



## THE SHALAP MÉLANGE OF THE SALAIRIAN ALAMBAY OPHIOLITE ZONE (NORTHWESTERN CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT), GEOLOGICAL STRUCTURE AND COMPOSITIONAL FEATURES OF AMPHIBOLITES AND GREENSTONE BASALTS

F.I. Zhimulev <sup>1✉</sup>, A.V. Kotlyarov <sup>1</sup>, A.V. Travin <sup>1,2</sup>, M.A. Fidler <sup>1</sup>, A.A. Khuurak <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

<sup>2</sup> Novosibirsk State Technical University, 20-1 Karl Marx Ave, Novosibirsk 630073, Russia

**ABSTRACT.** The Alambay ophiolite zone (AOZ) is located in the axial part of the Early Paleozoic Salair orogen and includes the northern extension of the Alambay-Kaim zone, Salair and Altai Mountains. The Shalap area of the AOZ is predominantly composed of clastic mélange with occasional serpentine mélange. The geological and geochemical studies showed that in the Shalap mélange there are basalt blocks of the Alambay formation whose petrogeochemical features are similar to those of the oceanic island basalts (OIB). Metamorphic rocks of the Angurep complex, represented by garnet and non-garnet amphibolites, form a tectonic slab which is a part of the accretionary complex east of the Shalap mélange area. Metamorphic rocks also form blocks in the Shalap mélange. The amphibolites of the Angurep complex are similar in their petrogeochemical features to the basalts of intraoceanic island arcs. The Shalap mélange is a fragment of the Salairian Cambrian paleosubduction zone. The subduction and exhumation processes in this paleosubduction zone terminated by the 500 Ma time stage.

**KEYWORDS:** amphibolites; basalts; subduction mélange; accretionary complex; ophiolites

**FUNDING:** The research was supported by the Russian Science Foundation (project 23-27-00033).



EDN: LSFJDC

### RESEARCH ARTICLE

**Correspondence:** Fedor I. Zhimulev, [zhimulev@igm.nsc.ru](mailto:zhimulev@igm.nsc.ru)

Received: April 10, 2023

Revised: August 7, 2023

Accepted: August 14, 2023

**FOR CITATION:** Zhimulev F.I., Kotlyarov A.V., Travin A.V., Fidler M.A., Khuurak A.A., 2024. The Shalap Mélange of the Salairian Alambay Ophiolite Zone (Northwestern Central Asian Orogenic Belt), Geological Structure and Compositional Features of Amphibolites and Greenstone Basalts. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (3), 0757. doi:10.5800/GT-2024-15-3-0757

**English version:** see article page online

# ШАЛАПСКИЙ МЕЛАНЖ АЛАМБАЙСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ САЛАИРА (СЕВЕРО-ЗАПАД ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА), ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА АМФИБОЛИТОВ И ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ БАЗАЛЬТОВ

Ф.И. Жимулев<sup>1</sup>, А.В. Котляров<sup>1</sup>, А.В. Травин<sup>1,2</sup>, М.А. Фидлер<sup>1</sup>, А.А. Хуурак<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный технический университет, 630073, Новосибирск, пр-т Карла Маркса, 20/1, Россия

**АННОТАЦИЯ.** Аламбайская офиолитовая зона (АОЗ) расположена в осевой части раннепалеозойского Салаирского складчато-покровного сооружения и является северным звеном Аламбайско-Каимской зоны, Салаира и Горного Алтая. Шалапский ареал АОЗ сложен преимущественно терригенным меланжем с обособлениями серпентинитового меланжа. В результате геологических и геохимических исследований установлено, что в шалапском меланже встречаются блоки базальтов аламбайской свиты, соответствующих по петрогеохимическим признакам базальтам океанических островов (ОИВ). Метаморфические породы ангурепского комплекса, представленные гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами, слагают тектоническую пластину в составе аккреционного комплекса к востоку от Шалапского меланжевого ареала. Также метаморфические породы образуют блоки в шалапском меланже. По петрогеохимическим особенностям амфиболиты ангурепского комплекса близки базальтам внутриокеанических островных дуг. Шалапский меланж представляет собой фрагмент кембрийской палеосубдукционной зоны Салаира. Процессы субдукции и эксгумации в данной палеосубдукционной зоне завершились к рубежу 500 млн лет.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** амфиболиты; базальты; субдукционный меланж; аккреционный комплекс; офиолиты

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 23-27-00033).

## 1. ВВЕДЕНИЕ

Офиолитовые зоны являются источником знаний об океанических бассейнах прошлого. В пределах данных структур информация об эволюции океанического бассейна шириной до нескольких тысяч километров и о геологических процессах в зоне субдукции сконцентрирована в узкой полосе субдукционного меланжа. Геохимические особенности базальтов и метабазальтов из меланжа могут быть использованы для определения тектонических условий образования океанической коры. Среди офиолитовых сутур Алтае-Саянской складчатой области (АССО) Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) Аламбайская офиолитовая зона (АОЗ) представляет собой одну из наименее изученных современными методами [Konvalova, Prusevich, 1977; Pinus et al., 1958]. Она расположена в осевой части раннепалеозойского Салаирского складчато-покровного сооружения (орогена) и является северным звеном Аламбайско-Каимской зоны, Салаира и Горного Алтая [Shokalskij et al., 2000]. АОЗ включает несколько кулисообразно расположенных ареалов линзовидной формы. Северо-западный ареал, называемый Тягун-Аламбайским, приурочен к средней части Салаира. Юго-восточный Шалапский (Мартыново-Шалапский) ареал образует осевую часть юго-западного фланга Салаира (рис. 1). Шалапский ареал сложен преимущественно терригенным меланжем с обособлениями серпентинитового меланжа. Цель данного исследова-

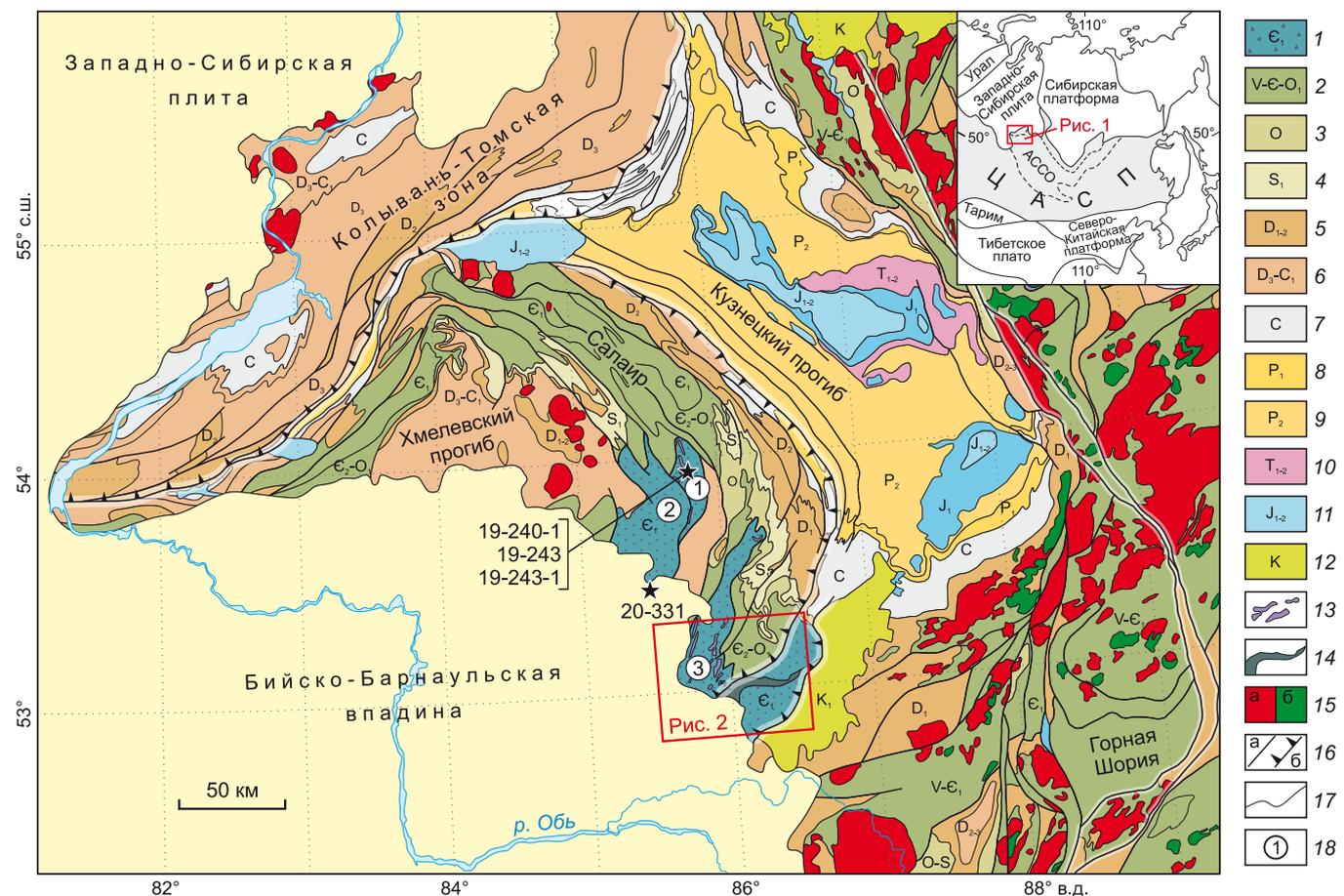
ния – на основе характеристики геологического строения и состава метабазальтов шалапского офиолитового меланжа выдвинуть предположения об условиях его формирования.

