

**ТЕКТОНОСТРАТИГРАФИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
КИСЕЛИХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ), ФРАГМЕНТА
АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА¹**

**А. Б. Кузьмичев^{1,*}, М. К. Данукалова¹, Е. Ф. Бабицкий¹, Н. В. Брянский², А. С.
Дубенский¹, В. Б. Хубанов³**

¹*Геологический институт РАН, Москва, Россия*

²*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

³*Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

**e-mail: nsi.kuzmich@yandex.ru*

Поступила в редакцию 22.12.2023 г.

После доработки 18.11.2024 г.

Принята к публикации 20.11.2024 г.

Киселихинским террейном назван континентальный блок в СЗ части Енисейского кряжа, сложенный докембрийскими породами и отделенный от основной (кратонной) части кряжа Исаковским офиолитовым поясом. Тектоническая природа этого блока определяется по-разному вследствие неполных и противоречивых сведений о составе пород, их возрасте и геодинамической обстановке их формирования. В статье приведены новые данные о строении северной части террейна на отрезке береговых обнажений р. Енисей между Порожнинским и Осиновским гранитными массивами. Идентифицировано три стратиграфических подразделения. (1) Киселихинская свита слагает почти весь изученный участок и представлена диафторированными и рассланцованными метаморфическими породами, большей частью с неочевидным протолитом. Изучение зерен циркона, выделенных из семи образцов, выявило “детритовое” распределение возрастов с преобладанием неопротерозойских датировок в интервале 1000–800 млн лет и включающих также архейский и палеопротерозойский кластеры. Предполагавшиеся ранее продукты синхронного вулканизма риолит-дацитового состава в породах отсутствуют. (2) Устькутукасская свита слагает локальный участок, где представлена (мета-)пиллоу-базальтами, аналогичными стратотипу. (3) Устьпорожнинская толща (выделена в данной работе) наблюдалась в двух локальных обнажениях. Она сложена метаосадочными породами, содержащими продукты размыва гранитоидов с возрастом 790–700 млн лет. С учетом опубликованных ранее результатов предполагается, что в первой половине неопротерозоя Киселихинский террейн входил в состав активной окраины Сибирского

¹ Дополнительные материалы для этой статьи (ESM) доступны по ссылке: <https://doi.org/...>

палеоконтинента. Он начал обособляться в середине неопротерозоя в обстановке задугового континентального рифтинга, приведшего позднее к формированию Исаковского океанического бассейна. Накопление синрифтовых осадочных пород киселихинской свиты осуществлялось за счет эрозии донеопротерозойских гнейсов, прорванных гранитами раннего неопротерозоя. Рифтогенез сопровождался внутриплитным базальтовым магматизмом, сменившимся излиянием пиллоу-базальтов устькутукасской свиты. Тела серпентинитов, распространенные в этой части террейна, не ассоциируют с коровыми океаническими породами и, вероятно, были эксгумированы в процессе гиперрастяжения континентальной коры. Субдукция под внешнюю окраину Киселихинского блока продолжалась и во второй половине неопротерозоя (790–620 млн лет). В начале венда Исаковский океанический бассейн был раздавлен между Сибирским кратоном и Киселихинским террейном, вновь вошедшим в состав материнского континента. Породы киселихинской и устькутукасской свит, вместе с телами серпентинитов, оказались надвинутыми на террейн с востока.

Ключевые слова: Енисейский кряж, активная окраина Сибирского палеоконтинента, Киселихинский террейн, неопротерозой, рифтогенный океанический бассейн, задуговой континентальный рифтинг

ВВЕДЕНИЕ

Сведения о геологии северо-западной части Енисейского кряжа и задачи исследования

Енисейский кряж представляет собой наиболее крупный выход докембрия на западной окраине Сибирской платформы (рис. 1). В слагающих его породах зафиксирована позднедокембрийская история Енисейской окраины Сибирского палеоконтинента. Эту историю разные группы геологов интерпретируют по-разному (например, Верниковский и др., 2016; Kuzmichev, Sklyarov, 2016). Наибольшие разногласия вызывает интерпретация современной структуры и палеогеодинамики северо-западной части Енисейского кряжа, известной в литературе как Исаковский домен (террейн, синклиорий) (Постельников, 1980; Кузьмичев, 1987; Верниковский и др., 2001, 2016; Кузьмичев и др., 2023). Исаковский домен отличается присутствием неопротерозойских офиолитов и вулканитов, и к нему неприменимо традиционное стратиграфическое расчленение докембрийских пород Енисейского кряжа, разработанное на примере его восточной части.

Рис. 1.

Вдоль осевой зоны Исаковского домена, от р. Верхняя Сурниха на юге до Осиновского порога на севере (рис. 1), в результате геологической съемки масштаба 1 : 50 000 (Л.К. Качевский, А.А. Стороженко и др., 1977 г.; А.А. Стороженко, В.К. Зуев и др., 1982 г. и др.) на расстоянии 150 км прослежена почти непрерывная моноклиновая пластина пород океанической коры, закартированная в качестве фирсовской свиты (Качевский и др., 1998; Стороженко, Васильев, 2012; Стороженко и др., 2019). Эта пластина ограничивает с запада восточную половину Исаковского домена, включающую породы офиолитовой ассоциации. Эту восточную часть домена предложено именовать Торжихинским поясом (Кузьмичев и др., 2023). Блок, расположенный к западу от выходов пород фирсовской свиты, предложено именовать Киселихинским террейном (рис. 1). В отличие от Торжихинского пояса, серпентиниты, присутствующие в Киселихинском террейне, не ассоциируются с коровыми океаническими породами и не участвуют в строении офиолитовой ассоциации (обсуждается ниже).

Максимальная ширина Киселихинского террейна в пределах Енисейского кряжа достигает 25 км на широте р. Вороговка, однако значительная часть этого пространства перекрыта син- и постороженными осадочными толщами венда, несогласно залегающими на структурах Исаковского домена. Основная часть Киселихинского террейна погребена под осадочным чехлом Западно-Сибирского бассейна, и лишь его узкая восточная краевая зона доступна для наблюдений. Степень метаморфизма пород в этой части террейна неравномерно увеличивается в северном направлении от самых низких ступеней зеленосланцевой фации в бассейне р. Нижняя Сурниха до амфиболитовой фации в наиболее северных выходах, где породы на этом основании были ранее отнесены к архею (Качевский и др., 1998; Стороженко, Васильев, 2012; Файбусович и др., 2020). По нашим данным, эти высокометаморфизованные породы также являются неопротерозойскими (Данукалова и др., 2022). На территории северной части Киселихинского террейна, геологическое строение которой обсуждается в статье, закартированы многочисленные тела серпентинитов, очевидно надвинутых на террейн при закрытии Исаковского океанического бассейна и указывающих на чешуйчато-надвиговую структуру этой его части. Здесь же расположены оба гранитных массива, известных в террейне (рис. 2). Это доскладчатый Порожнинский массив (возраст 700 млн лет (Верниковский и др., 2001) или 740–730 млн лет (Кузьмичев и др., 2022)) и Осиновский постороженный габбро-гранитный плутон (550–540 млн лет (Ножкин и др., 2017), 576 млн лет, SHRIMP, данные А.С. Варганова (Файбусович и др., 2020) или 593 млн лет (наши неопубликованные данные)).

Рис. 2.

В литературе доминирует мнение о том, что блок, который мы именуем Киселихинским террейном, сложен преимущественно островодужными вулканогенно-осадочными породами и вулканитами и что он представлял собой в неопротерозе океаническую островную дугу (Верниковский и др., 2001, 2016; Государственная..., 2010; Стороженко и др., 2019). Новые данные (Кузьмичев и др., 2023; данная статья) свидетельствуют о том, что в первой половине неопротероза этот блок располагался во фронтальной части активной окраины Сибирского палеоконтинента и, соответственно, он обладает “сибирским” фундаментом, переработанным в неопротерозе.

Породы, слагающие Киселихинский террейн, – единственный источник информации об эволюции Енисейской активной окраины Сибирского палеоконтинента на протяжении второй половины неопротероза. Эти породы крайне скудно и отчасти некорректно охарактеризованы в литературе вследствие ряда объективных и субъективных причин. В 2021 г. мы провели полевое изучение большого сегмента береговых обнажений северо-западной части террейна вдоль р. Енисей, результаты которого изложены ниже. Главная цель статьи – представить максимально подробную, проверяемую и воспроизводимую информацию о том, чем фактически сложена эта часть террейна; сообщить реальные сведения о структуре, стратиграфии, составе пород, возрасте детритовых цирконов и предложить на основе этих данных возможную реконструкцию геологической истории Сибирской окраины в неопротерозе.

Характеристика исследованного участка

Весь Енисейский кряж покрыт тайгой. На космических снимках любой детальности геологическая информация не считывается. В северо-западной части Енисейского кряжа полноценные геологические наблюдения возможны только в береговых обнажениях крупных рек. Эпизодические обнажения в тайге и вдоль ручьев позволяют проследить только выходы пород, которые отличаются ясными картировочными признаками. На обсуждаемой территории такими породами являются прежде всего серпентиниты. Их идентификации способствуют аэромагнитные данные и радиометрические наблюдения, которыми сопровождалась картировочные маршруты во время детальной геологической съемки.

В статье представлены результаты проведенных в 2021 г. исследований в береговых обнажениях р. Енисей на отрезке от Порожнинского гранитного массива (район устья р. Порожная) до Осиновского гранитного массива (севернее устья р. Киселиха) (рис. 2). Эти обнажения представлены эпизодическими коренными выходами в пологом пляже, который эродирован во время ледохода, участки клифа отсутствуют. Обнажения непостоянны и могут быть засыпаны галькой или, наоборот, могут быть расчищены льдинами.

На изученном отрезке преимущественно обнажены метаморфизованные, рассланцованные и диафторированные осадочные породы. Они включают тела серпентинитов, лиственитов, амфиболитов, гранитов. Характеристика интрузивных и мантийных магматических пород находится за рамками темы данной статьи и не включена в описание участка. Исключение сделано для metabазитов, частично представленных в вулканических фациях и являющихся элементом стратифицированного разреза.

Чешуйчато-надвиговая структура северо-западной части Киселихинского террейна и ее влияние на стратиграфию

В известных нам публикациях предполагается, что деформации пород Киселихинского террейна вызваны надвиганием некоей островной дуги на окраину Сибирского палеоконтинента в направлении с запада на восток (Верниковский и др., 2001; Vernikovskiy et al., 2003) или надвиганием “зрелой островной дуги” на “океаническую островную дугу” и затем на континент в том же направлении (Стороженко и др., 2019). Такая кинематика предполагает восточную–северо-восточную вергентность структуры и присутствие признаков островной дуги. Результаты наших наблюдений не согласуются ни с тем, ни с другим. Островодужная интерпретация геодинамической обстановки формирования пород Киселихинского террейна не подтверждается данными Кузьмичева и др. (2022, 2023). Присутствие в Киселихинском террейне серпентинитов предполагает противоположную вергентность структуры, обусловленную надвиганием тектонических чешуй с ВСВ на ЗЮЗ со стороны Исаковского океанического бассейна. Прямые наблюдения в береговых обнажениях р. Енисей и в нижнем течении р. Порожная показывают, что в южной половине обсуждаемого участка действительно преобладает западная–юго-западная вергентность структурных элементов: плоскости слоистости и сланцеватости преимущественно наклонены к востоку–северо-востоку под углом 50° – 80° (рис. 2). Севернее, в районе устьев ручьев Ножевой и Половинный, породы залегают субвертикально и простираются почти перпендикулярно генеральному тренду структур кряжа, что вызвано, вероятно, сдвиговыми деформациями. Еще севернее, в районе устья р. Киселиха, наблюдается субгоризонтальное залегание пород или их пологое падение в западных–юго-западных румбах. Такая ориентировка пластов, возможно, обусловлена тем, что здесь располагается деформированный тектонический покров.

Присутствие серпентинитовых пластин, разделяющих фрагменты разреза метаосадочных пород, явным образом указывает на то, что обсуждаемая территория имеет чешуйчато-надвиговую структуру. Можно предположить, что самая нижняя пластина серпентинита отделяет породы, надвинутые на Киселихинский террейн с востока–северо-востока (аллохтон), от пород автохтона. Фрагмент нижней пластины серпентинита виден в

самой южной части исследованной площади (рис. 2). Еще южнее эта пластина пересечена р. Вороговка (рис. 1), к югу от которой в пределах террейна более нет выходов серпентинитов. Такая ситуация может указывать на то, что северная часть террейна сложена породами аллохтона, а южная – породами автохтона. Это предположение отчасти подтверждается данными, приведенными ниже. Однако расчленение территории Киселихинского террейна на два обособленных тектонических элемента с разной стратиграфией, вероятно, представляет собой слишком упрощенную интерпретацию структуры. Очевидно, что деформации, связанные с конвергентной динамикой, могли вызвать расчленивание всех наблюдаемых комплексов горных пород, а не только тех, надвиговая природа которых подтверждается присутствием серпентинитов в основании чешуй. Выклинивание серпентинитовых пластин при их прослеживании подтверждено картированием. В случае такого выклинивания проследить на местности подошву тектонического покрова в данных условиях обнаженности невозможно.

Таким образом, метаосадочные и метавулканические породы в обсуждаемой части Киселихинского террейна не образуют непрерывной стратиграфической последовательности, но участвуют в строении надвиговых чешуй. Эти чешуи могут быть сложены породами, принадлежащими разным уровням единого разреза, или могут представлять не связанные между собой толщи, имеющие разный возраст и формировавшиеся в разной геодинамической обстановке. Такую возможность мы допускали при проведении исследования.

*Опубликованные представления о стратиграфическом расчленении докембрия
Киселихинского террейна*

(Мета-) осадочные и вулканогенно-осадочные породы, слагающие террейн, расчленены на ряд свит, объем и названия которых, как и относительное положение в разрезе, неоднократно пересматривались (Ковригина, Ковригин, 1960; Ковригина, 1981; Качевский и др., 1998; Государственная..., 2010; Стороженко и др., 2019 и многочисленные неопубликованные результаты геологических съемок). Территория террейна была закартирована в масштабе 1 : 50 000 геологами Красноярской геолого-съемочной экспедиции (Л.К. Качевский, А.А. Стороженко, В.К. Зувев и др.) в 1970-х–начале 1980-х годов. Стратиграфическое расчленение было проведено в соответствии с легендой, разработанной для опорных разрезов рифея восточной приплатформенной части Енисейского кряжа. В дальнейшем, при проведении специализированных стратиграфических исследований, Л.К. Качевский предложил выделять в той части кряжа, которая в данной статье отнесена к Киселихинскому террейну, четыре свиты с местными названиями (снизу вверх): устькутукасскую, отравихинскую, киселихинскую и хариузихинскую со стратотипами в

нижнем течении р. Кутукас. Последние два названия заимствованы у Е.К. Ковригиной. Стратиграфические контакты всех перечисленных свит, по мнению Л.К. Качевского, согласные, свиты объединены в кутукаскую серию. В этой обновленной легенде составлена широко известная Геологическая карта Енисейского кряжа масштаба 1 : 500 000 (Качевский и др., 1998).

При доизучении листа Р-46-XXV, завершеном в 2010 г., в площадь которого входят стратотипы указанных свит, была установлена их обратная последовательность и выявлены тектонические контакты между ними (Стороженко и др., 2019). Последняя, актуальная на данный момент, версия стратиграфического расчленения довендских толщ Киселихинского террейна включает (снизу вверх): хариузихинскую толщу, киселихинскую, отравихинскую и устькутукаскую свиты, три последние объединены в кутукаскую серию (Стороженко и др., 2019). Серия отнесена к верхнему рифею и сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами общей мощностью более 3.5 км (рис. 3). В этой же работе сообщается, что устькутукасская свита залегает с угловым несогласием и конгломератами в основании на отравихинской свите. Нижние контакты остальных свит интерпретированы как надвиги, сопровождаемые зонами тектонического меланжа. Указывается, что породы интенсивно деформированы и слагают “Осиновский аллохтон”, надвинутый с запада на восток. В какую сторону наращивается разрез в пределах каждой свиты, неизвестно. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации, и для всех разновидностей употребляется приставка “мета-”. Породы всей кутукаской серии интерпретированы как “формации островных дуг и задуговых бассейнов”. Ниже дано схематическое описание стратотипов этих подразделений по сведениям А.А. Стороженко и Н.Ф. Васильева (Стороженко и др., 2019), дополненное данными Л.К. Качевского (Государственная..., 2010).

Рис. 3.

Хариузихинская толща образована милонитизированными зелеными сланцами кварц-альбит-серицит-хлоритового или хлорит-карбонатного состава с прослоями мраморизованных известняков. Мощность около 1000 м.

Киселихинская свита сложена сероцветными песчаниками и алевролитами, в меньшей степени гравелитами и сланцами. Перечисленные породы интерпретированы как вулканогенно-осадочные и описаны как “метатуфопесчаники, метатуфоалевролиты и туфосланцы”. Встречаются маломощные линзовидные тела андезитов и дацитов. По весьма приблизительной оценке мощность свиты составляет более 1200 м (Стороженко и др., 2019). Л.К. Качевский указывает, что в разрезе р. Кутукас свита на 70–80% состоит из (мета-)

туффитов, туфов, туфопесчаников и туфосланцев кислого состава. Встречаются прослои натровых дацитов (Государственная..., 2010).

