайского массива и предложена новая схема строения БСЦХ супертеррейна.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА

Ханкайский массив выделен как область распространения докембрийских и кембрийских комплексов. Северной его границей является раннемеловой Дуньхуа-Мишаньский сдвиг системы Тан Лу (рис. 1), восточной – фрагмент юрской аккреционной призмы, западной – пермско-среднетриасовый орогенный пояс. В северо-восточной его части распространены позднекембрийско-кембрийские образования раннего этапа низкоградного регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций около 730 млн лет и позднего, высокоградного, в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фации в конце кембрия (около 506 млн лет) [23, 44]. Стратиграфические подразделения выделены по степени метаморфизма, и их положение в разрезе является условным [23]. Гранулит-амфиболитовые комплексы объединены в иманскую серию (ружинская и матвеевская свиты), амфиболитовые – в уссурийскую серию с нахимовской, татьяновской и тургеневской свитами. Эпидот-амфиболит-зеленосланцевый комплекс выделяется как лесозаводская серия (кабаргинская, спасская и митрофановская свиты). В доломитах спасской свиты обнаружены неопротерозойские онколиты [3]. В Кабаргинской зоне выделена орловская серия, сложенная миндалекаменными базальтами, известняками, кварцитами с марганцевыми рудами, сланцами и песчаниками [3]. Метаморфические комплексы амфиболитовой фации недавно закартированы и в западной части Ханкайского массива (краевская и ильинская толщи) [19]. Центральная часть массива (Спасская зона с евгеньевской и Вознесенская зона с ярославской и григорьевской сериями) сложена кембрийскими терригенно-карбонатными отложениями с археоциатами от форчунского до яруса 3* (от томмотского до ботомского по российской шкале) [2–4, 27]. Спасская зона отличается присутствием турбидитов и терригенно-микститовых толщ с трилобитами ярусов 4–5 (тойонских и амгинских) в матриксе [27], которые содержат глыбы более древних (по археоциатам) форчунских (томмотских) известняков и пластины из-

вестняков ярусов 2–3 (атдабанских–ботомских) [2, 4, 27], олистоплаки и олистолиты кремней, содержащие кембрийские микрофоссилии, глыбы миндалекаменных базальтов, габброидов и габбродолеритов [10].

Наиболее ранние магматические образования представлены метавулканитами и метаинтрузивами, которые метаморфизованы в той же степени, что и вмещающие породы [3]. В центральной части массива известны офиолитовые дуниты, гарцбургиты, пироксениты, оливиновые габбронориты, которые образуют несколько мелких линзовидных, реже неправильной формы тел площадью 0.5–7 км² [36, 48] в ассоциации с базальтами и известняками яруса 3 (ботомскими) [27]. Более поздние палеозойские отложения преимущественно вулканогенно-осадочные. Выделяются предположительно ордовикские континентальные риолиты и дациты с датировками 454 и 436 млн лет [29], нижнесилурийские базальты и андезиты островодужного типа [20, 21], девонские континентальные, реже мелководно-морские вулканиды от основного до кислого состава, нижнекаменноугольные континентальные риолиты и, среди шельфовых и мелководно-морских отложений, пермские вулканиды основного-кислого состава [3]. Ранние интрузии представлены раннекембрийскими габбро и гранитами с возрастом 517 и 513 млн лет, соответственно, [17] и позднекембрийскими-раннеордовикскими гранитоидами 502–481 млн лет [15, 16, 75, 94]. В южной части Приморья на большой площади распространен сергеевский габбро-диорито-гнейсовый комплекс [31] с возрастом в интервале 489–479 млн лет [17], интродуцированный гранитами с возрастом 472–463 [85] и трондьемитами 445 [94] млн лет. На западе Ханкайского массива выделяются массивы гранитоидов с возрастом 460–450 млн лет [14, 16, 45, 94]. Также известны массивы силурийских (432–422) [85, 94] и девонских (420–409) [17] гранитоидов. Повсеместно распространены гранитоиды поздней перми–начала триаса с возрастными от 275 до 250 млн лет [14, 16, 29, 45, 94].

МЕТОДЫ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Новые аналитические исследования проведены в Центре изотопных исследований (ЦИИ)-ФГБУ «ВСЕГЕИ» по аккредитованным методикам, принятым в ЦИИ. U-Pb SIMS датирование цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-IIe [77]. Sm-Nd изотопный анализ производился на девятиколлекторном масс-спектрометре TIMS TRITON в статическом режиме.

Местонахождение и характеристика образцов

Изотопно-геохронологическими методами изучены метагранитоиды и метаморфические образования на северо-востоке и метагранитоиды на западе

* Здесь и далее по международной и российской шкалам.

Ханкайского массива (рис. 2, 3), а также офиолиты в его центральной части.

Метаморфизованные интрузии в уссурийской серии. Объединены в уссурийский габбро-гнейсогранитовый (преобладают) комплекс. Секут или образуют пластовые тела среди вмещающих образований и совместно с ними метаморфизованы [3]. Для гранитоидов типична гнейсовидность с субпараллельной ориентировкой биотита и линзовидной формой зерен кварца, без характерной метаморфической полосчатости, обусловленной разделением на лейкосому и меланосому, что также отличает их от гнейсов уссурийской серии.

Обр. 12 – гнейсогранит мелкозернистый, отобран из горной выработки (44°35'52,25"N 133°6'21,316"E). Порода состоит из кварца, кислого олигоклаза, калишпата, биотита и граната. По содержанию петрогенных элементов (SiO_2 – 69.5 %) относится к высокоглиноземистым (Al_2O_3 – 16.3 %), низкотитанистым (TiO_2 – 0.21 %) породам, к умеренно-щелочному ряду калиевого типа щелочности ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.9$) семейства монзонитов.

Обр. 16 – двупироксеновый гранулит татьяновской свиты (44°45'9,822"N 133°8'19,95"E). Представляет собой полосчатую мелкозернистую породу. Лейкократовые минералы: андезин–вторичный калиевый полевой шпат, кварц. Меланократовые минералы, составляющие в целом 25–30 % ее объема, представлены диопсидом и ортопироксеном. Порода высокоглиноземистая ($\text{Al}^+ = 2.13$), соответствует по составу умереннощелочному граниту калиевой серии SiO_2 – 63.8, TiO_2 – 0.66, Na_2O – 1.78, K_2O – 5.78 %.

Обр. 609 – гнейсогранит биотитовый (44°55'27,616"N 133°16'44,612"E). Сложен микроклином, плагиоклазом и кварцем до 90 % и биотитом. Граниты высококремниевые (SiO_2 – 74.1 %), с умереннощелочным геохимическим профилем со смещением состава в калиевую область (содержания щелочей: K_2O – 5.46 %, Na_2O – 2.6 %). Отличаются умеренной глиноземистостью (Al_2O_3 – 13.6 %), низкими содержаниями железа, магния, кальция, титана и высокими содержаниями Li, Mo, Sn.

Обр. 19 – гнейсогранит (45°28'22,53"N 133°34'1,548"E). Лейкократовые минералы представлены микроклинизированным ортоклазом-олигоклазом и агрегатами кварца, а меланократовые – мелкими зернами граната и чешуйками биотита. Петрохимические признаки характеризуют изученные гнейсограниты как известково-щелочные, калинатровой серии, высокоглиноземистые ($\text{Al}^+ = 4.71$) породы, SiO_2 – 72.5, $\text{Na}/\text{K} > 1$ (Na_2O – 3.43, K_2O – 3.15).

Обр. 610 – гнейсогранит в разрезе нахимовской свиты. (45°6'46,622"N 133°31'8,181"E). Сложен

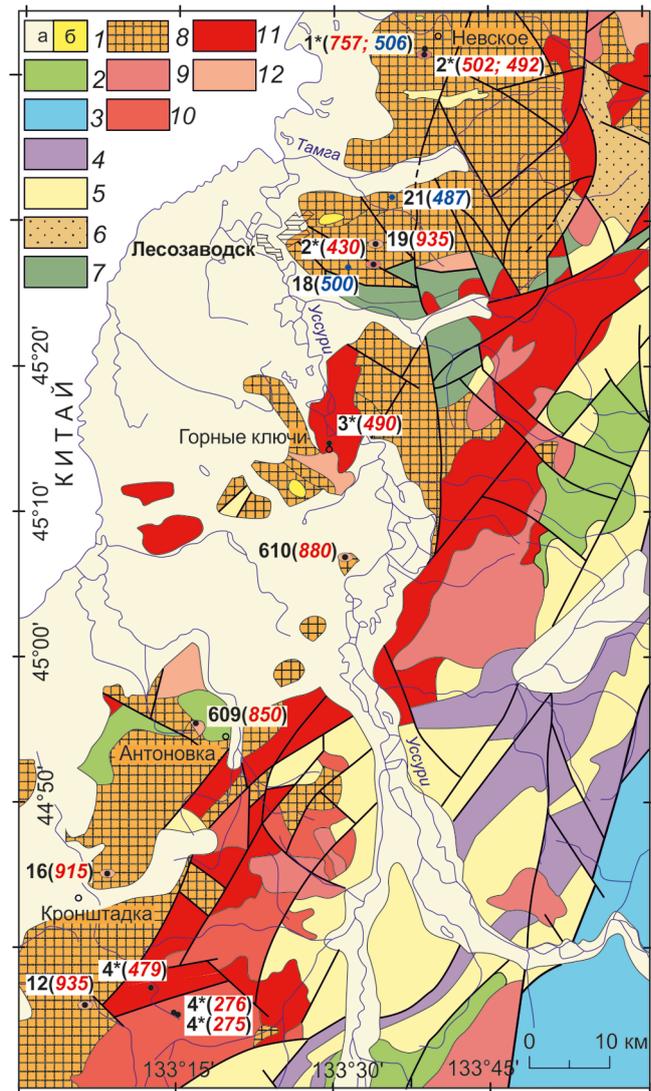


Рис. 2. Схема геологического строения северной части Ханкайского массива (по [3], с изменениями).

1 – кайнозойские осадочные (а) и вулканические (б) отложения; 2 – меловые вулканогенно-осадочные отложения; 3 – юрский аккреционный комплекс; 4 – верхнетриасовые осадочные отложения; 5 – пермские вулканогенно-осадочные отложения; 6 – девонские осадочные отложения (тамгинская свита); 7 – кембрийский аккреционный комплекс (неметаморфизованный) (евгеньевская и орловская серии и кабаргинская свита); 8 – неопротерозойский метаморфический комплекс (иманская и уссурийская серии); 9 – меловые граниты; 10 – пермские граниты (бельцовский комплекс); 11 – позднекембрийско-раннеордовикские гранитоиды (шмаковский комплекс); 12 – неопротерозойские гранитоиды. Цифры – номера образцов и возраст в млн лет, красный цвет – возраст магматизма, синий – метаморфизма. Цифры с звездочкой – по: 1* [44]; 2* [94]; 3* [15]; 4* [29].