## 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ШАЛАПСКОГО МЕЛАНЖА

В составе офиолитовой зоны выделяются аламбайский базальтовый, верхнеаламбайский дунит-гарцбургитовый и шалапский меланжевый геологические комплексы. Также с АОЗ структурно ассоциирует тектоническая пластина амфиболитов, выделяемая в ангурепский метаморфический комплекс [Shokalskij et al., 2000; State Geological Map..., 2019]. Шалапский меланжевый комплекс как тектоно-стратиграфическое картируемое подразделение выделен В.Н. Токаревым в ходе картосоставительских работ [State Geological Map..., 2019]. Учитывая присутствие линзовидных тектонических блоков девонских пород в поле меланжевого ареала, В.Н. Токарев рассматривал шалапский меланж как тектонический, образованный в перми в результате надвигания Салаирской аллохтонной пластины на Кузбасс по серии чешуйчатых надвигов. С точки зрения авторов статьи, Шалапский ареал представляет собой кембрийский субдукционный меланж, подвергшийся позднепалеозойским надвиговым деформациям вместе со всеми образованиями Салаирского орогена, поэтому тектонические пластины девонских

осадков, встречающиеся в поле развития меланжа, в отличие от блоков микрокварцитов, известняков, серпентинитов и амфиболитов, не являются включениями, сингенетичными офиолитовому меланжу. В пользу этого свидетельствует состав матрикса терригенного меланжа, представленный нормально-осадочными породами, подвергшимися тектонической переработке в

различной степени, состав блоков-включений в меланже и ряд геологических особенностей, позволяющих относить шалапский меланж к категории субдукционных меланжей [Festa et al., 2010; Raymond, 2019]. Меланжевый комплекс широко проявлен в южной части Аламбайской офиолитовой зоны, в пределах Шалапского ареала (рис. 2). Он прослежен в виде полосы



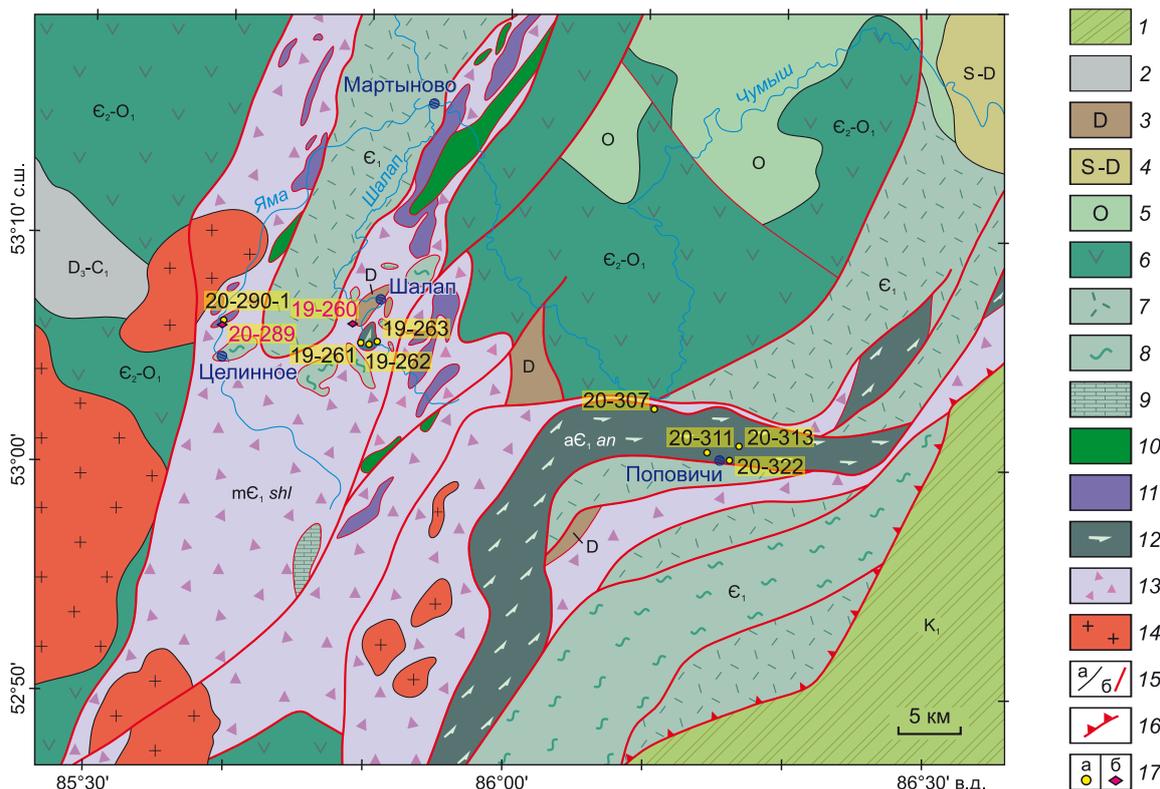
**Рис. 1.** Геологическая схема Салаирского кряжа (по [State Geological Map..., 2007]).  
 1–2 – венд(?)–раннеордовикский складчатый фундамент: 1 – субдукционный меланж Аламбайской офиолитовой зоны, включающей базальты, кремнистые сланцы, известняки и серпентиниты, 2 – палеоостроводужные комплексы нерасчлененные; 3–6 – деформированный палеозойский осадочный чехол: 3 – карбонатно–терригенный ордовик, 4 – карбонатно-терригенный силур, 5 – вулканогенный девон, 6 – терригенный верхний девон и нижний карбон; 7–9 – осадочное выполнение позднепалеозойских прогибов: 7 – терригенный карбон, 8 – угленосная нижняя пермь, 9 – безугольная терригенная верхняя пермь; 10 – триасовые платобазальты; 11 – нижнесреднеюрские терригенные угленосные отложения наложенных впадин; 12 – нижний мел, глинистые сланцы и песчаники; 13 – тела гипербазитов; 14 – пластина амфиболитов ангурепского комплекса; 15 – гранитоидные интрузии (а), диорит-габбровые интрузии (б); 16 – разрывные нарушения (а), фронтальные надвиги Салаира и Кольвань-Томской складчатой зоны (б); 17 – стратиграфические границы; 18 – ареалы субдукционного меланжа: 1 – Тягун-Аламбайский, 2 – Кытмановский, 3 – Шалапский. Звездочками обозначены положения образцов, отобранных за рамками рис. 2, из полей распространения Кытмановского и Тогул-Сунгайского ареалов субдукционного меланжа (Прил. 1, табл. 1.1).

**Fig. 1.** Geological map of the Salair ridge (after [State Geological Map..., 2007]).  
 1–2 – Vendian (?) – Early Ordovician folded basement: 1 – subduction mélange of the Alambay ophiolite zone, including basalts, shists, limestones, and serpentinites, 2 – paleoisland-arc complexes undissected; 3–6 – deformed Paleozoic sedimentary cover: 3 – carbonate-clastic Ordovician, 4 – carbonate-clastic Silurian, 5 – volcanic Devonian, 6 – clastic Upper Devonian and Lower Carboniferous; 7–9 – sedimentary infill of the Late Paleozoic troughs: 7 – clastic Carboniferous, 8 – coal-bearing Lower Permian, 9 – non-coal clastic Upper Permian; 10 – Triassic plateaubasalts; 11 – Lower–Middle Jurassic clastic coal-bearing deposits of the superimposed basins; 12 – Lower Cretaceous, shales and sandstones; 13 – bodies of ultramafic rocks; 14 – amphibolite layer of the Angurep complex; 15 – granitoid intrusions (a), diorite-gabbro intrusions (b); 16 – faults (a), frontal thrusts of the Salair and Kolyvan-Tomsk folded zone (b); 17 – stratigraphic boundaries; 18 – subduction mélange areas: 1 – Tyagun-Alambay, 2 – Kytmanov, 3 – Shalap. The asterisks indicate the positions of the samples taken beyond Fig. 2, from the Kytmanov and Togul-Sungai subduction mélange areas (App. 1, Table 1.1).

шириной до 22 км и длиной около 120 км. Полоса имеет неоднородное строение и включает линзовидные тела серпентинитового и терригенного меланжа.

Глубина распространения меланжа по геофизическим данным превышает 5–6 км. Серпентинитовый меланж изучен по керну скважин до глубины 500 м, он представлен серпентинитовыми сланцами с блоками массивных серпентинизированных дунитов и гарцбургитов размером до первых километров. Терригенный меланж слагает основную часть комплекса. В составе

глыб и блоков в меланже установлены амфиболиты ангурепского метаморфического комплекса, высокотитанистые базальты аламбайской свиты, кремнистые сланцы и микрокварциты (рис. 3, а–в), а также мраморизованные известняки гавриловской свиты нижнего кембрия [State Geological Map..., 2019]. Матрикс терригенного меланжа имеет невыдержанный состав и представлен алевролитами и вулканомиктовыми граувакковыми песчаниками с примесью карбонатов, кремнистого материала, рудной пыли и углеродистого