Отравихинская свита сложена преимущественно темно-серыми, черными и зелеными сланцами серицит-хлорит-альбит-кварцевого состава. В нижней и верхней частях разреза присутствуют прослои мраморизованных известняков от нескольких сантиметров до нескольких метров, в кровле отмечена пачка толстоплитчатых известняков мощностью 100–150 м. На разных уровнях разреза также присутствуют прослои метаморфизованных полевошпат-кварцевых туфопесчаников, аналогичных таковым в киселихинской свите. Отмечены также единичные прослои метатуфов кислого и смешанного состава. Неполная мощность свиты составляет 1100 м (Стороженко и др., 2019). Л.К. Качевский, кроме того, указывает на присутствие линз и прослоев (мета-) базальтов (в том числе пиллоу-лав), андезибазальтов, андезитов, туфов дацитов (Государственная..., 2010). Мощность свиты он оценивает в 1800–2400 м.

Завершает разрез устькутукасская свита, залегающая с угловым несогласием на отравихинской. В основании описаны конгломераты (мощность до 20 м) с обломками (размером до 50 см) долеритов, базальтов, туфопесчаников, доломитов, кремнистых пород. Нижняя половина разреза свиты, обнаженная на р. Кутукас, имеет мощность 150 м и сложена в основном миндалекаменными базальтами, андезитобазальтами и трахиандезитобазальтами, иногда с шаровой отдельностью, и лавобрекчиями. Породы имеют темно-зеленую, серо-зеленую и иногда лилово-фиолетовую окраску (Стороженко и др., 2019). Мощность свиты составляет 250–300 м, из которых только 150 м обнажено вдоль р. Кутукас. В описании Л.К. Качевского (Государственная..., 2010) упомянутые выше “базальные” конгломераты интерпретированы как туфоконгломераты в кровле свиты. Указывается, что в приустьевой части р. Кутукас (в стратотипе) разрез свиты на 60–70% сложен (мета-) базальтами (местами миндалекаменными) часто с подушечной текстурой, андезитами, их туфами и лавобрекчиями. В подчиненном количестве встречаются хлорит-серицит-мусковит-кварцевые сланцы. Приведено описание разреза, сложенного базальтами и их туфами в составе 10 слоев общей мощностью 430 м. Базальты интерпретированы как наземные вследствие присутствия миндалекаменных разностей и массивных потоков, а также и пластов, состоящих из “вулканических бомб разной формы”. Общая мощность свиты оценивается Л.К. Качевским в 1300–2400 м. Из приведенного описания следует, что устькутукасская свита сохранила текстурные особенности пород и даже цветные окраски базальтов и, возможно, отделена от нижележащего разреза существенным перерывом в осадконакоплении. Судя по этим признакам, устькутукасская свита действительно является самым молодым стратиграфическим подразделением.

На изданных в последнее время геологических картах киселихинская свита слагает почти всю площадь одноименного террейна, остальные стратоны распространены локально (Государственная..., 2010; Стороженко, Васильев, 2012; Файбусович и др., 2020). Очевидно, что охарактеризованные выше свиты не включают всего многообразия пород Киселихинского террейна (Кузьмичев и др., 2023). Во всех цитированных источниках содержится указание на вулканогенно-осадочную природу большинства обломочных пород отравихинской и киселихинской свит, которым приданы названия “туфосланцы, туфопесчаники и туфоалевролиты”. Судя по минеральному составу песчаников, приведенному в объяснительных записках, имеется в виду главным образом вулканический материал кислого состава. Такая характеристика пород широко используется в публикациях для обоснования островодужной природы Киселихинского террейна (Верниковский и др., 2001; Vernikovskiy et al., 2003; Государственная..., 2010; Стороженко и др., 2019). Следует отметить, что Е.К. Ковригина, выделившая киселихинскую свиту, не фиксирует в ней присутствие вулканического материала кислого состава и не считает слагающие ее породы вулканогенно-осадочными. Состав свиты она характеризует следующим образом: “Свита сложена мусковитовыми, биотитовыми, хлоритовыми, иногда гранат-содержащими микрокристаллическими сланцами, мусковитовыми кварцитами, метаалевролитами, метапесчаниками, метавулканитами – эффузивами и туфами базальтовых и андезитовых порфиритов. Среди метапесчаников нижней и средней частей разреза свиты встречаются грубозернистые разновидности, иногда переходящие в гравелиты” (Ковригина, 1981, с. 17).

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ СЕВЕРО-ЗАПАДНУЮ ЧАСТЬ КИСЕЛИХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Общая характеристика стратифицированных пород

В статье обсуждается именно та часть террейна, в которой Е.К. Ковригина выделила киселихинскую свиту. Мы, вслед за Ковригиной (1981) и Стороженко и Васильевым (2012), не выделяем на исследованном участке отравихинскую свиту в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения. Сложная структура и неполная обнаженность не дают возможности определить первоначальную последовательность литологических пачек и проследить их на местности. В результате проведенных исследований мы выделили в разрезе изученной части Киселихинского террейна три стратиграфических подразделения, последовательно охарактеризованные ниже: 1) киселихинскую свиту, 2) устькутукасскую свиту и 3) устьпорожнинскую толщу.

Киселихинская свита распространена почти на всем указанном отрезке косога пересечения террейна вдоль р. Енисей. Этот отрезок делится естественным образом на два

сегмента, которые разделяются выходами серпентинитов (между точкой 027 и устьем руч. Ножевой) и необнаженным отрезком берега между ручьями Ножевой и Половинный (рис. 2). Породы в южном сегменте отличаются заметно более сильной тектонической и метаморфической переработкой. Здесь отсутствуют заметные карбонатные пачки и гораздо бóльшую роль играют метавулканиты основного состава не только в виде отдельных прослоев или пачек, но и в виде примеси базитового материала к метаосадочному субстрату. Упрощенная маршрутная схема береговых обнажений киселихинской свиты приведена на рис. 4.

Рис. 4.

Устькутукасская свита слагает самую северную часть исследованной территории. Здесь распространены сравнительно слабо метаморфизованные базальты с реликтами первичных текстур, сходные с породами стратотипа.

Устьпорожнинская толща представлена метаморфическими сланцами, незначительный выход которых обнаружен в нижнем течении р. Порожная. Он выделен в самостоятельную стратиграфическую единицу вследствие специфического спектра возрастов детритовых цирконов.

Южный сегмент береговых обнажений киселихинской свиты

В южном сегменте породы киселихинской свиты метаморфизованы, рассланцованы и диафторированы. Черный крап и пятнистость в них вызваны хлоритизированными порфиробластами граната. Для значительной части пород природа протолита была неясной в поле и часто оставалась таковой и после изучения шлифов. При просмотре пород в лупу (и позднее с помощью петрографического микроскопа) удавалось выяснить, что они представляют собой (гранат)-кварц-плагиоклаз-хлорит-мусковитовые (кристаллические) сланцы переменного состава, переходящие в зеленые сланцы. Существенная доля кварца и мусковита в породах не гарантирует их осадочное происхождение, так как породы Порожнинского гранитного массива, ограничивающего с юга выходы киселихинской свиты, преимущественно как раз и превращены в кварц-мусковитовые сланцы. Описание дано в направлении с юга на север (предположительно снизу вверх по пакету тектонических чешуй).

Обнажения пород, отнесенных к киселихинской свите, начинаются в 255 м к северу от точки 020 (рис. 4а). От этого пункта и до точки 021 преобладают рассланцованные или плитчатые, полосчатые, зеленые или темно-зеленые метабазиты с горизонтами лейкократовых разновидностей (рис. 5а). Метабазиты представлены диафторированными

амфиболитами и гранатовыми амфиболитами (рис. 5б) (кварц)-(амфибол)-(гранат)-альбит-эпидот-хлоритового состава. Из лейкократового прослоя мощностью 7 см, предположительно интерпретированного в поле как дифференциат базальтовой магмы, отобран образец 020/8 для извлечения циркона (это оказалась метаосадочная порода). Сходная пачка metabазитов с такими же лейкократовыми прослоями обнажена в т. 021 и в интервале между точками 025 и 026.

Рис. 5.

С явными metabазитами в разрезе чередуются породы, происхождение которых в поле было неясным и которые мы называли “стандартные киселихинские сланцы”. Судя по “детритовому” распределению возрастов циркона, это метаосадочные породы. Они состоят из кварца (обычно преобладает), мусковита, кислого плагиоклаза, хлорита; часто в них присутствует хлоритизированный гранат, эпидот, сфен, апатит, турмалин. Из подобной (“стандартной”) разности отобран образец для выделения циркона 025/6. Участками породы превращены в листоватые, порой гофрированные, серые, серебристые (если много мусковита) или зеленые (если много хлорита) сланцы. Вблизи т. 021 среди них присутствуют тонкие прослои песчанистых слюдястых известняков с окатанными зернами кварца. Иногда зеленые сланцы, сложенные преимущественно хлоритом и клиноцоизитом, формируют также и обособленные пачки.

Приблизительно в середине южного сегмента расположен почти необнаженный отрезок берега длиной около 2 км. Предположительно, он сложен серебристыми мусковитовыми и черными графитистыми сланцами, которые можно видеть выше т. 022 и эпизодические щетки которых наблюдались ниже т. 024, где они простираются вдоль берега Енисея.

В интервале 350–400 м к северу от т. 024 среди хлоритовых сланцев встречаются лейкократовые разности, обогащенные хорошо сохранившимся гранатом (рис. 6а), есть также разности, обогащенные мусковитом и кислым плагиоклазом. Зерна плагиоклаза демонстрируют полисинтетическое двойникование и растащены вдоль сланцеватости. Этими признаками они отличаются от новообразованных ситовидных альбитовых порфиробластов, обычных для киселихинской свиты. Здесь подобные породы содержат линзы кварц-плагиоклазовой лейкосомы, которые отчетливо видны только под микроскопом (рис. 6б). Похожие линзочки отмечены также в киселихинских породах между точками 025 и 026.

Рис. 6.

В т. 026 расположен скалистый мыс, в котором выходит фрагмент полосчатого разреза мощностью 11 м, содержащий в западной части метаосадочные породы, а в восточной части – metabазиты. Метаосадочные разновидности представлены гранат-мусковитовыми сланцами с переменным количеством кварца и хлорита (по биотиту?). Гранат ситовидный, с включениями разных минералов. Много рутила и сфена. Детритовый циркон из этих пород (обр. 026/1) датирован (см. ниже). Промежуточная зона сложена переслаиванием лейкократовых гранат-слюдистых пород и зеленых сланцев хлорит-актинолит-эпидот-плагиоклазового состава с кварцем, хлоритизированным гранатом и обильным сфеном (рис. 6е). Метабазитовая (восточная) зона сложена зелеными сланцами с будинами массивных актинолитовых амфиболитов (рис. 5в) с большим количеством сфена. Далее к северу эпизодически обнажены щетки зеленых сланцев, типичных киселихинских парасланцев и еще далее встречаются серии скальных выходов амфиболита.

Северный сегмент береговых обнажений киселихинской свиты

В северном сегменте породы изменены слабее. Среди них опознаются метапесчаники и гравелиты, местами сохранившие даже элементы первичных седиментационных текстур. Здесь также распространены мраморы и силикатные мраморы. Гранат встречается редко, но гораздо обильнее новообразованные порфиробласты альбита, придающие породе зернистый облик.

В южной части сегмента преобладают “стандартные киселихинские сланцы”, и в обнажении 039 (рис. 4б) мы впервые могли наблюдать несовпадение первичной осадочной слоистости и сланцеватости (рис. 5г). Ближе к т. 038 в них появляются прослои массивных полевошпат-кварцевых песчаников и гравелитов, внешне похожих на гранит или гнейсогранит. Подобные породы встречаются в северном сегменте в нескольких местах. В частности, в 270 м севернее т. 038 располагается заметный скальный выход альбитизированного кварцевого гравелита с зернами голубого кварца. Скалистый мысик в т. 035 (и южнее) также сложен неяснослоистыми гнейсоподобными гравелитистыми песчаниками. В них встречаются овальные включения (до 20 × 30 см) таких же песчаников, но с карбонатным цементом (рис. 5д), интерпретированные как карбонатные конкреции. Кроме обломков кварца и полевых шпатов присутствуют и вторичные лапчатые ситовидные порфиробласты альбита, встречаются новообразованные порфиробласты граната, сфен, эпидот, хлорит, мусковит.

В 320 м севернее т. 039 встречен выход диоритоподобных пород, в которых плагиоклаз присутствует в виде сдвойникованных, вероятно магматических, кристаллов, образующих гранобластовый агрегат с кварцем. Кроме того, эти породы содержат существенное количество эпидота, сфена, апатита. Такая порода, похожая на диорит (обр. 038/7), отобраана

для выделения циркона, который выявил детритовое распределение возрастов. Последний 100-метровый отрезок перед т. 038 содержит маломощные прослои мрамора, хлорит-карбонатных пород, прослои черно-зеленых метабазитов, состоящих преимущественно из хлорита и альбита, а также хлорит-альбит-кварц-мусковитовых пород с порфиробластами эпидота (рис. 6в, 6г). В самой точке 038 и вокруг нее обнажается титанистое метагаббро мощностью около 10 м. Выходы метабазитов, интерпретированных в поле как метадиабазы и метагаббро, встречаются также и в интервале 100–160 м к северу от т. 038. Они совсем не рассланцованы, состоят из актинолита, хлорита, альбита, эпидота, сфена и магнетита (рис. 6б).

Вблизи точки 037 и севернее распространена карбонатно-сланцевая пачка. Она сложена мраморами с прослоями темно-серых блестящих перетертых сланцев. Силикатная примесь в мраморах представлена порфиробластами альбита, кроме того, встречается кварц, хлорит и серицит. Мраморы, вероятно, также присутствуют в интервале между точками 036 и 035, который почти не обнажен, но на берегу севернее т. 036 разбросаны многочисленные обломки мрамора, вероятно выпавшие льдом из подводного обнажения. В точке 036 присутствуют также высыпки черных графитистых сланцев, большей частью перетертых в мелкую труху.

Вблизи точки 032 полого наклоненные плиты бронируют пляж (рис. 5е). Обнажение сложено грубоплитчатыми (хлорит)-(эпидот)-плагиоклаз-кварцевыми метапесчаниками с аксессуарным сфеном и апатитом и с прослоями темных сланцев. Местами песчаники сохранили параллельно-слоистую, иногда косослоистую осадочную текстуру. Встречаются также неслоистые массивные разности, похожие на гранитогнейс (рис. 7а). Из подобного пласта в 60 м выше по реке от т. 032 отобрана проба 032/3. В шлифе это грубо рассланцованный полевошпат-кварцевый гравелитистый метапесчаник. Контуров обломков не видны. Полевые шпаты альбитизированы и местами превращены в кварц-альбитовый агрегат. Сланцеватость выражена листочками мусковита и хлорита, ориентированными в одной плоскости. Мусковит зеленовато-желтый, окраска отчетливо видна даже в шлифе.

Рис. 7.

К северу от т. 032 субгоризонтальные плиты бронируют пляж. Вначале это (эпидот)-хлорит-мусковит-кварцевые сланцы с порфиробластами альбита и переменным количеством карбоната. Севернее обнажены массивные плиты полосчатых силикатных пород, которые далее переслаиваются с карбонатными и карбонатно-силикатными породами. В случае контрастного переслаивания с участием мрамора возникают сложные складки (рис. 7б). Силикатные массивные разности в шлифе напоминают рассланцованный тоналит. В его

составе преобладают кварц и плагиоклаз (приблизительно поровну), которые в масштабе шлифа слагают линзовидные будинки, разделенные сланцеватым хлорит-мусковит-эпидотовым материалом. Эпидот, кроме того, слагает крупные фрагментированные обособления. Много сфена. Аналогичный кварц-плагиоклазовый состав имеют силикатные прослои и включения в мраморах. Карбонатные прослои почти всегда содержат силикатную примесь. Это кварц, плагиоклаз и мусковит, иногда также хлорит.

К северу от р. Киселиха последний выход киселихинской свиты вскрыт между точками 052 и 053. Преобладают типичные кварц-хлорит-мусковит-альбитовые сланцы с переменным количеством эпидота, местами с турмалином, переходящие в зеленые сланцы. Вокруг т. 053 выходят полевошпат-кварцевые гравелиты, внешне похожие на катаклазированные граниты (рис. бж). Выделенный из них циркон датирован (обр. 052/5).

Устькутукасская свита

Устькутукасская свита, в отличие от других стратиграфических подразделений, установленных в (Государственная..., 2010; Стороженко и др., 2019), обладает специфическими особенностями и уверенно опознается в условиях слабого метаморфизма и слабых деформаций. В разрезе по р. Кутукас отмечается присутствие подушечных базальтов, агломератовых и лапиллиевых туфов, лавобрекчий, отдельных лавовых потоков. Ю.К. Советов также указывает на присутствие пиллоу-базальтов и гиалокластитовых брекчий, ассоциирующих с турбидитами (Советов, Ромашко, 1999; Советов, устное сообщение, 2023).

