

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/349714239>

# Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели

Article in *Геотектоника* · January 2021

DOI: 10.31857/S0016853X21010070

CITATIONS

20

READS

555

3 authors, including:



Igor Likhanov

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy

430 PUBLICATIONS 3,769 CITATIONS

SEE PROFILE

## БЛАСТОМИЛОНИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ): ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

© 2021 г. И. И. Лиханов<sup>1</sup> \*, С. В. Зиновьев<sup>1</sup>, П. С. Козлов<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,  
д. 15 ул. Вонсовского, 620016 Екатеринбург, Россия

\*e-mail: likh@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 29.06.2020 г.

После доработки 05.11.2020 г.

Принята к публикации 29.11.2020 г.

В пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны Енисейского кряжа метapelиты и метабазиты в эпоху эдиакария подверглись интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием бластомилонитов. Рассмотрены геолого-структурные, петрологические и изотопно-геохронологические особенности развития позднеопротерозойских бластомилонитовых комплексов, маркирующих зону сочленения палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Енисейского кряжа. С запада на восток в направлении от палеоокеанических образований установлена зональность с выделением комплексов гетерогенных бластомилонитов: (I) высокобарических комплексов шовной зоны и (II) фронтальных (надшовных) умеренно барических и средне-низкотемпературных комплексов. Выявленные различия в  $P$ – $T$  параметрах метаморфизма между сильно- и слабдеформированными породами были проинтерпретированы с использованием известных геодинамических моделей, разработанных на основе различных тектонических механизмов. В результате проведенного анализа мы установили, что полихронный динамометаморфизм гнейсов Ангара-Канского блока на юге и формирование основной массы бластомилонитов северного сегмента сдвиговой зоны в Северо-Енисейском кряже происходили с повышением давления на 1.5–3 кбар при незначительном увеличении температуры с низким метаморфическим градиентом  $dT/dH < 10^\circ\text{C}/\text{км}$  в сравнении с фоновыми значениями более раннего регионального метаморфизма, что, вероятно, было обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород. Максимальные превышения термодинамических параметров метаморфизма установлены в апометабазитовых тектонитах шовной зоны с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями, испытавших метаморфизм с одновременным значительным ростом давления на 3–5 кбар и температуры на  $180$ – $240^\circ\text{C}$  при более высоком градиенте  $dT/dH = 15$ – $20^\circ\text{C}/\text{км}$ . Такие превышения  $P$ – $T$  параметров могли быть связаны с прогрессивным метаморфизмом, осложненным локальным разогревом пород при вязких деформациях и превышением ориентированного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига. Полученные данные хорошо согласуются с результатами численных экспериментов, что подтверждает представления о роли тектонического стресса как дополнительного термодинамического фактора метаморфических преобразований в шовных зонах земной коры.

**Ключевые слова:** бластомилониты, Приенисейская региональная сдвиговая зона,  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  датирование, метаморфическая эволюция, геодинамические модели, Енисейский кряж

**DOI:** 10.31857/S0016853X21010070

### ВВЕДЕНИЕ

Соотношения деформационных и метаморфических процессов в земной коре и их генетическая взаимосвязь являются одной из актуальных геологических проблем. Перспективными объектами для выяснения этих вопросов являются окраинно-континентальные глубинные зоны пластических

сдвиговых деформаций. Эти зоны являются областями объемного хрупко- и вязкопластического течения горных масс и локализованы вдоль узких линейных структур земной коры [38]. Они находятся в различных геодинамических обстановках и, как правило, контролируются геологическими комплексами орогенных и рифтогенных бластомилонитов [4].

В настоящее время в современной литературе была выявлена важная роль синсдвиговых метаморфических процессов в формировании структур складчатых поясов. В ряде работ были детально изучены процессы фрагментации вещества с обособлением реологически контрастных доменов с индивидуальной  $P$ – $T$  историей формирования, выявлены соотношения литостатического и тектонического давления в глубинных зонах пластических сдвиговых деформаций [18, 20–22, 28]. Прогресс в этом направлении позволил авторам на основе модельных примеров создать современную теоретическую концепцию тектонического давления, определяющую природу сверхдавления и вариаций давления в связи с деформациями пород и их реологическими свойствами [15, 24, 36, 37, 39, 44, 50]. Эти результаты показали, что тектоническое сверхдавление в породах может быть значительно выше, чем девиаторный стресс, отражающий литостатическую нагрузку в земной коре.

Однако, несмотря на возрастающий интерес к этой проблеме, природные наблюдения этого явления пока еще достаточно редки [1, 9, 11, 35, 40, 51], что определяет актуальность дополнительных исследований. В связи с этим нами были детально изучены комплексы бластомилонитов контрастного химического состава Приенисейской региональной сдвиговой зоны и их зональность для получения новых структурно-петрологических свидетельств превышений давления и температуры при интенсивных деформациях в неоднородной среде и анализа геодинамических моделей их формирования. Это имеет важное значение для реконструкции условий петрогенезиса в глубинных зонах сдвиговых деформаций и особенностей развития зон перехода палеоокеан–континент.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Енисейский кряж расположен на западной окраине Сибирского кратона, который протягивается в субмеридианальном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 1, а, б). Геофизические данные свидетельствуют о вертикальном утолщении и транспрессионной обстановке — ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине более 10 км вдвое уменьшается, что придает ему грибовидную форму. Глубина залегания поверхности Мохоровичича под Енисейским кряжем по сравнению с соседними регионами увеличена от 40 до 50 км [33]. Таким образом, этот складчатый ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохранившейся в течение длительного геологического времени. Коллизионная модель формирования структуры земной коры в регионе подтверждается данными сейсмического профилирования и обосновыва-

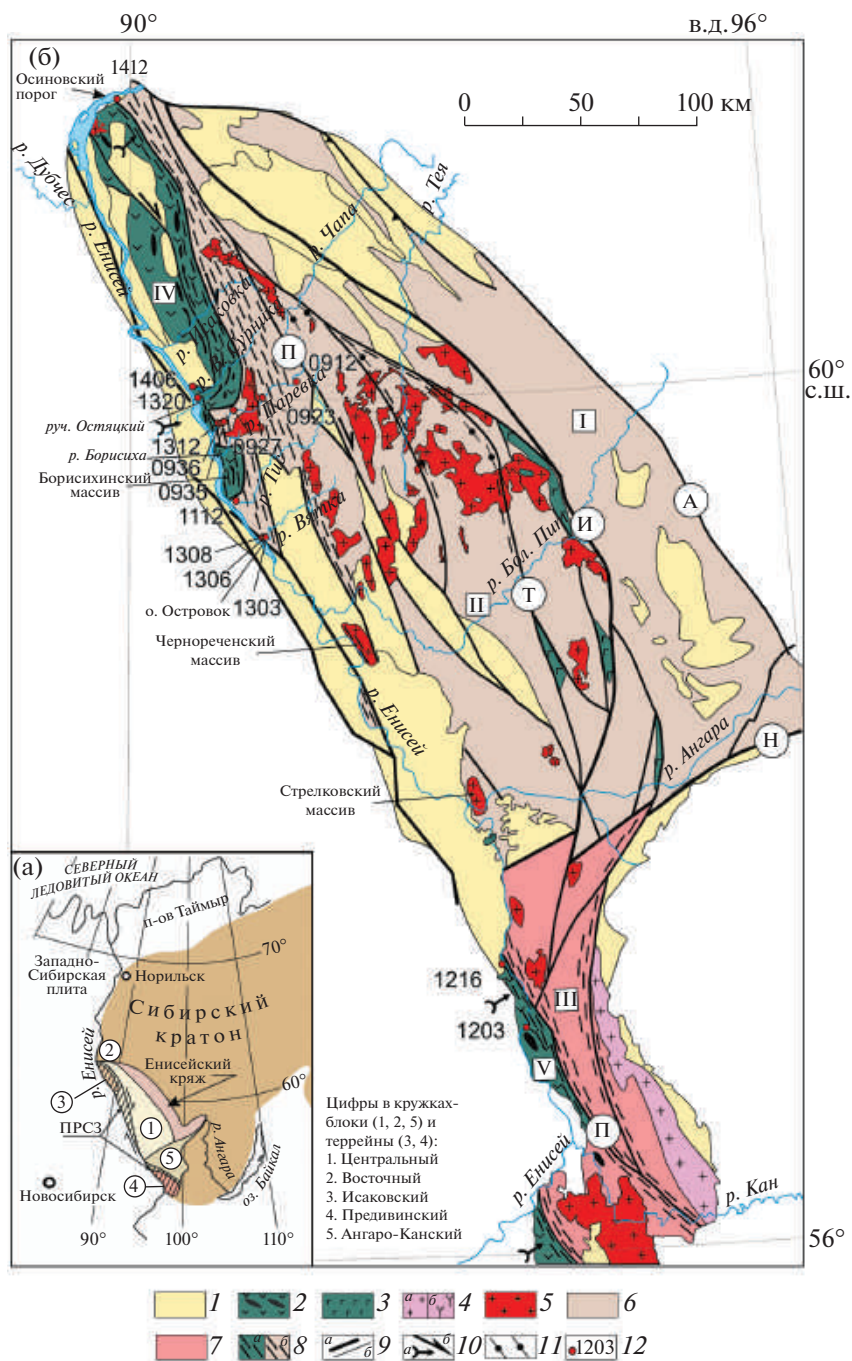
ется скучиванием пород неопротерозойских формаций [12]. В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента — Южно-Енисейский и Северо-Енисейский (Приангарско-Заангарский), разделенные субширотным Ангарским глубинным разломом [32] (рис. 1, а). На юг от этого разлома в составе Южно-Енисейского кряжа присутствуют архей-палеопротерозойский кратонный Ангаро-Канский блок, образованный канским гранулитогнейсовым и енисейским гнейсово-сланцевым комплексами и гранитоидами, и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн. На север от Ангарского разлома расположены [7] (см. рис. 1, а):

- Северо-Енисейский кряж, который сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими породами, составляющими Восточный (приплатформенный) и Центральный кратонные блоки;

- Исаковский (западный) террейн, в структуру которого входят неопротерозойские офиолиты и островодужные комплексы.

Палеоокеанические террейны аккретировали к Сибирскому континенту в венде (~600 млн лет) с образованием сутуры (шовной зоны), что фиксирует время завершающего этапа неопротерозойской эволюции Енисейского кряжа [11].

Объекты исследования расположены в южной и северной частях Енисейского кряжа в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны, являющейся продолжением Байкало-Енисейского разлома (см. рис. 1, б). Приенисейская зона — крупнейшая деформационно-метаморфическая линеamentная структура региона разделяет кратонные блоки с островодужными террейнами. Она хорошо прослеживается вдоль Енисейского кряжа и в Туруханско-Норильской тектонической зоне по исчезновению нескольких сейсмических поверхностей и уходит на большую глубину с падением плоскости сместителя на восток. В пределах Енисейского кряжа Приенисейская сдвиговая зона отчетливо выделяется по гравитационным ступеням, фиксирующимся на сейсмических профилях. Она представляет собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики, концентрирующих деформации сдвига, а также их комбинаций с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма породных комплексов. Ее протяженность составляет сотни километров при ширине зон стресс-метаморфизма до первых десятков километров. Эти зоны играют роль швов, разделяющих тектонические блоки региона, в которых происходит их активное взаимодействие. В зонах сдвига происходит принципиальное изменение структуры и состава породного субстрата, вовлеченного в процесс сдвиговой деформации, с разви-



**Рис. 1.** Карта основных структур Енисейского края.

(а) — положение бластомилонитовых комплексов;

(б) – положение Приенисейской региональной сдвиговой зоны и тектонических блоков на западной окраине Сибирского крата.