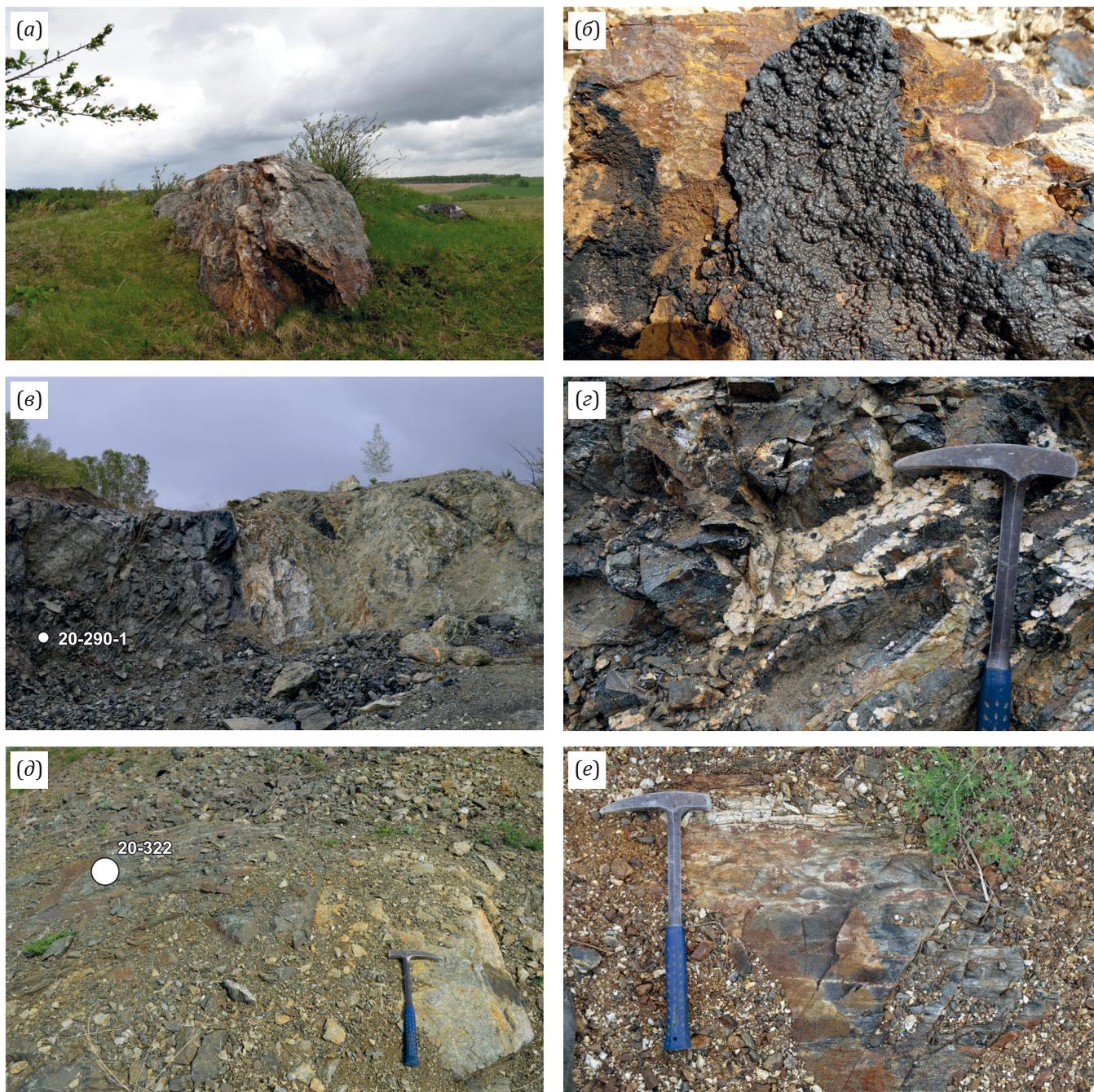


**Рис. 2.** Геологическая схема Шалапского ареала А03 с точками отбора (по [Dobretsov et al., 2004; State Geological Map..., 2019; Zhimulev et al., 2023]).

1 – нижнемеловые отложения Неня-Чумышского прогиба; 2–5 – деформированные фрагменты чехла Салаира: 2 – верхнедевонско-нижнекарбоневые песчаники и алевролиты Хмелевского прогиба, 3 – девонские известняки и песчаники, 4 – силурийско-девонские известняки и песчаники, 5 – ордовикские песчаники; 6 – среднекембрийско-нижнеордовикские туфы, лавы и песчаники островодужного происхождения; 7 – нижнекембрийские туфы, лавы и песчаники островодужного происхождения; 8 – венд-нижнекембрийские углеродистые сланцы, алевролиты, микрокварциты и известняки (осадочная часть офиолитового разреза и карбонатная шапка палеоострова); 9 – блоки нижнекембрийских известняков в меланже; 10 – офиолитовое габбро; 11 – серпентинизированные гипербазиты; 12 – раннекембрийские амфиболиты ангурепского метаморфического комплекса; 13 – шалапский полимиктовый субдукционный меланж; 14 – граниты нерасчлененные (ордовикские (?), позднедевонские, поздпермские); 15 – геологические границы: а – стратиграфические и интрузивные, б – тектонические; 16 – Баркинский надвиг, южная граница Салаира; 17 – точки отбора и номера отобранных образцов (а), фото обнажений (б).

**Fig. 2.** Geological map of the Shalap area of the AOZ with sampling sites (after [Dobretsov et al., 2004; State Geological Map..., 2019; Zhimulev et al., 2023]).

1 – Lower Cretaceous deposits of the Nanya-Chumysh basin; 2–5 – deformed fragments of the Salair cover: 2 – Upper Devonian – Lower Carboniferous sandstones and siltstones of the Khmelevsky trough, 3 – Devonian limestones and sandstones, 4 – Silurian-Devonian limestones and sandstones, 5 – Ordovician sandstones; 6 – Middle Cambrian – Lower Ordovician tuffs, lavas and sandstones of island-arc origin; 7 – Vendian – Lower Cambrian tuffs, lavas and sandstones of island-arc origin; 8 – Vendian-Lower Cambrian carbonaceous shales, siltstones, microquartzites and limestones (sedimentary part of the ophiolite section and carbonate cap of the paleoisland); 9 – Lower Cambrian limestone mélanges; 10 – ophiolite gabbro; 11 – serpentinized ultramafic rocks; 12 – Early Cambrian amphibolites of the Angurep metamorphic complex; 13 – Shalap polymictic subduction mélange; 14 – undissected granites (Ordovician (?), Late Devonian, Late Permian); 15 – geological boundaries: a – stratigraphic and intrusive, b – tectonic; 16 – Barka thrust, southern border of Salair; 17 – sampling sites and numbers of selected samples (a), photo of outcrops (b).



**Рис. 3.** Фотографии обнажений шалапского меланжа и ангурепского метаморфического комплекса. (а) – блок микрокварцитов в шалапском меланже (точка наблюдения (т. н.) 20-289, 53°6'4.22" N, 85°39'25.72" E); (б) – натечные агрегаты гидрооксидов марганца в коре выветривания по марганцевистым кварцитам и кремнистым аргиллитам, образующим блок в шалапском меланже (т. н. 19-260, 53°6'12.48" с.ш., 85°48'49.05" в.д.); (в) – блок зеленокаменных базальтов (слева) в серпентинитовом меланже, место отбора образца 20-290-1 (53°6'16.62" с.ш., 85°39'31.74" в.д.), (г) – прожилки мигматитов в амфиболитах ангурепского комплекса, место отбора обр. 20-307 (53°2'49.38" с.ш., 86°10'25.22" в.д.); (д) – дайка микроплагиогранитов (справа), секущая амфиболиты ангурепского комплекса, место отбора образца 20-322 (53°0'12.61" с.ш., 86°15'46.28" в.д.); (е) – деформированные гломеробласты граната в мигматитизированных амфиболитах (т. н. 20-330, 52°57'14.03" с.ш., 85°27'51.94" в.д.).

**Fig. 3.** Photographs of outcrops of the Shalap mélange and the Angurep metamorphic complex. (a) – Shalap microquartzite block mélange (observation point (OP) 20-289, 53°6'4.22" N, 85°39'25.72" E); (б) – sinter aggregates of manganese hydroxide in the weathering crust along the aggregation pathways of manganese quartzites and siliceous mudstones forming the Shalap block mélange (OP 19-260, 53°6'12.48" N, 85°48'49.05" E); (в) – greenstone basalt block (left) in serpentinite mélange, sampling site 20-290-1 (53°6'16.62" N, 85°39'31.74" E); (г) – migmatite veinlets in amphibolites of the Angurep complex, sampling site 20-307 (53°2'49.38" N, 86°10'25.22" E); (д) – microplagiogranite dike (right) cutting through the amphibolites of the Angurep complex, sampling site 20-322 (53°0'12.61" N, 86°15'46.28" E); (е) – deformed garnet glomeroblasts in migmatitized amphibolites (OP 20-330, 52°57'14.03" N, 85°27'51.94" E).

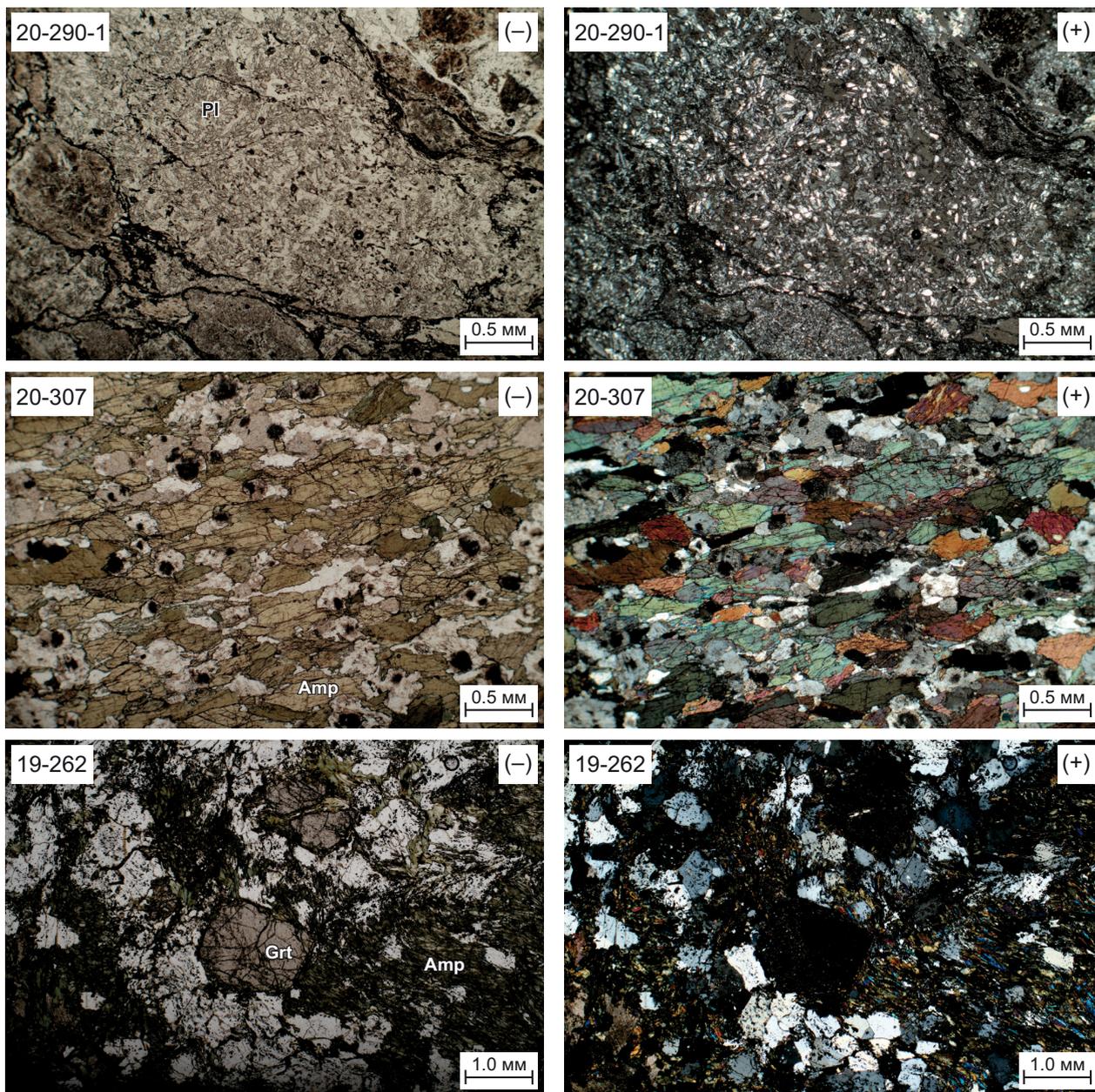
вещества. Меланж прорван плагиогранитами позднепермского жерновского комплекса с уран-свинцовым возрастом по циркону, составляющим  $262.2 \pm 2.3$  млн лет [State Geological Map..., 2019]. Большая часть обнажений шалапского меланжа представляют собой блоки микрокварцитов и кремнисто-глинистых сланцев (рис. 3, а), в том числе содержащих окисленную марганцевую минерализацию (рис. 3, б). Размер блоков микрокварцитов составляет от первых метров до нескольких сотен метров. Блоки микрокварцитов образуют цепочки, вытянутые согласно общему простиранию структур в северо-восточном направлении. Микрокварцитами образована холмистая гряда в районе с. Целинное. Блоки микрокварцитов залегают в матрике из зеленовато-серых алевритистых граувакк, в различной степени тектонизированных. В районе сел Целинное и Шалап терригенный меланж насыщен блоками микрокварцитов, а породы матрикса сильно тектонизированы, вплоть до образования плейчатых сланцев. В направлении на север, вдоль долины р. Яма, насыщенность меланжа включениями и степень тектонической переработки пород матрикса падают и меланж постепенно переходит в нормально-осадочную толщу тонкозернистых граувакк. К востоку от Шалапского ареала наблюдается еще несколько линз и полос развития меланжевого комплекса меньшего размера. Тела меланжа разделяют тектонические пластины, сложенные вулканитами, флишевыми отложениями и известняками. На профиле магнитотеллурического зондирования, пересекающем структуры Южного Салаира, область меланжа представляет собой проводящую аномалию, имеющую неоднородную внутреннюю структуру [Zhimulev et al., 2023]. На профиле видно, что блок с относительными повышенными значениями удельного электрического сопротивления, соответствующий тектонической пластине метаморфических пород ангурепского комплекса, находится внутри проводящей области, сложенной комплексами Шалапского ареала АОЗ. Пластина пород ангурепского комплекса может рассматриваться как часть структурно-вещественного парагенеза палеосубдукционной зоны.