На самом севере обсуждаемого участка вблизи Осиновского гранитного массива (рис. 2, 8) обнажены базальты, похожие по характеристикам на породы устькутукасской свиты. Ранее здесь эта свита не выделялась. Наилучшие скальные выходы расположены на острове Дядя (рис. 7в). Здесь в некоторых выходах metabазальтов сохранились текстуры пиллоу-лавы и базальтового гиалокластита. Местами первичные текстуры подводных извержений базальта видны вполне отчетливо. Они представлены мелкими инъекциями, расплюснутыми подушечками и обжатыми комками лавы, погруженными в гиалокластит (рис. 7г). Эти текстуры различимы благодаря тому, что они подчеркнуты неравномерным распределением порфиробластов альбита (рис. 7д). В южной части выходов встречаются разности, похожие по структуре на мелкозернистое габбро. В шлифах видно, что пироксен замещен хлоритом, сквозь который прорастают иголки актинолита, а плагиоклаз – эпидотом и альбитом. Эпидот также образует в некоторых образцах обособленные крупные порфиробласты. Много апатита и сфена. Метабазиты рассечены эпидотовыми и кварц-эпидотовыми жилами.

Разрез metabазальтов пронизан совершенно свежими, не затронутыми деформациями и метаморфизмом дайками кварц-санидинового порфира – сателлитами Осиновского габбро-гранитного массива. Для одной из таких даек нами получена датировка 590 млн лет, что аналогично возрасту главных фаз массива (неопубликованные данные авторов).

На правом берегу Енисея metabазиты, прошитые дайками санидинового порфира, обнажены в т. 046 и на протяжении 300 м к северу от нее (рис. 8). Metабазиты этого выхода отличаются от уже описанных пород большей степенью рассланцевания и утратой первичных текстур. Если бы не обнажения на о. Дядя, мы вряд ли бы столь уверенно сопоставляли эти породы с устькутукасской свитой. Другое отличие – присутствие хлорит-мусковит-кварцевых сланцев с порфиробластами альбита, аналогичных наиболее распространенным породам киселихинской свиты. Опубликована информация, что на этом участке найдено линзовидное тело породы, идентифицированной как миндалекаменный базальт, сложенный изотропным стеклом (!), с возрастом 573 млн лет (SHRIMP) (Лиханов, Ножкин, 2018; Козлов и др., 2019). Указанная датировка аналогична возрасту постколлизиионных гранитов Осиновского массива, определенному тем же методом в той же лаборатории (576 млн лет, Файбусович и др., 2020). Очевидно, что данное тело не имеет отношения к обсуждаемой нами стратиграфии метаморфизованных доорогенных пород.

Первоначально мы предполагали, что базальты устькутукасской свиты имеют внутриплитное происхождение, так как некоторые разновидности были охарактеризованы ранее как трахиандезитобазальты (Стороженко и др., 2019). Это предположение не подтвердилось. У нас есть шесть химических анализов (пять отвечают базальтам и один андезитобазальту), которые демонстрируют широкие вариации содержаний некоторых породообразующих и малых элементов. Распределение редкоземельных элементов близко к таковому в океанических базальтах и указывает на присутствие среди базальтов о. Дядя как деплетированных, так и обогащенных разностей. Они отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов слабо выраженной титановой аномалией, а в двух образцах также Nb-аномалией. Оба параметра обычно интерпретируются как надсубдукционный компонент. В целом такие характеристики могут указывать на задуговую обстановку, но данных слишком мало и они слишком разнородные, чтобы вынести окончательное суждение. Мы планируем в дальнейшем изучить геохимические особенности базальтов в стратотипе, обосновать их возраст и вернуться к обсуждению геодинамической обстановки устькутукасского магматизма.

Локальный выход метаморфических пород на р. Порожная, под самой нижней пластиной серпентинита, выделен в отдельную толщу вследствие специфического распределения возрастов детритового циркона. Толща представлена двумя гривками коренных пород, пересекающих русло реки в точках 006 и 007 (рис. 2) и большей частью скрытых под водой (рис. 7e). На берегу обнажений нет. Мы уделили в поле специальное внимание этим выходам, так как они единственные на широком пространстве, разделяющем граниты и серпентиниты (рис. 2). Вскрытые в этих гривках породы состоят из линзовидных обособлений плагиоклаз-кварцевого агрегата, которые разделены темным сланцеватым матриксом (рис. бз). Их первичная природа оставалась неясной как в поле, так и после просмотра шлифов. В качестве возможного варианта мы предполагали, что имеем дело с сильно измененным тоналитом или диоритом.

Под микроскопом видно, что породы состоят преимущественно из трех минералов: кислого плагиоклаза, хлорита и кварца, причем любой из них может быть преобладающим. В хлорите наблюдались иголки рутила; вероятно, он замещает биотит или амфибол. В некоторых шлифах плагиоклаз кажется первичным минералом, в других он представлен порфиробластами новообразованного альбита. Кварц-полевошпатовые линзы разделяются листоватым мусковит-хлоритовым агрегатом. В большинстве разностей много сфена, встречается эпидот в виде отдельных зерен, довольно часто в шлифах виден циркон с заovalенными контурами, которые могли быть результатом либо окатывания, либо растворения и обрастания метаморфической оболочкой.

Первичная осадочная природа данной породы выявилась только после выделения минералов тяжелой фракции. В ней преобладают апатит (эвгедральный и окатанный) и сфен (в виде трещиноватых обломков). Такой состав указывает на присутствие полнокристаллических интрузивных пород среди источников обломочного материала. Порожнинские граниты из соседних обнажений также могли бы участвовать в составе источников обломочного материала, но ни одна из многочисленных протолок этих гранитов не содержит в заметных количествах сфена. Из пород выделен циркон, представленный эвгедральными кристаллами и окатанными в разной степени зернами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Методика выделения минералов тяжелой фракции и изотопных измерений

Выделение цирконов из горных пород проведено силами трех первых авторов. Дробленный материал (класс -0.2 мм) отмывали от шлама, обрабатывали на валковом электромагните, тяжелую фракцию отсаживали в бромформе, и после растворения пирита (если таковой присутствовал) она была расситована на несколько размерных классов. Циркон и другие тяжелые минералы отмывали от более легких в бромформе. Зерна циркона

выкладывали рядами (по 200–300 зерен), 4–6 рядов на одну эпоксидную шайбу. На каждую отдельную шайбу выбирали зерна только одного размерного класса. Мы старались, чтобы на шайбу попали все популяции, различимые в стереомикроскоп, но предпочтение всегда отдавалось наиболее прозрачным зернам и, для большей части образцов (где был важен нижний предел возраста), – наиболее эвгедральным кристаллам. Никакого “random” датирования в наших образцах не предполагалось, и они, вероятно, непригодны для проведения K-S теста. На ту же шайбу выкладывали зерна стандартов. После полировки зерна циркона фотографировали в катодных лучах и иногда также в BSE. В оптическом микроскопе при большом увеличении выбирали чистые участки глубиной не менее 20 мкм для изотопного анализа, наносили на распечатанные CL изображения (в избыточном количестве) и нумеровали в процессе абляции. Соотношение интенсивностей сигнала от 206 и 238 масс (и приблизительный возраст) оценивалось в процессе анализа визуально по хроматограмме, что определяло дальнейший выбор зерен циркона для абляции в зависимости от задач.

Изотопный анализ проводился первыми двумя авторами в трех лабораториях на одноколлекторных ICP масс-спектрометрах с использованием следующей аппаратуры: (1) квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7900 и эксимерного лазера Teledyn в Центре коллективного пользования Института земной коры Сибирского отделения РАН (ЦКП ИЗК СО РАН, Иркутск, супервайзер Н.В. Брянский), 2) магнитно-секторного масс-спектрометра с двойной фокусировкой Element XR и твердотельного лазера NWR 213 в Лаборатории геохронологии и геохимии окружающей среды Геологического института им. Н.Л. Добрецова Сибирского отделения РАН (Улан-Удэ, супервайзер В.Б. Хубанов) и 3) сходного масс-спектрометра Element 2 и аналогичного лазера в ЦКП ГИН РАН (Москва, супервайзер А.С. Дубенский). Во всех случаях лазер фокусировался на пятне 25 мкм и работал с частотой 5 Гц с удельной плотностью энергии 4–6 Дж/см². Измерялись пять масс: 206, 207, 208, 232, 238 в течение 0.0030–40; 0.0040–80; 0.0020–30; 0.0010–20; 0.0020–30 с соответственно. Каждый анализ продолжался 50–60 с и состоял из 500–700 сканов, включая время на разогрев лазера (8–12 с) и на продувку камеры (5–8 с). Массы 206, 207 и 208 регистрировались в каунтинговой моде детектора, массы 232 и 238 – в каунтинговой и аналоговой моде одновременно. Подробнее об аппаратуре в ЦКП ГИН РАН см. в (Колодяжный и др., 2023).

Во всех лабораториях через каждые пять анализов образца анализировалось два стандарта, любой из которых мог использоваться в качестве референсного при редукции данных. Использовались стандарты циркона 91500 (Wiedenbeck et al., 1995), Temora-2 (Black et al., 2004) и Plesovice (Slama et al., 2008) в разных сочетаниях. Стандартная сессия включала 65 анализов образца и 17–19 анализов каждого стандарта. Обработка данных проводилась в

программе Iolite 4.6 (Paton et al., 2010, 2011) со встроенным модулем VizualAge (Petrus, Kamber, 2012). Интегрировались конкордантные участки анализов, поэтому полностью дискордантные анализы не попали в итоговые таблицы данных. Никаких последующих попыток математически оценить степень дискордантности не предпринималось. Анализы с очень большой ошибкой были удалены. Корректность определения возраста контрольного стандарта (расхождение с TIMS значением) обычно не превышала $\pm 1\%$ (2σ), если брать конкордантный возраст кластера из всех анализов стандарта, и обычно не превышала $\pm 2\%$ для каждого из индивидуальных анализов. Изотопные диаграммы строили с помощью макроса Isoplot (Ludwig, 2003). Гистограммы и кривые плотности распределения возрастов цирконов строили в программе Kernel Density Estimation (KDE) (Vermeesch, 2012). Таблицы изотопных данных помещены в приложении (ESM).

Детритовые цирконы киселихинской свиты

Проанализировано семь образцов, положение точек опробования показано на рис. 4. Ниже приведена информация по результатам датирования в той последовательности, в которой эти образцы упомянуты в описании разреза свиты. Для большей части образцов в поле предполагался магматический протолит, “детритовое” распределение возрастов выяснилось только в процессе датирования. В нашей обычной практике по детритовому образцу делается 130 анализов (две сессии по 65 шт.). После того, как обозначился типичный для киселихинской свиты спектр возрастов, мы стали ограничиваться одной сессией, если она выявляла такой спектр.

Образец 020/8-21 отобран из светлого прослоя в темно-зеленых metabазитах ($61^{\circ}05.279'$ с.ш., $89^{\circ}37.276'$ в.д.). В шлифе это плагиоклаз-хлорит-мусковит-кварцевый сланец с отдельными кристаллами эпидота, сфена, иголочками рутила, призмочками турмалина и апатита, последние три минерала преобладают в составе тяжелой фракции. Преобладающие зерна циркона имеют овальные контуры (подрастворенные или полуокатанные), наподобие пшеничного зерна, и желтовато-розоватый цвет. Встречаются единичные эвгдральные зерна в мелких классах и очень редкие хорошо окатанные раннедокембрийские густоокрашенные зерна. Обилие апатита, титанистых минералов, хлорита, эпидота и амфибола в составе тяжелой фракции свидетельствует об участии базитового материала в составе породы. На катодолюминесцентных (CL) изображениях видно, что преобладают полные кристаллы (и обломки полных кристаллов), приобретших овальную форму в результате растворения и обрастания тонкой светлой каймой. Реже встречаются также и окатанные зерна, поверхность которых дискордантна внутренней структуре. Много кристаллов с явными ядрами, структура которых дискордантна оболочке.

Цирконы из класса –100+071 мкм анализировались в ЦКП ГИН РАН (65 анализов по 64 зернам), анализы №№ 52 и 53 сделаны по ядру и оболочке одного и того же зерна (981 и 924 млн лет соответственно). Пять замеров оказались дискордантными, но это количество было скомпенсировано тем, что для пяти зерен получено по два значения возраста, так как были опробованы разновозрастные зоны на разной глубине абляционного колодца. Семь анализов отвечают палеопротерозою в интервале 2435–1765 млн лет, 58 анализов – неопротерозою в интервале 1000–800 млн лет (рис. 9, нижний график). Неопротерозойская группа делится на два обособленных кластера, разделенных пустым интервалом 875–825 млн лет. Молодая группа (19 анализов) осредняется KDE пиком 810 млн лет, более древняя (33 анализа) – пиком 905 млн лет. Есть шесть анализов с еще более древними значениями возраста с менее явным пиком 975 млн лет.

Рис. 9.

Образец 021/1-21 также отобран из лейкократового прослоя внутри темно-зеленого рассланцованного метабазита (61°05.330' с.ш., 89°37.250' в.д.). В поле предполагалось, что это лейкократовый дифференциат базальтовой магмы (диорит или тоналит). В шлифе оказалось, что это кварц-хлорит-мусковитовый сланец с преобладанием кварца. Мусковит (фенгит) образует крупные частично измятые пластины. Хлорит сравнительно равномерно распределен по породе, но кроме того, совместно с мелкоагрегатным цоизитом, серицитом и кварцем слагает округлые обособления, образовавшиеся за счет ситовидных порфиробластов граната. Много иголок рutilа и кристаллов апатита. Есть бесформенные новообразования альбита (без двойникования в сочетании с карбонатом или с хлоритом). В тяжелой фракции преобладает фенгит. В отмытой на чашке неэлектромагнитной фракции преобладает игольчатый рutil (с алмазным блеском, болотно-зеленый в тонких сколах) и ильменорutil, в электромагнитной фракции – хлорит и амфибол. Это метаосадочная порода, вероятно, с примесью магматического материала основного-среднего состава. Зерна циркона приблизительно одного цвета (желтоватого или розоватого), большей частью ювелирно-прозрачные, овальной формы со структурами травления, часть, возможно, изначально окатанные. Цветных архейских шаровидных зерен нет. В мелких классах встречается также эвгедральный циркон.

Первые 65 анализов выполнены в ЦКП ИЗК СО РАН (Иркутск), еще 45 анализов – в Геологическом институте им. Н.Л. Добрецова СО РАН (Улан-Удэ). В итоге получено 106 конкордантных значений возраста, из которых 82 относится к неопротерозою. Неопротерозойские пики 805, 895, (970) млн лет вполне отчетливые. Они несколько моложе,

чем те, что наблюдались в образце 020/8-21, но разница не превышает 1%, что ожидаемо для метода.

Образец 025/6-21 ($61^{\circ}07.342'$ с.ш., $89^{\circ}37.166'$ в.д.) отобран из тела пластинчато-рассланцовой тоналитоподобной породы, типичной для южного сегмента береговых обнажений. В шлифе чередуются полосы, обогащенные кварцем, хлоритом или мусковитом. Присутствуют зоны, сложенные тесно переплетенным хлорит-мусковитовым агрегатом, возможно, по биотиту. Есть первичный(?) плагиоклаз и вторичный альбит. В хлоритовом агрегате встречаются иголки актинолита. Много апатита в виде несвойственных для него крупных грязных кристаллов (диагностика подтверждена рамановской спектроскопией). Все цирконы однотипные по цвету и выглядели окатанными. В катодных лучах видно, что они частично растворены и обросли светлой оболочкой. Цирконы из нескольких размерных классов (+056 мкм) датированы в ЦКП ГИН РАН (65 анализов), анализы №№ 19 и 20 сделаны по ядру и оболочке единого зерна, они оказались разновозрастными (палеопротерозой). Пять анализов оказались дискордантными, но для некоторых зерен получено по два значения возраста, и в итоге оказалось 66 датировок со стандартными пиками 800, 900, 970 млн лет (рис. 9).

Образцом 026/1-21 опробован крупнокристаллический мусковит-гранатовый сланец из скальной западной части обн. 026 ($61^{\circ}07.521'$ с.ш., $89^{\circ}37.171'$ в.д.). В шлифе порода имеет плагиоклаз-хлорит-гранат-мусковит-кварцевый состав. Карбоната около половины. Много сфена и рутила, которые замещают друг друга. В электромагнитной тяжелой фракции преобладают гранат, хлорит и амфибол, в неэлектромагнитной преобладает фенгит, после его смыва остается рутил (преобладает), апатит, сфен и циркон. Циркон желтоватый, хорошо окатанный, полуокатанный, реже эвгедральный (встречен даже в крупных классах). Некоторые зерна с фигурами травления. В Геологическом институте им. Н.Л. Дobreцова СО РАН (Улан-Удэ) выполнено 95 анализов, 93 из которых дали конкордантные значения возраста (75 отвечают неопротерозою). В неопротерозойской части спектра главные пики 875 и 805 млн лет. Палеопротерозойские значения группируются в интервале 1700–1900 млн лет с пиком 1765 млн лет. Несколько зерен выявили архейский возраст.