Обозначены (цифры в кружках): 1–2 – блоки Заангарья: 1 – Центральный, 2 – Восточный; 3–4 – островодужные террейны: 3 – Исаковский, 4 – Предивинский; 5 – Ангаро-Канский блок.

Региональные разломы: И – Ишимбинский, Т – Татарский, А – Анкиновский, П – Приенейский, Н – Ангарский. 1 – чехол (NP<sub>3</sub>–PH); 2 – офиолитовые и островодужные комплексы с плагиигранитами (NP); 3 – основные вулканиды (MP–NP); 4 – неопротерозойские гранитоиды (NP); 5 – палеопротерозойские гранитоиды (PP); 6–7 – метаморфические комплексы: 6 – от фации зеленых сланцев до амфиболитовой (NA–NP<sub>1–2</sub>), 7 – гранулит-гнейсовые (PP); 8 – бластомилониты зон: а – шовной, б – фронтальной; 9 – разломы и геологические границы: а – региональные разломы, надрывы (границы блоков), б – геологические границы (ЕК); 10 – направление тектонических движений (NP): а – поддвижки, б – сдвиги; 11 – ставролит-гранат-кианитовые тектониты; 12 – место отбора проб для проведения Ar–Ar определения возраста

тием бластомилонитов, которые наряду с бластокатаклазитами, псевдотахиллитами, некоторыми диафторитами образуют класс специфических метаморфических пород — тектонитов.

Основным механизмом структурно-вещественных преобразований в региональных сдвиговых зонах является сдвиговое течение вещества (многожественный сдвиг). В условиях неоднородного напряженного состояния (литостатическое давление и сдвиг) даже при незначительных амплитудах перемещения происходят мгновенные и крупномасштабные преобразования породного субстрата в твердом состоянии. Такие быстрые трансформации большого объема пород происходят благодаря тому, что в обстановке сдвиговой деформации и высокого всестороннего давления происходит резкое ускорение диффузионных процессов и твердофазных химических реакций. Это подтверждается экспериментальными данными, полученными при исследовании химических процессов в твердых телах [3], которые показывают, что в условиях совместного действия всестороннего и ориентированного давлений в твердом состоянии на порядки увеличиваются коэффициенты диффузии (на 10–15 десятичных порядков по сравнению с аналогичными коэффициентами диффузии в твердом теле без применения литостатического давления и сдвига), а скорости химических реакций выше на 3–8 десятичных порядков по сравнению с жидкой фазой. При этом в пластически деформированных породах задерживается до 15% затраченной на деформацию энергии [16]. В результате этого они переходят в неравновесное состояние. Возврат в состояние равновесия происходит благодаря вещественным преобразованиям (рекристаллизация, перекристаллизация, минеральные новообразования), а также структурным изменениям исходных геологических тел (изменение их внутренней и внешней структуры).

Основными видами энергии в зонах региональных сдвигов, за счет которых происходят вещественные и структурные преобразования протолита, являются [17]:

- Механическая энергия — энергия механического движения крупных масс земной коры в процессе их сближения и энергия взаимодействия тел непосредственно в зоне коллизионных столкновений, включая энергию трения и сцепления. Энергия сцепления возникает за счет силы, которая действует в теле при приложении к нему сдвигающей нагрузки до момента его срыва, после которого начинает действовать сила трения. При этом объем энергии, выделяющейся при трении и расходуемой на структурно-вещественные преобразования субстрата, существенно больше объема энергии сцепления.

- Сейсмическая энергия — энергия, выделяемая в очагах землетрясений и которая производит деформацию, разрушение и измельчение пород очаговой области. В условиях коллизионных взаимодействий геоблоков множество эпицентров фиксируют зону разлома.

- Энергия минеральных преобразований. Энергия, выделяемая при химических реакциях (химические взаимодействия, рекристаллизация и перекристаллизация минеральных масс в области деструкции), а также энергия механохимической активации твердофазных реакций синтеза и разложения.

- Поверхностная энергия частиц. В результате многократного воздействия на исходную и уже частично преобразованную среду в области деструкции происходит механическое измельчение породного субстрата. Разрушение горных пород до тонкодисперсной размерности сопровождается выделением поверхностной энергии, которая вносит определенный вклад в ускорение процессов рекристаллизации и перекристаллизации вещества. Механическое диспергирование представляет собой не просто физическое измельчение частиц, но сложный физико-химический процесс изменения энергетического состояния вещества, его структуры и реакционной способности [13].

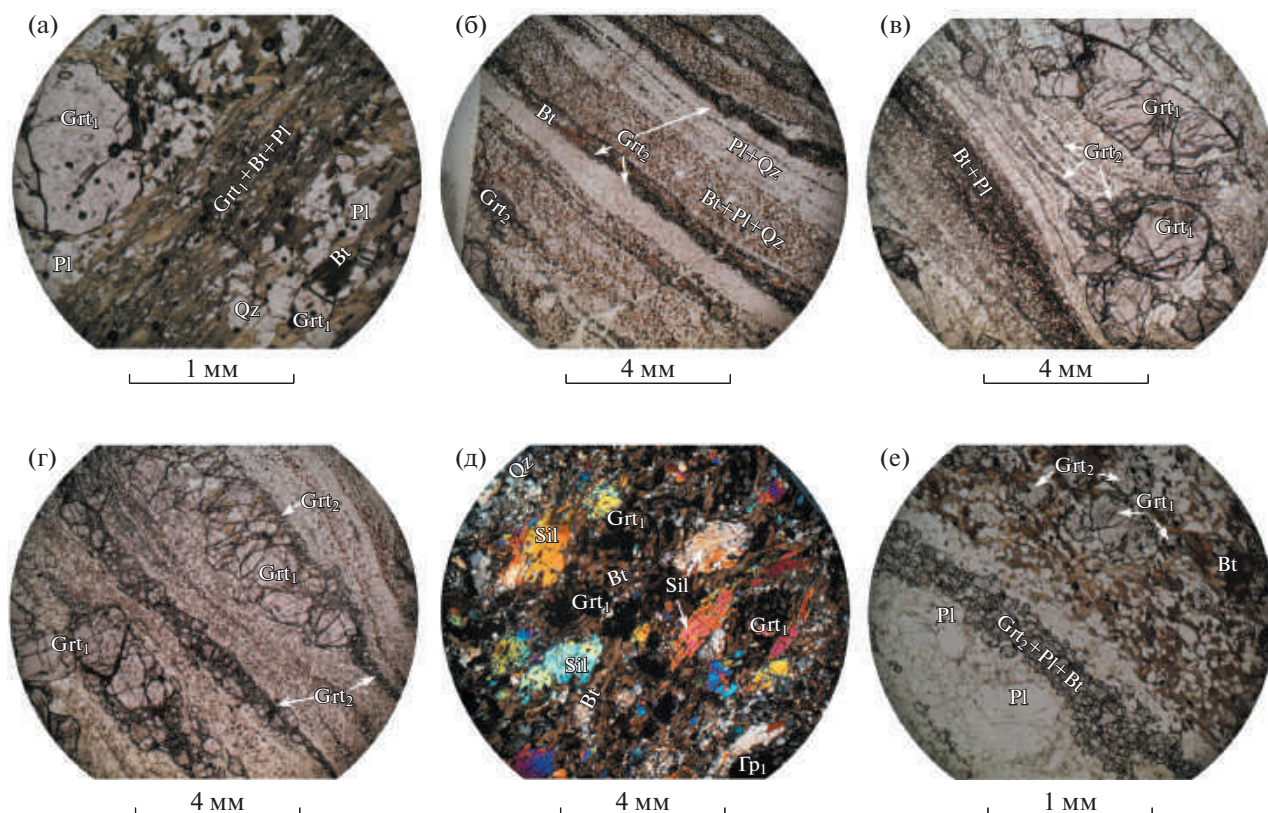
Пояс приразломных тектонитов образует секущую относительно генеральных структур северо-западного простираия шовную зону мощностью около 15–20 км между континентальным и вулканоплутоническим блоками (см. рис. 1, а). Контакты пояса тектонитов с вмещающими блоками проходят по морфологически выраженным разломам. Интерпретация геохронологических данных разновозрастных популяций монацитов в тектонитах, испытавших перекристаллизацию в ходе последовательных деформационных процессов, указывает на неоднократную активизацию Приенисейской сдвиговой зоны в регионе в диапазоне времени 1.54–0.6 млрд лет [11]. Об этом же свидетельствует тектонический меланж разновозрастных и разномасштабных блоков высоко- и слабометаморфизованных пород разного состава в серпентинитовом матриксе. Формирование наиболее интенсивно деформированных тектонитов связывается с завершением аккреции Исаковского террейна к западной окраине Сибирского кратона на рубеже около 630–600 млн лет назад [11].

## СТРУКТУРЫ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

### Ангаро-Канский блок

В качестве первого объекта исследования выбраны палеопротерозойские (1.9–1.75 млрд лет) метаморфические породы Южно-Енисейского





**Рис. 2.** Структурные и текстурные особенности бластомилонитов Ангаро-Канского блока. На микрофотографиях шлифов обозначены гранаты из реликтовых гнейсов – Grt<sub>1</sub>, бластомилонитов – Grt<sub>2</sub>.

кряжа, расположенные в зоне сочленения канской и енисейской серий (см. рис. 1, а). В районе исследования в составе канской толщи в основном развиты Sil–Opx–Grt–Bt–Pl гнейсы. В составе енисейского комплекса наибольшим распространением пользуются глиноземистые метapelиты, представленные Sil+Grt+Bt+Pl гнейсами и кристаллическими сланцами. Символы минералов приняты по [52]. Вязкие сдвиги в приразломных полях сопровождалась формированием мощных зон деформаций субмеридианального простирания, отличающихся значительной неоднородностью проявления деформаций, сложным чередованием разномасштабных интенсивно деформированных и недеформированных участков. Это выражается в структурно-текстурных особенностях пород с характерной полосчатой текстурой и одновременным присутствием реликтовых текстур исходных пород и развитых по ним бластомилонитам (рис. 2). Полосчатость в бластомилонитах связана с дифференциацией однородного субстрата на обогащенные и обедненные кварц-полевошпатовыми и слюдяными агрегатами слои в условиях регионального сдвига. Такое перераспределение материала происходило одновременно с перекристаллизацией породообразующих фаз и ориентированным упорядочиванием [35].

Основными породообразующими минералами бластомилонитов являются гранат, биотит, силлиманит, кварц и плагиоклаз; непрозрачные минералы представлены ильменитом и рутилом. Изометричные и линзовидные порфиробласты граната часто трещиноваты и содержат мелкие включения кварца, плагиоклаза, биотита, циркона, монацита. Среди гранатов отчетливо выделяются крупная (3–5 мм) и мелкая (до 1 мм) генерации (см. рис. 2, а–г, е). В крупных кристаллах граната иногда наблюдаются микротрещины отрыва, характерные для сдвиговых деформаций. Трещинки в гранате выполнены часто биотитом и кварцем. Мелкий синтетектонический гранат более поздней генерации обрастает крупные порфиробласты граната ранней генерации, образует скопления в “тенях” давления или самостоятельные сегрегационные обособления линзовидно-полосчатой морфологии, ориентированные вдоль плоскостей скольжения в бластомилонитах (см. рис. 2, б–г). Зерна биотита также различаются по размерам и оттенкам плеохроизма в бурых (крупночешуйчатый) и оранжевых (тонкочешуйчатый) тонах. Призматические порфиробласты силлиманита обособляются в существенно биотитовых полосах в парагенезисе с гранатом. Они часто пластически деформированы с характерным изгибом пластинок роста (см. рис. 2, д). Для

кварца характерно волнистое угасание и развитие пластинок деформации, в большинстве случаев он формирует линзовидные сегрегационные обособления ленточного кварца. Зерна плагиоклаза изгибаются в процессе сдвигового течения материала с характерным вращением зерен. Монацит присутствует в виде включений как в зернах крупного граната, так и в тонких прослоях раздробленного и интенсивно перетертого матрикса, где по периферии замещается апатитом.