### 3. АНГУРЕПСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Гранатовые амфиболиты ангурепского метаморфического комплекса к востоку от Шалапского меланжевого ареала слагают тектоническую пластину, которая по редким обнажениям и согласно геофизическим данным прослеживается примерно на 60 км при мощности 2–4 км. Простирание пластины в северной части субширотное, в юго-западной части меняется на субмеридиональное. В геофизических полях метаморфические породы выражены положительными аномалиями силы тяжести. С севера и северо-запада тектоническая пластина метаморфических пород совмещена с пластиной нижнекембрийских вулканитов, на юге и юго-востоке – с толщей пестрого состава, включающей вулканомиктовые песчаники, конгломераты, известня-

ки и вулканиты и интерпретируемой как олистодрома аккреционного клина [Dobretsov et al., 2004]. Разломные зоны, ограничивающие пластину метаморфических пород, трассируются телами расланцованных серпентинитов и графитистых милонитов.

Метаморфические породы представлены гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами, в разрезе встречаются как мелко- и грубозернистые разности (рис. 3, г–е). Плагиоклаз амфиболитов частично сосюритизирован (рис. 4). На некоторых участках амфиболиты интенсивно мигматитизированы. Многочисленные гранитоидные обособления внутри амфиболитовой толщи образуют два морфологических типа: 1) согласные полосчатости, изогнутые прожилки, линзы и обособления неправильной формы с изогнутыми контактами (см. рис. 3, г), 2) дайки с ровными интрузивными контактами, секущими полосчатость амфиболитов (см. рис. 3, д). По данным С.А. Каргополова [Vladimirov et al., 1994], изучение химизма минералов амфиболитов показало, что в пределах гранатосодержащей толщи по составу сосуществующих гранатов выделяется три типа пород: 1) с высокомагнезиальным гранатом (Prp более 20–30 %), 2) с гроссуляр-альмандином (Prp – 10–15 %), 3) с марганцовистым гроссуляр-альмандином (Prp менее 10 %). В образцах с наиболее магнезиальным гранатом наблюдаются и максимальные концентрации алюминия в амфиболах (до 17 вес. %  $Al_2O_3$ ). При этом такие амфиболы содержат мало щелочей, титана и принадлежат к актинолит-чермакитовой серии. В образцах с Mg-гранатом присутствует рутил; ассоциация магнезиального граната, глиноземистого амфибола и рутила рассматривается как продукт метаморфизма повышенных давлений. Широкое развитие мигматитов и гранитоидных жил внутри амфиболитовой толщи указывает на проявление процессов частичного плавления при метаморфизме. По оценкам С.А. Каргополова, термодинамические параметры метаморфизма амфиболитов как из ангурепской пластины, так и из шалапского меланжа составляют 600–650 °C и 8–9 кбар [Vladimirov et al., 1994; Zhimulev et al., 2020]. Возраст метаморфизма амфиболитов ангурепского комплекса определялся  $^{40}Ar/^{39}Ar$  изотопным датированием чермакитового амфибола из образца гранатового амфиболита А.В. Травиным и С.А. Каргополовым. Высокобарический минеральный парагенезис, выявленный в данном образце, включает Qz+Pl+Hbl1+Grt+Rt. Вторичные минералы представлены ассоциацией Ep+Ms+Chl+Hbl2. Вторичный амфибол (Hbl2) редок и представлен актинолитовой роговой обманкой и актинолитом. Для датирования была выделена монофракция чермакитового амфибола, характеризующего высокобарический парагенезис. В возрастном спектре образца выделяется плато, характеризующееся значением  $520 \pm 2$  млн лет и долей выделенного  $^{39}Ar$  – 60 % [Vladimirov et al., 1994; Zhimulev et al., 2020]. Температура закрытия изотопной K/Ar системы амфибола (500–550 °C) ниже, чем оценка температуры для описанного минерального парагенезиса, поэтому



**Рис. 4.** Микрофотографии шлифов изученных пород в параллельных и скрещенных николях. Обр. 20-290-1 – брекчированные афирные базальты из серпентинитового меланжа; обр. 20-307 – амфиболиты ангурепского комплекса, видна зеленовато-коричневая роговая обманка первой генерации и сосюритизированный плагиоклаз; обр. 19-262 – гранатовые амфиболиты из шалапского меланжа. Pl – плагиоклаз, Amp – амфибол, Grt – гранат.

**Fig. 4.** Micrographs of thin sections of the studied rocks in parallel and crossed nicols. Sample 20-290-1 – brecciated aphyric basalts from serpentinite mélange; sample 20-307 – amphibolites of the Angurep complex, here are first-generation greenish-brown hornblende and saussuritized plagioclase; sample 19-262 – garnet amphibolites in Shalap mélange. Pl – plagioclase, Amp – amphibole, Grt – garnet.

полученное значение может рассматриваться как верхняя граница возраста пика метаморфизма.

#### 4. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОТОБРАННЫХ ОБРАЗЦОВ

В поле распространения шалапского меланжа отобраны образцы 19-261, 19-262, 19-263, 20-290-1 (см. рис. 2). В борту долины р. Яма вскрыта линза серпентинитового меланжа с блоком зеленокаменных афи-

ровых базальтов (обр. 20-290-1) размером более 10 м (см. рис. 3, в; рис. 4). Зеленокаменные базальты сложены микрокристаллами плагиоклаза, погруженными в матрицу из хлоритизированного вулканического стекла. Порода катаклазирована. В правом берегу р. Шалап карьером вскрыт блок гранатовых амфиболитов ангурепского метаморфического комплекса, залегающий внутри терригенного меланжа. Размер блока более 100 м. Породы представлены гранатовыми

амфиболитами (обр. 19-261, 19-262), средне- и мелкозернистыми темно-зелеными массивными или неяснополосчатыми (рис. 4). Содержание граната варьируется по разрезу от полного отсутствия или единичных зерен до 15 %. На восточном краю карьера амфиболиты пересекаются жилой желтовато-серых мелкозернистых слюдисто-кварцевых пород, вероятно представляющих собой результат регрессивного метаморфизма жилы гранитоидов (обр. 19-263). Северо-западнее Шалапского ареала меланжа, в районе с. Кырманово, карьером вскрыт одноименный ареал меланжа, представленный линзовидными блоками известняков и зеленокаменных базальтов аламбайской свиты (см. рис. 1, обр. 20-331,) в матрице из рассланцованных граувакк и серпентиновых сланцев. Базальты содержат многочисленные прожилки и обособления жильного кальцита. Метаморфические породы ангурепского комплекса изучались в карьерах в районе с. Поповичи по рекам Ангуреп и Анамас (обр. 20-307, 20-311, 20-313, 20-322). Образцы габбро и долеритов А03 (19-241, 19-243, 19-243-1) были отобраны из Тягун-Аламбайского ареала А03. Данные о составе образцов отобранных пород и местоположении точек отбора представлены в Прил. 1, табл. 1.1 и на рис. 1 и 2.

## 5. МЕТОДЫ

Содержание петрогенных компонентов в породах определялось методом рентгенофлуоресцентного анализа, содержание редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Основной задачей петрохимического и геохимического анализа было выяснение характерных особенностей протолитов, по которым формировались амфиболиты. Для этого использовались не мобильные при метаморфизме элементы (Ti, Y, Zr, Nb, REE). В выборку не включались мигматизированные разности, не соответствующие первичному составу протолитов. Определение возраста мусковита выполнялось  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом ступенчатого прогрева по минеральным фракциям по методике [Travin, 2016].