микроклином, плагиоклазом и кварцем до 90 %, биотитом. Отличается высокой кремнекислотностью (SiO_2 – 77.3 %), умеренной глиноземистостью (Al_2O_3 – 11.9 %), низкой титанистостью ($\text{TiO}_2 < 0.1$ %), низкой железистостью, нормальным до умереннощелочного рядом калиевого типа щелочности ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2.7$).

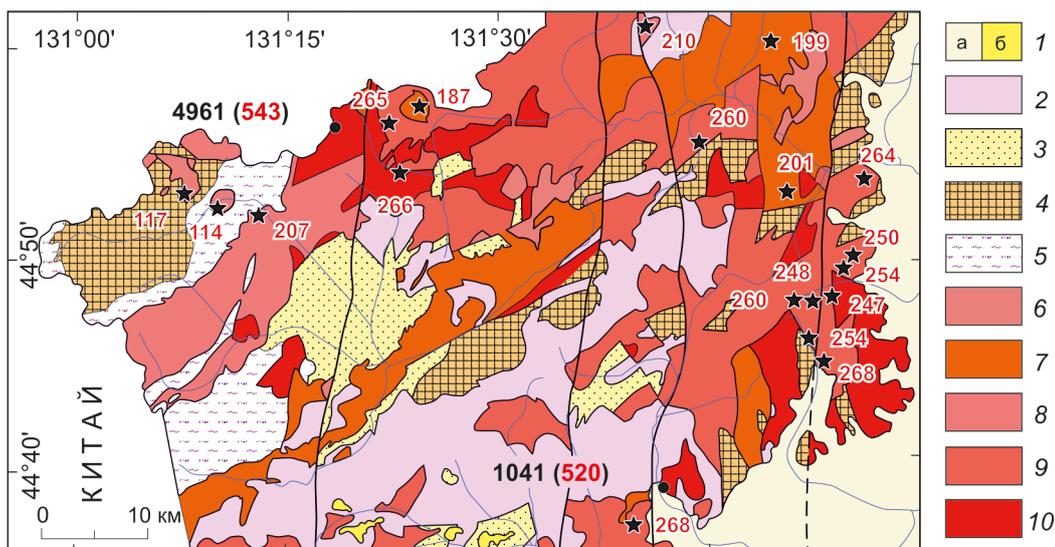


Рис. 3. Схема геологического строения северо-западной части Ханкайского массива

1 – неогеновые осадочные (а) и платоабазальтовые (б) отложения; 2 – верхнетриасовые дациты и риолиты (тальминская толща); 3 – пермские осадочные отложения (решетниковская свита); 4 – неопротерозойско-раннекембрийский протолит позднекембрийских кристаллосланцев, амфиболитов, гнейсов, кварцитов и мраморов (краевская и ильинская толщи); 5 – ранне-среднетриасовые слюдяные сланцы и бластомилониты (тектониты); 6 – среднемеловые граниты; 7 – раннеюрские граниты; 8 – поздне триасовые граниты; 9 – позднепермские гранитоиды; 10 – кембрийские метагранитоиды, реже, метагаббро (дворянский комплекс). Цифры – номера образцов и возраст интрузий в млн лет. Цифры со звездочкой – возраст магматизма по [15].

Метаморфические породы иманской и уссурийской серий

Обр. 21 – силлиманит-гранат-биотит-плагиоклазовый сланец в матвеевской свите (45°31'45,059"N 133°35'40,608"E).

Обр. 18 – гранат-биотит-плагиоклазовый гнейс тургеневской свиты (45°26'52,692"N 133°31'16,782"E).

Метагранитоиды дворянского комплекса

Обр. 4961 – метаплагиогранит, (44°56'53.96"N 131°18'25.61"E). Минеральный парагенезис: кварц, олигоклаз, с присутствием амфибола и биотита. Принадлежит к натровой серии (SiO_2 – 68.9 %, Al_2O_3 – 17.2, K_2O – 2.56 %, Na_2O – 5.56 %).

Обр. 1041 – гнейсогранит (44°38'27.86"N 131°41'43.43"E). Минеральный парагенезис: кварц, олигоклаз, калиевый полевой шпат (часто пертиты и антипертиты), с присутствием амфибола, биотита. Принадлежит к калинатровой серии. SiO_2 – 74.35, TiO_2 – 0.19, Al_2O_3 – 13.63, Fe_2O_3 – 1.00, FeO – 0.87, MgO – 0.19, CaO – 1.11, Na_2O – 3.50, K_2O – 4.12 %.

Офиолиты

Обр. 14 – оливиновый метагаббронорит, дмитриевский габбро-перидотитовый комплекс (44°27'746"N, 132°41'418"E). Интенсивно преобразованная в условиях, близких к зеленосланцевой фации, порода с реликтами ромбического и моноклинного пироксенов.

SiO_2 – 49.70, TiO_2 – 0.29 %, Al_2O_3 – 14.80, Fe_2O_3 – 2.48, FeO – 6.07, CaO – 10.70, Na_2O – 2.85, K_2O – 0.098 %. Порода крайне обеднена редкими землями – $\Sigma\text{REE} = 5.79$ ppm. Содержание и характер распределения REE, степень их фракционирования – $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.9$, а также слабо проявленная положительная Eu аномалия соответствуют мантийным дифференциатам.

Обр. 14/2 – перидотит (44°27'755"N, 132°41'426"E). Почти полностью серпентинизированная порода.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Данные об U-Pb изотопных отношениях и возрасте изученных цирконов представлены в дополнительных материалах на интернет-сайте журнала (Supplement).

Метаморфизованные интрузии в уссурийской серии

Обр. 12 – гнейсогранит. Цирконы данного образца прозрачные, преимущественно идиоморфные, длиннопризматические с бипирамидальными гранями (рис. 4). Длина 140–315 мкм. В катодной люминесценции (КЛ) для большинства зерен выявлена осцилляторная зональность, характерная для магматических цирконов. Ядра и зоны роста не выражены, в некоторых цирконах наблюдаются очень тонкие осветлен-

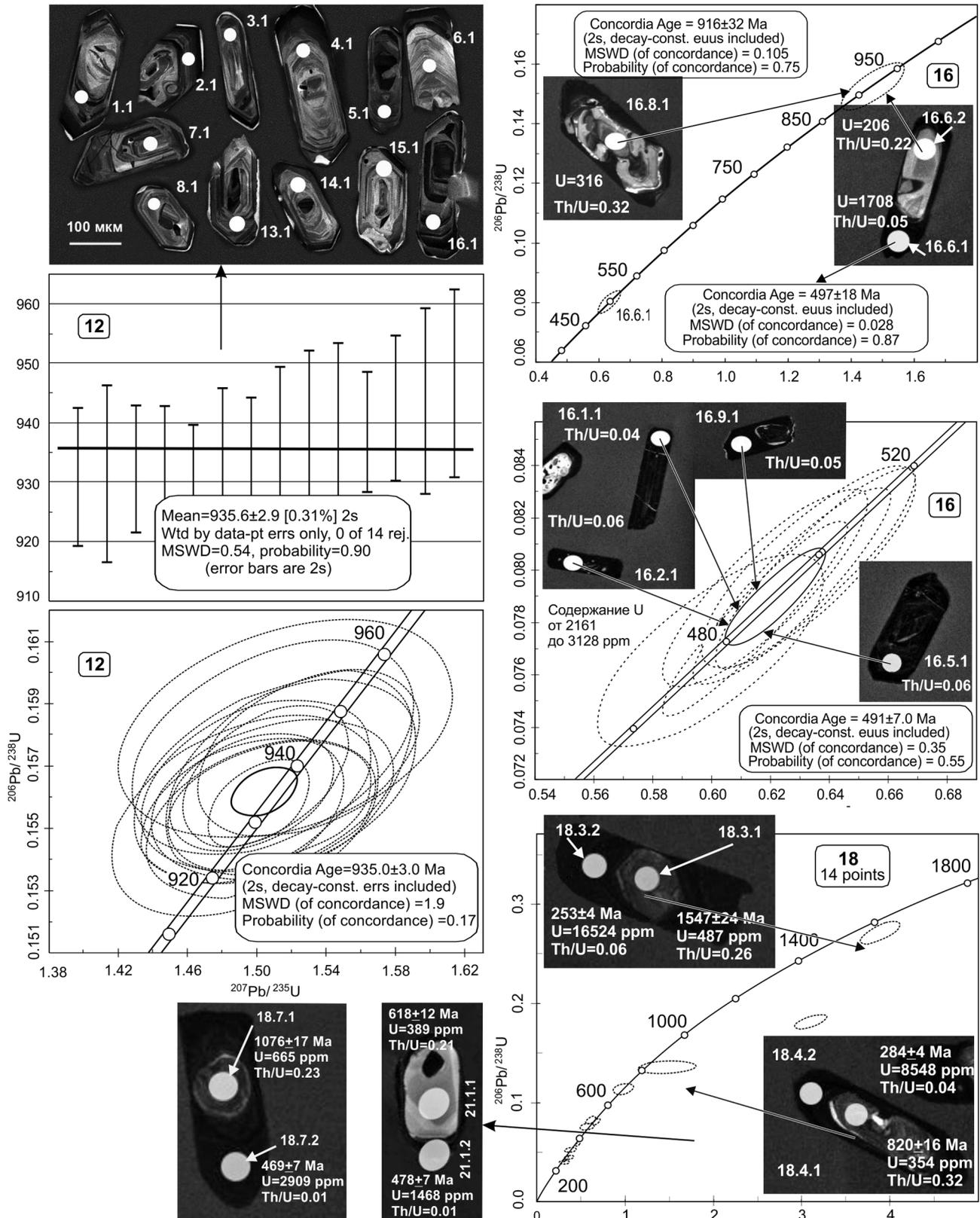


Рис. 4. Микрофотографии типичных кристаллов циркона в режиме КЛ, гистограмма возрастов и U-Pb диаграмма с конкордией по цирконам (обр. 12), КЛ изображения цирконов и диаграммы с конкордией для цирконов из двупироксенового гранулита (обр. 16), гнейса (обр. 18), метамонзонита (обр. 21).

Кружками здесь и далее показаны места изотопных анализов.

ные оболочки. Измерения выполнены по 17 отдельным зернам цирконов. Содержание U = 162–837 ppm, Th/U = 0.28–0.63. Средневзвешенный (14 анализов) конкордантный возраст 935 ± 3 млн лет. Осцилляторная зональность и умеренное отношение Th/U указывают на магматическое происхождение цирконов [63]. Наличие тонких оболочек у магматических цирконов обусловлено метаморфическими процессами, не затронувшими исходную U-Pb систему.