### Северо-Енисейский кряж

Объект исследования расположен на северо-западе Енисейского кряжа (см. рис. 1, а). В этом районе в строении Приенисейской региональной сдвиговой зоны выделено два крупных блока (с востока на запад):

- континентальный гнейсо-амфиболитовый;
- океанический метабазит-ультрабазитовый, вулканоплутонический.

В континентальном блоке на современном эрозионном срезе доминируют породы гаревского метаморфического комплекса, в составе которого наиболее распространены биотитовые плагиогнейсограниты немтихинской толщи и порфиروбластические гранитоиды и залегающие выше гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы малогаревской толщи палеопротерозоя. Метабазит-ультрабазитовые и вулканоплутонические образования океанического блока представляют собой элементы строения Исаковского террейна. Офиолитовые ассоциации океанического блока состоят из меланжированных пластин и линз амфиболитовых толеитовых метабазальтов и метабазит-ультрабазитов (антигортитовых метадунитов и метатардугитов с подчиненным количеством антигортитизированных пироксенитов), относимых к фирсовской толще раннего рифея и к сурнихинскому комплексу нижнего–среднего рифея. Вулканоплутонический блок сложен низко метаморфизованными породами метадацит-андезит-базальтовой ассоциации киселихинской толщи верхнего рифея [5] и включает Осиновский массив постколлизийных поздневендских лейкогранитов [10]. В пределах северного сегмента Приенисейской сдвиговой зоны изучены образцы метапелитовых и метабазитовых тектонитов шовной зоны из правобережья р. Енисей — участков Осиновских порогов, рек Верхняя Сурниха, Проклятая и Борисиха. Изученные породы различаются как по характеру и интенсивности деформаций, так и неоднородностью их вещественного состава. В самой северной части пояса, в районе Осиновских порогов, в составе меланжа характерны будинированные реликтовые крутопадающие ( $85^{\circ}$ – $90^{\circ}$ ) блоки и пластины

метапелитовых гнейсов немтихинской толщи палеопротерозоя  $\text{Grt}+\text{Bt}+\text{Ms}+\text{Pl}+\text{Qz}\pm\text{Kfs}\pm\text{Chl}$  состава и будины апобазитовых амфиболитов  $\text{Grt}+\text{Amp}+\text{Pl}+\text{Ep}+\text{Chl}+\text{Ph}+\text{Spn}+\text{Rt}$  состава. По бортам долины р. В. Сурниха и выше ее устья в правом борту долины р. Енисей находится меланжевая линзовидно-пластинчатая структура, характеризующаяся чередованием тел бластомилонитов и гранатовых амфиболитов с ассоциацией  $\text{Grt}+\text{Amp}+\text{Pl}+\text{Ph}+\text{Pg}+\text{Ep}+\text{Spn}+\text{Cb}+\text{Chl}+\text{Rt}$  с пластинами будинированных интенсивно серпентинизированных дунитов, реже гарцбургитов и пироксенитов. Породы Борисихинского участка представлены полосчатыми амфиболитами с крупнокристаллическими линзами-реликтами  $\text{Pl}-\text{Amp}$  состава габброидного облика с возрастом около 680 млн лет [6]. В тонкокристаллических апобазитовых амфиболитах локально развиты изометричные и деформированные зональные гранаты, образующие локальные тонкие (не более 1–3 см) полосы и линзы в ассоциации с  $\text{Amp}+\text{Ab}+\text{Chl}+\text{Ep}+\text{Spn}$  агрегатом.

Эти породы встречаются в виде тектонических пластин, линз или блоков в серпентинитовом меланже. Типичной минеральной ассоциацией базитовых тектонитов является  $\text{Grt}+\text{Amp}+\text{Pl}+\text{Ep}+\text{Chl}+\text{Ph}+\text{Qz}+\text{Spn}+\text{Rt}+\text{Ilm}\pm\text{Cb}$ .

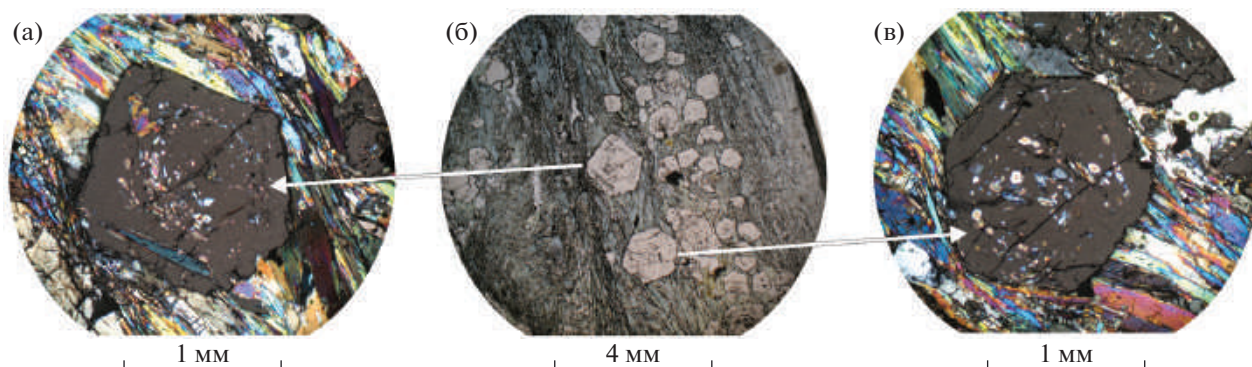
По микротекстурным соотношениям между минералами в метабазитах можно выделить две стадии минералообразования:

- кульминационная (поздняя);
- допиковая (ранняя).

Кульминационная минеральная ассоциация представлена интенсивно деформированными минералами бластомилонитов. Зерна граната и титанита часто содержат реликтовые включения глаукофана, альбита, фенгита, эпидота и хлорита, что свидетельствует об участии реликтовых минералов в ранней допиковой ассоциации (рис. 3). Обнаружение реликтовых диагностических минералов глаукофансланцевой ассоциации в апобазитовых тектонитах метабазит-ультрабазитового блока в Приенисейской сдвиговой зоне может свидетельствовать о проявлении на западе Сибирского кратона конвергентной границы кордильерского типа, контролируемой субдукцией океанической литосферы под континентальную окраину [35].

### ЗОНАЛЬНОСТЬ ТЕКТОНИТОВ

Сочленение палеоокеанического и палеоконтинентального секторов Енисейского кряжа маркируется Приенисейской региональной сдвиговой зоной и гетерогенными комплексами бластомилонитов, развитых к востоку и западу от конвергентной границы Приенисейского глубинного разлома. Бластомилониты изучены в об-



**Рис. 3.** Поздние сегрегационные обособления линзовидно-полосчатой морфологии существенно гранат-амфиболовых агрегатов бластомилонитов из северной части Приенисейской сдвиговой зоны Северо-Енисейского края.

Микрофотографии реликтовых включений глаукофана:

(а) — альбит, фенгит (никили скрещены);

(б) — в порфиробластах граната, используемые для геотермобарометрических исследований (никили параллельны);

(в) — эпидот (никили скрещены).

нажениях правого берега р. Енисей и по ее правым притокам (реки Верхняя Сурниха, Гаревка, Тис и Кан). На основании восточной вергентности коллизии океанического блока (аллохтон) на континентальный (автохтон), геолого-структурных, петрологических и геохронологических результатов исследований мы выделили шовную и фронтальную зоны бластомилонитов, с запада на восток (табл. 1):

- шовная зона бластомилонитов развита по метабазит-ультрабазитам субдукционно-аккреционного комплекса;
- фронтальная зона бластомилонитов проявлена по континентальному блоку краевой части гаревского метакомплекса, бластомилониты занимают более высокое структурное положение относительно шовной зоны — данные бластомилониты являются надшовными.

Граница между зонами проходит по общепринятому Приенисейскому глубинному разлому. Бластомилонитовые комплексы пространственно и генетически связаны с двумя типами деформаций:

- ранние деформации поддвига океанического блока под континентальный блок;
- поздние субгоризонтальные деформации сдвига преимущественно (лево- и правосторонние);
- деформации надвиговой и взбросо-сбросовой кинематики.

Мы приводим характеристику деформаций и основных структурных элементов бластомилонитов (см. табл. 1). В Северо-Енисейском крае закартированные складки с полого погружающимися на С—З и Ю—В шарнирами (см. табл. 1, рис. 4, а), ориентированные согласно общему простиранию Приенисейской сдвиговой зоны, были сформированы в процессе субдукции, а складки с субвер-

тикальными шарнирами — позднее, при наложении сдвиговой деформации (см. рис. 4, б). Зафиксировано генеральное погружение поддвига пород океанического блока под континентальный на В—СВ под углами от  $\angle 35^\circ$ — $40^\circ$  до  $\angle 70^\circ$ . Участками тектонический контакт носит надвиговой характер с обратным падением надвига, что связывается с частичной обдукцией океанической коры Исаковского и Предивинского террейнов на континентальную литосферу.

### ШОВНАЯ ЗОНА БЛАСТОМИЛОНИТОВ

Данная зона фрагментарно прослеживается через весь Енисейский край. Наиболее детально изучена в правобережье р. Енисей выше устья правого притока р. Верхняя Сурниха, где тектониты обнажаются в виде пластин, линз или блоков разной размерности и состава в серпентинитовом меланже (рис. 5, а). В пределах зоны выявлены апометабазитовые бластомилониты (см. рис. 5, б, в), образующие линзовидные и клиновидные тела среди будинированных тел серпентинизированных ультрабазитов. Метабазиты, представляющие собой полиметаморфиты, подверглись интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием тектонитов. Наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние (см. рис. 5, г) в ходе разных геодинамических событий четко фиксируется по геолого-структурным особенностям блоков сильно- и слабдеформированных пород, реакционным микротекстурам, химической зональности минералов и изотопным датировкам [35]. Меланж также прослеживается выше по течению р. Енисей, в районе устья руч. Остяцкого, в 1—2 км к западу от тектонического контакта, погружающегося в восточном направлении. В составе меланжа описаны мраморы, амфиболиты и гранато-



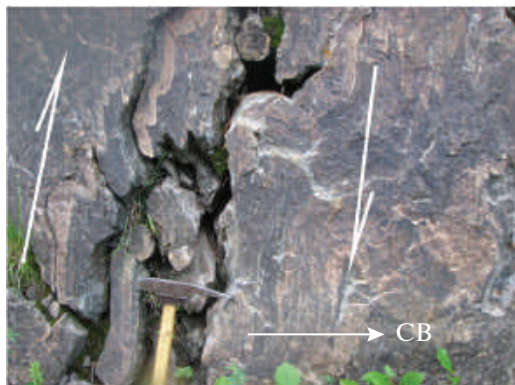
**Таблица 1.** Положение, минеральный состав и результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования бластомилонитов в зоне сочленения палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Енисейского кряжа (западная окраина Сибирского кратона).