## 6. ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

На основе оригинальных данных были рассмотрены особенности петрохимии и геохимии образцов метабазальтов и амфиболитов из тектонических блоков в составе шалапского офиолитового меланжа, а также проведен сравнительный анализ с составами габбро и долеритов Тогул-Сунгайского ареала офиолитового меланжа (Прил. 1, табл. 1.2).

Некоторые изученные образцы базитов существенно преобразованы вторичными процессами, что отражается в высоких значениях потерь при прокаливании. Основой для выяснения их геохимических особенностей послужили данные по редким элементам, поскольку изученные породы затронуты метасоматическими и метаморфическими изменениями, использовались диаграммы с малоподвижными элементами (Th,

Nb, Ti, V), предложенные для интерпретации офиолитов различных геодинамических обстановок [Pearce, 2008, 2014].

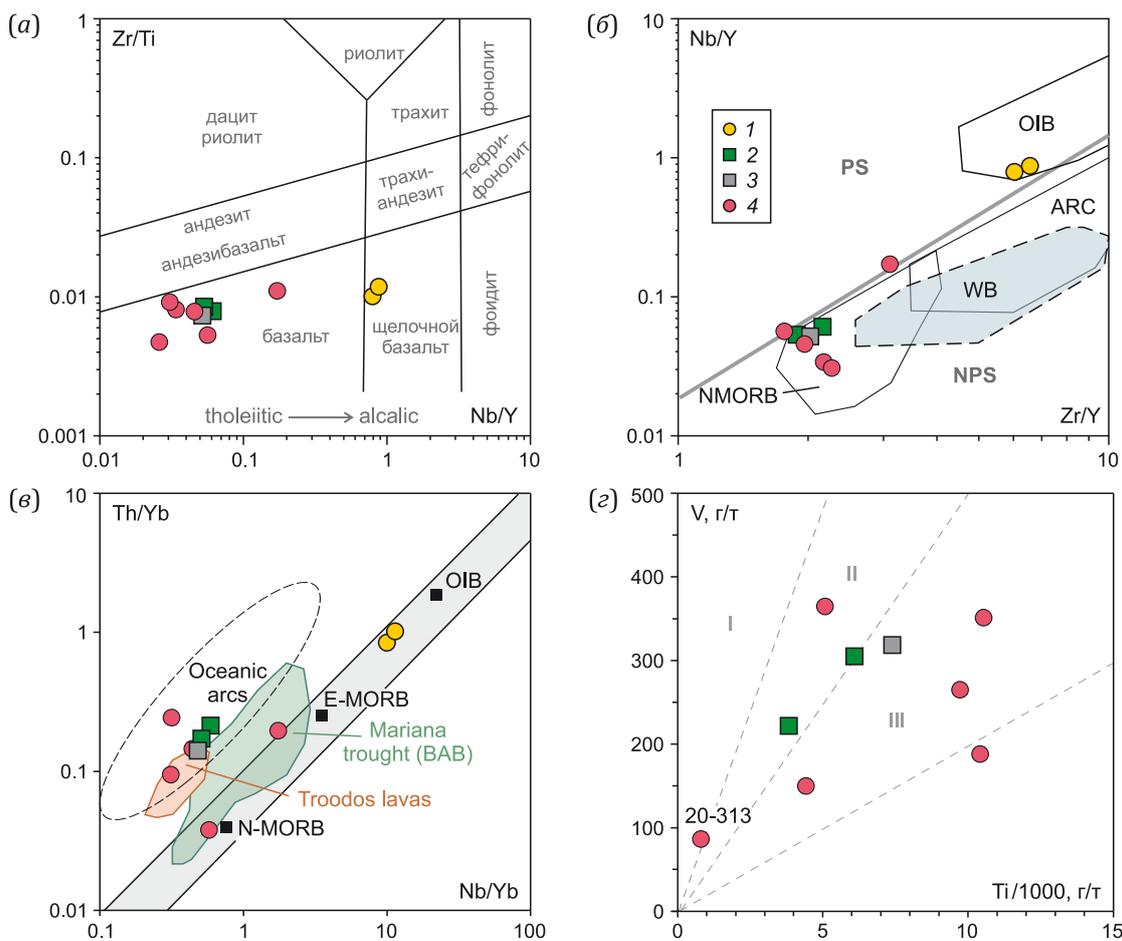
Изученные образцы частично преобразованы низкотемпературными метаморфическими процессами; в частности, базальты образца 20-331 содержат прожилки кальцита, что приводит к высоким значениям потерь при прокаливании (7.1 мас. %). По общей щелочности метабазальты принадлежат к субщелочной серии, содержат повышенные количества титана (более 2 мас. %) и магния (9.5–11.1 мас. %). Состав амфиболитов характеризуется широкими вариациями кремнезема в интервале 43–56 % и относится к нормально щелочным, в меньшей степени – умеренно щелочным породам, в отличие от метабазальтов, для амфиболитов ангурепского комплекса характерны относительно низкие значения  $\text{TiO}_2$  в диапазоне от 0.13 до 1.76 мас. %. Выделяется две группы амфиболитов – с умеренными значениями  $\text{TiO}_2$  (1.6–1.8 мас. %) и низкотитанистая группа с содержанием  $\text{TiO}_2$  менее 0.8 мас. %. На диаграмме соотношений малоподвижных высокозарядных элементов Zr/Ti – Nb/Y фигуративные точки состава амфиболитов ложатся в поле базальтов и сопоставимы с составами габбро из тектонической пластины, контактирующей на западе с аподунитовыми серпентинитами Тогул-Сунгайского массива. Эти данные позволяют относить протолиты амфиболитов к толеитовым базальтам нормального ряда. В отличие от них, метабазальты обладают повышенными содержаниями Nb/Y и попадают в поле щелочных базальтов (рис. 5, а).

О геодинамической обстановке формирования офиолитов позволяют судить данные, приведенные на диаграмме Nb/Y – Zr/Y [Condie, 2005]. Точки составов рассмотренных амфиболитов и габбро находятся в области магматических систем без влияния плюмового источника (NPS) в поле базальтов срединно-океанических хребтов и близки к данным по задуговому бассейну Вудларк. Для метабазальтов, напротив, устанавливаются плюмовые характеристики типа OIB внутриплитных океанических островов (рис. 5, б). На диаграмме Nb/Yb – Th/Yb, используемой для интерпретации офиолитовых комплексов [Pearce, 2008, 2014], метабазальты имеют высокие отношения значений Nb/Yb и Th/Yb и находятся в поле составов базальтов, не связанных с зонами субдукции, между точками E-MORB – OIB (рис. 5, в), тогда как точки амфиболитов располагаются выше этого поля в области базальтов, на формирование которых влияли субдукционные процессы, в поле островодужных базальтов внутриокеанических дуг, ассоциируя с данными по задуговым базальтам Марианского трога и лавам из ассоциации пород офиолитов Троодоса, образование которых связывают с магматизмом над зоной субдукции позднемезозойского возраста [Pearce et al., 1984]. На диаграмме Ti – V фигуративные точки составов амфиболитов имеют широкий разброс и по геохимическим признакам они сопоставимы с проксимальными островодужными толеитами,

а также обладают чертами базальтов дистальных задуговых бассейнов и N-MORB (рис. 5, г).

По характеру распределения редкоземельных элементов спектры метабазальтов имеют отрицательный наклон (с преобладанием легких лантаноидов) и наиболее близки к графикам базальтов океанических островов (рис. 6, а). Графики распределения немобильных элементов, нормированные к N-MORB, также показывают их принадлежность к породам из обогащенного мантийного источника, сходного с базальтами океанических островов или E-MORB (рис. 6, б).

Графики распределения нормированных по хондриту редкоземельных элементов в гранатовых амфиболитах шалапского офиолитового меланжа характеризуются субгоризонтальным спектром или имеют слабый отрицательный наклон (рис. 6, в). Такими признаками могут обладать толеитовые базальты островных дуг (IATB) и базальты задуговых бассейнов (BABB). Редкоземельные спектры амфиболитов Ангурепской тектонической пластины обладают по сравнению с ними меньшим содержанием РЗЭ и совпадают со спектрами BABB. По характеру распределения малоподвижных



**Рис. 5.** Вариационные диаграммы: (а) – Zr/Ti – Nb/Y [Pearce, 2014]; (б) – Nb/Y – Zr/Y [Condie, 2005]; (в) – Th/Yb – Nb/Yb [Pearce, 2008, 2014]; (г) – V – Ti [Shervais, 1982] с областями составов различных типов пород, выделенных в работе [Pearce, 2014].

1 – метабазальты, 2 – габбро, 3 – долерит (19-243-1), 4 – амфиболиты. Поля пород: NMORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты внутриплитных океанических островов, ARC – базальты островных дуг [Condie, 2005]; WB – базальты бассейна Вудларк (Тихий океан) по материалам [Dril et al., 1997]; Oceanic arcs – островодужные базальты внутриокеанических дуг, Troodos lavas – лавы офиолитов Тродоса [Pearce, 2014]; Mariana trough (BAB) – задуговые базальты Марианского трюга [Pearce, 2008]; области пород: с плюмовым источником (PS) и без него (NPS) [Condie, 2005], I – бонинитов, II – базальтов проксимальных островных дуг и задуговых бассейнов, III – базальтов дистальных островных дуг, задуговых бассейнов и COX [Pearce, 2014].

**Fig. 5.** Variation diagrams: (a) – Zr/Ti – Nb/Y [Pearce, 2014]; (б) – Nb/Y – Zr/Y [Condie, 2005]; (в) – Th/Yb – Nb/Yb [Pearce, 2008, 2014]; (г) – V – Ti [Shervais, 1982] with a range of compositions of various types of rocks identified in [Pearce, 2014].

1 – metabasalts, 2 – gabbro, 3 – dolerite (19-243-1), 4 – amphibolites. Fields of rocks: NMORB – normal mid-ocean ridge basalts, OIB – intraplate oceanic island basalts, ARC – island-arc basalts [Condie, 2005]; WB – basalts of the Woodlark Basin (Pacific Ocean) after [Dril et al., 1997]; Oceanic arcs – island-arc basalts of intraoceanic arcs; Troodos lavas – Troodos ophiolite lavas [Pearce, 2014]; Mariana trough (BAB) – back-arc basalts of the Mariana Trough [Pearce, 2008]; areas of rocks with a plume (PS) and without a plume (NPS) source [Condie, 2005], I – boninites, II – basalts of proximal island arcs and back-arc basins, III – basalts of distal island-arc, back-arc basin and MORB basalts [Pearce, 2014].