Обр. 16 – дупироксеновый гранулит. Цирконы данного образца в основном субидиоморфные. Размер зерен 100–410 мкм. Проанализировано 9 цирконов. В двух из них содержание урана составило 206 и 316 ppm, Th/U отношения, соответственно, 0.22 и 0.32, что отвечает магматическим цирконам с U-Pb конкордантным средневзвешенным возрастом 916 ± 32 млн лет при наличии оболочки с возрастом 497 млн лет. Остальные цирконы (7 зерен) с высокими содержаниями U от 1708 до 3908 ppm (метамиктные цирконы) и низкими Th/U отношениями (0.02–0.06) имеют отчетливо метаморфический генезис. Конкордантный U-Pb возраст этих цирконов по 6 измерениям составил 491 ± 7 млн лет (рис. 4). Образование их интерпретируется как результат полной перекристаллизации первично магматических цирконов в это время.

Обр. 609 – гнейсогранит. Цирконы субидиоморфные, короткопризматические. Длина от 80 до 120 мкм. В КЛ цирконы показывают зональное строение с наличием ядра и метаморфогенных оболочек. Выполнено 15 измерений. Конкордантный U-Pb возраст 849 ± 20 млн лет (рис. 5) получен для ядер магматических цирконов (3 зерна) со следами осцилляторной зональности, магматический генезис которых подтвержден присутствием расплавных включений (Толмачева Е.В., неопубликованные данные). В оболочках цирконов выявлены флюидные включения, для них получена конкордантная дата (по 6 анализам) 481 ± 4 млн лет. Повышенные концентрации урана от 1072 до 3283 ppm и тория от 609.4.2 до 3126 ppm в этих цирконах могут быть связаны с привнесом урана в результате метаморфогенного преобразования со значительным влиянием флюидной фазы. Th/U отношения при этом остаются умеренными – от 0.1 до 0.39.

Обр. 610 – гнейсогранит. Цирконы в образце сильно изменены. В КЛ кристаллы в основном зональные и состоят из ядер и метаморфогенных оболочек с раскристаллизованными флюидными включениями. Ядра содержат расплавные, полностью раскристаллизованные включения, что свидетельствует об их кристаллизации из магмы. Выполнено 15 анализов. Цирконы характеризуются высоким содержанием U > 1000 ppm и Th/U от 0.02 до 0.51.

Все значения возраста дискордантные. Верхнее пересечение дискордии с конкордией указывает на возраст 881 ± 24 млн лет, который можно интерпретировать как время магматической кристаллизации циркона, субсинхронно с обр. 609 (рис. 5).

Обр. 19 – гнейсогранит. Цирконы в образце длинно- и короткопризматические. Длина зерен 130–295 мкм. В КЛ осцилляторная зональность цирконов выражена слабо. Проанализированы 9 цирконов. В зерне 9 датированы ядро 934 ± 17 млн лет и оболочка 723 ± 13 млн лет (рис. 5). Конкордантный U-Pb возраст 935 ± 11 млн лет получен по пяти цирконам (рис. 5), в 4-х из которых содержание U от 595 до 993 ppm, в 1 зерне U = 3283 ppm, Th/U = 0.1–0.45, что характерно для магматических цирконов. В остальных 4-х цирконах с высокими содержаниями U от 2232 до 6277 ppm и низкими отношениями Th/U = 0.08–0.24 U-Pb изотопная система нарушена метаморфическими преобразованиями цирконов. По верхнему пересечению дискордии по этим зернам возраст составляет 942 ± 10 млн лет, аналогичный времени магматического события.

Метаморфические породы иманской и уссурийской серий

Обр. 21 – силлиманит-гранат-биотит-плагноклазовый сланец. Цирконы из данного образца округлые, реже удлиненные, 50–140 мкм. В КЛ цирконы неоднородные, в некоторых зернах отмечаются светлые ядра и темные оболочки. Проанализировано 8 зерен. В 5 цирконах отмечены высокие содержания U = 1301–1868 ppm и низкие отношения Th/U = 0.01–0.03, для этих цирконов, вероятно метаморфического генезиса, получен конкордантный U-Pb возраст 487 ± 6 млн лет. В двух зернах из этих цирконов были измерены ядра, которые показали возраст 677 ± 10 млн лет и 618 ± 12 млн лет. Для остальных 3-х цирконов с умеренными содержаниями U (U = 783–991 ppm) и с такими же низкими концентрациями Th (Th/U = 0.01–0.03) получены $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ даты от 579 ± 8 млн лет до 514 ± 8 млн лет, что, вероятно, отражает промежуточные этапы переработки более древних цирконов.

Обр. 18 – гранат-биотит-плагноклазовый гнейс тургеневской свиты. Цирконы данного образца в КЛ темноокрашенные, в некоторых зернах выделяются светлые ядра, со следами тонкой осцилляторной зональности. Изучено 10 зерен. В трех цирконах проанализированы ядра, характеризующиеся невысокими содержаниями урана (U = 487–666 ppm) и умеренными отношениями (Th/U = 0.23–0.32) и оболочки с высоким содержанием урана, характерным для всех остальных цирконов (U = 991–16 524 ppm). Для ядер получены дискордантные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты 1547 ± 24 , 1076 ± 17 и 820 ± 15 млн лет. Для высокоурано-

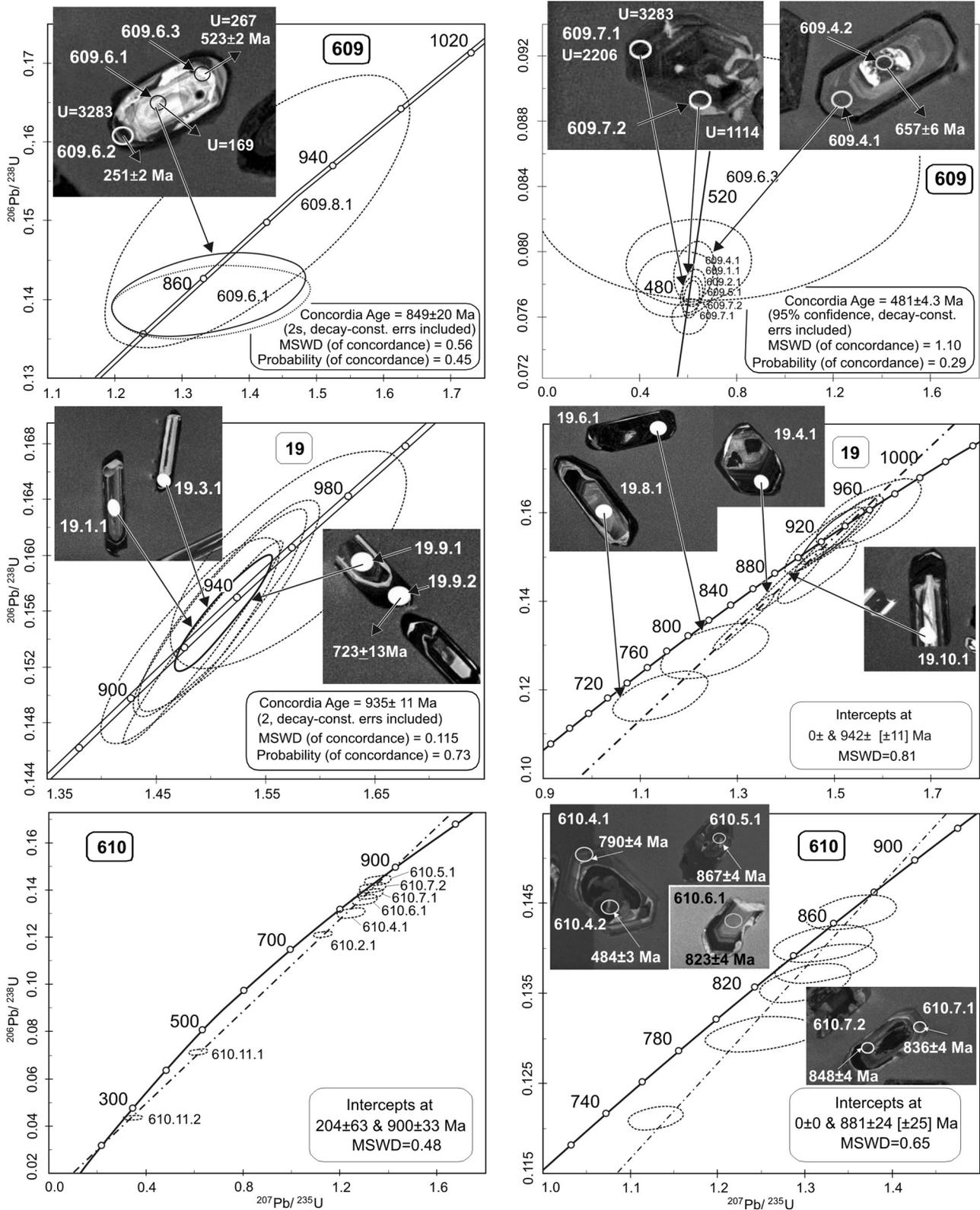


Рис. 5. КЛ изображения цирконов с местами анализов в ядрах и оболочках и диаграммы с конкордией для цирконов из гнейсгранитов (обр. 19, 609, 610).

Верхнее пересечение дискордии, как и конкордантный кластер, указывают на неопротерозойский возраст магматизма гнейсгранитов обр. 19.