Сектор ЕК	Комплекс, толща, возраст	Номер пробы	Субстрат, минеральный парагенезис бластомилонитов	Возраст метаморфизма, млн лет (минерал)	Характеристика структурных элементов бластомилонитов
1	2	3	4	5	6
<b>1. Шовная зона (<math>n = 4</math>)</b>					
Палеоокеанический	Фирсовская толща (NP)	1406	Тектоносланцы Bt+Ms+Pl+Kfs	$636.9 \pm 5.3$ (Ms)	Тонколистовые, линзовидно-литонные; аз. пад. сланцеватости $90 \angle 75-80$
		1320	Метабазиты, Grt+Hbl+Ep+Cal+Chl+Sph	$583.3 \pm 10.1$ (Hbl)	Разномасштабные складки течения; преобладающее направле- ние падения сланцевато- сти $70-80 \angle 40-50$ ; шарниры аз. пад. $170 \angle 10$
	Предивинская* и юдинская** толщи (NP)	1216*	Кристаллический сланец Grt+Ms+Bt+Pl+Kfs	$583.8 \pm 5.1$ (Ms)	Полосчатые порфирокластические; аз. пад. сланцеватости $260 \angle 72$ ; шарниры аз. пад. $340 \angle 35$
		1203**	Метавулканит Qz+Grt+Ms+Pl+Pyr	$565.7 \pm 5.3$ (Ms)	Тонколистовые (толщина микролитонов – 1 мм); мощность зоны ~5 м; аз. пад. $330 \angle 90$ ; пиритизация
Палеоконтинентальный	Гаревский полиметаморфический комплекс, немтихинская толща (PP)	<b>II. Фронтальная зона: внутренняя подзона (прилегающая к шву) (<math>n = 6</math>)</b>			
		1412	Гнейсы, Grt+Pl+Ms+Kfs	$628.1 \pm 5.6$ (Ms)	аз. пад. сланцеватости $40 \angle 85$ ; складки течения; шарниры аз. пад. $290 \angle 10$
		0927	Гнейсы, Grt+Bt+Ms+Pl	$609.4 \pm 6.4$ (Bt)	Линзовидно-литонные, линзовидно-полосчатые; аз. пад. $25 \angle 90$
		0935	Гнейсы, Bt+Ms+Pl	$603.0 \pm 12.7$ (Bt)	Линзовидно-полосчатые; аз. пад. сланцеватости $300 \angle 60$ ; структуры вращения лево- сдвиговой кинематики
		0936	Гнейсы, Bt+Ms+Pl	$603.0 \pm 12.7$ (Bt)	Груболитонные, линзовидно-полосчатые; аз. пад. сланцеватости $350 \angle 50$ ; структуры течения и вращения левосдвиго- вой кинематики
		1312	Гнейсы Bt+Ms+Grt+Chl+St+Ky+Mnz	$604.4 \pm 5.3$ (Ms)	полосчатые; аз. пад. полосчатости и сланцеватости $340 \angle 75$

Таблица 1. Окончание.

Сектор ЕК	Комплекс, толща, возраст	Номер пробы	Субстрат, минеральный парагенезис бластомилонитов	Возраст метаморфизма, млн лет (минерал)	Характеристика структурных элементов бластомилонитов
1	2	3	4	5	6
Палеоконтинентальный	Гаревский полиметаморфический комплекс, немтихинская толща (РР)	1112	Граниты, Bt+Ms+Kfs (Mc)	619.3 ± 5.2 (Ms)	Текстура линзовидно-полосчатая, птигмоидная (хаотичное распределение изогнутых полос и линз существенно Qz-Kfs состава); “очки” Mc и Qz-агрегата испытывают вращение; аз. пад. сланцеватости 350∠90
		<b>II. Фронтальная зона: центральная подзона (n = 5)</b>			
		0923	Гнейсы, Grt+Bt+Ms+Pl	615.0 ± .9 (Bt) 614.7 ± 6.6 (Ms)	Линзовидно-литонные, линзовидно-полосчатые со структурами вращения Qz-Fsp агрегата, соответствующими левосдвиговой кинематике; аз. пад. сланцеватости 25∠90
		1303	Апогранитные тектониты, Grt+Bt+Ms+Mc	608.1 ± 10.4 (Ms)	Линзовидно-полосчатые; наблюдаются подвороты и вращение порфиробластов и порфирокластов микроклина и граната; правосдвиговая кинематика; аз. пад. сланцеватости 250∠80–90
Палеоконтинентальный	Гаревский полиметаморфический комплекс, немтихинская толща (РР)	1306	Апогранитные тектониты, Grt+Bt+Ms+Mc	595.6 ± 10.2 (Bt)	Структура порфиробластовая, подвороты и вращение порфиробластов и порфирокластов микроклина и граната; аз. пад. сланцеватости 250∠80–90
		1308	Bt+Ms+Kfs милониты по гранитам	594.8 ± 10.2 (Ms)	Тонкоперетертые, нецементированные; аз. пад. сланцеватости 250∠85–90
		<b>II. Фронтальная зона: внешняя подзона (n = 1)</b>			
		0912	Метапелиты, Chl-Ser-Bt сланцы	614.7 ± 7.8 (Bt)	Тонко линзовидно-литонные (толщина микролитонов 1–2 мм), линзовидно-полосчатые; аз. пад. сланцеватости 230∠25

(а)



(б)



(в)



(г)



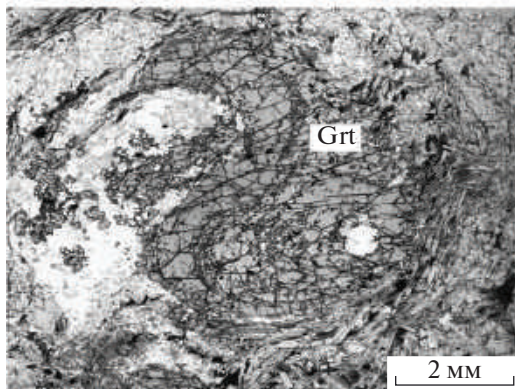
(д)



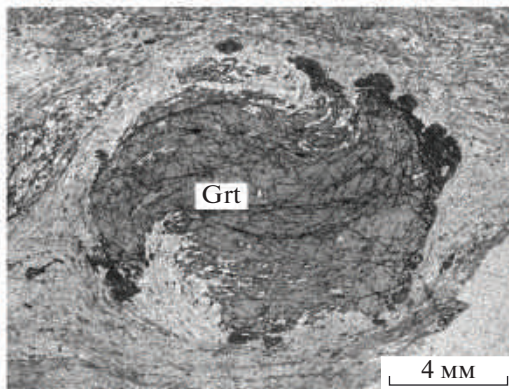
(е)



(ж)



(з)



**Рис. 4.** Складчатые и хрупко-пластические деформации пород во фронте коллизии континентального блока.

*Поздняя микроклинизация полевого шпата:*

(а) — ранняя складчатость с пологозалегающими субгоризонтальными шарнирами складок в зоне фронтального на-  
двига Борисихинского офиолитового массива в нижнем течении р. Тис;

(б) — синдвиговые складки с субвертикальными шарнирами, связанные с поздними деформациями лево-сдвиговой  
кинематики, правый берег р. Енисей в районе пос. Предивинск;

*синдеформационная поздняя микроклинизация в гнейсах немтихинской толщи внутренней подзоны:*

(в) — будинаж кварц-полевошпатовых пегматитов в среднем течении р. Енисей, в 1.2 км ниже устья р. Гаревка;

(г) — мигматиты, секущиеся поздним кливажем СЗ простирания в среднем течении р. Енисей, о. Островок;

*хрупко-пластические деформации и микроклинизация порфирокластов полевого шпата в плоскости сдвига и гнейсовидно-  
сти крупноочковых гнейсов немтихинской толщи:*

(д) — вертикальные шарниры право-сдвиговых микроскладок кварц-слюдистой основной ткани пород (нижнее тече-  
ние р. Тис);

(е) — следы кручения, разрыва сплошности и будинажа порфирокластов с падением гнейсовидности на СВ в цен-  
тральной подзоне нижнего течения р. Тис;

*микрофотографии шлифов типичных деформированных порфиробластов граната со структурой снежного кома и S-образ-  
ных с плавно изогнутыми спиралевидными следами включений в бластомилонитах сдвиговых зон метаморфических ком-  
плексов:*

(ж) — Гаревского,

(з) — Тейского.

вые апобазитовые амфиболиты, известковистые метапесчаники, а также метатоналиты. В районе Борисихинского офиолитового массива [8] апо-  
базитовые тектониты представлены деформиро-  
ванными линзами гранатовых бластомилонитов  
(размером 7–10 × 30–40 см) в амфиболитах. На  
юге шовной зоны Енисейского кряжа исследова-  
ны неопротерозойские метатерригенные слюди-  
стые тектоносланцы (см. рис. 5, д, е) западного  
блока, ассоциирующие с островодужными мета-  
вулканитами Предивинского террейна. Запад-  
ный блок надвинут на палеопротерозойские  
гнейсы и амфиболиты енисейского комплекса.

## ПОЯС ФРОНТАЛЬНЫХ БЛАСТОМИЛОНИТОВ

Прослеживается вдоль западной окраины  
Енисейского кряжа от Осиновских порогов на се-  
вере до среднего течения р. Кан на юге, образуя  
дугообразную секущую относительно генераль-  
ных структур северо-западного простирания, вы-  
пуклую на запад полосу тектонитов шириной от  
5–10 до 35–40 км к востоку от палеоокеаническо-  
го блока (см. рис. 1, а). В северном и южном сег-  
ментах контакт между тектонитами субверти-  
кальный, в центральной части — наклонный с се-  
веро-восточным падением границ между  
литологическими разновидностями пород, слан-  
цеватости и полосчатости. Строение фронталь-  
ной зоны бластомилонитов изучено по берего-  
вым обнажениям нижнего течения р. Гаревка (см.  
рис. 6). Для фронтальных бластомилонитов р. Га-  
ревка, а также р. Тис характерны следующие ки-  
нематические индикаторы сдвига (или переме-  
щения) в ходе деформационных событий, кото-  
рые широко проявлены как на мезо- (породном),  
так и на микроуровнях [41]:

— линейная деформационная гнейсовидность;

— наличие упорядоченных структур сдвигово-  
го пластического течения (см. рис. 4, б, д, е);

— растяжение и разрыв складок течения с ку-  
лисообразной морфологией;

— рассланцевание (см. рис. 4, г);

— катаклаз;

— будинаж (см. рис. 4, в).