элементов амфиболиты ангурепского комплекса образуют компактное поле с содержанием таких элементов, как Th, Nb, Hf, Ti, похожим на графики, типичные для офиолитов, связанных с магматизмом над зоной субдукции, и указывают на формирование амфиболитов либо вблизи островной дуги, либо в задуговом бассейне (рис. 6, г).

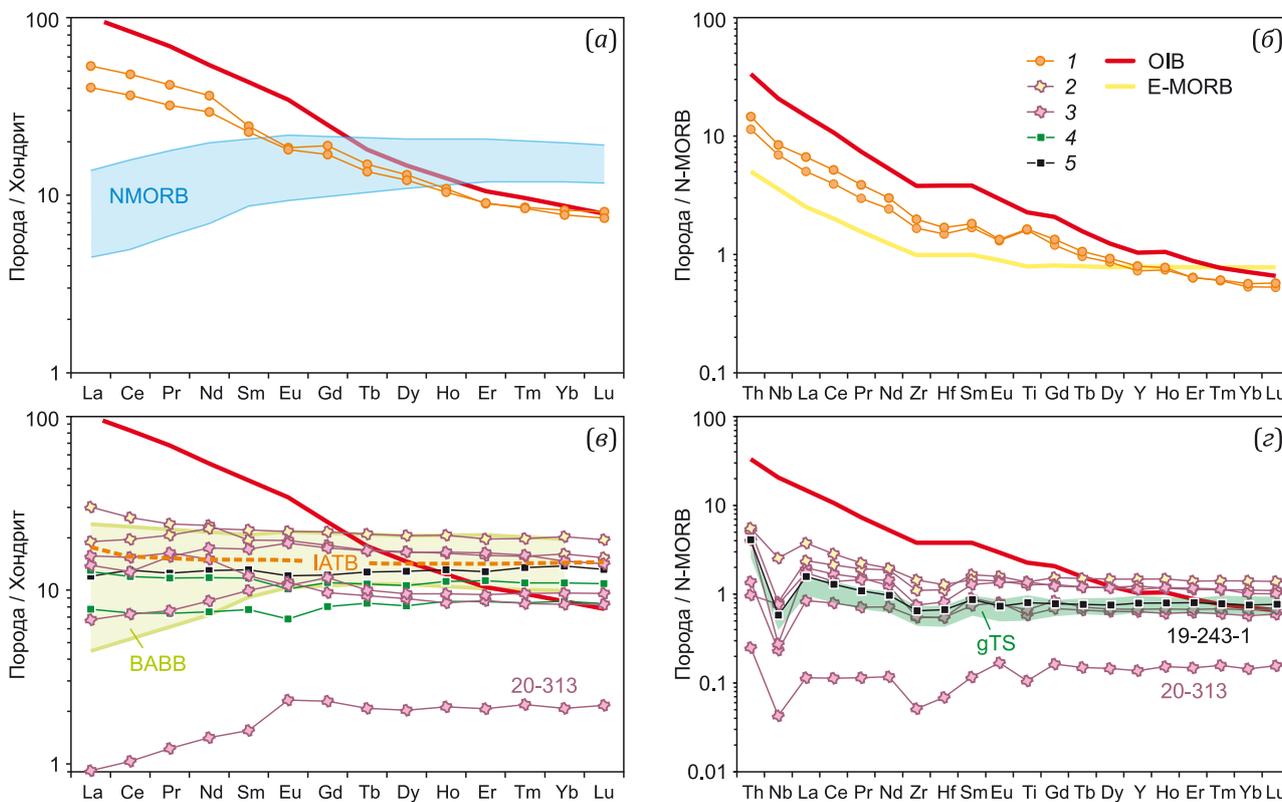
Редкоземельные спектры образцов габбро и долеритов из Тогул-Сунгайского массива тождественны спектрам амфиболитов ангурепского комплекса и характерны для расплавов, имеющих надсубдукционный источник. Образец амфиболита 20-313 обладает самым низким содержанием редких элементов, что свидетельствует о его происхождении из более обедненно, чем мантия MORB, источника; вероятно, его протолит может представлять собой метаморфизованную кумулятивную породу. Особенностью данного образца

являются наибольшие содержания  $Al_2O_3$ , CaO и низкое содержание  $TiO_2$  (0.13 %), не характерное для вулканических пород основного состава.

По геохимическому составу базальты, встречающиеся в виде блоков в шалапском меланже, имели плюмовый источник и, вероятно, представляют собой фрагменты океанических островов (OIB). Геохимические особенности габбро Тогул-Сунгайского офиолитового массива указывают на их надсубдукционную природу. Базиты, служившие протолитами амфиболитов, выплавлялись из сходного магматического источника в палеогеодинамической обстановке океанической островной дуги.

### 7. АРГОН-АРГОНОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ

Для аргон-аргонового датирования был выделен мусковит из жилы слюдясто-кварцевых апогранитовых



**Рис. 6.** Распределение редкоземельных (а, б) и малоподвижных элементов (в, г) в породах Аламбайской офиолитовой зоны. 1 – метабазальты в составе шалапского меланжа; 2 – гранатовые амфиболиты из Шалапского меланжевого ареала; 3 – амфиболиты Ангурепской тектонической пластины; 4 – габбро Тогул-Сунгайского гипербазитового массива; 5 – долерит (образец 19-243-1). Поля: NMORB – нормальных базальтов срединно-океанических хребтов, BABB – базальтов задуговых бассейнов, gTS – габбро Тогул-Сунгайского массива. Линии: IATB – верхняя граница поля островодужных толеитовых базальтов, OIB – базальты океанических островов, E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов. Рисунок основан на оригинальных данных и материалах [Sharaskin, 1992; Simonov et al., 1999; Sun, McDonough, 1989]. Значения элементов нормированы к составу хондрита C1 [Boynnton, 1984] и к составу N-MORB [Sun, McDonough, 1989].

**Fig. 6.** Distribution of rare-earth (a, b) and low-mobility elements (v, z) in the rocks of the Alambay ophiolite zone. 1 – metabasalts in the Shalap mélange; 2 – garnet amphibolites in the Shalap mélange area; 3 – amphibolites of the Angurep tectonic slab; 4 – gabbro of the Togul-Sungai ultrabasite massif; 5 – dolerite (sample 19-243-1). Fields: NMORB – normal mid-ocean ridge basalts, BABB – back-arc basin basalts, gTS – gabbro of the Togul-Sungai massif. Lines: IATB – upper boundary of the island-arc tholeiitic basalt field, OIB – ocean island basalts, E-MORB – enriched mid-ocean ridge basalts. The diagram is drawn up based on the original data and the data from [Sharaskin, 1992; Simonov et al., 1999; Sun, McDonough, 1989]. The element values are normalized to the C1 chondrite composition [Boynnton, 1984] and to the N-MORB composition [Sun, McDonough, 1989].

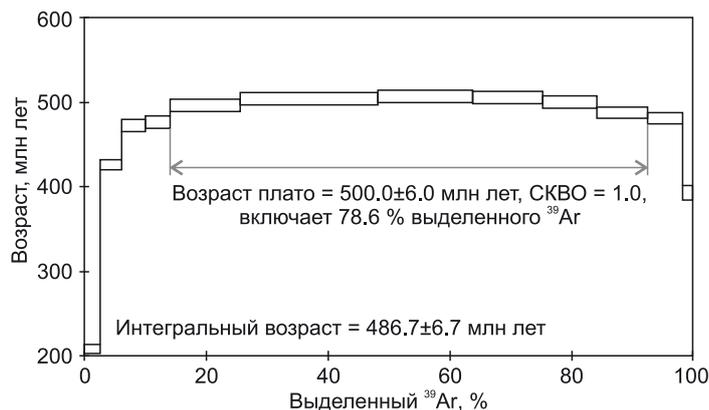
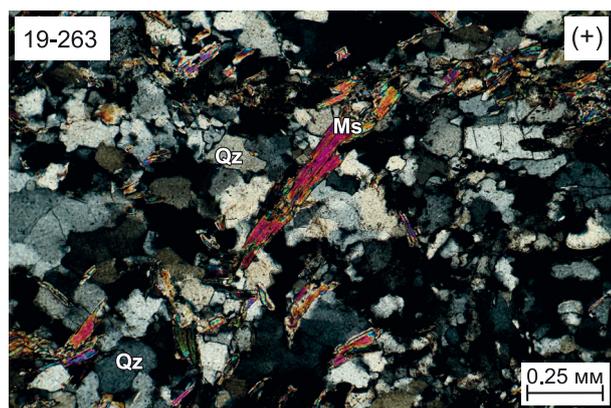


Рис. 7. Микрофотография мусковит-кварцевой апогранитовой породы (обр. 19-263) и аргон-аргоновый возрастной спектр мусковита.

Fig. 7. Micrograph of muscovite-quartz apogranite rock (sample 19-263) and argon-argon age spectrum of muscovite.

пород, секущей блок гранатовых амфиболитов в терригенной фации шалапского меланжа. Мусковит представлен разноориентированными выделениями без деформационных структур и является наиболее поздним, посттектоническим минералом, развивавшимся по породам гранитоидной жилы на этапе низкотемпературного диафореза в породах терригенного меланжа. Аргон-аргоновый возраст мусковита, рассчитанный по методу плато (Прил. 1, табл. 1.3; рис. 7) составляет  $500.0 \pm 6$  млн лет и может рассматриваться как верхняя оценка времени полного завершения ретроградной ветви метаморфической эволюции комплекса.