Образец 038/7-21 отобран из диоритоподобной породы ($61^{\circ}12.778'$ с.ш., $89^{\circ}36.366'$ в.д.). Петрографическое описание приведено выше. Тяжелая фракция состоит из лейкоксена, циркона, апатита, турмалина, черного рудного минерала, в электромагнитной фракции – гранат и хлорит. Кристаллы циркона преимущественно окатанные, в младших классах встречаются эвгедральные кристаллы. В ЦКП ГИН РАН сделано 65 анализов, успешно проинтегрировано всего 48 анализов, из которых 47 отвечают неопротерозою с пиками 800, 885, 920, 985 млн лет.

Образец 032/3-21 отобран из полевошпат-кварцевого гнейсовидного гравелитистого метапесчаника ($61^{\circ}14.119'$ с.ш., $89^{\circ}36.887'$ в.д.). В неэлектромагнитной тяжелой фракции преобладают апатит и циркон, также присутствуют сфен, обросший эпидотом лейкоксен, желтоватый фенгит, фукситоподобные агрегаты. В электромагнитной тяжелой фракции содержится бледноокрашенный хлорит, ильменит, единичный амфибол. Циркон преимущественно хорошо окатанный, в том числе густоокрашенный, характерный для раннего докембрия. Редко встречаются бледноокрашенные эвгедральные кристаллы и обломки. Образец проанализирован в Институте земной коры СО РАН, Иркутск. Сделано 130 анализов, из них 126 дали конкордантные значения возраста, из которых 87 соответствуют неопротерозою с главными пиками 805 и 895 и дополнительным 955 млн лет. В палеопротерозойской части спектра главный пик отвечает 1770 млн лет, дополнительный – 1950 млн лет. Два зерна имеют архейский возраст. Мы старались максимально датировать эвгедральные кристаллы, но в образце преобладали хорошо окатанные цветные зерна, имеющие, по нашему опыту датирования енисейских образцов, палеопротерозойский и архейский возраст.

Образец 052/5-21 представляет собой полевошпат-кварцевый гравелит ($61^{\circ}15.291'$ с.ш., $89^{\circ}37.089'$ в.д.). В поле мы не смогли однозначно решить вопрос о том, сложены ли обнажения вблизи т. 053 катаклазированными гранитами или полевошпат-кварцевыми метагравелитами (рис. бж). Здесь отобрана большая серия образцов, но даже после изучения шлифов на этот вопрос не было получено однозначного ответа. Кроме кварца и крупных кристаллов сильно измененных полевых шпатов, в породах много хлорита и мусковита. Мусковит иногда образует дискретные агрегатные выделения, замещая какой-то другой минерал. Очень много сфена в бесформенных крупных обособлениях или в виде оформленных кристаллов, встречается крупный апатит. В некоторых образцах также много матрикса, сложенного хлорит-мусковит-эпидотовым агрегатом, присутствует разное количество порфиробластов альбита. В тяжелой фракции, кроме циркона, присутствуют сфен, апатит, эпидот, хлорит с вростками рудного минерала, ильменит, рутил, хромит (подтвержден EDS анализом). Преобладают хорошо окатанные и полуокатанные зерна циркона, но для анализа были выбраны также малочисленные эвгедральные кристаллы. В ЦКП ГИН РАН сделано 65 анализов, из которых 61 дал конкордантные значения возраста. Из них 46 соответствуют неопротерозою, причем большая часть значений группируется в кластер с возрастом 900 млн лет (рис. 9, верхний график). При узком окне осреднения намечаются незначительные дополнительные пики 825 и 985 млн лет, они соответствуют обособленным кластерам на Pb/U изотопной диаграмме. Получено 15 палеопротерозойских значений возраста с главным пиком 1780 млн лет и дополнительным пиком 1960 млн лет. Следует иметь в виду, что окатанные древние зерна преобладали в образце, и малое

количество древних значений вызвано нашим бóльшим интересом к неопротерозойским событиям.

Как видно из этого описания, распределение возрастов детритовых зерен циркона оказалось однотипным для всех образцов, и их можно объединить на одном графике (рис. 10). Всего по киселихинским образцам сделано 565 анализов, 80% из них (450 шт.) дали раннепротерозойские значения возраста (1010–780 млн лет) с двумя главными пиками 900 и 805 млн лет. Дополнительная, но на объединенном графике вполне отчетливая группа охватывает интервал 1000–950 млн лет с пиковым значением 970 млн лет. Интервал, включающий конец палеопротерозоя и весь мезопротерозой (1730–1010 млн лет), охарактеризован лишь единичными датировками, что ожидаемо для региона с сибирским фундаментом. В протерозойской части спектра (83 анализа) почти все значения возраста лежат в интервале 1980–1740 млн лет с главным пиком 1775 млн лет, присутствующим почти в каждом образце, и дополнительным пиком 1950 млн лет (рис. 10).

Рис. 10.

Таким образом, в киселихинских образцах обнаруживаются пять главных возрастных популяций циркона (пиковые значения 1950, **1775**, 970, **900**, **805**) и, кроме того, присутствует 20 более древних зерен (2680–2320 млн лет). В каждой группе, кроме самой молодой, встречаются окатанные зерна, структурная зональность которых дискордантна их поверхности. Это указывает на длительную транспортировку и/или на переотложение из более древних обломочных пород. Полные кристаллы встречаются во всех популяциях, но морфология их различается (рис. 11). В двух самых древних популяциях (два нижних ряда на рис. 11) и в двух более древних популяциях протерозоя (4-й и 5-й ряды снизу на рис. 11) встречаются кристаллы округлых очертаний вследствие их обрастания концентрическими слоями. Такая структура указывает на метаморфизм высоких ступеней при кристаллизации циркона. Часто наблюдалось обрастание зерен циркона позднеархейского возраста протерозойскими оболочками, из чего можно заключить, что возрастной интервал 2000–1900 млн лет был связан с анатексисом архейских гнейсов. Отчетливых критериев для различения возрастных популяций по внутренней структуре не выявлено (рис. 11). В каждой из популяций встречаются зерна со слабой люминесценцией, равномерно-серые на CL изображениях, присутствуют кристаллы с осцилляционной зональностью разной степени контрастности, с секториальной зональностью и с сочетанием той и другой. Самая древняя популяция отличается большей долей зерен с некристаллографической концентрической зональностью, характерной для гранулитового циркона (нижний ряд на рис. 11). Такая структура встречается и в популяции 2000–1900 млн лет (второй ряд снизу на рис. 11).

Некоторые элементы такой зональности встречаются и в других популяциях, за исключением самой молодой (верхний ряд на рис. 11). В заключение следует еще раз отметить, что при компоновке шайб мы старались выкладывать преимущественно эвгедральные зерна, так как рассчитывали датировать синседиментационный кислый магматизм, о котором уверенно пишут все красноярские геологи, изучавшие регион (Государственная..., 2010; Стороженко и др., 2019).

Рис. 11.

Детритовые цирконы устьпорожнинской толщи

Для этой толщи имеется только один образец 006/2-21 (61°04.213' с.ш., 89°39.747' в.д.). Циркона в породе оказалось относительно немного, почти все зерна имеют овальные очертания, редко встречаются эвгедральные кристаллы разного габитуса, часть зерен хорошо окатана, в том числе до шариков, типичных для раннего докембрия. На шайбу выложено 250 зерен, преимущественно из класса $-100 +071$ мкм. Образец проанализирован в Геологическом институте им. Н.Л. Дубрецова СО РАН (130 анализов), сессия откалибрована по стандарту Temora-2, 91500 использован в качестве контрольного стандарта и для определения концентраций урана и тория. Проинтегрировано 122 конкордантных значения возраста, из них 106 отвечают неопротерозою, 2 – мезопротерозою, 14 – палеопротерозою. Интервал значений возраста от 950 до 700 млн лет полностью закрыт индивидуальными анализами, причем преобладающая часть неопротерозойских значений (67) лежит в интервале 800–700 млн лет с пиковым значением 730 млн лет (рис. 12). Восемь самых молодых анализов образуют конкордантный кластер с возрастом 708 ± 5 млн лет, интерпретированный как нижнее ограничение возраста осадконакопления (рис. 12, врезка).

Рис. 12.

ОБСУЖДЕНИЕ

Ранг обсуждаемых стратиграфических подразделений

Один из рецензентов, прочитав описания наших расчешуенных стратонов, справедливо указал, что свитами их именовать некорректно и что для них более уместен ранг толщ. Мы с этим согласны, но нужно иметь в виду следующие моменты. 1) Киселихинская свита выделена Е.К. Ковригиной именно на тех участках, которые обсуждаются в данной статье (Ковригина, 1981). У нас нет полной уверенности в том, что киселихинская свита Е.К. Ковригиной является полным аналогом киселихинской свиты Л.К. Качевского (см. п. 2). 2) В

качестве стратотипов устькутукасской, отравихинской и киселихинской свит Л.К. Качевский предложил разрезы, вскрытые в нижнем течении р. Кутукас, где степень деформированности и метаморфизма пород более низкая. По мнению этого геолога, указанные стратотипы слагают непрерывный разрез с согласными стратиграфическими контактами между ними. В 1998 г. эти стратиграфические подразделения в соответствующем ранге вошли в легенду Енисейской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 и стали обязательными для использования. 3) Мы считаем, что данное терминологическое несоответствие никак не влияет на результаты нашего исследования, направленного на выяснение того, как устроены и как развивались структуры Енисейского кряжа.

Магматические породы кислого состава в поле распространения киселихинской свиты

Южный сегмент береговых обнажений киселихинской свиты ограничен с обоих концов выходами кислых магматических пород, показанных на рис. 4а как гранитоиды порожнинского комплекса. Эти породы требуют комментариев, так как их апогранитная природа не везде очевидна. Граниты со стороны южного окончания сегмента (рис. 4а, южная часть) представлены листоватыми слюдястыми сланцами. То, что они являются рассланцованными гранитами, видно южнее, где они содержат будины порфировидных гранитов. В шлифах их диагностическим признаком является присутствие эвгедрального циркона, расслоенного вдоль тонкой осцилляционной зональности (Кузьмичев и др., 2022).

Со стороны северного окончания сегмента апогранитные породы обнажены к югу и к северу от устья руч. Шаркова и отделены от основного поля киселихинской свиты пластиной серпентинита (рис. 2). Здесь кислые магматические породы имеют иной облик. Они почти не содержат слюды и представлены в целом менее рассланцованными, грубоплитчатыми разностями. Они были интерпретированы как риолиты в работе (Лиханов, Ножкин, 2018). В этой же работе приведены изотопные анализы циркона (SHRIMP). Восемь анализов образуют на изотопной диаграмме конкордантный кластер с возрастом 691.8 ± 8.8 млн лет. Возраст образца апогранитной породы, отобранного вблизи устья руч. Шаркова и датированного нами, составил 728.4 ± 4.0 млн лет (Кузьмичев и др., 2022). Апогранитная природа подтверждена прокрашиванием спилов и непокрытых шлифов кобальтинитритом и присутствием специфического циркона. Детальные наблюдения, проведенные летом 2024 г., уже после подачи статьи в редакцию, показали, что все выходы риолитоподобных пород данного участка представляют собой катаклазированные граниты порожнинского комплекса. Для того, чтобы увидеть структуру катаклазированного крупнозернистого порфировидного гранита с реликтами фенокристов щелочного полевого шпата, необходимо в обнажении

найти площадку, ориентированную перпендикулярно линейности. Так как линейность наклонена под пологим углом, при фронтальном взгляде на обнажение структура не видна.

Некоторые разновидности пород предположительно интерпретированы нами в поле как кислые дифференциаты в составе расслоенных интрузий основного состава или как возможные диориты. Мы их отбирали для выделения циркона. Все они оказались метаосадочными породами с “детритовым” распределением возрастов.

Мы также выделили цирконы из метаосадочных пород, которые интерпретированы в литературе как туфы и туффиты кислого состава. Мы специально старались отбирать для изотопного анализа эвгедральные кристаллы циркона в надежде определить возраст синхронного вулканизма. Среди проанализированных семи образцов нет ни одного, где обнаружилась бы такая популяция. Распространенные представления о том, что киселихинская свита в значительной степени сложена туффитами дацитового или риолитового состава, не подтвердились.

Магматические породы основного состава в разрезе киселихинской свиты

Тела метабазитов, распространенные в разрезе киселихинской свиты (рис. 4), большей частью представляют собой диафторированные амфиболиты. Мы предполагаем, что среди них присутствуют как метагаббро, так и метабазальты, но преимущественно они изменены настолько сильно, что их фациальную принадлежность обосновать невозможно. Присутствие вулканитов основного состава в разрезе свиты подтверждается постепенными переходами между метаосадочными кварц-альбит-мусковитовыми кристаллическими сланцами и метатуфовыми альбит-эпидот-хлоритовыми сланцами. Мы предполагаем, что примесь туфового материала основного состава широко распространена в породах киселихинской свиты. Она выражается в переменном (иногда значительном) количестве хлорита и эпидота. С извержениями высокотитанистых базальтоидов, возможно, связано также обилие сфена (или рутила) в некоторых разновидностях метаосадочных метаморфических пород.

Учитывая, что породы киселихинской свиты вмещают многочисленные тела серпентинитов, мы предполагали, что киселихинские метабазиты представляют собой коровые члены офиолитовой ассоциации. В настоящее время в нашем распоряжении есть лишь четыре химических анализа таких пород, предположительно интерпретированных как метагаббро или метадолерит. Три из них – это высокотитанистые разновидности, обогащенные фосфором, с сильно дифференцированными редкими землями, по соотношению индикаторных несовместимых элементов более сходные с внутриплитными базальтоидами. Они резко отличаются от океанических метабазитов Торжихинского пояса (Кузьмичев и др., 2008) и не имеют отношения к офиолитовой ассоциации. Мы планируем в

дальнейшем провести дополнительное изучение этих пород и представить более полную информацию.

Метаморфизм пород киселихинской свиты

Характеристика метаморфизма не входила в наши задачи, но некоторые моменты необходимо упомянуть. Распространенные минеральные ассоциации зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций в южном сегменте, очевидно, не отвечают пиковым P–T условиям метаморфизма и являются результатом диафтореза. В частности, биотит, типичный минерал в метапелитах указанных фаций, отсутствует во всех просмотренных шлифах (> 400 шт.) и, вероятно, замещен хлоритом или хлорит-мусковитовым агрегатом. Гранат также замещается хлоритом, но местами сохранился (полностью или частично). Компактные обособления мелкочешуйчатого мусковита в некоторых образцах, возможно, замещают какой-то глиноземистый минерал (вероятно, полиморф Al_2SiO_5). В некоторых разновидностях идентифицирован хлоритоид (подтвержден рамановской спектроскопией). В одном шлифе встречен натровый амфибол с характерным плеохроизмом от сиреневого до желтоватого, но настоящие глаукофановые сланцы не установлены. Мусковит часто окрашен в шлифах в желтый цвет и фактически является железистым фенгитом. В некоторых разновидностях пород проявлена метаморфическая полосчатость – тенденция к появлению мономинеральных прослоев, что наблюдалось как на макро-, так и на микроуровне. Такое перераспределение вещества, вероятно, происходит только при высоких степенях метаморфизма (фактически мы ранее наблюдали это явление только в гранулитах). Обособления кварц-полевошпатовой лейкосомы, напоминающие мигматитовые сегрегации, мы встречали в нескольких пунктах, преимущественно в шлифах, и лишь в одном случае на макроуровне. Нельзя исключить, что на некоторых локальных участках обстановка достигала параметров анатексиса, но ни в одном случае мы не встретили уверенно диагностированных мигматизированных пород. Все перечисленное указывает на относительно высокую степень пикового метаморфизма, которая предположительно характеризовалась высокими давлениями при относительно низких температурах. Мы планируем в дальнейшем определить P–T параметры метаморфизма для некоторых образцов, частично сохранивших реликтовые минеральные ассоциации. Однако отдаем себе отчет, что в условиях повсеместного диафтореза и милонитизации такое исследование может оказаться малопродуктивным.

Источники обломочного материала в метаосадочных породах киселихинской свиты

В семи образцах детритового циркона киселихинской свиты присутствуют раннедокембрийские зерна, происходящие из фундамента Сибирского кратона, и преобладающие неопротерозойские кристаллы, возраст которых лежит в интервале (1010)980–800(780) млн лет. Такое сочетание возрастов может быть получено при эрозии мезопротерозойских пород, содержащих детритовые цирконы архея и палеопротерозоя (Priyatkina et al., 2016), пронизанных гранитами первой половины неопротерозоя. Такая ассоциация широко распространена в кратонной части кряжа (Kuzmichev, Sklyarov, 2016), частью которой до середины неопротерозоя был и Киселихинский террейн. Отличие состоит в том, что в основной части кряжа до недавнего времени не были известны гранитоиды древнее ~900 млн лет. Немногочисленная, но отчетливая в образцах свиты популяция 1000–950 млн лет в основной части кряжа неизвестна. Вызвано такое отличие, скорее всего, недостаточной геохронологической изученностью гранитоидов Заангарья, свидетельством чего является полученная совсем недавно неожиданно древняя датировка гранитов Рязановского массива (1013 ± 10 млн лет; Nozhkin et al., 2024). Осадочные породы свиты накапливались в начале второй половины неопротерозоя, когда вследствие рифтогенеза были выведены на уровень эрозии глубинные (нижне-среднекоровые?) породы активной окраины.