— полосы излома в слюдах, плагиоклазах (см.  
рис. 5, е);

— “тени давления” перекристаллизованного  
кварца;

— S-образные и сильно деформированные зер-  
на граната со структурами снежного кома (см.  
рис. 4, ж, з);

— разрывы минеральных зерен со смещением  
и формированием “лоскутных” полосок;

— развитие деформационных двойников и ла-  
мелей в плагиоклазах;

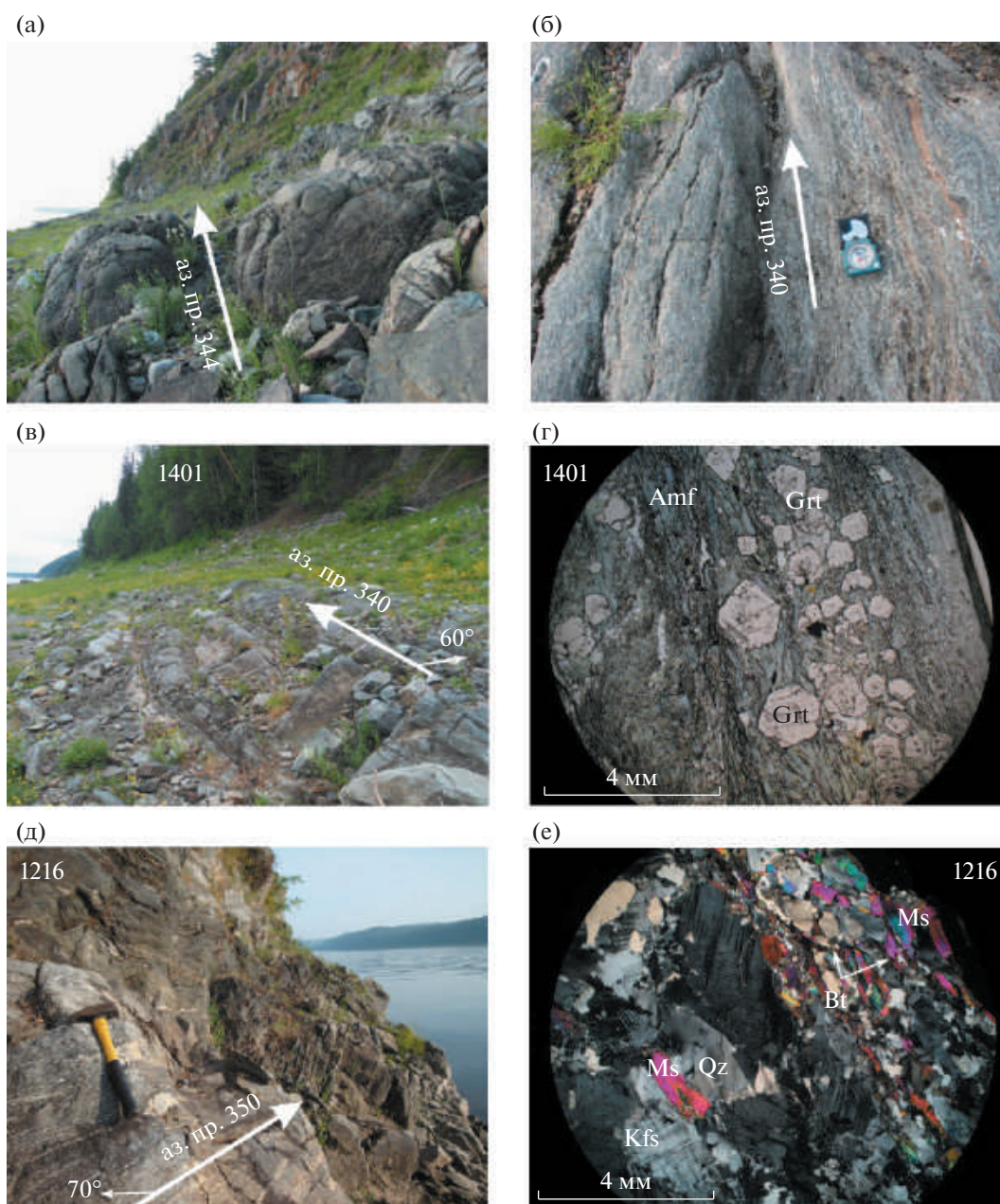
— параллельное распределение мелкозерни-  
стых линзообразных минеральных агрегатов.

Сдвиговые зоны проявлены структурами пре-  
имущественно правосдвиговой и подчиненной  
левосдвиговой кинематики и бластомилонитами  
с преобладающими элементами ламинарного те-  
чения. Границы между породными комплексами  
маркируются поверхностями срыва и притира-  
ния [6].

По мере удаления от Приенисейского разлома  
на восток фронтальная надшовная зона условно  
подразделена на три подзоны тектонитов. В пре-  
делах подзон бластомилониты отличаются усло-  
виями залегания, структурно-текстурными осо-  
бенностями, составом протолитов и степенью  
дислокационного метаморфизма (см. табл. 1):

• внутренняя подзона бластомилонитов, непо-  
средственно прилегающая к тектоническому  
шву, характеризуется падением блоков тектони-





**Рис. 5.** Фотографии обнажений и микрофотографии шлифов бластомилонитов шовной зоны.

(а)–(в) – обнажения пород меланжа в Исаковском террейне:

(а) – метакультрабазиты,

(б) – синектоническая карбонатизация в милонитизированных метабазах,

(в) – линза деформированных метабазитов;

(г) – микрофотография гранатовых метабазитов с включениями реликтов глаукофана и ассоциирующих с ним минералов в ядре зонального граната (правый берег р. Енисей выше устья р. Верхняя Сурниха),

(д) – скальный выход бластомилонитов в Западном блоке Предивинского террейна (левый берег р. Енисей, ниже устья р. Бобровка),

(е) – микрофотография апометапелитовых бластомилонитов (левый берег р. Енисей, ниже устья р. Бобровка).

тов на В–СВ под углами от  $\angle 30^\circ$  до  $\angle 50^\circ$  градусов (ширина подзоны от 0.5 до 5 км);

- центральная подзона бластомилонитов имеет преимущественно вертикальные залегания (ширина от 1 до 10 км);

- внешняя подзона бластомилонитов, наиболее удаленная от Приенисейского разлома, выражена слабее, в блоках гнейсов и сланцев сохраняются ранние деформации  $D_1$  и первичная структура гранитоидов (ширина до 7 км).





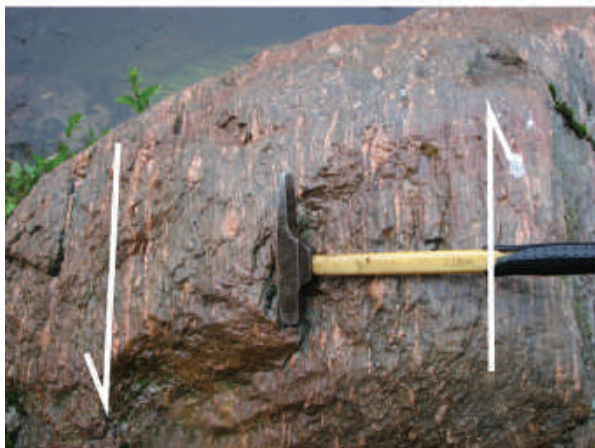
(a)



(б)



(в)



(г)



(д)



(е)



**Рис. 7.** Фотографии обнажений тектонитов внутренней подзоны фронтальной зоны.

Восток—северо-восточное падение гнейсовидности в гнейсах немтихинской толщи в зоне поддвига—сдвига.

(а), (б) — деформированные “очковые” гнейсы правого берега р. Енисей в 1—1.5 км ниже устья р. Гаревка,

(в), (г) — синтектонические полевошпатизированные биотитовые плагиогнейсы в нижнем течении р. Тис, правый берег; поздняя синтектоническая микроклинизация в районе о. Островок, западный берег (р. Енисей, среднее течение):

(д) — микроклинизированные ортоклазовые пегматиты;

(е) — микроклинизированные апорапакивигранитные бластомилониты.



### Бластомилониты центральной подзоны

Детально изучены в районе Осиновских порогов, по береговым обнажениям р. Гаревка (см. рис. 7), р. Тис, в районе устья р. Вятка (правобережный приток р. Енисей), а также в южном сегменте в правобережье р. Енисей и в среднем течении р. Кан. Для данной подзоны характерны полихронность процессов тектоники, магматизма и дислокационного метаморфизма, преобладающая право-сдвиговая кинематика разломов, субвертикальное залегание сланцеватости, выделение деформированных “очковых” порфирокластов полевых шпатов (см. рис. 7, а, б) и поздняя синтетоническая микроклинизация (см. рис. 7, в, е). Наиболее сложной по строению и эволюции этой подзоны является приустьевая часть р. Вятка (правый приток р. Енисей) и о. Островок (см. рис. 8, а, в, д). На этом участке биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи сильно тектонизированы (см. рис. 8, а) и интродуцированы комплексом разновозрастных тел гранитоидов (см. рис. 8, в, г) конкордантных с северо-западным простиранием тектонитов подзоны.

В Южно-Енисейском сегменте региона бластомилониты внутренней подзоны изучены в правобережье р. Енисей на контакте высокоглиноземистых гнейсов палеопротерозоя енисейского комплекса с кузеевской толщей неоархея (?) — палеопротерозоя. Крутое залегание полосчатости здесь маркируется дайками гранат содержащих, возможно — синтетонических, метадолеритов. Особенности гранитоидного магматизма (рапакиви, рои даек аплита, пегматиты) и результаты изотопного датирования структурно-вещественных комплексов позволяют рассматривать центральную подзону как долгоживущую в интервале 880—540 млн лет [11].

### Внешняя подзона бластомилонитов

Данная подзона надшовной зоны характеризуется участками с сохранностью деформационных структур  $D_1$ , установленных в береговых обнажениях среднего течения р. Гаревки (рис. 9, а, б) в гаревском комплексе. Бластомилониты этой подзоны низкотемпературные и представлены маломощными зонами Chl—Ser—Bt сланцеподобных тектонитов по метапелитам малогаревской толщи и тектонитами по гранитам Чернореченского массива (см. рис. 9, в, г).

Граница внешней подзоны проходит предположительно в 30 км на восток от Приенисейского глубинного разлома, скрытого под покровом осадочного чехла, западнее устья р. Ангара. Свидетельством этому является недеформированный Стрелковский массив лейкогранитов глушихинского комплекса с контактово-измененными метакарбонатами горевской свиты позднего рифея.

Таким образом, шовные и фронтальные (надшовные) бластомилонитовые комплексы отличаются геолого-структурным положением и гетерогенным составом протолитов слагаемых вещественных комплексов (базиты, гнейсы, граниты). Возраст бластомилонитовых комплексов Енисейского кряжа, согласно  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датированию слюд и амфиболов (см. табл. 1), — позднепротерозойский и варьирует в пределах 635—583 млн лет.

## ЭТАПЫ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОРОД

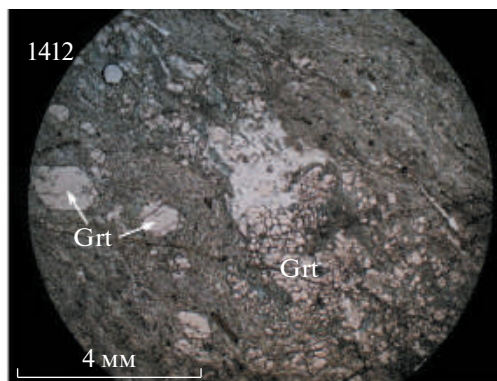
Анализ геохронологических данных, полученных при изучении гнейсов Приенисейской сдвиговой зоны, позволил выделить несколько этапов деформационно-метаморфических преобразований в последовательности тектонических событий в докембрийской эволюции Енисейского кряжа в интервале от позднего палеопротерозоя до венда.

**Этап ~1.73 млрд лет.** Первый этап формирования реликтовых гнейсов в Ангари-Канском блоке (~1.73 млрд лет) соответствует времени проявления гранулит-амфиболитового метаморфизма пород. Полученные датировки хорошо согласуются с возрастом формирования аллохтонных гиперстен-ортоклазовых гранитов — чарнокитов (кузеевитов) Ангари-Канского выступа. Мы полагаем, что этот этап фиксирует завершение становления структуры Сибирского кратона в составе суперконтинента Нуна.