## 8. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных исследований в серпентинитовом меланже Шалапского ареала А03 были обнаружены блоки базальтов с петрогеохимическими характеристиками базальтов океанических островов ( $TiO_2=2.0\%$ ,  $P_2O_5=0.22\%$ ,  $Nb=16$  ppm,  $Zr/Nb=7.6$ ,  $La/Yb_n=5.54$ ). Метаморфические породы, представленные гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами ангурепского комплекса, слагают узкую тектоническую пластину, залегающую между пластиной островодужных эффузивов кислого состава и олистоострововой толщей, а также блоки в терригенной фации шалапского меланжа. В меланже совмещены блоки пород, образующих крупные тектонические пластины, залегающие по разные стороны А03, это метабазациты аламбайской свиты, микрокварциты, в том числе марганцовистые, образующие Кивдинскую тектоническую пластину, амфиболиты ангурепского комплекса и известняки гавриловской свиты. Весь пакет пластин может рассматриваться как аккреционный комплекс, а Шалапский меланжевый ареал – как осевая часть структуры, соответствующая палеосубдукционной зоне. По петрогеохимическим особенностям амфиболиты А03 соответствуют толеитовым базальтам островных дуг и резко отличаются от внутриплитных базальтов, в том числе от базальтов аламбайской свиты. Эта особенность отличает породы ангурепского комплекса

от большинства субдукционных метаморфитов АССО, для которых характерно присутствие метабазитов, по составу отвечающих внутриплитным базальтам [Volikova, Sklyarov, 2007]. Если дальнейшие исследования подтвердят островодужную природу протолита амфиболитов ангурепского комплекса, можно будет предполагать режим тектонической эрозии базальтового основания раннекембрийской островной дуги [Safonova, Perfilova, 2022], сменившийся эпизодом эксгумации пластины островодужных метабазитов. Представления о существовании режима тектонической эрозии в раннекембрийской субдукционной зоне Салаира позволяют предложить решение одного из противоречий геологии региона: большая часть вулканических разрезов нижнего кембрия Салаира сложена породами кислого и среднего состава (печеркинская свита и ее аналоги), что не характерно для океанических островных дуг. В режиме тектонической эрозии значительная часть базальтового основания океанической островной дуги могла быть субдуцирована. Учитывая то, что А03 является северным продолжением Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая [Dobretsov et al., 2004; Shokalskij et al., 2000], можно предполагать, что субдукционный меланж как терригенного, так и серпентинитового состава был образован и эксгумирован при трансформации зоны субдукции в результате столкновения между океаническим островом и островной дугой и последовавшей перестройкой островодужной системы. Блоки мраморизованных нижнекембрийских известняков, встречающиеся в меланже, могут быть фрагментами карбонатного чехла океанического острова. Венд-раннекембрийский и позднекембрийско-ордовикский этапы островодужного вулканизма на Салаире, разделенные амагматичным периодом накопления карбонатных чехлов и терригенных толщ (суенгинская и кинтерепская свиты) в конце раннего и в среднем кембрии и крупным структурным несогласием, установленные для Салаира [State Geological Map..., 2015; Shokalskij et al., 2000; Vetrova et al., 2022], хорошо согласуются с данной моделью. Островодужные

венд-нижнекембрийские вулканы Салаира могли служить протолитом для гранатовых амфиболитов ангурепского комплекса.

Детальные геохронологические исследования субдукционных метаморфитов ангурепского комплекса являются задачей будущего, в настоящее время пик метаморфизма приблизительно можно оценить как ~520 млн лет или же несколько древнее, учитывая то, что закрытие изотопной системы амфибола произошло после некоторого охлаждения породы после пиковых значений метаморфизма. К 500 млн лет породы были выведены на верхнекоровый уровень. Интервал 520–500 млн лет соответствует времени столкновения островодужной системы и океанических островов и тихоокеанскому орогенезу на Салаире.

### 9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований авторами сделаны следующие выводы.

1. В шалапском меланже встречаются блоки базальтов аламбайской свиты, соответствующих по петрогеохимическим признакам базальтам океанических островов (ОИВ).

2. Метаморфические породы ангурепского комплекса, представленные гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами, слагают тектоническую пластину в составе чешуйчатой структуры, которая представляет собой аккреционный комплекс. Также метаморфические породы образуют блоки в полимиктовой фации шалапского меланжа. По петрогеохимическим особенностям амфиболиты ангурепского комплекса близки толеитовым базальтам внутриокеанических островных дуг и идентичны габброидам из базит-гипербазитовых комплексов Аламбайской офиолитовой зоны.

3. Шалапский меланж представляет собой фрагмент кембрийской палеосубдукционной зоны Салаира. Формирование меланжевого комплекса связано с раннекембрийской коллизией островной дуги и океанических островов. Процессы субдукции и эксгумации в данной палеосубдукционной зоне завершились к рубежу 500 млн лет.

### 10. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны д.г.-м.н. И.С. Новикову и к.г.-м.н. Н.С. Тычкову за помощь в организации полевых работ, к.г.-м.н. С.А. Каргополову и В.Н. Токареву – за консультации по геологии Салаира, к.т.н. Е.С. Жимулевой – за помощь в подготовке рукописи, к.г.-м.н. В.А. Беляеву и анонимному рецензенту – за замечания, позволившие улучшить рукопись.

### 11. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД

#### АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

### 12. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

### 13. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Boynnton W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *Developments in Geochemistry* 2, 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.

Condie K.C., 2005. High Field Strength Element Ratios in Archean Basalts: A Window to Evolving Sources of Mantle Plumes? *Lithos* 79 (3–4), 491–504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Yu U., 2004. Fragments of Oceanic Islands in Accretion-Collision Areas of Gorny Altai and Salair, Southern Siberia, Russia: Early Stages of Continental Crustal Growth of the Siberian Continent in Vendian – Early Cambrian Time. *Journal of Asian Earth Sciences* 23 (5), 673–690. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00132-9](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00132-9).

Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P., 1997. Geochemistry of Basalts from the Western Woodlark, Lau and Manus Basins: Implications for Their Petrogenesis and Source Rock Compositions. *Marine Geology* 142 (1–4), 57–83. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00041-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00041-8).

Festa A., Pini G.A., Dilek Y., Codegone G., 2010. Mélanges and Mélange-Forming Processes: A Historical Overview and New Concepts. *International Geology Review* 52 (10–12), 1040–1105. <https://doi.org/10.1080/00206810903557704>.

Konovalova O.G., Prusevich N.A., 1977. Dunite-Harzburgite Massifs of the Kuznetsk Alatau and Salair (Geological Features, Formation Conditions, Chromite Content). *Nauka, Novosibirsk*, 166 p. (in Russian) [Коновалова О.Г., Прусевич Н.А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира (Геологические особенности, условия формирования, хромитонность). *Новосибирск: Наука*, 1977. 166 с.]

Pearce J.A., 2008. Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust. *Lithos* 100 (1–4), 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.

Pearce J.A., 2014. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements* 10 (2), 101–108. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.101>.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25 (4), 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.

Pinus G.V., Kuznetsov V.A., Volokhov I.M., 1958. Hyperbasites of the Altai-Sayan Folded Area. *Gosgeoltekhizdat, Moscow*, 295 p. (in Russian) [Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 295 с.]

Raymond L.A., 2019. Origin of Melanges of the Franciscan Complex, Diablo Range and Northern California: An Analysis and Review. *Geosciences* 9 (8), 338. <https://doi.org/10.3390/geosciences9080338>.

Safonova I., Perfilova A., 2022. Survived and Disappeared Intra-Oceanic Arcs of the Paleo-Asian Ocean: Evidence from Kazakhstan. *National Science Review* 10 (2), nwc215. <https://doi.org/10.1093/nsr/nwac215>.

Sharaskin A.Ya., 1992. Tectonics and Magmatism of the Marginal Seas in Connection with the Problems of the Evolution of the Crust and Mantle. Nauka, Moscow, 163 p. (in Russian) [Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.].

Shervais J.W., 1982. Ti-V Plots and the Petrogenesis of Modern and Ophiolitic Lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59 (1), 101–118. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90120-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90120-0).

Shokalskii S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G., Borisov S.M., Gusev N.I., Tokarev V.N., Zybin V.A., Dubskii V.S. et al., 2000. Correlation of Igneous and Metamorphic Complexes of the Western Part of the Altai-Sayan Folded Region. GEO, Novosibirsk, 188 p. (in Russian) [Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Гео, 2000. 188 с.].

Simonov V.A., Kolobov V.Yu., Peive A.A., 1999. Petrology and Geochemistry of Geodynamic Processes in Central Atlantic. Publishing House of SPC IIGGM SB RAS, Novosibirsk, 224 p. (in Russian) [Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1999. 224 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2007. Altai-Sayansk Series. Scale 1:1000000. Sheet N-45 (Novokuznetsk). Explanatory Note. VSEGEI, Saint Petersburg, 665 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Алтае-Саянская. Масштаб 1:1000000. Лист N-45 (Новокузнецк): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 665 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2015. Kuzbass Series. Scale 1:200000. Sheet N-45-XIII (Maslyanino). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 276 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Кузбасская. Масштаб 1:200000. Лист N-45-XIII (Маслянино): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 276 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2019. Kuzbass Series. Scale 1:200000. Sheet N-45-XXVI (Tselinnoe). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 89 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Кузбасская. Масштаб 1:200000. Лист N-45-XXVI (Целинное): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2019. 89 с.].

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Travin A.V., 2016. Thermochronology of Early Paleozoic Collisional and Subduction-Collisional Structures of Central Asia. *Russian Geology and Geophysics* 57 (3), 434–450. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.006>.

Vetrova N.I., Vetrov E.V., Letnikova E.F., Soloshenko N.G., 2022. Age of the Kinterep Formation of the Northwestern Salair: Chemostratigraphy and U-Pb Zircon Dating. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (2), 0597 (in Russian) [Ветрова Н.И., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Солошенко Н.Г., 2022. Возраст кинтерепской свиты Северо-западного Салаира: данные хемотратиграфии и U-Pb датирования циркона. Геодинамика и тектонофизика. Т. 13. № 2. 0597]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0597>.

Vladimirov A.G., Gibsher A.S., Esin S.V., Izoh A.E., Kargopolov S.A., Kruk N.N., Malikova O.Yu., Plotnikov A.V. et al., 1994. Petrological and Geochronological Study of Igneous and Metamorphic Complexes of the Western Part of the Altai-Sayan Folded Region. Interim Report on the Project. 403 p. (in Russian) [Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Каргополов С.А., Крук Н.Н., Маликова О.Ю., Плотников А.В. и др. Петролого-геохронологическое исследование магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области: Промежуточный отчет по проекту. 1994. 403 с.].

Volkova N.I., Sklyarov E.V., 2007. High-Pressure Complexes of Central Asian Fold Belt: Geologic Setting, Geochemistry, and Geodynamic Implications. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 83–90. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.008>.