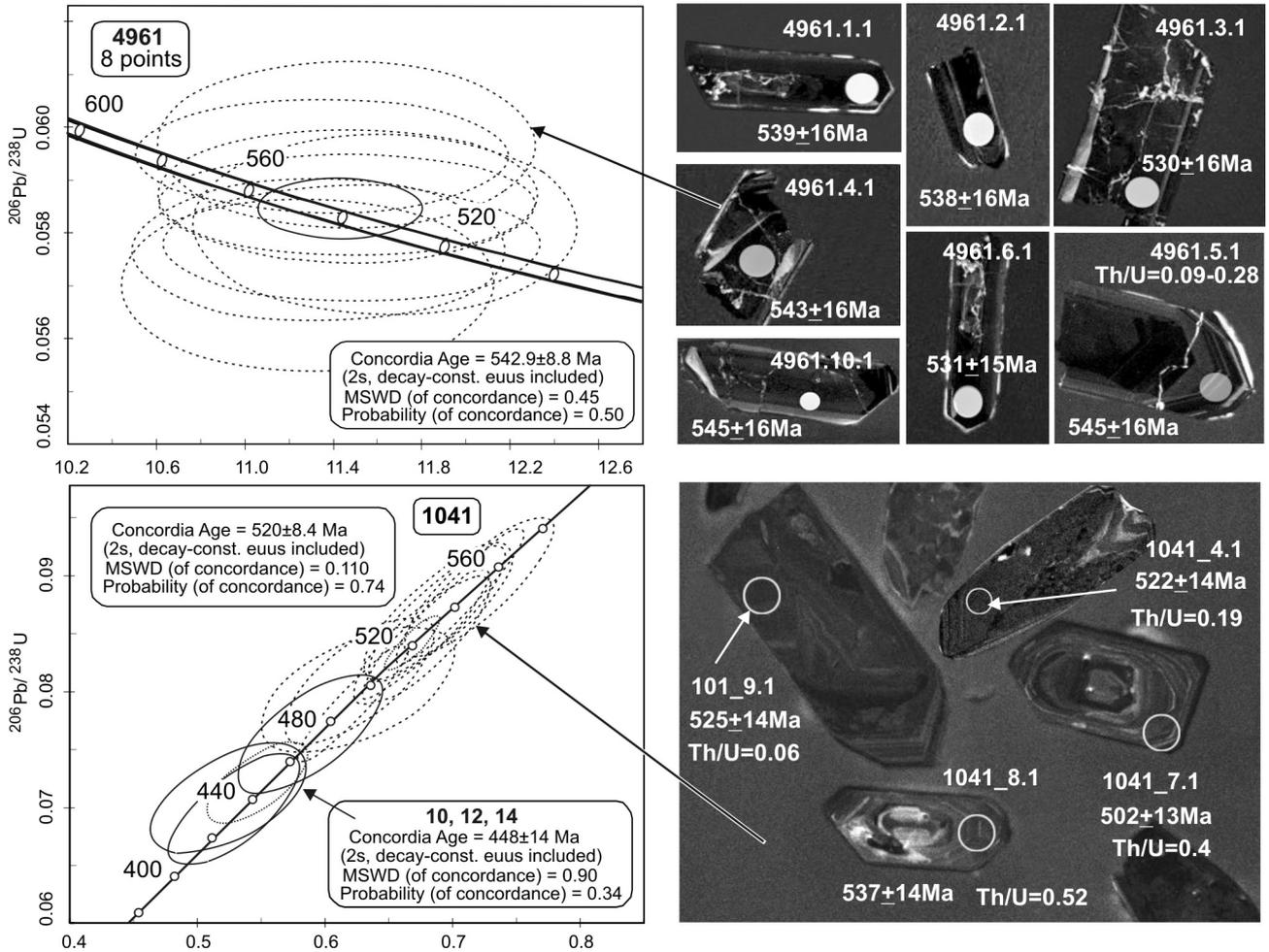


Рис. 6. Катодолуминисцентные изображения цирконов и U-Pb диаграммы с конкордией.

вых цирконов ($\text{Th}/\text{U} = 0.01\text{--}0.12$), по всем признакам полиметаморфогенного (метасоматического) генезиса, получен широкий разброс датировок от 250 до 500 млн лет (рис. 4).

Метагранитоиды дворянского комплекса

Обр. 4961 – гнейсогранит. Цирконы представлены трещиноватыми, с включениями, идиоморфными призматическими кристаллами. Длина 100–300 мкм. В КЛ (рис. 6) большинство цирконов имеет осцилляторную (магматическую) зональность. Определен средневзвешенный конкордантный U-Pb возраст по 8 цирконам в 543 ± 9 млн лет. Эти магматические цирконы характеризуются высоким содержанием U = 1036–3108 ppm и низким отношением Th/U – 0.09–0.26.

Обр. 1041 – гнейсогранит. Цирконы данного образца представлены призматическими, субидиоморфными кристаллами длиной от 130 до 360 мкм. В КЛ цирконы темноокрашенные со следами осцилляторной зональности, ядра и оболочки зон роста отчетливо не выражены (рис. 6). По результатам анализа

15 цирконов установлен конкордантный U-Pb возраст их кристаллизации 520 ± 8 млн лет (9 зерен) и два метаморфических этапа их вторичной перекристаллизации 448 ± 14 млн лет (3 зерна) и 244–296 млн лет тому назад. Магматические цирконы характеризуются высокими концентрациями урана ($\text{U} = 939\text{--}5312$ ppm) и низкими Th/U отношениями – 0.004–0.19, за исключением двух цирконов (7.1 и 8.1) явно выраженного магматического генезиса с $\text{Th}/\text{U} = 0.4\text{--}0.52$. Содержание урана в метаморфических цирконах варьирует от 375 до 1120 ppm ($\text{Th}/\text{U} = 0.1\text{--}0.5$).

Офиолиты

Как было отмечено выше, офиолиты представлены оливиновыми габброноритами и перидотитами. Отсутствие циркона в этих породах не позволяет использовать U-Pb метод датирования. Существенные метаморфические преобразования ставят ограничения для Sm-Nd метода в варианте внутренней изохроны. В нашем случае для приблизительной оценки возраста пород Sm-Nd методом были использованы

Таблица. Результаты Sm-Nd изотопного анализа

№	Образец	Порода, минерал	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
1	14wr	Оливиновый габбронорит, вал	0.395	0.999	0.2388	0.512930 ± 6
3	14/2wr	перидотит, вал	0.147	0.348	0.2548	0.512967 ± 19
5	14/2am2	амфибол 2	0.199	0.399	0.3019	0.513170 ± 26

амфибол и валовые составы габбронорита и перидотита (рис. 7, табл.). Наклон полученной трехточечной изохроны отвечает возрасту 598 ± 84 млн лет, который позволяет оценить верхнюю границу возраста офиолитов в 514 млн лет (рис. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ

Новые кембрийские датировки метаморфических и магматических цирконов в западной части Ханкайского массива дают основание пересмотреть схему его террейнового строения [5, 43] и выделить здесь новый Дворянский террейн, сложенный гнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами, с линзами кварцитов и мраморов (краевская и ильинская толщи). Ильинская толща интродуцирована метадиоритами и метагранодиоритами, в небольшом количестве ортоамфиболитами (метагаббро) и габброамфиболитами (дворянский комплекс), которые относятся к надсубдукционным умеренно глиноземистым плутоническим породам известково-щелочного (нормального) ряда, калинатровой серии с невысоким содержанием ниобия (5.33 ppm) [19] (рис. 1). Необходимо также выделить Кордонкинский террейн (рис. 1), сложенный вулканогенно-осадочным комплексом, в котором найдены граптолиты, брахиоподы и трилобиты, свидетельствующие о раннесилурийском (поздний лландоверий-венлок) его возрасте [20, 21]. Ассоциация пород Кордонкинского террейна характерна для океанической островной дуги с аккреционной призмой [21]. Кроме того, новые данные дают основание разделить Сергеевский террейн на два террейна: западный – Тафуинский и восточный – Сергеевский. Следует отметить, что такое деление предлагалось ранее по уникальной пермской тетической фауне, которая распространена только в Сергеевском (или Окраинском) террейне [12 и ссылки в ней]. Сергеевский террейн и его фрагменты к северу (Хорский блок включительно) в современной структуре представляет собой крупную тектоническую пластину, деформированную вместе с подстилающими породами юрской аккреционной призмы [5, 43]. Сергеевский террейн рассматривается как отсеченная и перемещенная по сдвигам часть плиты, нависавшей над зоной субдукции [5].

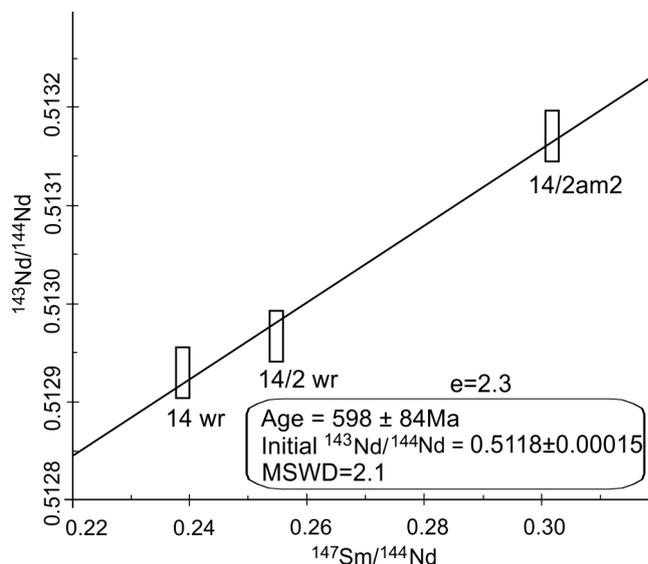


Рис. 7. Sm-Nd изохрона по амфиболу и валовым пробам из габбро и перидотитов дмитриевского комплекса.

Необходимо уточнить западную границу Ханкайского массива. В Гродековском (или Лаоелин-Гродековском) террейне, на крайнем юго-западе Приморского края был выделен условно неопротерозойский кубанский метаморфический комплекс (толща) [18]. Однако в непосредственном продолжении этого комплекса на территории Китая (группа Вудагоу) возраст метаморфических цирконов определен в интервале 249–266 млн лет, а возраст наиболее молодых детритовых цирконов – 253 млн, что указывает на пермский возраст протолита [52]. Таким образом, возраст метаморфизма кубанского комплекса – раннетриасовый. Севернее закартирована метаморфическая группа Хуансон (Huangsong), которая рассматривалась как докембрийский фундамент Ханкайского массива. Недавние исследования детритовых цирконов группы Хуансон показали, что она представляет собой совокупность разновозрастных тектонических пластин, в которых возраст самых молодых популяций составляет 220 млн лет. Из амфиболитов выделен магматический циркон с возрастом 282 млн лет. Учитывая, что возраст постметаморфических интрузий около 205 млн лет, возраст последнего метаморфизма группы Хуансон – 220–205 млн лет (поздний триас) [100].

Получены данные об океаническом происхождении среднепермских базальтов нижней части барабашской свиты в районе пос. Барабаш и вероятной принадлежности ее разреза к аккреционному комплексу активной окраины [6]. Севернее также описаны ранне-среднепермские (282–268 млн лет) океанические базальты и риолитовый комплекс (273–268 млн лет), происхождение которого рассматривается как результат субдукции спредингового центра под аккреционную призму вдоль Ханкайского массива [88]. В этой связи становится очевидным, что Гродековский террейн с его новой границей (рис. 1) можно рассматривать как восточную часть аккреционной призмы в составе Янбианского складчатого пояса (Yanbian Fold Belt) пермских островодужных и аккреционных комплексов [51, 70 и ссылки в ней].