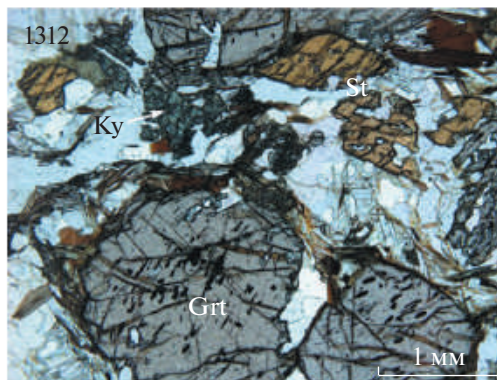
**Этап с рубежами 1.54, 1.38 и 1.25 млрд лет.** На втором этапе в результате растяжения коры, который может быть связан с предполагаемым распадом палеоконтинента Нуна, эти породы подверглись прогрессивному динамометаморфизму с трансформацией от реликтовых к бластомилонитовым гнейсам и образованием комплексов высокобарических тектонитов. Эти процессы контролировались системой дискретных сдвиговых плоскостей и зон деформаций, обусловивших многократную деструкцию пород с тремя пиками 1.54, 1.38 и 1.25 млрд лет. Поздние деформации мезопротерозойской тектонической активизации в регионе произошли в интервале 1.17—1.03 млрд лет назад [11]. Это хорошо согласуется с эволюцией Гренвильского пояса в Лаврентии, являющейся ядром Родинии, диапазон развития которого охватывал от 1.8 до 1.0 млрд лет с заключительными деформациями, приведшими к коллизии мезопротерозойских блоков, в интервале 1.19—0.98 млрд лет назад [43].

**Этап 615—600 млн лет.** Заключительный этап динамометаморфических структурно-вещественных преобразований, приуроченных к Приенисейской сдвиговой зоне, проявлен в эдиакарии (венде), в узком диапазоне времени 615—600 млн

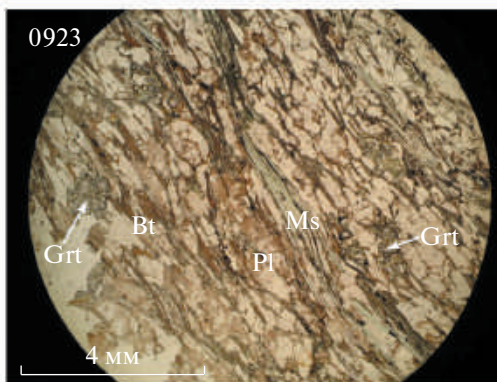
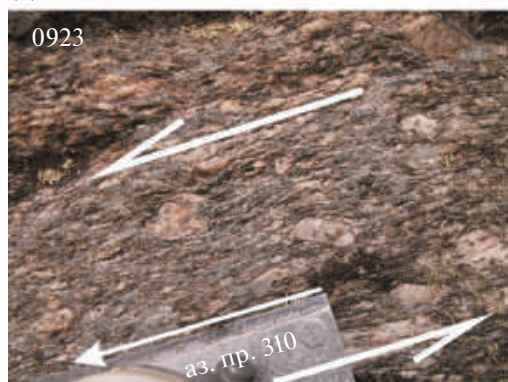
(a)



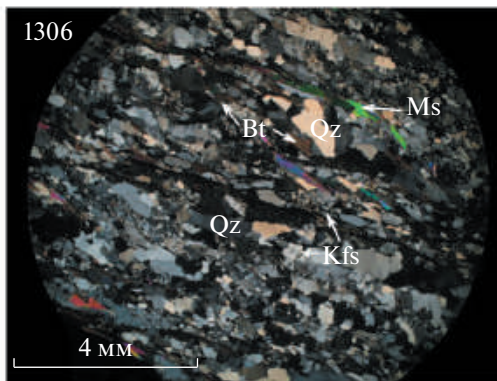
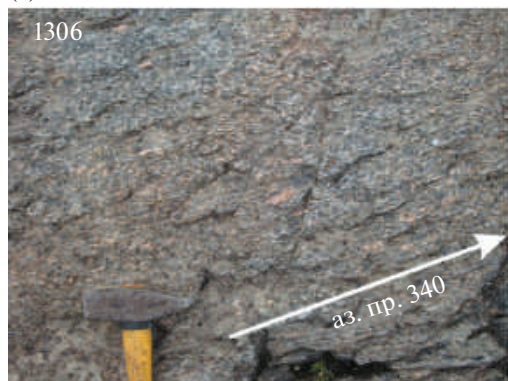
(б)



(в)



(г)





**Рис. 8.** Фотографии обнажений тектонитов внутренней и центральной подзон фронтальной зоны Приенисейской региональной сдвиговой зоны.

*Внутренняя подзона:*

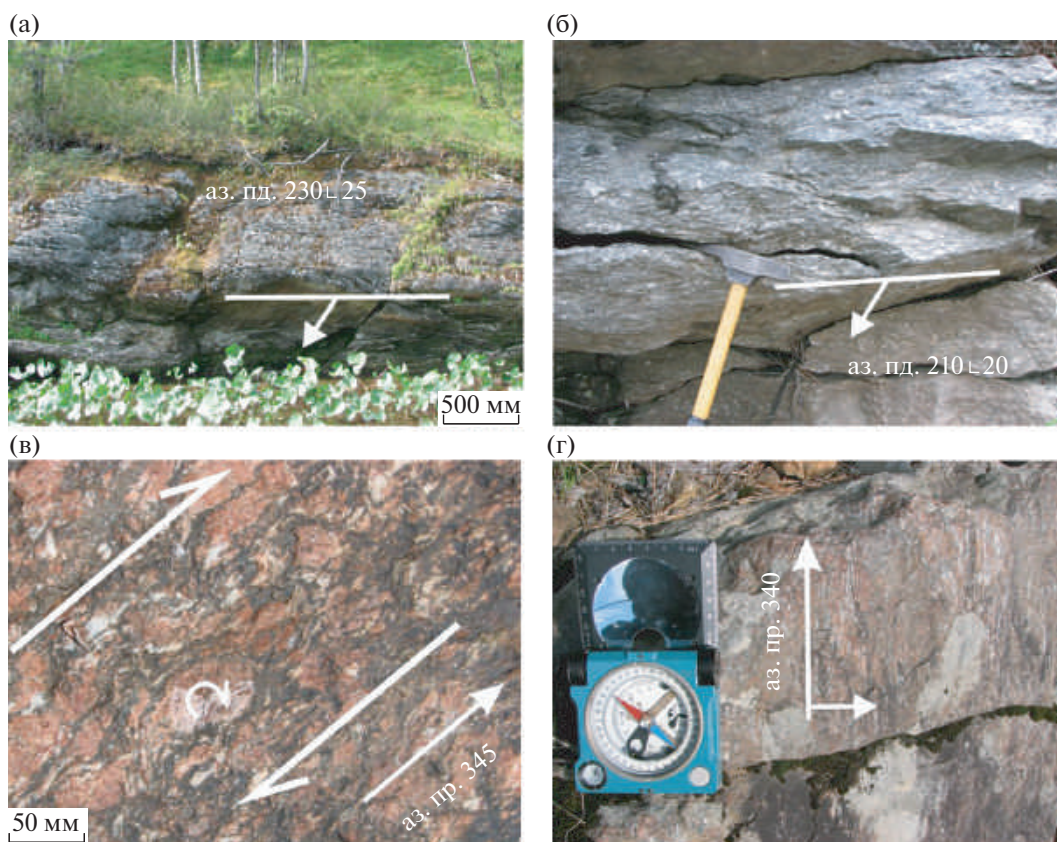
- (а) — разлистованные апогнейсовые blastsмилониты и микрофотография шлифа, николи параллельны,  
(б) — гранат-ставролит-кианитовые апометапелитовые blastsмилониты и микрофото шлифа, николи параллельны (правый берег р. Гаревки в 1.5 км выше устья);

*Центральная подзона:*

- (в) — blastsмилониты по гранитам рапакиви и микрофото шлифа, николи параллельны,  
(г) — blastsмилониты по микроклиновым гранитам и микрофото шлифа, николи скрещены, (устье р. Вятка).

лет назад. Возраст заключительных тектонотермальных событий маркирует завершающий этап неопротерозойской истории в формировании покровно-складчатого орогена как составной части Саяно-Енисейского горно-складчатого региона Сибирской докембрийской платформы. Данный этап связан с аккрецией Исаковского и Предивинского островодужных террейнов, формированием Саяно-Енисейского аккреционного пояса и латеральным приращением континентальной коры на западной окраине Сибирского кратона.

Совокупность имеющихся датировок циркона из магматических комплексов Исаковского террейна ( $701.6 \pm 8.4$ ,  $697.2 \pm 3.6$ ,  $691.8 \pm 8.8$  и  $682 \pm 13$  млн лет) в Северо-Енисейском кряже [10] совместно с датировками вулканитов Предивинского террейна, расположенного в Южно-Енисейском кряже ( $637 \pm 5.7$  млн лет), указывают на формирование офиолитов и островных дуг Приенисейской зоны в интервале 700–640 млн лет. В последовательности тектонических событий в эволюции Енисейского кряжа изученные проявления основного магматизма могли отражать раз-



**Рис. 9.** Фотографии обнажений внешней подзоны фронтальной зоны тектонитов.

Субгоризонтальное залегание пород:

- (а) — углеродистые филлиты кординской свиты мезопротерозоя,  
(б) —  $D_1$ -деформированные порфирокластические плагиогнейсы немтихинской толщи (среднее течение р. Гаревка); blastsмилониты по гранитам западного эндоконтакта Чернореченского массива;  
(в) — гнейсовидность и кручение порфирокластов микроклина,  
(г) — тонкая полосчатость с дифференциацией на микроклиновые и кварц-слюдяные литоны (правый берег р. Енисей в 45 км на северо-запад от г. Енисейск).



личные этапы растяжения вдоль западной окраины Сибирского кратона [35]. Образование более примитивных по химическому составу базальтов происходило на начальных этапах спрединга, когда плавлению подвергались верхние горизонты деплетированной мантии. А более высокотитанистые базальты образовались как продукты плавления обогащенного мантийного субстрата (менее истощенных горизонтов мантии) на более поздних этапах спрединга [10].

В конце неопротерозоя в диапазоне времени от 640 до 600 млн лет океаническая литосфера, фрагментом которой являлись базиты и ультрабазиты Исаковского террейна, субдуцировала под окраину Сибирского континента. Об этом свидетельствует обнаружение в регионе эксгумированных блоков с проявлениями глаукофансланцевого метаморфизма — метаморфизованных членов офиолитовых разрезов, — формирующихся в зоне палеосубдукции и являющихся ее прямым индикатором. С учетом данных по продолжительности эксгумации пород в интенсивно деформированных тектонических зонах [27] предполагаемый возраст процессов субдукции (погружения) базитов Исаковского террейна, ответственных за формирование глаукофановых сланцев, может отвечать интервалу от 640 до 620 млн лет. Это согласуется со временем формирования ряда высокобарических продуктов процессов субдукции (например, в Куртушибинском глаукофансланцевом и Северомуйском эклогитовом комплексах) в Центрально-Азиатском подвижном поясе [2].

Впоследствии в процессе эксгумации глаукофановые сланцы подвергались интенсивным деформациям с полной перекристаллизацией субстрата и образованием новых высокобарических минеральных парагенезисов в Приенисейской сдвиговой зоне. В результате изотопного датирования биотитов и мусковитов из тектоносланцев было установлено время наиболее позднего импульса динамометаморфических структурно-вещественных преобразований, которое произошло в эдиакарии (венде), в узком диапазоне времени 595–608 млн лет назад [10]. Выявленный синхронный этап вендских деформационно-метаморфических событий в северном и южном сегментах Приенисейской сдвиговой зоны связывается с интенсивной тектонической переработкой пород меланжа шовной зоны после проявления аккреционно-субдукционных процессов в регионе. Полученные нами результаты согласуются с оценками возраста метаморфических пород Северо-Западного Присянья (Канский, Арзыбейский и Дербинский блоки), входящих совместно с Енисейским кряжем в состав Саяно-Енисейского аккреционного пояса [14].