*Интерпретация результатов датирования детритового циркона
устьпорожнинской толщи*

В образце 006/2-21 интерес представляет интерпретация популяции обломочного циркона позднего неопротерозоя с возрастом в интервале (800)760–700 млн лет, преобладающая в данном образце (67 анализов) и отсутствующая в образцах пород киселихинской свиты. Главный пик на KDE графике (730 млн лет) совпадает с возрастом гранитоидов порожнинского комплекса (Кузьмичев и др., 2022), и предположение о том, что именно они явились главным источником обломочного материала, кажется правомерным. Цирконы порожнинского комплекса очень специфичны: обладают тонкой и частой осцилляционной зональностью, и обычно кристаллы растресканы вдоль нее. Другая особенность – все они, вне зависимости от состава материнских гранитоидов (который довольно разнообразен), переполнены волосовидными кристаллами апатита. Такие кристаллы легко опознаются среди детритовых популяций, и мы специально отмечали их при разметке шайб в надежде найти именно зерна порожнинского комплекса (не нашли). В данном образце подобных кристаллов нет. Зерна циркона позднего неопротерозоя (760–700 млн лет) образца 006/2 в значительной части обладают сложной секториальной зональностью (рис. 13). Иногда они демонстрируют невыдержанные концентрические зоны, похожие на те, что характерны для циркона гранулитов. В отдельных случаях

поздненеопротерозойский возраст имеют мигматитовые каймы вокруг более древних палеопротерозойских ядер (рис. 13), отличающиеся низким Th/U отношением. По-видимому, циркон данного образца происходит из метаморфического комплекса, пронизанного разнообразными интрузиями позднеопротерозойского возраста, аналогов которого в обнаженной части Енисейского кряжа нет. Вероятно, во время накопления толщи этот глубинный блок был выведен на поверхность в той части Киселихинского террейна, которая погребена ныне под чехлом Западно-Сибирского бассейна.

Рис. 13.

Синтез данных о стратиграфии довендских толщ Киселихинского террейна

Представленные выше данные дополняют стратиграфическую схему в (Стороженко и др., 2019), а также опубликованные нами ранее сведения (Кузьмичев и др., 2023). Как уже было замечено, условия обнаженности, многочисленные разломы (включая тектонические покровы), а в северной половине террейна также метаморфизм и милонитизация не дают возможности составить достоверный сводный разрез, используя методы стратиграфии. Датирование детритового циркона в (мета-)осадочных породах – главный метод, позволяющий наметить последовательность толщ и оценить возможные ограничения их возраста. В разрезе Киселихинского террейна мы можем обосновать присутствие пяти разновозрастных стратиграфических единиц (рис. 14).

Рис. 14.

Аналоги мезопротерозойских пород тейской-сухопитской серий. Мы предполагаем, что нижние уровни видимого разреза осадочных толщ Киселихинского террейна сложены аналогами мезопротерозойских пород тейской и сухопитской серий кратонной части кряжа. Присутствие выходов таких пород на современном эрозионном уровне пока подтверждено единственным образцом кварцита, содержащим только архейские и палеопротерозойские зерна циркона, переотложенные из фундамента Сибирского кратона (Кузьмичев и др., 2023). Сходное распределение возрастов выявлено в кварцитах кординской свиты и тейской серии (Priyatkina et al., 2016; неопубликованные данные авторов). Мы надеемся, что проведенные нами недавно в этом районе дополнительные полевые наблюдения позволят проследить и схематически оконтурить этот выход мезопротерозойских пород. Некоторые образцы циркона (еще не датированы), выделенного из таких пород, представлены неокатанными темно-красными зернами, типичными для палеопротерозойских популяций. Присутствие в основании Киселихинского террейна мезопротерозойского комплекса, прорванного

гранитоидами раннего неопротерозоя, косвенно подтверждается тем фактом, что такой комплекс явился главным источником обломочного материала для пород киселихинской свиты.

Киселихинская свита. Как уже было отмечено, мы, вслед за Е.К. Ковригиной (1981), включаем в свиту весь разрез метаморфических пород, вскрытых на правом берегу Енисея севернее р. Порожная. Единство комплекса метаосадочных пород, объединенных нами в составе киселихинской свиты, подтверждается однотипным распределением возрастов детритового циркона (рис. 9, 10). Палеопротерозойская и менее многочисленная архейская популяции, представленные преимущественно окатанными зёрнами, могли быть переотложены из пород тейской и сухопитской серий, но не исключено, что раннедокембрийский фундамент частично был выведен на уровень эрозии. Преобладающие зёрна циркона первой половины неопротерозоя, вероятно, получены за счет размыва гранитов, насыщавших разрез мезопротерозойских толщ. Аналогичные граниты широко распространены в кратонной части кряжа (Kuzmichev, Sklyarov, 2016), осколком которой является Киселихинский террейн. Нижний предел возраста свиты определяется компактным кластером из 11 наиболее молодых анализов, конкордантный возраст которого составляет 788 ± 4 млн лет (рис. 10, врезка).

Устькутукасская свита. Базальты устькутукасской свиты в стратотипе залегают на отравихинской свите (включена нами в состав киселихинской свиты) со стратиграфическим контактом и, вероятно, формировались в той же тектонической зоне. Угловое несогласие в основании свиты указывает на то, что она маркирует новый пострифтовый этап эволюции этой зоны при незначительном поступлении обломочного материала в бассейн. Пиллоу-базальты свидетельствуют о подводных излияниях. Прямых данных о возрасте свиты нет. Наши попытки выделить циркон из метагабброидов устькутукасской свиты не увенчались успехом. Мы предполагаем, что возраст свиты ближе к 700 млн лет, то есть к рубежу, когда на территории современного Торжихинского пояса рифтинг сменился спредингом (Кузьмичев и др., 2008; Kuzmichev, Sklyarov, 2016). Эти предположения являются предварительными, планируется осуществить дополнительное изучение свиты, определить геохимические черты, возраст пород и геодинамическую обстановку магматизма.

Устьпорожнинская толща. Фактических наблюдений слишком мало, чтобы охарактеризовать состав пород этой толщи. Мы знаем, что она включает в себя метапесчаники, содержащие продукты размыва гранитно-метаморфического комплекса с возрастом 790–700 млн лет. Нижний предел возраста толщи составляет 708 ± 5 млн лет (возраст самого молодого кластера обломочных цирконов). Породы этой толщи мало отличаются от пород киселихинской свиты по минеральному составу, степени

метаморфизма, характеру деформаций. В данном месте их возможно различить только по возрастным спектрам детритовых цирконов.

Вулканомиктовый песчаник с р. Солоха. Самая молодая толща охарактеризована образцом совершенно не метаморфизованного вулканомиктового песчаника, состоящего из обломков разнообразных вулканических и в меньшей степени плутонических пород (образец 439604; Кузьмичев и др., 2023). Песчаник содержит почти исключительно поздненеопротерозойские зерна циркона с возрастом в интервале 720–620 млн лет с главным пиком 650 млн лет. Обломочный материал этого образца происходит из вулканического пояса, магматизм в котором продолжался на протяжении второй половины позднего неопротерозоя с пиковой активностью в интервале 672–622 млн лет. Присутствие обломков пород разной кремнекислотности с большой долей вероятности указывает на надсубдукционную обстановку.

Геодинамическая эволюция структур северо-западной части Енисейского кряжа в неопротерозое

Характеристика пяти разновозрастных стратифицированных комплексов, слагающих Киселихинский террейн, позволяет наметить основные черты его геодинамической эволюции в неопротерозое. В первой половине неопротерозоя (1000–800 млн лет) Киселихинский террейн еще не существовал, он входил в состав основной (“кратонной”) части Енисейского кряжа. В этой его части метаморфизм и выплавление гранитов происходили в интервале 900–840 млн лет (Kuzmichev, Sklyarov, 2016). Недавно опубликованы сведения и о несколько более раннем (930 млн лет) начале этих процессов (Лиханов, 2023). Опубликована также и еще более древняя датировка гранитов Заангарья (Рязановский массив, 1013 ± 10 млн лет; Nozhkin et al., 2024), но эта датировка, по мнению ее авторов, отвечает внутриплитному этапу гранитного магматизма. Судя по возрасту детритовых цирконов киселихинской свиты, гранитоиды в Заангарье начали массово выплавляться начиная с 990 млн лет, и эта активность неравномерно продолжалась до 800 млн лет (данная статья; Данукалова и др., 2022). Столь длительное выплавление гранитов могло поддерживаться только в геодинамической обстановке активной континентальной окраины. Блок Киселихинского террейна входил в состав ее фронтальной (приокеанической) зоны.

Обособление Киселихинского террейна началось в середине неопротерозоя (Kuzmichev, Sklyarov, 2016), и, в свете новой интерпретации, мы можем связать его с задуговым рифтингом в тылу активной континентальной окраины. В основной кратонной части Енисейского кряжа осталась бывшая тыловая зона активной окраины, утратившая связь с зоной субдукции. Накопление терригенных пород киселихинской свиты

предположительно происходило в синрифтовой обстановке, расчленившей восточную окраину Киселихинского террейна на серию ступенчатых блоков, в которых были вскрыты граниты и вмещающие их породы. Мы не исключаем, что растяжение на окраине террейна привело к эксгумации литосферной мантии, подобно тому, как это описано в (Theunissen, Huismans, 2022 и ссылки в этой работе). Рифтогенез сопровождался внутриплитным высокотитанистым базальтовым магматизмом, одновременным с накоплением обломочных пород. Подводные излияния базальтов устькутукасской свиты, вероятно, характеризуют пострифтовый этап растяжения, во время которого начался спрединг в Исаковском океаническом бассейне восточнее. Породы устькутукасской свиты несогласно залегают на синрифтовых осадочных породах и, соответственно, не являются элементом океанической коры.

Во второй половине неопротерозоя субдукция под фронтальную часть активной континентальной окраины, превратившейся в Киселихинский микроконтинент, не прекратилась. Продукты эрозии гранитоидов с возрастом 790–700 млн лет присутствуют в составе обломочного материала устьпорожнинской толщи. Фрагмент этого магматического пояса сохранился и в обнаженной ныне части террейна, где представлен калиевыми гранитами, трондьемитами и сиенитами порожнинского комплекса (740–730 млн лет; Кузьмичев и др., 2022). Магматизм в этой активной окраине продолжался и позднее в интервале 700–620 млн лет, о чем можно судить по возрасту циркона из вулканомиктового песчаника с р. Солоха (Кузьмичев и др., 2023). В кратонной части кряжа, утратившей связь с зоной субдукции, магматизм второй половины неопротерозоя имел иную специфику. В это время здесь внедрялись анорогенные (=рифтогенные) граниты глушихинского комплекса (760–720 млн лет; Верниковская и др., 2023; Kuzmichev, Danukalova, 2024), щелочные интрузии татарского комплекса (710–680 млн лет; Верниковская и др., 2023) и происходили эпизодические извержения внутриплитных базальтов или бимодальных вулканитов (720–690 млн лет; Ножкин и др., 2013; Rud'ko et al., 2020 и ссылки в этих работах).

Эволюция Киселихинского террейна завершилась в начале венда, когда Исаковский океанический бассейн был раздавлен между террейном и основной частью Сибирского кратона. Пластины утоненной континентальной литосферы, которой была сложена восточная окраина Киселихинского микроконтинента, предположительно с участками эксгумированной мантии, были надвинуты одна на другую и в направлении с востока на запад на окраину Киселихинского террейна. Террейн вновь вошел в состав материнского континента. В постколлизийной обстановке началось накопление обломочных толщ вороговской серии и внедрение посторогенных недеформированных и неметаморфизованных гранитов и габбро Осиновского массива (590 млн лет, наши

неопубликованные данные). Некоторые моменты предложенного сценария нуждаются в дополнительном обосновании, над которым мы работаем.

ВЫВОДЫ

1. В северной части Киселихинского террейна неопротерозойские породы метаморфизованы и рассланцованы. Они не образуют целостного стратиграфического разреза, но слагают серию тектонических чешуй, содержащих в основании серпентиниты. Большая часть пород полностью утратила первичные черты, и только датирование зерен циркона позволяет выявить природу их протолита и идентифицировать стратиграфическую принадлежность.

2. В изученной части террейна идентифицировано три стратиграфических подразделения. Киселихинская свита распространена наиболее широко. Слагающие ее обломочные породы преимущественно представляют собой продукты эрозии мезопротерозойских (и, возможно, более древних) пород, прорванных гранитами раннего неопротерозоя. Нижний предел возраста составляет 788 ± 4 млн лет. Присутствие в составе свиты туфов и туффитов кислого состава не подтвердилось. Устькутукасская свита слагает локальный участок, где представлена пиллоу-базальтами, аналогичными породам стратотипа. Устьпорожнинская толща содержит продукты эрозии гранитно-метаморфического комплекса с возрастом 790–700 млн лет, максимальный возраст осадконакопления 708 ± 5 млн лет.

3. С учетом этих и недавно опубликованных данных намечен новый сценарий тектонической эволюции Енисейской окраины Сибирского палеоконтинента. На протяжении первой половины неопротерозоя она представляла собой активную континентальную окраину. В середине неопротерозоя вследствие рифтогенеза в тылу этой окраины начал формироваться Исаковский океанический бассейн, а ее фронтальная часть превратилась в Киселихинский микроконтинент. В его западной части продолжался надсубдукционный магматизм в интервале 790–620 млн лет в интрузивной и вулканической фациях. Восточная часть микроконтинента во второй половине неопротерозоя развивалась в режиме рифтогенной пассивной окраины, расчлененной ступенчатыми сбросами, с участками эксгумированной мантии. В этой обстановке накапливались обломочные породы киселихинской свиты, в сопровождении внутриплитного базальтового магматизма. В интервале 600–590 млн лет утоненная литосфера восточной окраины Киселихинского микроконтинента, вместе с Исаковским океаническим бассейном, располагавшимся восточнее, была раздавлена между Киселихинским микроконтинентом и Сибирью, вероятно, вследствие внешнего воздействия со стороны западной части микроконтинента. Чешуи

серпентинитов и пород киселихинской свиты были надвинуты на микроконтинент с востока. Киселихинский микроконтинент превратился в террейн.

4. Предложенный сценарий тектонической эволюции Киселихинского террейна представляет собой наиболее логичную интерпретацию полученных к настоящему времени сведений о составе, возрасте и геодинамической обстановке формирования слагающих его магматических и (мета-)осадочных пород. Эти сведения неполные и основаны отчасти на предварительных данных. Мы продолжаем исследования в Киселихинском террейне и рассчитываем в скором времени представить новые свидетельства в подтверждение нашей концепции.

Благодарности. Авторы признательны П.С. Козлову за конструктивную рецензию и особенно Н.Б. Кузнецову, чьи комментарии, предложения и замечания позволили существенно улучшить рукопись.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 23-27-00204).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Вингейт М.Т.Д., Богданов Е.А., Травин А.В. А-граниты криогения Енисейского кряжа – индикаторы тектонической перестройки в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 6. С. 783–807.

<https://doi.org/10.15372/GiG2022142>

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. АН. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.

Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.

<https://doi.org/10.15372/GiG20160104>

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист Р-46. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 470 с.

Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Бабицкий Е.Ф., Дубенский А.С. Поиски террейна, столкнувшегося с Енисейской окраиной Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя. 2. “Архейский блок” на северо-западе Исаковского домена Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 20. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. С. 63–65.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа. Масштаб 1 : 500 000. Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 1998.

Ковригина Е.К. (отв. ред.). Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-46, 47 – Байкит. Объяснительная записка. Л.: Ленингр. карт. фабрика объедин. “Аэрогеология”, 1981. 199 с.

Ковригина Е.К., Ковригин Ф.П. Стратиграфия докембрия западного склона Енисейского кряжа в бассейне рек Верхней и Нижней Сурних, Столбовой и Исаковки // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. № 40. С. 3–15.

Козлов П.С., Лиханов И.И., Иванов К.С., Ножкин А.Д., Зиновьев С.В. Новые данные о возрасте неопротерозойских вулканитов Исаковского террейна Саяно-Енисейского аккреционного пояса (U–Pb, по циркону) // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 5. С. 521–525.

Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В., Шалаева Е.А., Новикова А.С., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С. Природа Пучеж-Катунской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 70–95.

Кузьмичев А.Б. Тектоника Исаковского синклинория Енисейского кряжа. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1987. 19 с.

Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В. Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (Енисейский кряж): U–Pb возраст и обстановка формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. С. 1175–1188.

Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Бабицкий Е.Ф., Сомсикова А.В., Хубанов В.Б., Брянский Н.В., Дубенский А.С. Поиски террейна, столкнувшегося с Енисейской окраиной Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя. 1. Состав, возраст и геодинамическая позиция “островодужного” Порожнинского гранитного комплекса на СЗ окраине Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 20. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. С. 158–160.

Кузьмичев А.Б., Стороженко А.А., Данукалова М.К., Хубанов В.Б., Дубенский А.С.

Результаты датирования детритовых цирконов из докембрийских пород северо-западной части Енисейского кряжа: первые сведения о континентальном Киселихинском террейне // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. Т. 31. № 6. С. 3–19.

Лиханов И.И. Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология. 2023. Т. 31. № 1. С. 49–80.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Геохимия, обстановки формирования и возраст метавулканитов Исаковского террейна Енисейского кряжа – индикаторы ранних этапов эволюции Палеоазиатского океана // Геохимия. 2018. № 4. С. 308–320.

Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Поздннеопротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогеохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 58–71.

Постельников Е.С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 70 с.

Советов Ю.К., Ромашко А.И. Позднерифейский остаточный бассейн, связанный с коллизией террейна и Сибирского кратона (Енисейский кряж) // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 163–165.

Стороженко А.А., Васильев Н.Ф. Карта золотоносности северной части Енисейского кряжа. Масштаб 1 : 200 000. Красноярскгеолсъёмка, 2012.

Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Пиманов А.В., Дмитриева Е.В., Дмитриев Г.А., Миллер В.Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXV (р. Вороговка). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2019. 188 с.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

Файбусович Я.Э., Варганов А.С., Воронин А.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Лист Р-45. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2020. 222 с.

Black L.P., Kato S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and

oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chem. Geol.* 2004. V. 205. Iss. 1–2. P. 115–140.

Kuzmichev A.B., Danukalova M.K. The Reference Garevka Granite (Yenisei Ridge, western margin of the Siberian Craton): the final attempt to verify Paleoproterozoic Pb/U isotopic age by M.I. Volobuev // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2024. V. 15 (2). 0746.

<https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-2-0746>

Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V. The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 115. P. 419–441.

Ludwig K.R. Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. № 4.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., Ronkin Yu.L. Early Neoproterozoic granitoids in the Ryazanovsky Massif of the Yenisei Ridge as indicators of the Grenville Orogeny at the western margin of the Siberian Craton // *Geodynam. Tectonophys.* 2024. V. 15 (2). 0745.

<https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-2-0745>

Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Hergt J.M., Greig A., Maas R. Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. V. 11. Q0AA06.

<https://doi.org/10.1029/2009GC002618>

Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *J. Anal. At. Spectrom.* 2011. V. 26 (12). P. 2508–2518.

Petrus J.A., Kamber B.S. VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS U–Pb geochronology data reduction // *Geostand. Geoanal. Res.* 2012. V. 36 (3). P. 247–270.

Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang, H.-Q. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: characterizing buried crust of the basement // *Precambrian Res.* 2016. V. 285. P. 21–38.

Rud'ko S., Kuznetsov N., Shatsillo A., Rud'ko D., Malyshev S., Dubenskiy A., Sheshukov V., Kanygina N., Romanyuk T. Sturtian Glaciation in Siberia: evidence of glacial origin and U–Pb dating of the diamictites of the Chivida Formation in the north of the Yenisei Ridge // *Precambrian Res.* 2020. V. 345. 105778.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105778>

Slama J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood S.A.M., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.

Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. V. 249 (1–2). P. 1–35.

Theunissen T., Huismans R.S. Mantle exhumation at magma-poor rifted margins controlled by frictional shear zones // Nature Communications. 2022. V. 13. 1634.

Vermeesch P. On the visualisation of detrital age distribution // Chem. Geol. 2012. V. 312–313. P. 190–194.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 147–168

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analysis // Geostandard Newsletter. 1995. V. 19. P. 1–23.

Рецензенты Н.Б. Кузнецов, П.С. Козлов

Подписи к рисункам

Рис. 1. Исаковский домен в структуре Енисейского кряжа.

В его западной части показано положение Киселихинского террейна, геология которого обсуждается в статье. Прямоугольником обозначен контур рис. 2. На врезке: положение Енисейского кряжа на западе Сибирской платформы.

Рис. 2. Обобщенная структурная схема обсуждаемого в статье участка.

Серпентинитовые тела показаны по данным групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 (генерализовано). Подошвы надвиговых пластин прослежены внутри киселихинской свиты предположительно, в соответствии с общей структурой. Вынесены элементы залегания сланцеватости, которая обычно (но не всегда) совпадает со слоистостью (полосчатостью).

Рис. 3. Схематическая стратиграфическая колонка Киселихинского террейна по данным Стороженко и др. (2019). Красные линии указывают на тектонические границы.

Рис. 4. Маршрутная схема береговых обнажений вдоль правого берега р. Енисей между Порожнинским и Осиновским гранитными массивами (генерализовано).

(а) – южный сегмент, (б) – северный сегмент (см. положение этих сегментов на рис. 2). Звездочками отмечены места отбора датированных образцов детритового циркона, подписаны их номера.

Рис. 5. Полевые фотографии пород киселихинской свиты.

(а) – полосчатые метабазиты с лейкократовыми прослоями. Плоский коренной выход в пляже, частично присыпанный галькой, в 255 м севернее т. 020 (см. рис. 4а). Подобные выходы не постоянны, так как могут быть засыпаны галькой во время паводка или, наоборот, обнажиться из-под гальки. (б) – диафторированный гранатовый амфиболит в 275 м севернее т. 020. Порфиробласты граната (темные пятна) в данном случае полностью замещены хлоритом. (в) – будина диафторированного амфиболита в зеленых сланцах в т. 026. (г) – слоистые кварц-альбит-хлорит-мусковитовые сланцы переменного состава в т. 039 (см. рис. 4б). Видно, что сланцеватость не совпадает со слоистостью. (д) – гравелитистый полевошпат-кварцевый метапесчаник с карбонатной конкрецией в т. 035. (е) – обнажение 032, полого наклоненные плиты песчаника бронируют пляж (в центре фотографии молоток для масштаба). На заднем плане виден характер обнаженности выше по реке.

Рис. 6. Микрофотографии шлифов и сканы спилов образцов.

(а) – гранат-хлорит-мусковитовый сланец 024/4-21. Гранат (высокий рельеф) частично хлоритизирован. Николи параллельны. (б) – метагаббро(?) 037/4-21. Плагиоклаз замещен агрегатным кислым плагиоклазом и эпидотом, клинопироксен – хлоритом и актинолитом. Сфен образует крупные бесформенные выделения (внизу слева) и цепочки мелких кристаллов (в левой трети). Николи параллельны. (в) – кварц-хлорит-мусковит-альбитовый сланец 038/2-21. Видны крупные эвгедральные кристаллы эпидота, у некоторых в ядре сфен. Николи параллельны. (г) – то же, николи скрещены. (д) – гранат-хлорит-мусковит-кварцевый сланец 024/5-21 с линзовидными прослоями кварц-плагиоклазового состава, напоминающими выделения мигматитовой лейкосомы. В правой верхней части обособления мелкоагрегатного эпидота. Николи скрещены. (е) – эпидот-хлорит-актинолит-альбитовый сланец 026/2-21. Видны новообразованные фестончатые порфиробласты альбита на фоне актинолит-хлоритового агрегата. За пределами микрофотографии в шлифе также присутствуют кварц (преимущественно в виде послонных жилок), иногда в сочетании с плагиоклазом, карбонат и компактные обособления хлорита на месте первоначальных порфиробластов граната. Николи параллельны. (ж) – спил образца гравелитистого полевошпат-кварцевого песчаника 052/5-21, похожего на катаклазированный гранит,

отобранного для выделения циркона. Крупные кристаллы полевого шпата превращены в мелкозернистый агрегат альбита и кварца (?). В интерстициях хлорит, эпидот, мусковит, сфен. (з) – спил образца 006/2-21. Светлое – кварц, плагиоклаз и кальцит, темное – мусковит-хлоритовый агрегат. Аббревиатуры минералов: Ab – альбит, Act – актинолит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Ep – эпидот, Grt – гранат, Ms – мусковит, Pl – плагиоклаз, Qz – кварц, Ttn – титанит (сфен).

Рис. 7. Полевые фотографии пород киселихинской и устькутукасской свит и устьпорожнинской толщи.

(а) – гнейсоподобный гравелитистый метапесчаник киселихинской свиты в т. 032. (б) – сложные складки в силикатном мраморе, 280 м к югу от устья р. Киселиха. (в) – скальные выходы базальтов устькутукасской свиты на о. Дядя. (г) – устькутукасская свита. Мелкие подушки и инъекции базальта, погруженные в гиалокластит. Прямоугольником показан контур рис. 7д. (д) – фрагмент фотографии 7г крупным планом. Белые крапины сложены порфиробластами альбита. (е) – вид “подводного” обнажения 006 (см. рис. 2). Обрыв на заднем плане сложен серпентинитами (т. 010).

Рис. 8. Схема расположения обнажений устькутукасской свиты (зеленая заливка с V крапом) к югу от Осиновского гранитного массива (красный цвет) (см. рис. 2).

Рис. 9. Гистограммы и графики плотности распределения возрастов (KDE) для проанализированных образцов киселихинской свиты.

Рис. 10. Объединенные данные о распределении возрастов детритового циркона всех семи проанализированных образцов киселихинской свиты. На врезке: возраст кластера из 11 самых молодых анализов, отвечающий максимальному возрасту осадконакопления.

Рис. 11. Католюминесцентные изображения зерен детритового циркона разных возрастных популяций киселихинской свиты.

Показаны положения абляционных кратеров, рядом подписаны возраст (млн лет) и номер анализа (в скобках). Выбраны фотографии кристаллов двух представительных образцов, для которых анализировались крупные зерна (> 100 мкм), так как для них качество CL-изображений выше: 021/1-21 (индикация белым цветом) и 032/3-21 (желтый цвет).

Изображения скомпонованы в шесть рядов, отвечающих главным возрастным группам (см. рис. 10). Ряды (снизу вверх) и возрастные диапазоны (в млн лет): нижний ряд – архей и

начало палеопротерозоя, второй ряд снизу – 2000–1900; третий ряд снизу – 1800–1750; четвертый ряд – 980–940; пятый ряд снизу – 920–870; верхний ряд – 820–790.

Рис. 12. Гистограмма и KDE график значений возраста зерен детритового циркона образца 006/2-21.

На врезке Pb/U изотопная диаграмма для восьми самых молодых цирконов, конкордантный возраст этого кластера (708 ± 5 млн лет) принят в качестве нижнего ограничения возраста устьпорожнинской толщи.

Рис. 13. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона позднего неопротерозоя (популяция 790–700 млн лет) образца 006/2.

Рис. 14. Тектоностратиграфическая колонка, на которой суммированы известные данные о довендских толщах Киселихинского террейна. Цифрами 1–5 обозначены комплексы пород. Применены обобщенные общепринятые литологические узоры.

Tectonostratigraphy of the Neoproterozoic in the Northern Kiselikha Terrane (Yenisei Ridge), A Part of the Active Siberian Margin

A. V. Kuzmichev^{a, #}, M. K. Danukalova^a, E. F. Babitsky^a, N. B. Bryansky^b, A. S. Dubensky^a, V. B. Khubanov^c

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

^c*Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia*

[#]*e-mail: nsi.kuzmich@yandex.ru*

The Precambrian continental block in the northwestern part of the Yenisei Ridge is called the Kiselikha terrane. It is separated from the main (cratonic) part of the ridge by the Isakovka ophiolite belt. The tectonic nature of this block is debatable due to incomplete and contradictory information about rocks that make it up, their age and geodynamic setting. The paper presents new data on the geology of northern segment of the terrane observed on the Yenisei River coast between the Porozhnaya and Osinovka granite massifs. Three stratigraphic units have been identified. (1) The Kiselikha Formation comprises almost the entire studied area. It is represented by foliated retrograde metamorphic rocks, mostly with an unobvious protolith. Zircons from seven samples revealed a similar detrital age distribution with a predominance of Neoproterozoic dates in the range of 1000–800 Ma along with Archean and Paleoproterozoic clusters. The previously assumed

products of synchronous acidic volcanism are absent. (2) The Ust-Kutukas Formation, composed of pillow basalts similar to the stratotype, is exposed in the north of the area. (3) The Ust-Porozhnaya unit (identified in this work) was studied in two local outcrops. It is composed of metasedimentary rocks with clastic material eroded from 790–700 Ma granitoids. Taking into account previously published results, we assume that in the first half of Neoproterozoic the Kiselikha terrane was a part of the active margin of the Siberian paleocontinent. The terrane began to separate in the mid-Neoproterozoic due to back-arc continental rifting, which later led to opening of the Isakovka oceanic basin. The synrift sedimentary material of the Kiselikha Formation was washed out from the pre-Neoproterozoic gneisses, intruded by the early Neoproterozoic granites. Rifting was accompanied by intraplate basaltic magmatism, which was replaced by the pillow-basalts of the Ust-Kutukas Formation. Serpentinite bodies, widespread in this part of the terrane, are not associated with crustal oceanic rocks and may have been exhumed during hyperextension of the continental crust. Subduction under the outer edge of the Kiselikha block continued in the second half of the Neoproterozoic (790–620 Ma). At the beginning of the Vendian, the Isakovka oceanic basin was squashed up between the Siberian craton and the Kiselikha terrane, which again became a part of the parent continent. The rocks of the Kiselikha and Ust-Kutukas formations, together with serpentinite bodies, were thrust onto the terrane from the east.

Keywords: Yenisei Ridge, active margin of the Siberian paleocontinent, Kiselikha terrane, Neoproterozoic, riftogenic oceanic basin, back-arc continental rifting