Полученные нами новые геохронологические данные указывают на гетерогенность фундамента Ханкайского массива. В северо-восточной части можно выделить древний блок, представленный Матвеевско-Нахимовским террейном, который сформировался в начале неопротерозоя (рис. 8). Здесь выявлены этапы гранитоидного магматизма надсубдукционного типа с возрастом 935 ± 3 , 935 ± 11 и 916 ± 32 млн лет и внутриплитного или трансформной окраины с возрастом 850–880 млн лет. Здесь же, в гранитоидах, отмечаются отчетливые события перекристаллизации исходных цирконов 480–490 млн лет тому назад. Ранее были описаны metabазиты внутриплитного типа с возрастом 757 и метаморфизмом 506 млн лет назад [44], а на продолжении Матвеевско-Нахимовского террейна на территории Китая в гранитогнейсах ядра магматических цирконов имеют возраст 522 и 515 млн лет, а их метаморфогенные оболочки – 510–500 млн лет [102]. Новые определения возраста метаморфических событий в породах иманской и уссурийской серий в 487 ± 6 и около 500 млн лет субсинхронны возрасту внедрения ранних постметаморфических

гранитоидов: 502, 492 [94] и 490 [15] млн лет после (506 млн лет) высокоградного (до гранулитовой фации) регионального метаморфизма Матвеевско-Нахимовского террейна [44].

Этапы неопротерозойского магматизма Матвеевско-Нахимовского террейна совпадают с этапами базитового и гранитоидного магматизма, которые выявлены на востоке Буреинского массива: 940–933 и 804–789 [42]; 937–933 и 896–891 млн лет [98]; в блоке Ичунь массива Цзямусы (авторы включили этот блок в массив Сонгнен): 917–911 и 841 [68], 929–927 и 895 млн лет [69]; а также в Цзямусы массиве: 898–891 млн лет [96] и 757–751 млн лет [97] – и с выводами вышеуказанных авторов о надсубдукционном геохимическом типе магматизма в интервале 935–900 млн лет и более позднем внутриплитном. Важно отметить, что на Буреинском массиве в бассейне р. Бурей биотитовые и амфиболовые гнейсы и амфиболиты (метавулканиты и метаосадки), которые вмещают раннеопротерозойские метагаббро и метагранитоиды, содержат магматические возрастные группы цирконов с возрастом ~ 950, ~ 940 и ~ 920 млн лет [81]. Такой узкий возрастной интервал метавулканитов и совпадение с возрастом метаинтрузий предполагает их первоначальное формирование в обстановке надсубдукционной островной вулканической дуги. В целом можно выделить блок с одинаковой историей формирования и эволюции в неопротерозое и кембрии, который охватывает отдельные части Ханкайского, Цзямусы и Буреинского массивов (рис. 8).

К юго-западу от Матвеевско-Нахимовского террейна расположен Спасский террейн и Вознесенский террейн аккреционного и преддугового комплексов с условной границей между ними. Спасский и Вознесенский террейны представляют закрывшийся океанический бассейн (сутуру), который разделяет Матвеевско-Нахимовский неопротерозойский континентальный блок и Дворянский и Тафуинский тер-

Рис. 8. Тектоническая схема фундамента континентальной части Восточной Азии и возраст ранних магматических пород. Возраст цирконов по данным [14–17, 24, 25, 32, 34, 36–40, 42, 44, 45, 50–52, 55, 56, 63, 66, 67, 69, 70, 72, 73, 75, 79, 80, 83, 85, 88, 92, 94, 96–99, 102 и др.]

1 – раннемеловые террейны фрагментов аккреционных призм, турбидитового бассейна и островной дуги; 2 – террейны аккреционных призм средней-поздней юры с фрагментами океанической плиты девона–ранней юры (а), триаса–ранней юры с фрагментами океанической плиты девона–перми (б); 3 – островодужный террейн раннего силура; 4 – орогенные пояса и террейны с аккреционными (включая офиолиты и палеоокеанические базальты) и островодужными комплексами, синорогенными гранитоидами и метаморфическими комплексами палеозоя (а) и перми–триаса (б); 5 – террейны аккреционных призм и шельфовые комплексы сутур эдиакария–кембрия (а) и континентальных окраин эдиакария–раннего ордовика (б); 6 – континентальные массивы раннего (а) и позднего (б) неопротерозоя; 7 – кратоны; 8 – офиолиты; 9 – ордовикские габбро-гранитные клипсы на мезозойских аккреционных призмах; 10 – валидная фауна кембрия или раннего силура; 11 – продолжение аккреционной призмы Сихоте-Алиня в тектонических окнах Хейлуунцзянского комплекса как результат раннемеловых деформаций после юрской плоской субдукции; 12 – раннемеловые левые сдвиги: А – Илан-Итунский, В – Дуньхуа-Мишаньский, С – Центральный Сихотэ-Алинский; 13 – тектонические границы; 14 – контуры тектонических окон или аллохтонов. Пунктирная фиолетовая линия – граница провинций фанерозойских гранитоидов с TDM2 Hf (1.6–1.1) к востоку и 1.1–0.4 млрд лет к западу, по [57].

рейны кембрийской островной дуги. Верхняя граница возраста офиолитов дмитриевского комплекса не древнее 514 млн лет, что древнее верхнего предела возраста аккреционной призмы, судя по тойонско-амгинским трилобитам [27] в ее матриксе. Закрытие этого океанического бассейна, вероятно, произошло в конце кембрия, но наиболее ранние орогенные граниты – раннеордовикские 481 ± 6 [16], 481 ± 7 [75] млн лет. Раннекембрийские отложения Вознесенского преддугового и Спасского аккреционного комплексов (сутуры) террейнов коррелируются с однотипными и одновозрастными отложениями раннепалеозойского складчатого пояса, выделенный вдоль хребта Чжангуанцай (Zhangguangcai Range) и в южной части хребта Малый Хинган (Lesser Xing'an Range), который, как предполагалось, разделяет докембрийские блоки Сонгнен и Цзямусы с учетом возврата Ханкайского массива в досдвиговое положение [53, 84]. В среднезападной части хребта Чжангуанцай предполагается офиолитовый комплекс и сутура Лунфэншань [66]. В хребте Малый Хинган выделяются нижнекембрийские формации Ченмин (Chenming), Лаодаомиаогоу (Laodaomiaogou) и Усинчжэнь (Wuxingzhen), сложенные преимущественно мелкозернистыми терригенными отложениями и известняками. Характеристики трилобитов и брахиопод предполагают, что формация Усинчжэнь соответствует ярусу 4 (тойонскому по российской шкале) (~512–514 млн лет). В формации Лаодаомиаогоу присутствуют акритархи раннего кембрия, а в формации Ченмин – микрофитоциты, характерные для конца эдиакария–начала кембрия [76 и ссылки в ней]. Эти комплексы рассматриваются как отложения позднепротерозойско-кембрийского океана и его окраины [76]. Северным продолжением этих комплексов являются отложения Мельгинской зоны на Буреинском массиве. Наиболее древние датированные отложения (мельгинская свита) сложены практически полностью мраморизованными известняками и доломитами, содержащими единичные прослой метапесчаников и филлитовидных сланцев. Известняки содержат микрофитоциты эдиакария (венда) [1, 30]. Более молодые отложения представлены углесто-глинистыми, серицит-кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, с мощным пластом известняков в средней части разреза (чергиленская свита) и песчаниками и линзами (олистоплаками) известняков (аллинская свита) [1, 30]. В известняках обоих свит найдены археоциаты яруса 2 (среднеатдабанские и позднеатдабанские) [2]. Кроме того, в Мельгинской зоне выделена терригенная толща с включениями кварцитов, мраморизованных известняков и метабазальтов [1], сопоставимая с аккреционной призмой, что согласуется с выводом о накоплении раннекем-

брийских терригенных отложений в обстановке активной континентальной окраины [25]. Археоциаты яруса 2 (атдабанские) Мельгинской зоны идентичны археоциатам Спасского террейна, а их видовой состав предполагает их формирование в едином океаническом бассейне вблизи и на окраине Гондваны [4]. Приведенные выше данные дают основания для выделения Спасск-Усинчжэнь-Мельгинской (СУМ) сутуры (рис. 8).

В юго-западной части Ханкайского массива расположен Дворянский террейн. Как показано выше, здесь возраст ранних метакристаллоидов надсубдукционного типа 543 ± 9 и 520 ± 8 млн лет, а возраст высокоградного метаморфизма 503 ± 20 . Значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ цирконов ордовикских гранитоидов в Дворянском террейне положительные, а в Матвеевско-Нахимовском – отрицательные, что означает относительно более молодой возраст континентальной коры Дворянского террейна [94].

В китайской части Дворянского террейна возраст надсубдукционных габбро определен в 501 млн лет [95]. Здесь также обнаружены надсубдукционные габбро с возрастом 435–429 млн лет [99], сопоставимым с возрастом Кордонкинского островодужного террейна. Таким образом, Дворянский террейн можно рассматривать как фрагмент кембрийской энсиалической островной дуги. Необходимо отметить, что в образце из скважины в пределах китайской части Дворянского террейна на глубине 190 м из амфиболитов выделены магматические цирконы позднего неогархея (около 2.54 млрд лет), возраст которых рассматривается как возраст протолита, и здесь предполагается присутствие архейского фундамента [60], что не согласуется с другими данными и требует дополнительных исследований.

Непосредственным северным продолжением Дворянского террейна со смещением по линии сдвига к западу является группа Тадонг массива Сонгнен, в котором возраст протолита метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций определен в интервале 750–516 млн лет [87], а возраст надсубдукционных метатоналитов – 516, а тоналитов – 426 млн лет [89]. Таким образом, Дворянский террейн можно рассматривать как продолжение на юг восточной части массива Сонгнен, что согласуется с выводом, сделанным по результатам сравнения возраста детритовых цирконов [93, 100].

В результате выделения СУМ сутуры Буреинский массив разделяется на две части. К юго-востоку от сутуры расположен Восточно-Буреинский террейн раннего неопротерозоя (рис. 8), а к северо-западу – Западно-Буреинский террейн, который находится на

продолжении Дворянского террейна и северо-восточной части массива Сонгнен. В Западно-Буреинском террейне наиболее молодые детритовые цирконы в метатерригенных отложениях верхней части разреза имеют возраст 483 млн лет [39]. В гнейсах пики на кривой относительной вероятности возраста цирконов соответствуют значениям 487, 541, 690, 778, 896 млн лет. Цирконы с возрастом древнее 1 млрд лет отсутствуют. Нижняя возрастная граница накопления протолита – поздний кембрий, по молодой популяции цирконов ~487 млн лет [26]. Южнее СУМ сутуру следует рассматривать как границу между массивами Сонгнен и Цзямусы. В такой трактовке граница массива Цзямусы смещается на запад, и к массиву Цзямусы присоединяется раннеэопротерозойский миниблок Ичунь, который ранее рассматривался в составе массива Сонгнен [66, 68, 69]. Это согласуется с результатами изотопного датирования Hf в цирконах фанерозойских гранитоидов, по которым граница более древней провинции Цзямусы смещается на ~130 км к западу относительно ранее принятой по современному разлому Муданьцзян границы между массивами Цзямусы и Сонгнен: TDM2 Hf (1.6–1.1) и 1.1–0.4 млрд лет, соответственно. Это указывает на то, что природа докембрийского фундамента под этими двумя блоками существенно различается [57]. Более того, 540 млн лет тому назад метаморфизм гранулитовой фации был проявлен в массиве Цзямусы, что позволяет предположить, что блоки Сонгнен и Цзямусы были дискретными континентальными блоками и имели разную тектоническую историю до периода около 540 млн лет [61 и ссылки в ней]. Этот вывод согласуется с нашими данными о возрасте 543 млн лет надсубдукционных гранитоидов в Дворянском террейне как продолжении массива Сонгнен. Основная часть массива Сонгнен перекрыта мезозойской впадиной Суньяля, и строение его фундамента – предмет дискуссий. Традиционные представления о повсеместном распространении здесь докембрийского фундамента в последнее время пересматриваются. Предполагается широкое распространение новообразованной в раннем палеозое континентальной коры. Исключением является блок Ксилинхот с древними возрастами 739–1399 млн лет [66].