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Для определения возраста деформационно-метаморфических преобразований породного субстрата Приенисейской региональной сдвиговой зоны проведен изотопный  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  анализ фракций слюд, отобранных из наиболее интенсивно деформированных образцов Grt–Pl–Bt–Ms–Kfs–Qz тектонитов и амфиболов из апобазитовых бластомилонитов. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), (аналитик А.В. Травин) по стандартным процедурам, по [10].

Исследуемые минералы представлены кристаллами таблитчатой формы, ориентированными в породной массе согласно общему простираению сдвиговой зоны и обособленными преимущественно на плоскостях межзернового скольжения, кливажа плейчатости и граничных поверхностях микролитонитов. В результате изотопного датирования тектоносланцев по возрасту плато установлено время наиболее позднего эпизода динамометаморфических структурно-вещественных преобразований, приуроченных к Приенисейской сдвиговой зоне, который произошел в эдиакарии (венде), в узком диапазоне времени 583–635 млн лет назад (см. табл. 1, рис. 10). Это свидетельствует о достаточно продолжительном времени формирования тектонитов (30–50 млн лет) в процессе аккреционно-коллизионных событий в эдиакарии.

Мы предполагаем, что выявленный этап вендских деформационно-метаморфических событий в северном сегменте сдвиговой зоны маркирует завершающую стадию неопротерозойской истории формирования Енисейского кряжа как орогена на докембрийском этапе, связанную с интенсивной тектонической переработкой пород меланжа шовной зоны в ходе аккреционно-субдукционных процессов в регионе. Верхний возрастной рубеж этапа проявления этих процессов ограничивается накоплением вороговской серии, в базальных конгломератах которой обнаружена галька серпентинитов сурнихинского комплекса [5], и внедрением лейкогранитов и субщелочных лейкогранитов гранитов Осинского массива [10]. Наши результаты согласуются с оценками возраста перекрывающих молассовых комплексов поздневендского возраста, базанитов и бластомилонитов гаревского комплекса и метабазальтов и метагаббро офиолитового комплекса Исаковского террейна Северо-Енисейского кряжа. Близкие результаты были получены при исследовании гнейсов континентального блока и амфиболитов островодужного Предивинского террейна, сочлененных в южном сегменте Приенисейской сдвиговой зоны Южно-Енисейского кряжа [11]. Поздненеопротерозойский этап эво-

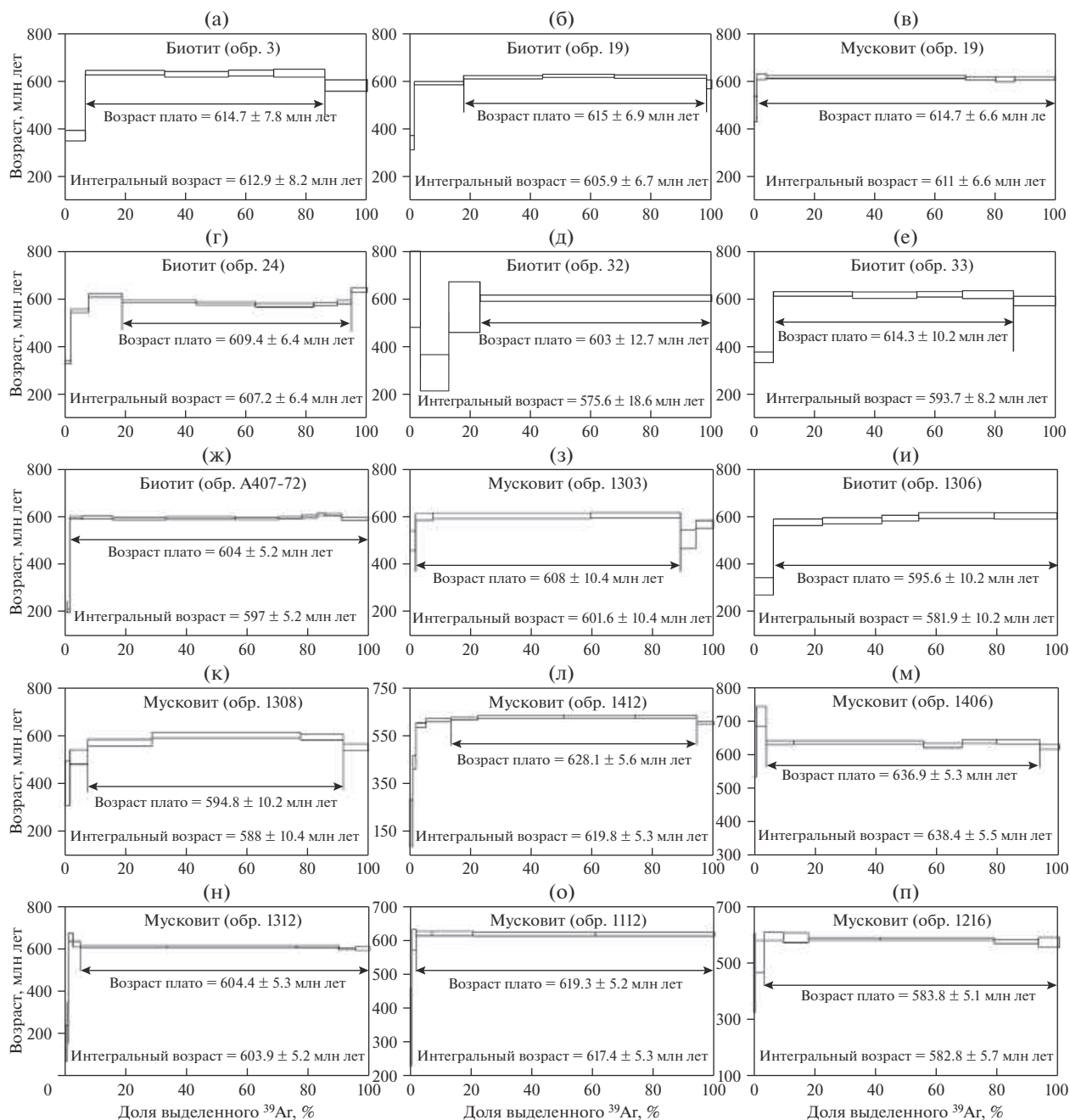


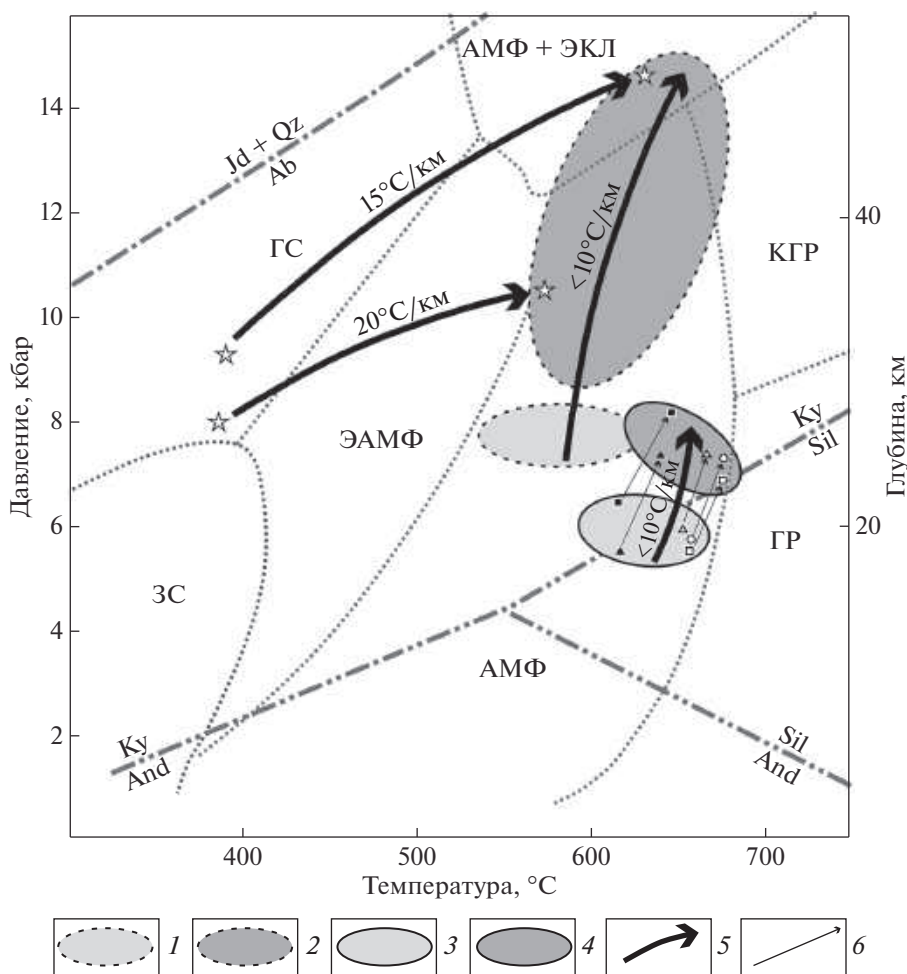
Рис. 10. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  определений для слюд из бластомилонитов разных зон Енисейского кряжа.

люции кряжа можно сопоставить с заключительной фазой распада палеоконтинента Родиния, отчленением от нее Сибирского кратона и раскрытием Палеоазиатского океана. Полученные в результате проведенного нами анализа возрасты зерен детритового циркона (610–600 млн лет) из осадочных формаций Саяно-Байкало-Патомского пояса на южной окраине Сибирского кратона подтвердили начало активного осадконакопления в формирувавшемся океаническом бассейне между палеоконтинентами Сибирь и Лаврентия [23].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *P–T* эволюция пород и геодинамические модели

Установленная тектоническая зональность строения шовной и фронтальной зон свидетельствует о восточной вергентности коллизии Исаковского и Предивинского палеоокеанических террейнов и генетической связи бластомилонитовых комплексов с зоной субдукции, петрологическими свидетельствами чего является обнаружение реликтов глаукофановых сланцев в шовной зоне. Результаты геотермобарометрии, полученные ме-



**Рис. 11.**  $P$ – $T$  условия и тренды эволюции метаморфизма для исходных пород и тектонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны.

Обозначены сланцы: зеленые – 3С, голубые – ГС; эпидотовые амфиболиты – ЭАМФ, амфиболиты – АМФ; гранулиты – ГР, кианитовые гранулиты – КГР; эклогиты – ЭКЛ (по [25]).

1–2 –  $P$ – $T$  области: 1 – исходных гнейсов, 2 – бластомилонитов Заангарья; 3–4 –  $P$ – $T$  области: 3 – исходных гнейсов, 4 – бластомилонитов Ангаро-Канского блока; 5 – обобщенные направления  $P$ – $T$  трендов эволюции стресс-метаморфизма со значениями метаморфического градиента; 6 – локальные вариации  $P$ – $T$  параметров между реликтовыми гнейсами и тектонитами в разных доменах пород Ангаро-Канского блока

тодами мультиравновесной геотермобарометрии и фазовых диаграмм с использованием химических составов минералов и их зональности, приведены в работах [11, 35]. Расчеты показали значимые различия по  $P$ – $T$  параметрам формирования тектонитов разных частей шовной зоны, что свидетельствует о существенной неоднородности дислокационного метаморфизма и контрастности проявления деформаций по простиранию и вкрест простирания Приенисейской региональной сдвиговой зоны.