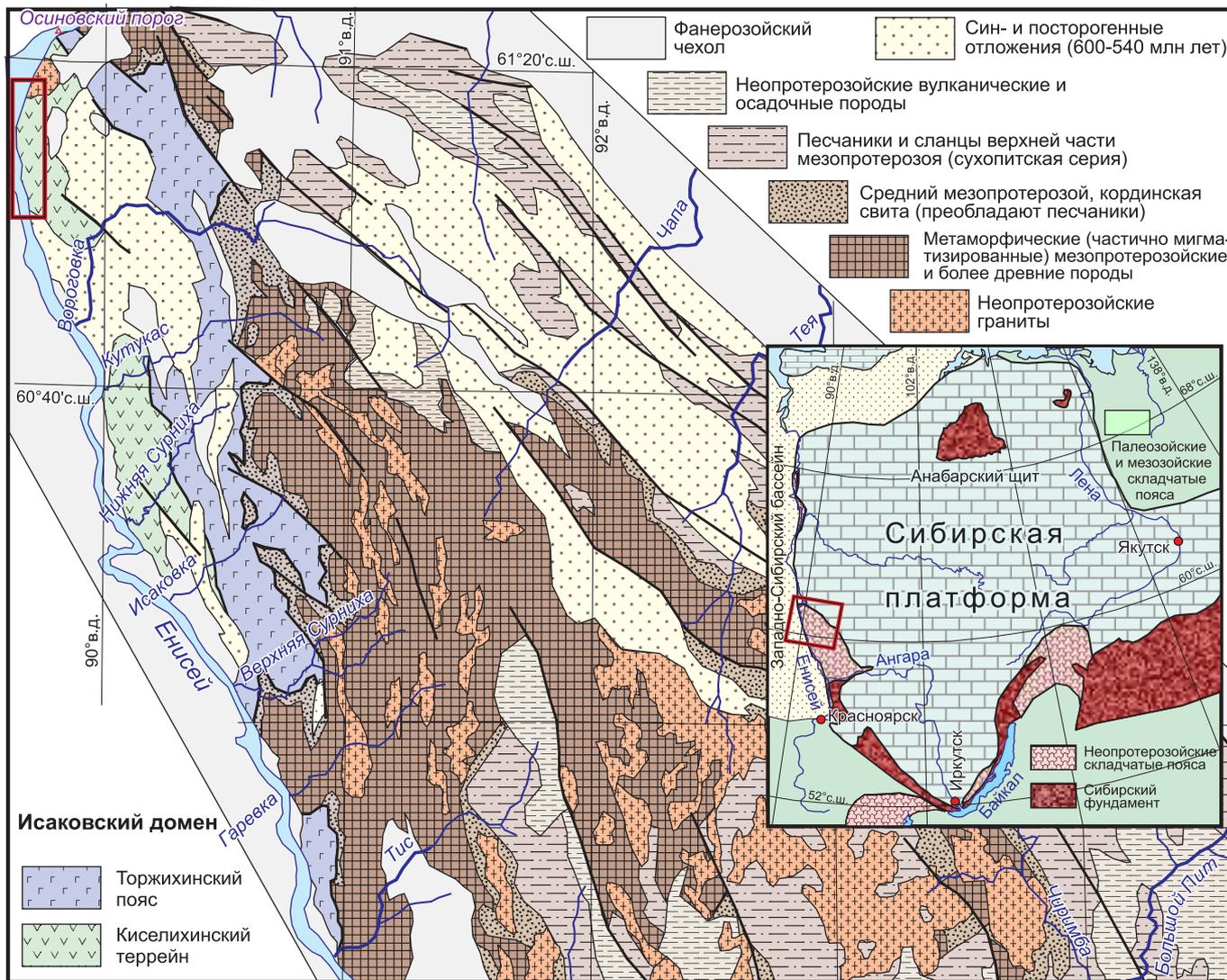


Рис. 1

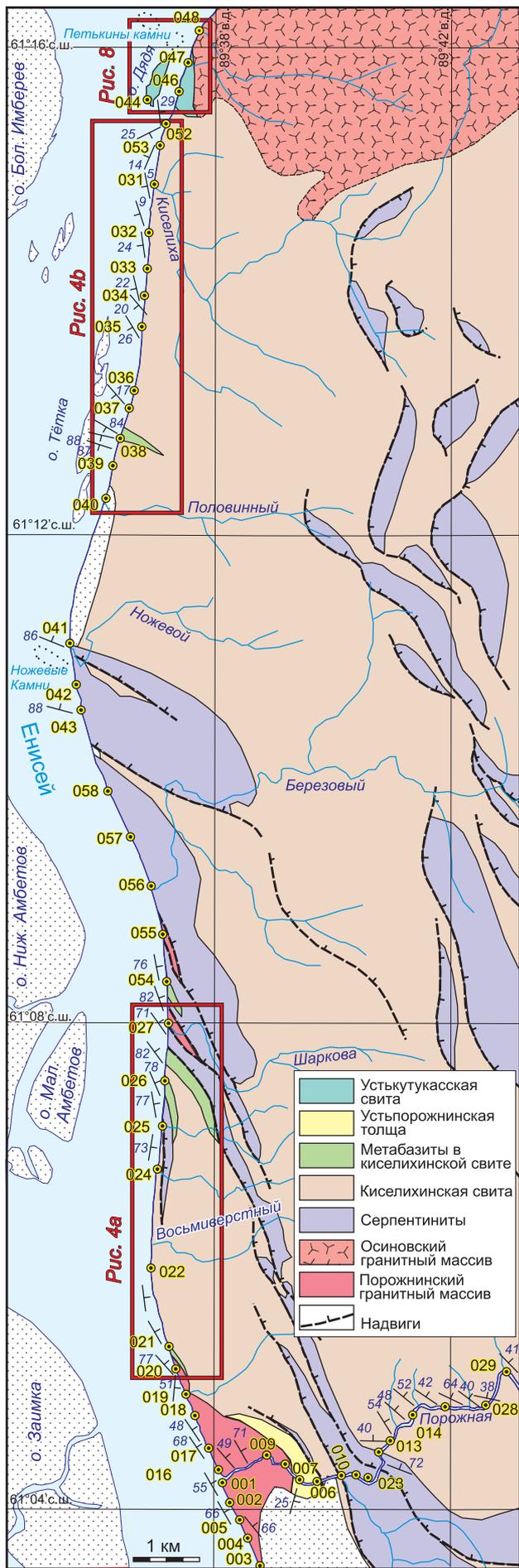


Рис. 2

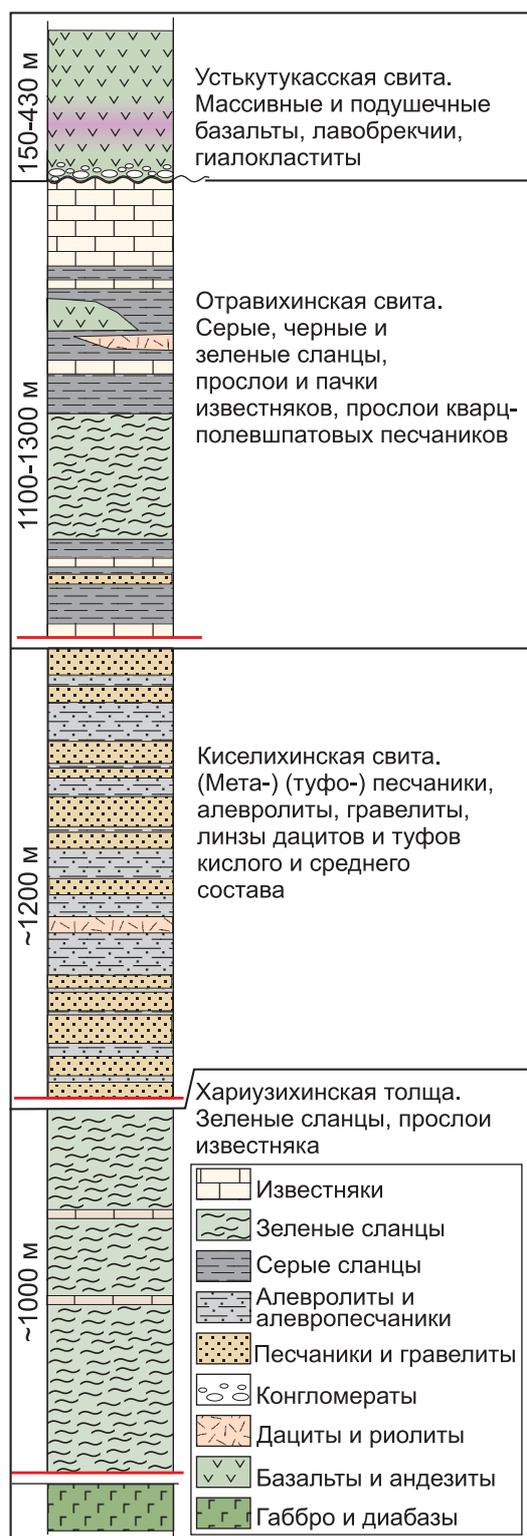


Рис. 3

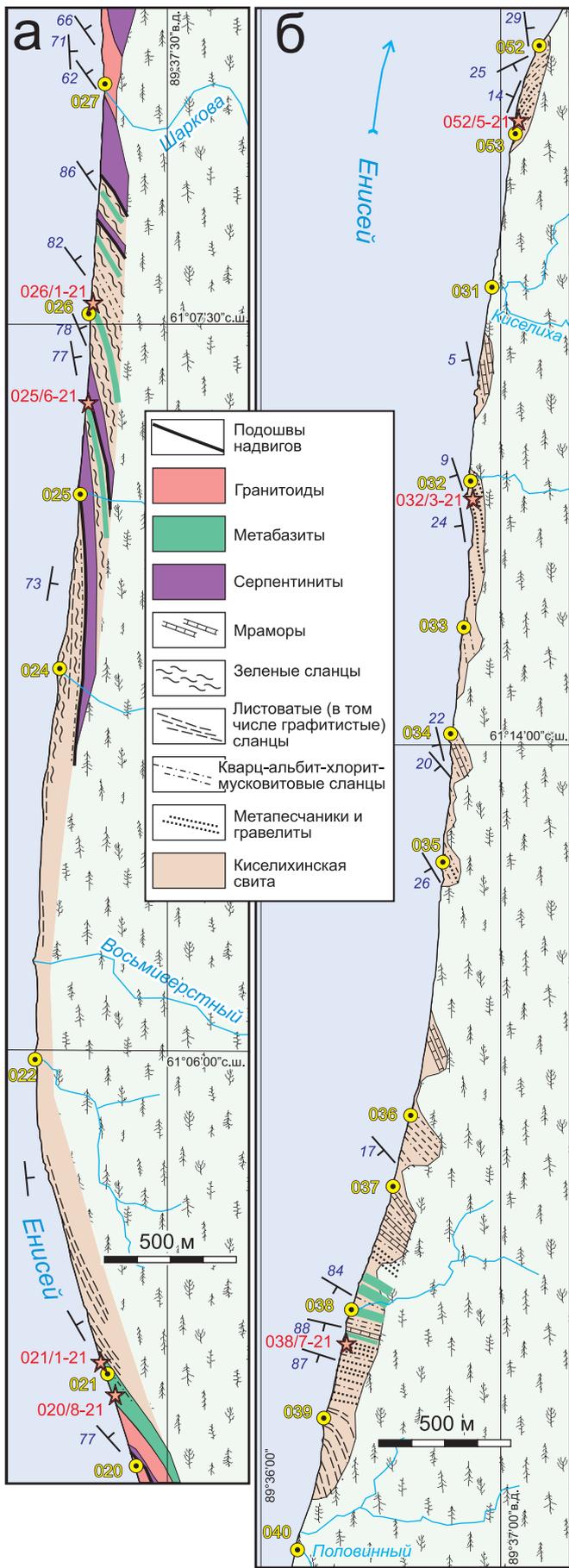


Рис. 4



Рис. 5

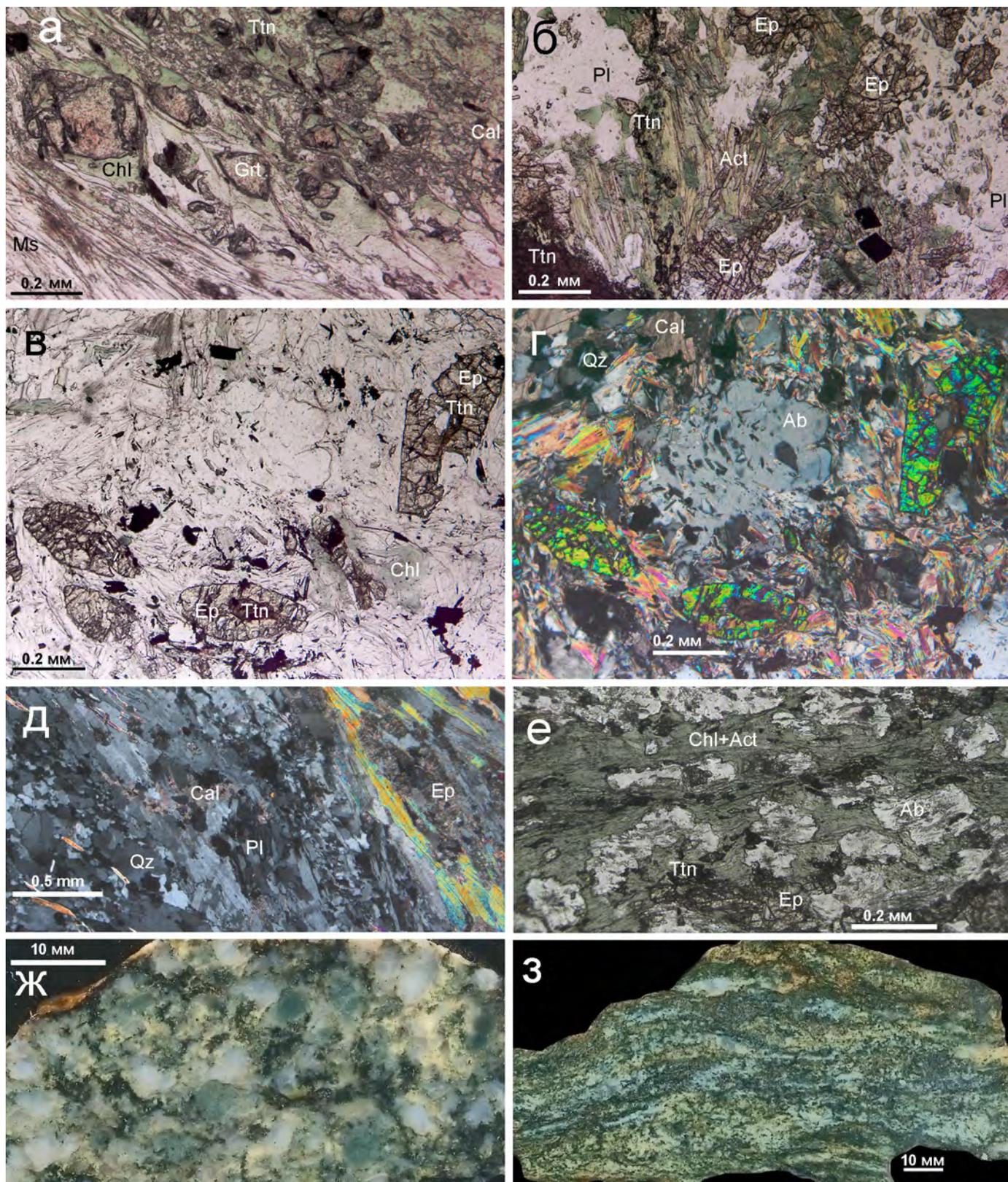


Рис. 6

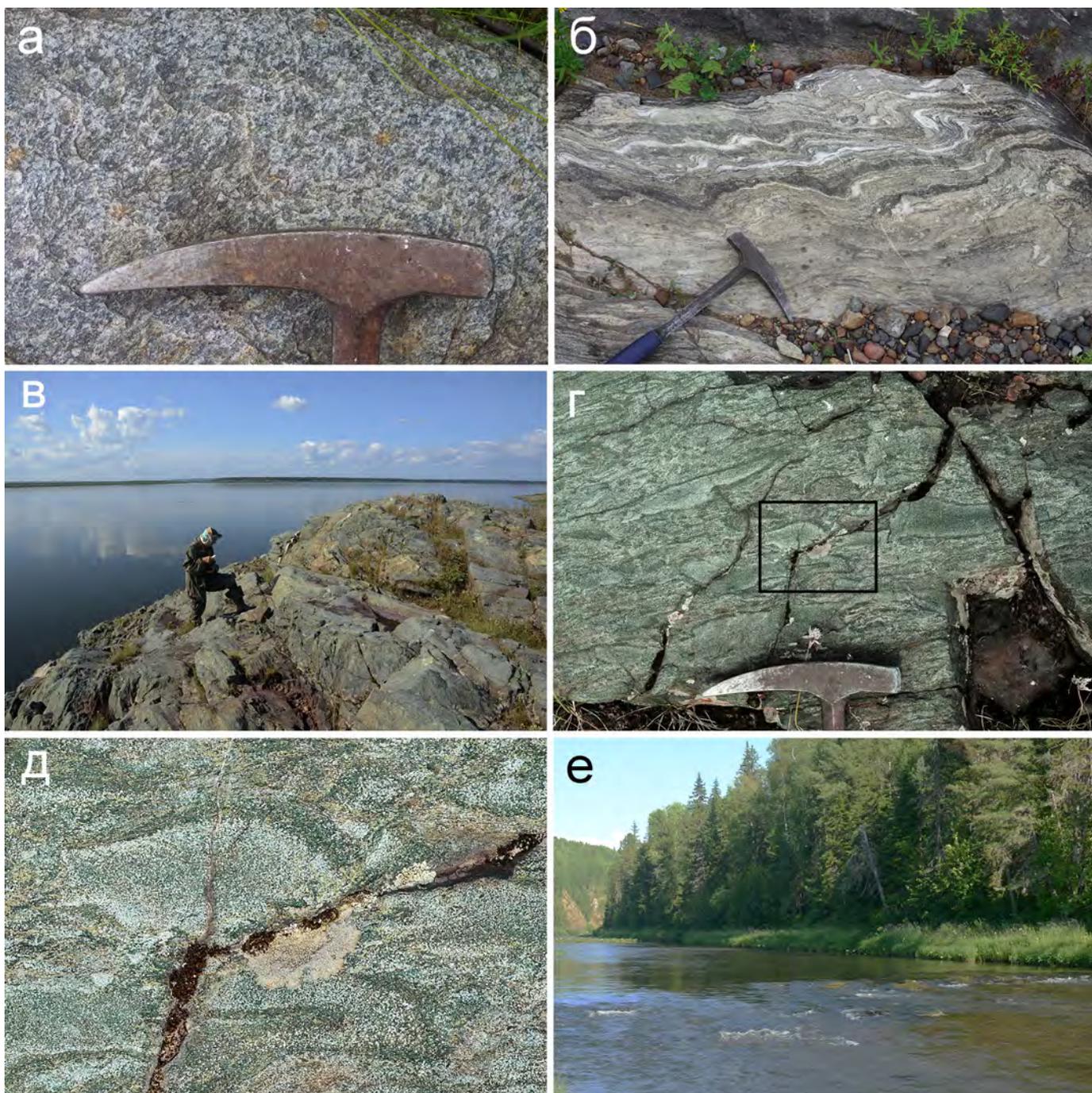


Рис. 7

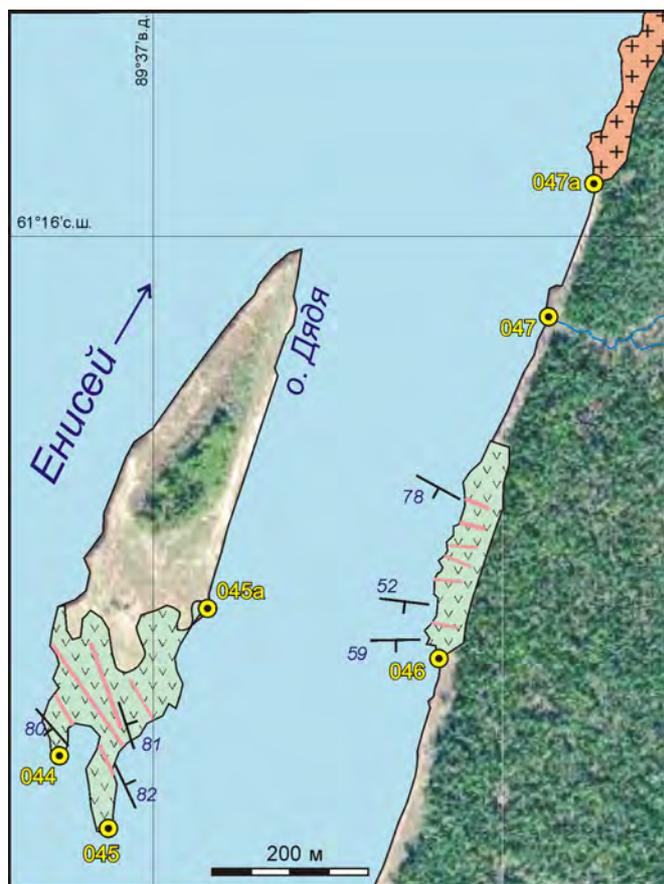