Можно предположить, что коллизия континентального блока Цзямусы (включая Матвеевско-Нахимовский и Восточно-Буреинский террейны) и островодужного блока Сонгнен (включая Дворянский и Западно-Буреинский террейны) произошла в конце кембрия. Эта коллизия, вероятно, началась с соприкосновения северных частей массивов, так как здесь, в массиве Сонгнен, проявлены син- и постколлизийные граниты 523–490 млн лет с преобладанием грани-

тов А-типа [61]. На севере, в Западно-Буреинском террейне наиболее древние постколлизийные граниты (А2-тип) имеют возраст около 495–486 млн лет [73]. На юге возраст коллизийных и постколлизийных гранитоидов к западу от СУМ сутуры омолаживается с севера на юг от 505–496 до 496–482 ([89] и ссылки в ней) и на ее окончании до 481 млн лет [16, 75].

Кабаргинский террейн, сложенный чередованием терригенных отложений с телами базальтов, кварцитов и известняков мы рассматриваем как фрагмент аккреционной призмы. Отложения этого террейна коррелируются с верхней частью разреза хинганской серии [3], сложенной венд-кембрийскими отложениями (игинчинская, мурандавская свиты и кимканская толща) [9] Малохинганского террейна [5]. В нижней, терригенно-карбонатной подсвите мурандавской свиты выделен маломощный (110 м) горизонт риолитов [9]. Кроме того, терригенные отложения мурандавской свиты прорывают дайковые тела (мощностью до 4 м) гнейсовидных роговообманковых гранитов возрастом 535 млн лет [41], а возраст мурандавской и подстилающей ее игинчинской свит по детритовым цирконам находится в интервале поздний рифей–венд [35]. В верхней подсвите мурандавской свиты и кимканской толще, наряду с рудоносными яшмовидными кремнистыми породами, присутствуют включения яшм, известняков и кварцитов (метакремней) [9, 30] палеоокеанического происхождения [46], что позволяет сопоставить верхнюю часть разреза хинганской серии с аккреционной призмой. Это согласуется с типичной для аккреционных призм разницей возраста включений известняков и терригенного матрикса, которая установлена в кимканской толще. Если возраст известняков по палеонтологическим данным – ранний кембрий [9], то возраст матрикса по детритовым цирконам – поздний кембрий–ранний ордовик (до 481 млн лет) [35]. В целом, слабометаморфизованные образования Малохинганского террейна сопоставимы с разновозрастными комплексами трансформных (шельфовые отложения эдиакария–нижнего кембрия с малообъемным магматизмом) и конвергентных окраин (аккреционные призма кембрия–начала ордовика) тихоокеанского типа.

В отличие от основной части Ханкайского массива, фауна конца перми в Сергеевском террейне – тетическая, аналогичная Южно-Китайской [11, 62]. Контрастное различие таксономического состава доальбских флористических комплексов – бореальных на Ханкайском массиве и субтропических на Сергеевском террейне, говорит о том, что совместно с юрской аккреционной призмой Сергеевский террейн мог испытать значительные (не менее, чем на 15°) перемещения с юга на север [58]. Этот вывод подтверждает-

ся исследованием детритовых цирконов из девонских и пермских песчаников в р-не г. Находка, популяции которых коррелируются с такими же на востоке Японии и указывают на связь с Южным Китаем [62].

Новые данные по возрасту наиболее древних комплексов Ханкайского массива и региональные корреляции согласуются с представлениями о том, что БСЦХ супертеррейн сформировался как часть суперконтинента Гондвана около 500 млн лет назад в результате орогенеза и аккреции фрагментов суперконтинента Родиния [8, 66, 95, 97, 102 и др.]

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные новые и ранее опубликованные геохронологические данные свидетельствуют о том, что фундамент Ханкайского массива имеет гетерогенное строение. В северо-восточной его части выделяется раннепротерозойский Матвеевско-Нахимовский террейн с ранним надсубдукционным магматизмом с возрастом 935 ± 3 , 935 ± 11 , ~ 915 млн лет и внутриплитным или трансформной окраины тихоокеанского типа с возрастом 850–880 и 757 млн лет, а также ранним региональным метаморфизмом 506 и 500 млн лет. В юго-западной части выделяются позднепротерозойские–раннекембрийские Дворянский и Тафуинский террейны с надсубдукционным магматизмом с возрастом 543 ± 9 и 520 ± 8 , 517 и 513 млн лет. Между этими двумя частями выделяется сутура (Вознесенский и Спасский террейны), образованная шельфовыми отложениями кембрия и аккреционной призмой кембрия с офиолитами древнее 514 млн лет. Кабаргинский террейн представляет собой фрагмент аккреционной призмы предположительно кембрийского возраста. Формирование основной части Ханкайского массива произошло в конце кембрия, а в конце силура к нему был аккретирован Кордонкинский террейн раннесилурийской островной дуги. Сергеевский террейн ордовикской островной дуги был присоединен к Ханкайскому массиву в результате альб-сеноманского сдвигового перемещения.

Гетерогенные структуры основной части Ханкайского массива, по аналогичным этапам раннего магматизма и метаморфизма, прослеживаются на север, где массив Цзямусы (включая его Восточно-Буреинский террейн) представляет собой раннепротерозойский блок, а восточная часть массива Сонгнен (включая его Западно-Буреинский террейн) – позднепротерозойско-кембрийский блок. Между этими блоками располагается позднекембрийская Спасско-Усинчжэнь-Мельгинская сутура, образовавшаяся в результате их коллизии.

Буря-Сонгнен-Цзямусы-Ханкайский супертеррейн сформировался как часть суперконтинента Гонд-

вана около 500 млн лет назад в результате орогенеза и аккреции фрагментов суперконтинента Родиния.

Дополнительный массив данных к этой статье доступен в электронном виде на сайте http://itig.as.khb.ru/POG/2022/2022_n41_t4.html

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность чл.-корр. РАН Н.Н. Круку и чл.-корр. РАН А.А. Сорокину за критические замечания, позволившие значительно улучшить качество статьи. Помощь в подготовке рисунков оказала О.Н. Кеня, за что авторы ей благодарны. В работе приводятся результаты геохронологических исследований, выполненных в рамках государственного контракта ВСЕГЕИ (№ АЛ-02-06/35) и государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 26.12.2019 г № 049-00017-20-04, от 14 января 2021 г № 049-00016-21-00. Сбор и обработка информации выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20022), редакция статьи – при поддержке фонда РФФИ (проект № 19-05-00229).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арапов В.Н., Амелин С.А., Атрашенко А.Ф. и др. Отчет о результатах работ по объекту «ГДП-200 листа М-52-ХП (Мельгинская площадь)» «Росгеолфонд», ФГБУ «ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу».
2. Беляева Г.В. Кембрий Востока СССР. М.: Наука, 1988. 136 с.
3. Белянский Г.С., Рыбалко В.И., Сясько А.А. и др. Геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52, 53). оз. Ханка: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 684 с.
4. Бондаренко Л.Г., Кемкин И.В. Пространственно-временные связи раннекембрийских бассейнов Сибири и Дальнего Востока по данным распространения тумуловых археоциат // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009 № 1. С. 42–53.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1 (1–572 с). Кн. 2 (573–981).
6. Голозубов В.В., Крук Н.Н., Киселев В.И., Руднев С.Н., Касаткин С.А., Крук Е.А. Первые свидетельства среднетриасового вулканизма в Южном Приморье // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 2. С. 44–57.
7. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Хейлунцзянский комплекс – фрагмент юрской аккреционной призмы в тектонических окнах перекрывающей континентальной плиты: модель плоской субдукции // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 4. С. 3–17.
8. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 59–75.
9. Добкин С.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Серия Буреинская. Лист М-52-XXX: Объясн. зап. М.: МФ «ВСЕГЕИ», 2016. 122 с.
10. Кемкин И.В., Руденко В.С. Первая находка раннепалеозой-