Zhimulev F.I., Kargopolov S.A., Travin A.V., Proshenkin A.I., Letnikova E.F., Stepanov A.S., Novikov I.S., Vetrov E.V., Dokashenko S.A., Gillespi D., 2020. History of the Geological Development of the Salair Folded Zone, New Data on Metamorphism and the Age of Magmatic Activity. In: *Fundamental Problems of Tectonics and Geodynamics. Proceedings of LII Tectonic Meeting (January 28 – February 01, 2020)*. Vol. 1. GEOS, Moscow, p. 219–223 (in Russian) [Жимулев Ф.И., Каргополов С.А., Травин А.В., Прошенкин А.И., Летникова Е.Ф., Степанов А.С., Новиков И.С., Ветров Е.В., Докашенко С.А., Гиллеспи Д. История геологического развития Салаирской складчатой зоны, новые данные о метаморфизме и возрасте магматической активности // *Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы LII тектонического совещания (28 января – 01 февраля 2020 г.)*. М.: ГЕОС, 2020. Т. 1. С. 219–223].

Zhimulev F.I., Pospееva E.V., Potapov V.V., Novikov I.S., Kotlyarov A.V., 2023. Salair–Gornaya Shoria Junction (Northwestern Central Asian Orogenic Belt): Deep Structure and Tectonics from Magnetotelluric Data. *Russian Geology and Geophysics* 64 (5), 558–570. <https://doi.org/10.2113/RGG.20224479>.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

**Таблица 1.1.** Координаты мест отбора и геологическое положение отобранных образцов  
**Table 1.1.** Coordinates of sampling sites and geological position of the selected samples

№	Координаты места отбора	Горная порода	Геологическая позиция
20-290-1	53°6'16.62" 85°39'31.74"	Базальты зеленокаменные	Блок в серпентинитовом меланже. Шалапский меланжевый ареал
20-331	53°28'13.40" 85°27'51.94"	Базальты зеленокаменные	Блок в серпентинитовом меланже. Кытмановский меланжевый ареал
19-261	53° 5'17.63" 85°50'20.18"	Амфиболиты гранатовые	Блок метаморфитов ангурепского комплекса в терригенной фации шалапского меланжа
19-262	53° 5'17.39" 85°50'22.17"	Амфиболиты гранатовые	Блок метаморфитов ангурепского комплекса в терригенной фации шалапского меланжа
20-307	53° 2'49.38" 86°10'25.22"	Амфиболиты гранатовые полосчатые, мигматитизированные	Ангурепский метаморфический комплекс
20-311	53° 0'48.78" 86°14'37.90"	Амфиболиты крупнозернистые	Ангурепский метаморфический комплекс
20-313	53° 0'41.29" 86°16'41.62"	Амфиболиты крупно- и гигантозернистые пегматоидные, хлоритизированные	Ангурепский метаморфический комплекс
20-322	53° 0'12.61" 86°15'46.28"	Амфиболиты хлоритизированные	Ангурепский метаморфический комплекс
19-263	53° 5'17.13" 85°50'23.51"	Микрограниты мусковитизированные	Блок метаморфитов ангурепского комплекса в терригенной фации шалапского меланжа
19-240-1	53°57'14.42" 85°46'52.95"	Габбро	Обособления в серпентинитах Тогул-Сунгайского массива Тягун-Аламбайского ареала АОЗ
19-243	53°56'16.47" 85°47'29.76"	Габбро	Обособления в серпентинитах Тогул-Сунгайского массива
19-243-1	53°56'16.47" 85°47'29.76"	Долериты	Дайка, секущая блок габбро в серпентинитах Тогул-Сунгайского массива

**Таблица 1.2.** Химический состав пород шалапского меланжа и ангурепского метаморфического комплекса  
**Table 1.2.** Chemical composition of the rocks of the Shalap mélange and the Angurep metamorphic complex

Горные породы Компоненты	Базальты зеленокаменные		Амфиболиты						Ms-Qz порода
	20-290-1	20-331	20-307	20-311	20-313	20-322	19-261	19-262	19-263
SiO <sub>2</sub> , мас. %	47.25	43.23	48.65	48.33	44.89	49.80	55.85	45.99	73.58
TiO <sub>2</sub>	2.03	2.07	1.76	0.74	0.13	0.85	1.74	1.62	0.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.22	12.91	15.17	17.54	19.47	14.07	13.44	13.20	12.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11.23	12.10	14.67	7.74	6.17	13.84	14.32	13.48	3.82
MnO	0.15	0.21	0.22	0.13	0.10	0.18	0.28	0.31	0.05
MgO	11.05	9.49	6.12	6.74	9.35	4.27	2.68	4.73	1.68
CaO	9.02	8.32	7.93	13.18	15.39	8.31	6.17	11.16	0.58
Na <sub>2</sub> O	1.79	2.75	3.26	2.55	0.80	1.71	3.94	3.18	2.49
K <sub>2</sub> O	1.80	1.10	0.97	0.47	0.20	0.05	0.24	0.19	1.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.27	0.15	0.09	0.02	0.11	0.29	0.23	0.06
BaO	0.12	0.05	0.03	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.05
SO <sub>3</sub>	0.07	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.07	<0.03	0.12	<0.03
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.04	0.06	0.03	0.02	0.07	0.03	0.05	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.06	0.01	0.02	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01
NiO	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
П. п. п.	3.72	7.06	1.14	2.39	2.66	6.41	0.66	5.88	2.74
Сумма	99.77	99.73	100.16	99.98	99.24	99.74	99.69	100.16	99.26
Rb, г/т	28	15.6	15.7	6.3	3.4	0.94	2.3	1.84	24
Sr	306	268	238	309	239	229	126	117	99
Y	20	22	32	17.8	3.9	18.9	42	35	15.6
Zr	123	146	56	40	3.8	41	82	107	147
Nb	16.1	19.5	1.79	0.55	0.10	0.64	1.90	5.9	22
Cs	1.26	0.57	0.20	<0.1	0.10	0.10	<0.1	0.13	0.30
Ba	933	379	197	86	32	17.6	93	36	360
La	12.5	16.6	4.4	2.1	0.29	4.9	6.0	9.4	36
Ce	29	39	10.4	6.0	0.85	12.6	16.0	21	55
Pr	3.9	5.1	1.92	0.94	0.15	2.0	2.6	3.0	8.5
Nd	17.7	22	10.6	5.2	0.86	9.1	13.7	14.2	32
Sm	4.4	4.8	3.4	1.96	0.31	2.4	4.4	3.8	5.7
Eu	1.33	1.36	1.39	0.82	0.17	0.79	1.61	1.43	1.21
Gd	4.4	4.9	4.6	2.5	0.60	3.1	5.7	4.7	4.1
Tb	0.64	0.71	0.81	0.44	0.10	0.48	1.01	0.81	0.60
Dy	3.9	4.2	5.4	2.9	0.66	3.1	6.7	5.4	3.1
Ho	0.75	0.78	1.20	0.61	0.15	0.69	1.50	1.18	0.62
Er	1.90	1.88	3.5	1.85	0.44	2.0	4.2	3.4	1.78
Tm	0.27	0.28	0.52	0.27	0.072	0.31	0.64	0.51	0.28
Yb	1.62	1.72	3.1	1.75	0.44	2.0	4.3	3.4	1.90
Lu	0.24	0.26	0.46	0.27	0.071	0.31	0.63	0.50	0.29
Hf	3.0	3.5	1.68	1.12	0.14	1.12	2.3	2.6	3.4
Ta	1.06	1.26	0.072	0.27	<0.05	<0.05	0.19	0.45	1.61
Th	1.37	1.75	0.12	0.17	<0.03	0.49	0.62	0.67	3.1
U	0.33	0.49	0.39	0.11	<0.02	0.52	0.53	0.15	0.68

Примечание. \* – суммарное железо приведено в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Note. \* – total iron is presented as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

**Таблица 1.3.** Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования

**Table 1.3.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating results

T (°C)	t (мин)	$^{40}\text{Ar}$ (STP), $\times 10^{-9}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}, \times 10^{-2}$	$\pm 1\sigma, \times 10^{-3}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}, \times 10^{-2}$	$\pm 1\sigma, \times 10^{-3}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}, \times 10^{-2}$	$\pm 1\sigma, \times 10^{-3}$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет) $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Слюда 19-263, навеска 41.98 мг, J=0.006025±0.000095; интегральный возраст = 486.7±6.7 млн лет; возраст плато (750–1130 °C)=16.8±0.4 млн лет														
500	10	75.5	38.711	0.133	2.488	2.38	11.81	18.3	6.221	1.48	0.43	2.5	208.4	5.3
600	10	148.1	53.527	0.078	1.668	1.46	20.02	12.4	3.162	0.64	0.72	6.1	425.8	6.2
675	10	166.2	55.496	0.124	1.72	0.65	6.9	7.6	1.98	1.04	0.25	10.1	472.1	7.1
730	10	169.4	56.208	0.050	1.756	1.02	2.21	7.2	2.052	1.06	0.08	14.0	476.3	7.1
800	10	499.0	56.151	0.100	1.308	0.08	2.36	6.1	1.221	0.64	0.08	25.6	496.2	7.1
870	10	967.8	55.757	0.094	1.173	0.58	1.28	4.7	0.759	0.36	0.05	48.2	504.2	7.0
920	10	674.9	56.264	0.073	1.121	0.8	0.61	4.7	0.829	0.53	0.02	63.8	506.7	7.1
970	10	497.8	57.075	0.065	1.082	0.87	0.14	10.7	1.18	0.87	0.00	75.2	504.8	7.3
1020	10	418.1	60.675	0.069	1.59	1.61	2.0	16.9	2.583	1.12	0.07	84.2	500.3	7.4
1090	10	367.6	57.292	0.131	1.881	1.25	3.6	18.2	1.961	0.9	0.13	92.5	487.5	7.2
1170	10	261.9	59.614	0.162	1.27	2.01	6.38	29.1	3.027	0.63	0.23	98.3	480.7	6.9
1250	10	85.3	64.346	0.368	2.359	3.21	7.06	32.1	8.11	2.7	0.25	100.0	392.9	9.1

Примечание. J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

Note. J – a parameter characterizing the magnitude of neutron flux.