Рис. 8

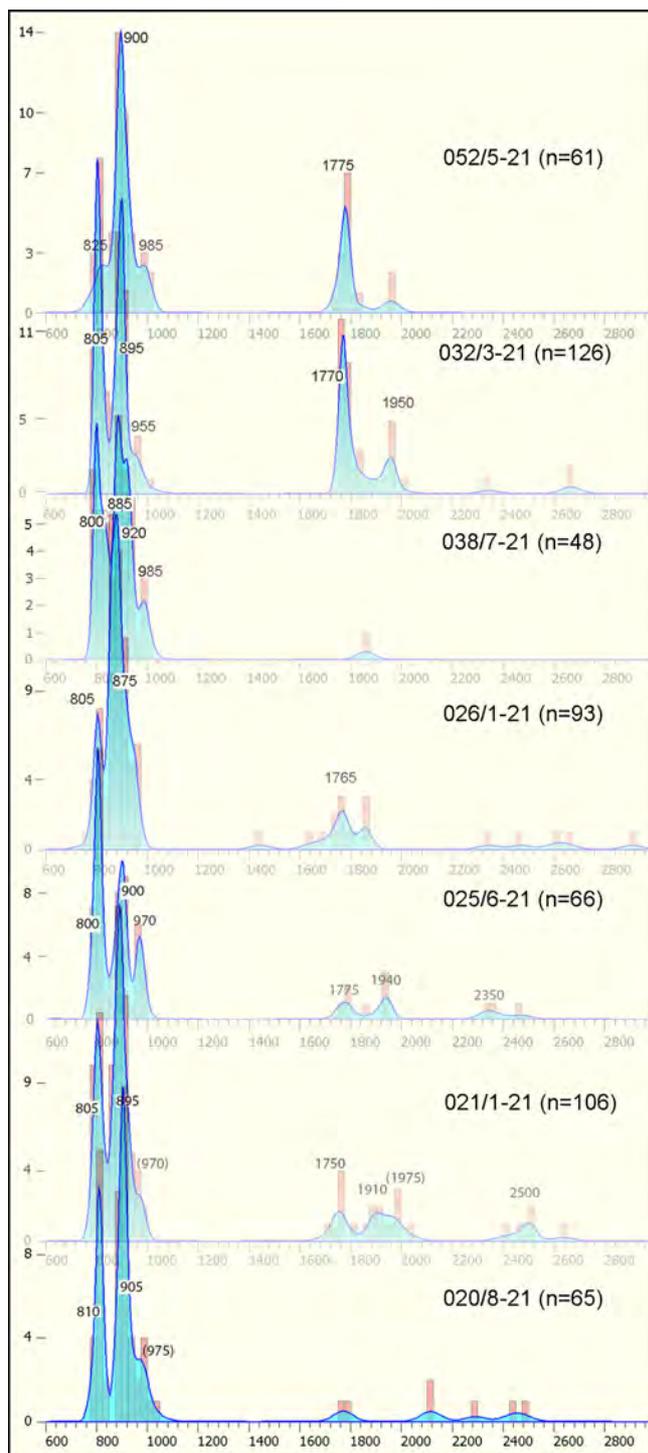


Рис. 9

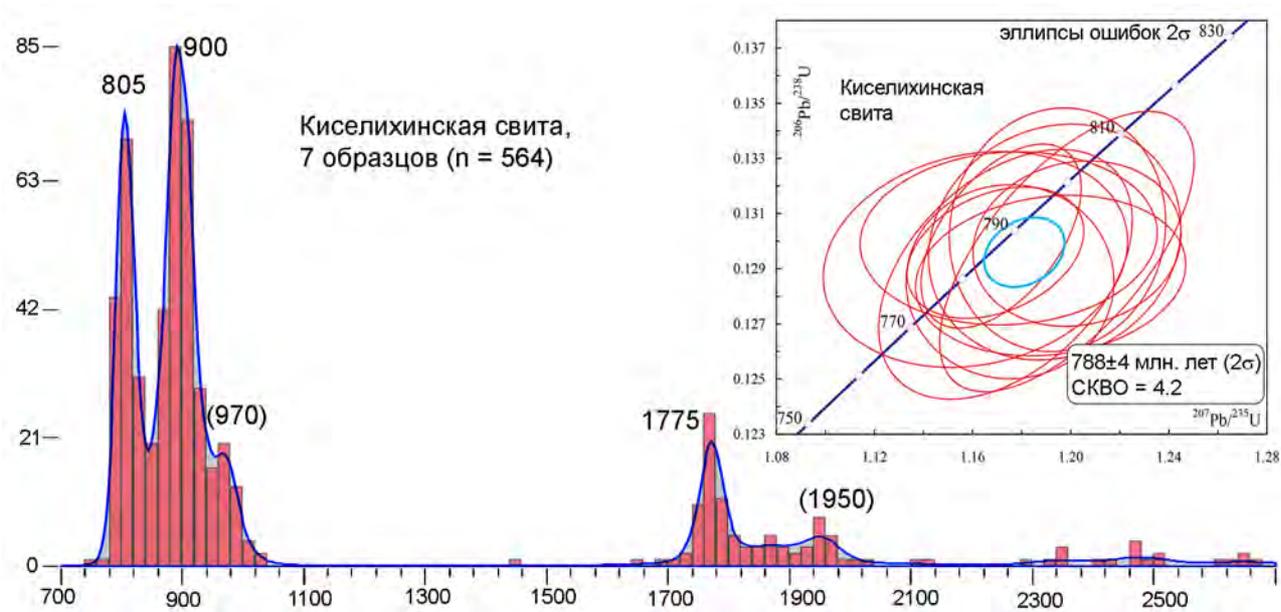


Рис. 10

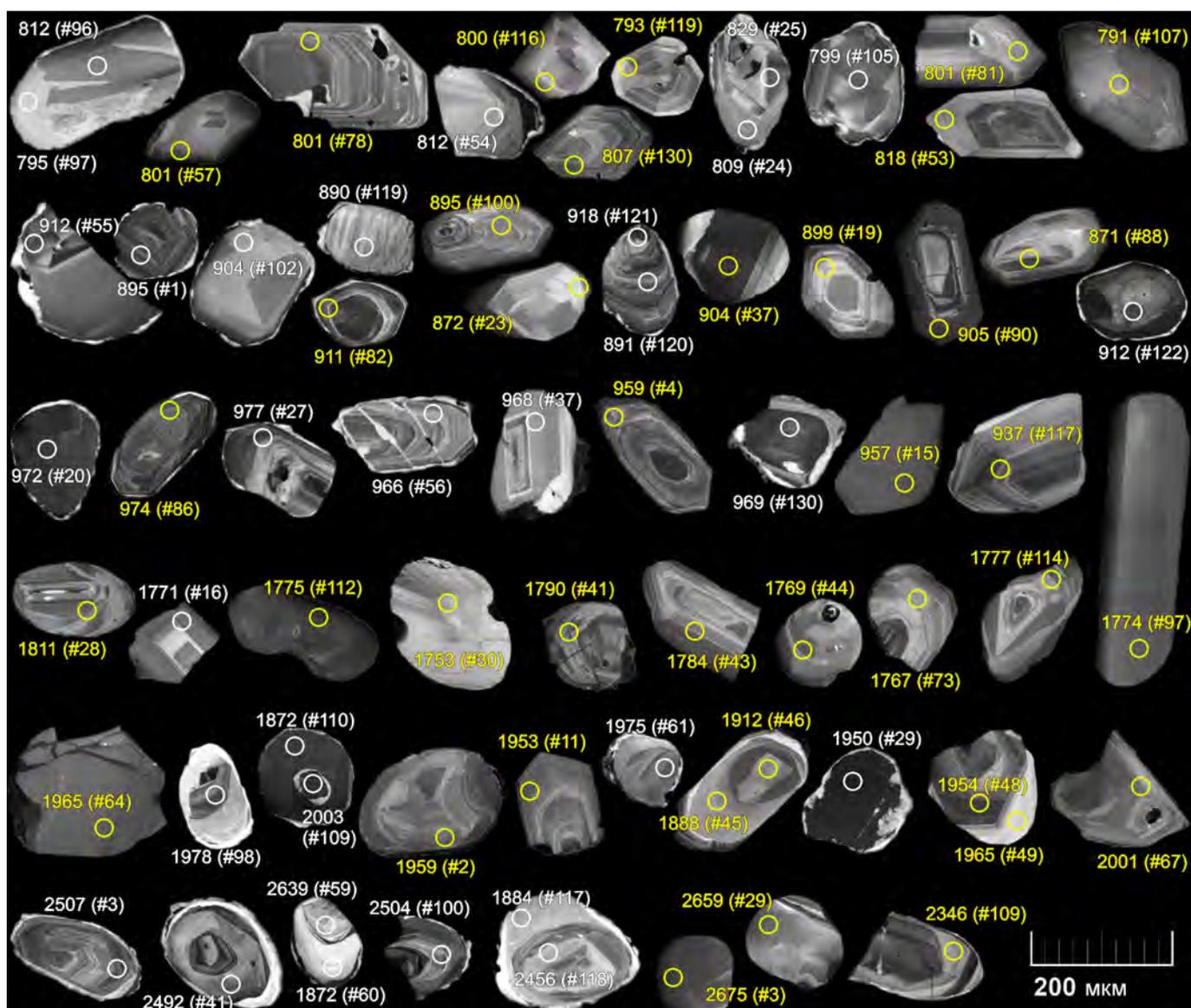


Рис. 11

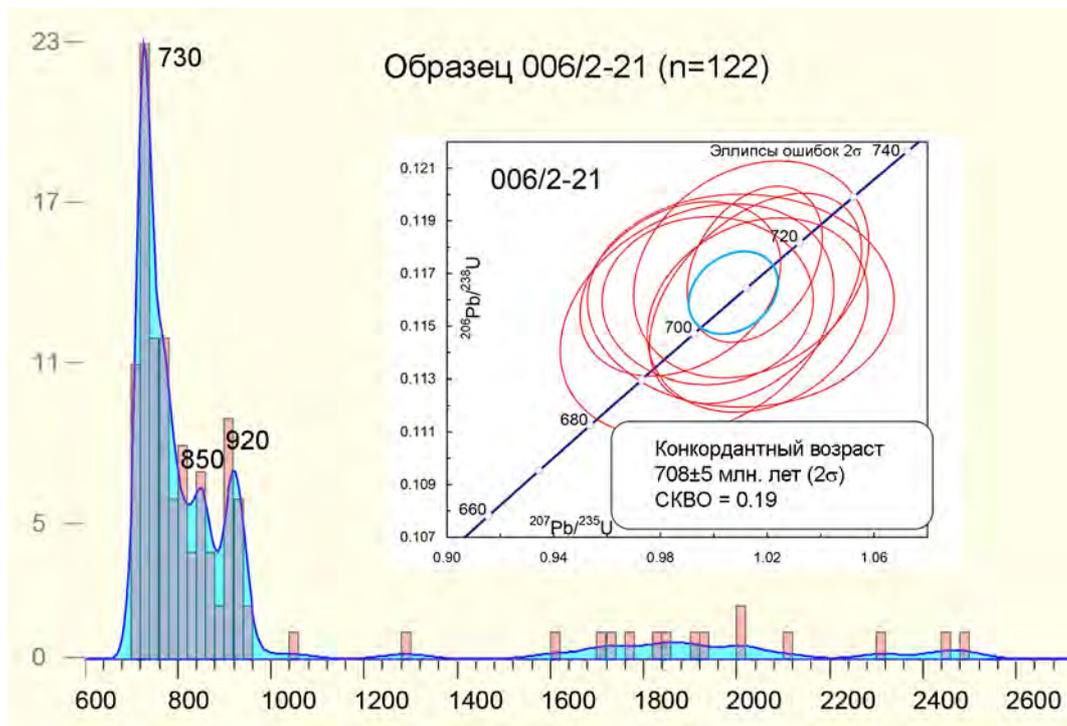


Рис. 12

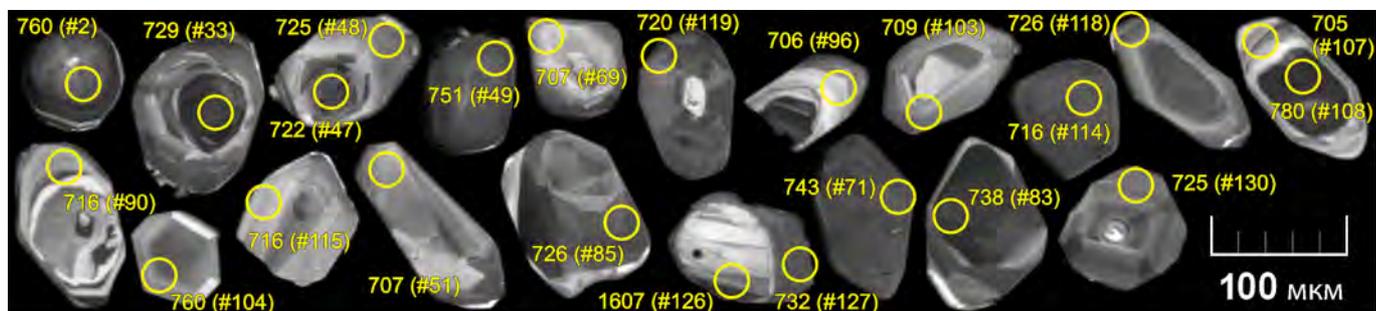


Рис. 13

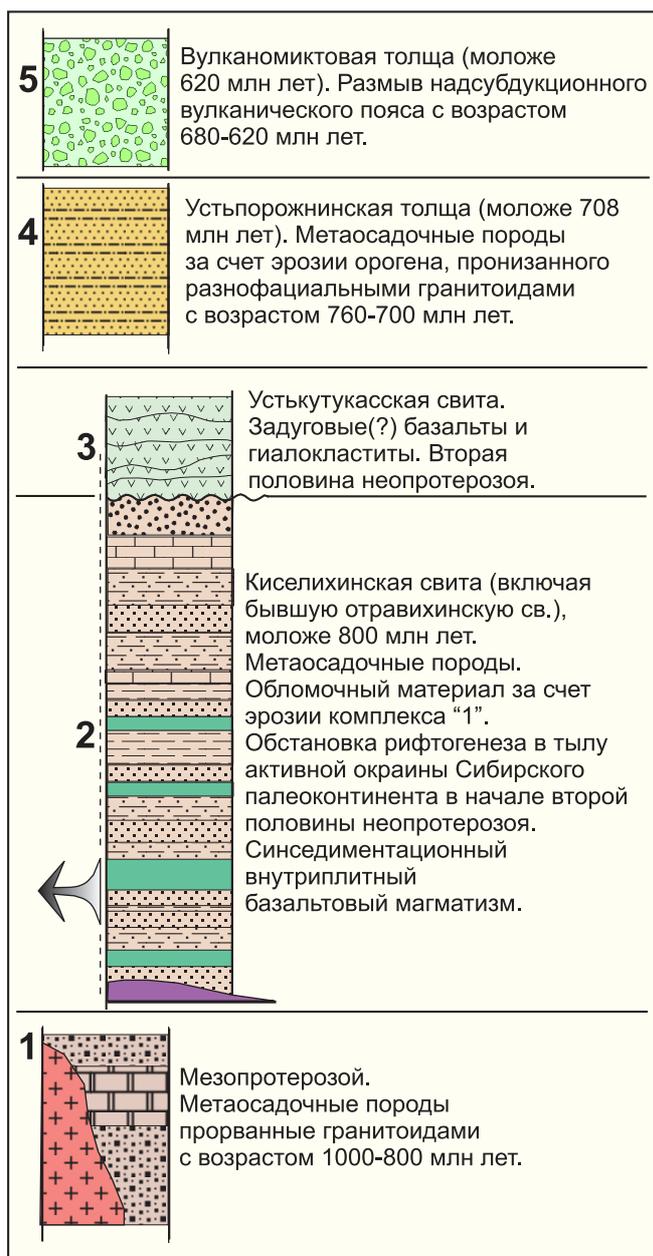


Рис. 14