- ских кремнистых микрофоссилий из олистолитов Спасской аккреционной призмы (Западное Приморье) // Докл. АН. 1997. Т. 357, № 3. С. 373–375.
11. Котляр Г.В. Пермские отложения Южного Приморья – ключ к прослеживанию ярусных подразделений международной и общей стратиграфических шкал // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 4. С. 19–38.
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 Бурей-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Докл. АН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
13. Крук Н.Н., Ковач В.П., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Терентьева Л.Б., Лаврик С.Н. Изотопная Nd-систематика метаморфических пород юга Дальнего Востока России // Докл. АН. 2014. Т. 455, № 1. С. 62–66.
14. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Руднев С.Н., Вржосек А.А., Касаткин С.А., Куйбида М.Л., Вовна Г.М. Гранитоиды Гамовского интрузива: геологическая позиция, вещественный состав, возраст и индикаторная роль в геологической эволюции Южного Приморья // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 12. С. 2134–2152.
15. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Баянова Т.Б., Касаткин С.А. Состав, возраст и тектоническая позиция гранитоидов шмаковского комплекса (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология, 2016. Т. 35, № 2. С. 58–67.
16. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Киселев В.И., Крук Е.А., Руднев С.Н., Серов П.А., Касаткин С.А., Москаленко Е.Ю. Палеозойские гранитоиды южной части Вознесенского террейна (Южное Приморье): возраст, вещественный состав, источники расплавов и обстановки формирования // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 3. С. 32–53.
17. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ханчук А.И., Александров И.А., Чашин А.А., Скляр Е.В. Интрузивные Комплексы Сергеевского террейна – древнейшего блока Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2018. 56 с.
18. Кутуб-Заде Т.К., Коваленко С.В., Короткий А.М и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Серия Ханкайская. Листы К-52-XI, XVII: Объясн. зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 207 с.
19. Кутуб-Заде Т.К., Кандауров А.Т., Рыбалко В.И и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд-е второе. Серия Ханкайская. Лист L-52-XXX (Ильинка): Объясн. зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2020. 102 с.
20. Кутуб-Заде Т.К., Кандауров А.Т., Рыбалко В.И и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд-е второе. Лист L-52-XXXVI (Пограничный): Объясн. Зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2020. 114 с.
21. Малиновский А.И., Голозубов В.В. Нижнесилурийские терригенные отложения Лаоелин-Гродековского террейна (Южное Приморье): вещественный состав и обстановки формирования // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 1. С. 32–53.
22. Мишкин М.А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М: Наука, 1969. 182 с.
23. Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З. Лаврик С.Н. Первые данные о Sm-Nd систематике метаморфических пород Ханкайского массива // Докл. РАН. 2000. Т. 374, № 6. С. 813–815.
24. Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Возраст условно раннедокембрийских интрузивных комплексов северной части Буреинского континентального массива (Центрально-Азиатский пояс) // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 4. С. 56–70.
25. Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. Геохимические особенности, источники и геодинамические обстановки накопления кембрийских терригенных пород Мельгинского прогиба (Буреинский массив) // Геохимия. 2019. Т. 64, № 5. С. 503–519.
26. Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. Раннепалеозойский возраст и природа протолита метаморфических пород дягдаглейской толщи, Буреинский континентальный массив, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28, № 3. С. 48–62.
27. Окунева О.Г., Репина Л.Н. Биостратиграфия и фауна кембрия Приморья. Новосибирск: Наука, 1973. 284 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 37).
28. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г, Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Д., Прокопьев А.В., Томуртоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
29. Петров О.В., Морозов А.Ф., Чепкасова Т.В., Шевченко С.С. Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. (Интернет ресурс: <http://geochronatlas/vsegei.ru>)
30. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р., Шилова М.Н., Мялик А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист М 52. Благовещенск: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 496 с.
31. Сеница С.М., Ханчук А.И. Первичные гнейсовые фации в габброидах (на примере Южного Приморья) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 6. С. 1446–1449.
32. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. Раннепалеозойская мондиорит-гранодиоритная ассоциация северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса (Нора-Сухотинский террейн): возраст, тектоническая позиция // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 2. С. 49–57.
33. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А. Геохимические и Sm-Nd изотопно-геохимические особенности метавулканитов, диабазов и метагабброидов северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Докл. АН. 2017. Т. 474, № 2. С. 220–225.
34. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые свидетельства позднедевонского гранитоидного магматизма в истории формирования северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2022. (в печати)
35. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Тектонические условия накопления и источники верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 3. С. 3–26.
36. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Раннепалеозойские габбро-гранитоидные ассоциации восточного сегмента Монголо-Охот-

- ского складчатого пояса (Приамурье): Возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 3. С. 3–21.
37. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 3. С. 392–396.
 38. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2011. Т. 439, № 3. С. 370–375.
 39. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Ковач В.П. Возраст и источники терригенных отложений туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm–Nd) и геохронологических (U–Pb LA-ICP-MS) исследований // Докл. АН. 2014. Т. 456, № 6. С. 707–711.
 40. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского пояса // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 3–15.
 41. Сорокин А.А., Котов А.Б., Смирнова Ю.Н., Сальникова Е.Б., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. О возрасте терригенных отложений хинганской серии Малохинганского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2016. Т. 471, № 2. С. 191–195.
 42. 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.
 43. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с.
 44. Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселев В.И., Мишкин М.А., Лаврик С.Н. Первые результаты U–Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (LA-ICP-MS) // Докл. АН. 2010. Т. 434, № 2. С. 212–215.
 45. Ханчук А.И., Сахно В.Г., Аленичева А.А. Первые U–Pb–SHRIMP-датирования по цирконам магматических комплексов Юго-Западного Приморья // Докл. АН. 2010. Т. 431, № 4. С. 516–520.
 46. Ханчук А.И., Невструев В.Г., Бердников Н.В., Нечаев В.П. Петрохимические особенности углеродистых сланцев в восточной части Буреинского массива и их благородно-металлическая минерализация // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 6. С. 815–828.
 47. 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.
 48. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
 49. Bi J.H., Ge W.C., Yang H., Wang Z.H., Xu W.L., Yang J.H., Xing D.H., Chen H.J.. Geochronology and geochemistry of late Carboniferous–middle Permian I- and A-type granites and gabbro–diorites in the eastern Jiamusi massif, NE China: Implications for petrogenesis and tectonic setting // Lithos. 2016. V. 266–267. P. 213–232.
 50. Bi J.H., Ge W.C., Yang H., Zhao G.C., Yu J.J., Zhang Y.L., Wang Z.H., Tian D.X. Petrogenesis and tectonic implications of early Paleozoic granitic magmatism in the Jiamusi massif, NE China: Geochronological, geochemical and Hf isotopic evidence // J. Asian Earth Sci. 2014. V. 96. P. 308–331.
 51. Cao H.H., Xu W.L., Pei F.P., Zhang X.Z. Permian tectonic evolution in southwestern Khanka massif: Evidence from zircon U–Pb chronology, Hf isotope and geochemistry of gabbro and diorite // Acta Geol. Sin. 2011. V. 85. P. 1390–1402. Engl. Ed.
 52. Chen C., Ren Y.S., Zhao H.L., Zou X.T., Yang Q., Hu Z.C. Permian age of the Wudaogou Group in eastern Yanbian: detrital zircon U–Pb constraints on the closure of the Palaeo-Asian Ocean in Northeast China // Int. Geol. Rev. 2014. V. 56. P. 1754–1768.
 53. Ehiro M. Origins and drift histories of some microcontinents distributed in the eastern margin of Asian Continent // Earth Sci. (Chikyū Kagaku). 2001. V. 55, N. 2. P. 71–81.
 54. Eizenhöfer P.R., Zhao G. Solonker Suture in E Asia and its bearing on the final closure of the eastern segment of the Palaeo-Asian Ocean // Earth Sci. Rev. 2018. V. 186. P. 153–172.
 55. Feng Z.Q., Li W.M., Liu Y.J., Jin W., Wen Q.B., Liu B.Q., Zhou J.P., Zhang T.A., Li X.Y. Early Carboniferous tectonic evolution of the northern Heihe–Nenjiang–Hegenshan suture zone, NE China: Constraints from the mylonitized Nenjiang rhyolites and the Moguqi gabbros // Geol. J. 2017. V. 53, N 3. P. 1005–1021.
 56. Feng Z.Q., Liu Y.J., Wu P., Jin W., Li W.M., Wen Q.B., Zhao Y.L., Zhou J.P. Silurian magmatism on the eastern margin of the Erguna block, NE China: evolution of the northern Great Xing’an range // Gondwana Res. 2018. V. 61. P. 46–62.
 57. Ge M.H., Li L., Wang T., Zhang J.J., Tong Y., Guo L., Liu K., Feng L., Song P., Yuan J.G. Hf isotopic mapping of the Paleozoic–Mesozoic granitoids from the Jiamusi and Songnen blocks, NE China: Implications for their tectonic division and juvenile continental crustal growth // Lithos. 2021. V. 386–387. A. 106048.
 58. Golozubov V.V., Markevich V.S., Bugdaeva E.V. Early Cretaceous changes of vegetation and environment in EAsia // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1999. N 153. P. 139–146.
 59. Guo P., Xu W.L., Wang Z., Wang F., Luan J.P. Geochronology and geochemistry of Late Devonian–Carboniferous igneous rocks in the Songnen–Zhangguangcai Range Massif, NE China: Constraints on the late Paleozoic tectonic evolution of the eastern Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2018. V. 57. P. 119–132.
 60. Han S.J., Yang Y.C., Bo J.W., Zhang G.B., Khomich V.G., Huang Y.W., Yang Y.B., Wang X.Y. Late Neoproterozoic magmatic record of the Jiamusi–Khanka Block, Northeast China New clues from amphibolite zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopes // Geol. J. 2019. V. 55, N 5. P. 3401–3415.
 61. Hu X.L., Yao S.Z., Tan C.Y., Zeng G.P., Ding Z.J., He M.C. Early Paleozoic geodynamic evolution of the Eastern Central Asian Orogenic Belt: Insights from granitoids in the Xing’an and Songnen blocks // Geosci. Front. 2020. V. 11. P. 1975–1992.
 62. Isozaki Y., Nakahata H., Zakharov Y.D., Popov A.V., Sakata S., Hirata T. Greater South China extended to the Khanka block:

- Detrital zircon geochronology of middle-upper Paleozoic sandstones in Primorye, Far East Russia // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 145. P. 565–575.
63. Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B., Zircon Th/U ratios in magmatic environs // *Lithos.* 2015. V. 212. P. 397–414.
64. Li J.Y. Permian geodynamic setting of NE China and adjacent regions: closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate // *J. Asian Earth Sci.* 2006. V.26 (3). P. 207–224.
65. Liu B., Chen J.F., Han B.F., Liu J.L., Li J.W. Geochronological and geochemical evidence for a Late Ordovician to Silurian arc-back-arc system in the northern Great Xing'an Range, NE China // *Geosci. Front.* 2021. V. 12, N 1. P. 131–145.
66. Liu Y., Li W., Ma Y., Feng Z., Guan Q., Li S., Chen Z., Liang C., Wen Q. An orocline in the eastern Central Asian Orogenic Belt // *Earth Sci. Rev.* 2021. V. 221. P. 1–33.
67. Luan J.P., Wang F., Xu W.L., Ge W.C., Sorokin A.A., Wang Z.W., Guo P. Provenance, age, and tectonic implications of Neoproterozoic strata in the Jiamusi Massif: evidence from U–Pb ages and Hf isotope compositions of detrital and magmatic zircons // *Precamb. Res.* 2017. V. 297. P. 19–32.
68. Luan J.P., Xu W.L., Wang F., Wang Z.W., Guo P. Age and geochemistry of Neoproterozoic granitoids in the Songnen-Zhangguangcai Range Massif, NE China: Petrogenesis and tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V.148. P. 265–276.
69. Luan J.P., Yu J.J., Yu J.L., Cui Y.C., Xu W.L. Early Neoproterozoic magmatism and the associated metamorphism in the Songnen Massif, NE China: petrogenesis and tectonic implications. *Precambrian Res.* 328, 2019. 250–268.
70. Ma X.H., Chen C.J., Zhao J.X., Qiao S.L., Zhou, Z.H. Late Permian intermediate and felsic intrusions in the eastern Central Asian Orogenic Belt: Final-stage magmatic record of Paleo-Asian Oceanic subduction? // *Lithos.* 2019. V. 326–327. P. 265–278.
71. Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Xu W.L., Yang H., Kovach V.P., Kotov A.B., Plotkina Yu.V. Provenance and tectonic implications of Cambrian sedimentary rocks in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2019. V. 172. P. 393–408.
72. Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Kudryashov N.M., Kovach V.P., Plotkina Yu.V., Skovitina T.M. Age of the Early Paleozoic granitoid magmatism in the central part of the Bureya continental massif, Central Asian Fold Belt // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2020. V. 11 (1). P. 89–106.
73. Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Kudryashov N.M. Early Paleozoic magmatic events in the Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt: Timing and tectonic significance // *Lithos.* 2021. V. 396–397. 106237.
74. Parfenov L.M., Badarch G., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Kuzmin M.I., Nokleberg W.J., Prokopyev A.V., Ogasawara M., Yan H. Summary of Northeast Asia geodynamics and tectonics // *Stephan Mueller Spec. Publ.* 2009. Ser. 4. P. 11–33.
75. Rizvanova N.G., Alenicheva A.A., Skublov S.G., Sergeev S.A., Lykhin D.A. Early Ordovician age of fluorite-rare-metal deposits at the Voznesensky Ore District (Russia): Evidence from zircon and Cassiterite U–Pb and fluorite Sm–Nd dating results // *Minerals.* 2021. V. 11. P. 1–2.
76. Sang T., Pei F., Xu W., Wang Z., Jiao J., Wei J., Wang Y. Detrital zircon U–Pb geochronology of Xilin Group: Constraints for the Early Paleozoic tectonic evolution of the Songliao Massif // *Acta Geol. Sinica.* 2021. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.14684>
77. Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U–Pb zircon ages from basement gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // *Int. J. Geosci.* 2012. V. 3, N 2. P. 289–296.
78. Sengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / A. Yin, M. Harrison (Eds.). *The tectonic evolution of Asia* // Cambridge: Cambridge Univ. Press., 1996. P. 486–641.
79. Shen X., Du Q., Han Z., Song Z., Han C., Zhong W. Constraints of zircon U–Pb–Hf isotopes from Late Permian–Middle Triassic flora-bearing strata in the Yanbian area (NE China) on a scissor-like closure model of the Paleo-Asian Ocean // *J. Asian Earth Sci.* 2019. V. 183. A.103964.
80. Sorokin A.A., Kudryashov N.M., Kotov A.B., Kovach V.P. Age and tectonic setting of the early Paleozoic magmatism of the Mamyn Terrane, Central Asian Orogenic Belt, Russia // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 144. P. 22–39.
81. Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W.L., Kovach V.P., Yang H., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Plotkina Yu.V. Ages and nature of the protolith of the Tulovchikha metamorphic complex in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia: Evidence from U–Th–Pb, Lu–Hf, Sm–Nd, and ⁴⁰Ar/³⁹Ar data // *Lithos.* 2019. V. 332–333. P. 340–354.
82. Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W. Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // *Gondwana Res.* 2020. V. 81. P. 58–78.
83. Sorokin A.A., Zaika V.A., Kudryashov N.M. Timing of formation and tectonic setting of Paleozoic granitoids in the eastern Mongol–Okhotsk Belt: Constraints from geochemical, U–Pb, and Hf isotope data // *Lithos.* 2021. V. 388–389. P. 340–354.
84. Tang K., Wang Y., He G., Shao J. Continental-margin structure of Northeast China and its adjacent areas // *Acta Geol. Sinica.* 1995. V. 69. P. 16–30 (in Chinese with English Abstr.).
85. Tsutsumi Yu., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozoubov V.V. Age of igneous rocks in southern part of Primorye, Far East Russia // *Memoirs of the National Museum of Nature and Science: geological research around and the Sea of Japan.* 2016. N 51. P. 71–78.
86. Wang F., Xu W.L., Meng E., Cao H.H., Gao F.H. Early Paleozoic amalgamation of the Songnen–Zhangguangcai Range and Jiamusi massifs in the eastern segment of the Central Asian Orogenic Belt: Geochronological and geochemical evidence from granitoids and rhyolites // *J. Asian Earth Sci.* 2012. V. 49. P. 234–248.
87. Wang F., Xu W.L., Gao F.H., Zhang H.H., Pei F.P., Zhao L. Precambrian terrane within the Songnen–Zhangguangcai Range Massif, NE China: Evidence from U–Pb ages of detrital zircons from the Dongfengshan and Tadong groups // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 402–413.
88. Wang F., Xing K.C., Xu W.L., Teng F.Z., Xu Y.G., Yang D.B. Permian ridge subduction in the easternmost Central Asian Orogenic Belt: Magmatic record using Sr–Nd–Pb–Hf–Mg isotopes // *Lithos.* 2021. V. 384–385. P. 1–11.
89. Wang Z.W., Xu W.L., Pei F.P., Wang F., Guo P., Wang F., Li Y. Geochronology and geochemistry of early Paleozoic igneous rocks from the Zhangguangcai Range, NE China: constraints

- on tectonic evolution of the eastern Central Asian Orogenic Belt // *Lithosphere*. 2017. V. 9 (5). P. 803–827.
90. Wilde S.A., Zhang X.Z., Wu F.Y. Extension of a newly identified 500 Ma metamorphic terrane in North East China: further U-Pb SHRIMP dating of the Mashan complex, Heilongjiang Province, China // *Tectonophysics*. 2000. V. 328. P. 115–130.
 91. Wilde S.A., Wu F.Y., Zhao G. The Khanka Block, NE China, and its significance for the evolution of the Central Asian Orogenic Belt and continental accretion // *Geol. Soc., London, Spec. Publ.* 2010. V. 338. P. 117–137.
 92. Wu F.Y., Yang J.H., Lo C.H., Wilde S.A., Sun D.Y., Jahn B.M. The Heilongjiang Group: a Jurassic accretionary complex in the Jiamusi Massif at the western Pacific margin of northeastern China // *Island Arc*. 2007. V. 16. P. 156–172.
 93. Xing K.C., Wang F., Xu W.L., Gao F.H. Tectonic affinity of the Khanka Massif in the easternmost Central Asian Orogenic Belt: evidence from detrital zircon geochronology of Permian sedimentary rocks // *Int. Geol. Rev.* 2020. V. 62, N 4. P. 428–445.
 94. Xu T., Xu W.L., Wang F., Ge W.C., Sorokin A.A. Geochronology and geochemistry of early Paleozoic intrusive rocks from the Khanka massif in the Russian Far East: Petrogenesis and tectonic implications // *Lithos*. 2018. V. 300–301. P. 105–120.
 95. Yang H., Ge W., Zhao G., Dong Y., Bi J., Wang Z., Yu J., Zhang Y. Geochronology and geochemistry of Late Pan-African intrusive rocks in the Jiamusi–Khanka Block, NE China: Petrogenesis and geodynamic implications // *Lithos*. 2014. V. 208–209. P. 220–236.
 96. Yang H., Ge W.C., Zhao G.C., Bi J.H., Wang Z.H., Dong Y., Xu W.L. Zircon U-Pb ages and geochemistry of newly discovered Neoproterozoic orthogneisses in the Mishan region, NE China: constraints on the high-grade metamorphism and tectonic affinity of the Jiamusi-Khanka Block // *Lithos*. 2017. V. 268–271. P. 16–31.
 97. Yang H., Ge W.C., Bi J.H., Wang Z.H., Tian D.X., Dong Y., Chen H.J. The Neoproterozoic- early Paleozoic evolution of the Jiamusi Block, NE China and its East Gondwana connection: Geochemical and zircon U–Pb–Hf isotopic constraints from the Mashan complex // *Gondwana Res.* 2018. V. 54. P. 102–121.
 98. Yang H., Xu W., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Ge W. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Bureya Block, Russian Far East: Petrogenesis and implications for Rodinia reconstruction // *Precamb. Res.* 2020. V. 342. A. 105676.
 99. Yang H., Ge W.C., Santosh M., Ji Z., Dong Y., Jing Y., Wu H.R. The role of continental fragments in the formation of intra-oceanic arcs: Constraints from Sr-Nd-Hf-O isotopes of gabbro from the Jiamusi Block, NE China // *Gondwana Res.* 2021. (In press) <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.10.009>
 100. Zhang S., Wang F., Xu W., Gao F., Tang J. Tectonic history of the Huangsong tectonic terrains in the Khanka Massif in the easternmost Central Asian Orogenic Belt: Constraints from detrital zircon U–Pb geochronology // *Gondwana Res.* 2021. V. 99. P. 149–162.
 101. Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Zhao G.C., Zheng C.Q., Wang Y.J., Zhang X.H. The onset of Pacific margin accretion in NE China: evidence from the Heilongjiang high-pressure metamorphic belt // *Tectonophysics*. 2009. V. 478. P. 230–246.
 102. Zhou J.B., Wilde S.A., Zhao G.C., Zhang X.Z., Zheng C.Q., Wang H., Zeng W.S. Pan-African metamorphic and magmatic rocks of the Khanka massif, NE China: further evidence regarding their affinity // *Geol. Mag.* 2010. V. 147, N 5. P. 737–749.
 103. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. *Geology of the USSR: A Plate tectonic Synthesis (Geodynamics Series) 21* // Washington, D.C.: Amer. Geophys. Union, 1990. 242 p.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным
после доработки 10.01.2022 г.
принята к печати 16.03.2022 г.

A.I. Khanchuk, A.A. Alenicheva, V.V. Golozubov, A.T. Kandaurov, Y.Y. Yurchenko, S.A. Sergeev

The Khanka massif: heterogeneity of its basement and regional correlations

The results of geochronology studies on metagranitoids (U-Pb SIMS) and ophiolites (Sm-Nb) from the Khanka massif are considered. New and published data define the Early Neoproterozoic Matveevka-Nakhimov terrane with early suprasubduction magmatism of 935 and 915 Ma, intraplate and Pacific-type transform margin magmatism of 850–880 and 757 Ma, and the Late Neoproterozoic–Early Cambrian Dvoryan and Tafuin terranes with suprasubduction magmatism of 543, 520, 517 and 513 Ma. Between these two parts of the massif there is a suture (Voznesenka and Spassk terranes) formed by Ediacaran–Cambrian shelf deposits and a Cambrian accretionary prism with ophiolites older than 514 Ma. The greater part of the Khanka massif formed late in the Cambrian with the Kordonka island arc terrane accreted at the end of the Silurian. The Sergeevka terrane of the Ordovician island arc joined it through Early Cretaceous strike-slip movements. Heterogeneous structures of the main part of the Khanka massif can be traced to the north by the analogous stages of magmatism and metamorphism, where the Jiamusi massif (including the East Bureya terrane) is an Early Neoproterozoic block and the eastern Songnen massif (including the West Bureya terrane) is a Late Neoproterozoic–Cambrian block. Between these two blocks is the Spassk–Wuxingzhen–Melgin suture formed by their collision late in the Cambrian. The Bureya–Songnen–Jiamusi–Khanka superterrane formed as a part of the Gondwana supercontinent about 500 Ma ago through orogeny and accretion of the Rodinia supercontinent fragments.

***Key words:* Neoproterozoic, Cambrian, geochronology, granites, ophiolites, Khanka massif, Bureya–Songnen–Jiamusi–Khanka superterrane.**