Формирование основной массы бластомилонитов происходило с повышением давления в среднем на 2–3 кбар при незначительном повышении температуры (рис. 11). Более интенсивно деформированные тектониты, приуроченные, как правило, к приразломным зонам или полосам

концентрированных деформаций, показывают повышенные значения величин давления (10–15 кбар в метабазах и 8–13 кбар в метапелитах) в сравнении с фоновыми (литостатическими) значениями более раннего регионального метаморфизма (6–8 кбар), определенными для менее деформируемых участков гаревского комплекса.

Максимальные превышения давления (до 5 кбар) отмечены в породах метабазит-ультрабазитового блока, залегающих внутри зоны серпентинитового меланжа на границе Сибирского кратона и Исаковского островодужного террейна. Интенсивная деформация пород приводила к практически полной перекристаллизации субстрата и образованию новых высокобарических минеральных парагенезисов в условиях фации амфиболовых эклогитов (см. рис. 11). Поэтому отчетливая за-

пись ранних процессов формирования глаукофановых сланцев была стерта и сохранилась только в виде реликтовых включений в минералах поздних метаморфических этапов. Формирование апоглаукофановых бластомилонитов в ходе наложенных интенсивных сдвиговых деформаций происходило с максимальным повышением давления на 3–5 кбар с одновременным ростом температуры на 180–240°C. Генерации таких повышенных термодинамических параметров могли быть связаны с простым прогрессивным увеличением  $P$ – $T$  параметров в ходе контролируемой деформацией перекристаллизации вещества, что хорошо согласуется с вычисленной траекторией изменения  $P$ – $T$  параметров пород с ходом по часовой стрелке. Подобный механизм хорошо объясняет наблюдаемые микротектурные и химические особенности изученных пород. Дополнительным источником тепла для проградного метаморфизма мог служить локальный разогрев пород при вязких деформациях [21, 22].

Однако формирование основной массы изученных бластомилонитов происходило с повышением давления в среднем на 2–3 кбар при незначительном повышении температуры в сравнении с фоновыми значениями более раннего регионального метаморфизма [35]. Возможно несколько сценариев тектонического развития таких комплексов:

- Рост литостатического давления мог являться результатом погружения первоначально горизонтальных- или наклонно залегающих метаморфических пород, впоследствии деформированных в процессе складчатости и сохранившихся либо как крыло складки, либо в виде моноклинали. Результаты геотермобарометрии свидетельствуют о перепаде давления в 2–3 кбар, что находится в противоречии с величиной литостатического давления при нормальном погружении, которое возникло бы в этих породах при градиенте 1 кбар/3.5 км. Кроме того, при погружении пород в этом случае происходило бы повышение температуры минимально на 100–120°C, если принять температурный градиент в 20°C/км.

- Увеличение давления в зоне сдвига могло быть обусловлено дифференциальным движением блоков земной коры, эксгумированных с различной глубины [19]. Однако эта модель последовательного структурного сдвига не имеет в данном случае таких геологических свидетельств, как тектонические контакты и высокие латеральные градиенты температуры между породами соседних блоков.

- Увеличение литостатического давления происходило под действием интрузивного тела (магматической нагрузки). В этом случае должно происходить значительное повышение температуры пород за счет тепла кристаллизации магмы (ти-

пичные величины для скрытой теплоты кристаллизации на порядки превосходят величины теплогенерации за счет радиоактивных источников) [44], что не согласуется с результатами геотермобарометрии.

Исходя из результатов минеральной геотермобарометрии и вычисленных  $P$ – $T$  трендов эволюции, поздний этап метаморфизма не сопровождался существенным увеличением температуры и происходил в условиях очень низкого геотермического градиента ( $dT/dH < 10^\circ\text{C}/\text{км}$ ). Поэтому допустимо предложение такого механизма, при котором рост давления происходил в условиях приближающихся к изотермическим. Это возможно при быстром надвиге/поддвиге блоков при коллизии со скоростью более 400 м/млн лет с последующей быстрой эксгумацией пород [29, 30]. В соответствии с моделью тектонического утолщения земной коры в результате тепловой инерции температура погруженных на глубину пород не успевает повыситься до равновесной температуры, прежде чем породы оказываются поднятыми к поверхности [15]. В этом случае продолжительность постколлизивной эксгумации обычно не превышает 15–20 млн лет, что соответствует быстрой скорости подъема метаморфических пород около 500–700 м/млн лет [35]. Эти значения хорошо согласуются со скоростью эксгумации (400 м/млн лет), рассчитанной для коллизионных метаморфических комплексов Северо-Енисейского кряжа, по результатам термомеханического численного моделирования [34]. В соответствии с другими известными теплофизическими моделями [47] также было показано, что породы нижней плиты приразломной структуры могут подвергаться изотермическому погружению только при повышенной скорости надвига верхней плиты около нескольких сотен метров за миллион лет.

При тектонической интерпретации отдельных надвиговых структур региона Новая Англия в США было показано, что изотермическое погружение могло происходить в средней плите, расположенной между нижней и верхней плитами, если движение по разломам происходило одновременно [48]. Температуры в средней плите при этом остаются относительно постоянными, так как прогрев сверху уравнивается остыванием снизу. Однако для применения этой модели к рассматриваемому нами случаю необходимо, чтобы под литосферной плитой находились породы, разделенные еще одним разломом, что противоречит геологической ситуации в регионе. Модель субизотермического увеличения давления при быстром надвиге блоков пород с различными теплофизическими и теплогенерирующими свойствами, используемая применительно к метаморфизму вблизи Панимбинского надвига в бассейнах рек Еруда и Чиримба (Северо-Енисейского кряжа), также не позволяет интерпре-

тировать метаморфическую эволюцию региона [34, 42].

В связи с этим мы рассматриваем альтернативный механизм, предусматривающий значительные превышения давления, а не постепенный градиент давления — закономерное его увеличение в зависимости от глубины. Оценка отклонения полученных значений давления от литостатического давления указывают на распространенность подобных явлений в различных временных и пространственных масштабах при метаморфизме и конвергентных процессах, включая столкновение плит [28]. В рассмотренных случаях величины избыточного тектонического давления могут значительно изменяться и достигать до 100% от величины литостатического давления [40], в зависимости от реологии деформированных пород [26]. Однако есть свидетельства, что и небольшие локальные тектонические напряжения могут также способствовать генерации сверхдавлений в бластомилонитах [31, 45, 51], что подтверждает воздействие тектонического стресса как дополнительного термодинамического фактора метаморфических преобразований в шовных зонах земной коры.

Наши расчеты показывают, что оценки  $P$ – $T$  параметров значительно различаются между тектонитами, находящимися в структуре Приенисейской сдвиговой зоны, и менее деформированными породами на удалении от данной зоны (см. рис. 10). Вычисленные вариации давления могли быть вызваны интенсивной сдвиговой деформацией в неоднородной среде на поздних этапах метаморфической эволюции пород. Эти результаты согласуются с численными экспериментами, согласно которым ориентированное тектоническое давление, генерированное локально в зонах пластического сдвига, в 1.4–2 раза превышало литостатическое давление [16, 39, 45, 46, 49]. Таким образом, предлагаемая нами тектоническая модель, основанная на превышении ориентированного тектонического давления над литостатическим давлением в зоне пластического сдвига, рассматривается как один из возможных сценариев эволюции пород региона.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны Енисейского кряжа изучены метапелиты и metabазиты, подвергшиеся интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием комплексов бластомилонитов с возрастом 640–580 млн лет. Впервые установлена их зональность и выделены шовная зона в палеоокеаническом секторе и фронтальная (надшовная) зона в палеоконтинентальном секторе. На основании геолого-структурных и петрологических исследований установлена пространственная связь и корреляция вариаций

$P$ – $T$  условий метаморфизма с интенсивностью деформаций пород в процессе коллизии Исаковского и Предивинского террейнов с краем Сибирского кратона, о чем свидетельствует неоднородность распределения этих параметров в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны.

Выявленные различия в  $P$ – $T$  параметрах метаморфизма между сильно- и слабдеформированными породами и конфигурации  $P$ – $T$  трендов контролировались разными тектоническими механизмами. Повышение давления на 1.5–3 кбар при незначительном увеличении температуры с низким  $dT/dH < 10^\circ\text{C}/\text{км}$ , вероятно, было обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород. Максимальные превышения давления на 5 кбар и температуры на  $200^\circ\text{C}$  при более высоком градиенте  $dT/dH = 20^\circ\text{C}/\text{км}$  могли быть результатом прогрессивной перекристаллизации субстрата, осложненной локальным разогревом пород при вязких деформациях и превышением ориентированного тектонического давления над литостатическим давлением в зонах пластического сдвига. Полученные нами данные и имеющиеся результаты компьютерного моделирования подтверждают возможность генерации сверхдавлений и повышения температуры при интенсивных пластических сдвиговых деформациях в шовных зонах земной коры. Это позволяет рассматривать геодинамическую модель превышения сверхдавления над литостатическим давлением в зоне пластического сдвига как один из возможных сценариев тектонической эволюции региона, включающей проградное увеличение  $P$ – $T$  параметров при вызванной деформацией рекристаллизации, присутствие в тектоническом меланже различных блоков пород с различной метаморфической историей.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность рецензенту д.-г. м. н. Н.Б. Кузнецову (ГИН РАН, г. Москва) за ценные конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

**Финансирование.** Исследования проведены в рамках госзаданий ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, АААА-А18-118052590032-6) и по проекту РФФИ № 18-05-00152.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Петров В.П. Локальные вариации  $PT$ -параметров тектонометаморфизма в зоне пластического сдвига // ДАН. 1998. Т. 361. № 3. С. 370–374.
2. Волкова Н.И., Скляр Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. Т. 48. № 1. С. 109–119.



3. Ениколопан Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С. Сверхбыстрые реакции разложения в твердых телах под давлением // ДАН. 1986. Т. 288. № 3. С. 657–660.
4. Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6–19.
5. Качевский Л.К. Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200000 (2-ое изд.). Красноярск: Красноярскгеология, 2002. 200 с.
6. Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зинovieв С.В. Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса как свидетельство проявления гренвилльских событий на западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476–1496.
7. Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Геодинамическая модель эволюции Приенсейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020. Т. 54. № 1. С. 62–78.
8. Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В. Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (возраст и обстановка формирования) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. С. 1175–1188.
9. Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смольская А.И. Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44–68.
10. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. Т. 52. № 1. С. 28–51.
11. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зинovieв С.В., Хиллер В.В.  $P$ – $T$ – $t$  реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С. 1031–1056.
12. Митрофанов Г.Л., Мордовская Т.В., Никольский Ф.В. Структуры скупивания коры некоторых окраинных частей Сибирской платформы / Тектоника платформенных областей / О.А. Вотах, В.А. Соловьев (ред.). Новосибирск: Наука, 1988. С. 169–173.
13. Молчанов В.И., Селезнева О.Г., Осипов С.Л. Механоактивация минерального вещества как предпосылка стресс-преобразований в линеаментных зонах / В сб.: Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. В.А. Соловьев, Б.М. Чиков (ред.). Новосибирск: Наука, 1990. С. 150–164.
14. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. Вендское аккреционно-коллизонное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН. 2007. Т. 415. № 6. С. 782–787.
15. Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.
16. Тен А.А. Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (результаты численного эксперимента) // ДАН. 1993. Т. 328. № 3. С. 322–324.
17. Череди́ченко А.И. Тектонофизические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев: Наукова думка, 1964. 184 с.
18. Aerden D.G.A.M., Bell T.H., Puga E., Sayab M., Lozano J.A., Diaz de Federico A. Multi-stage mountain building vs. relative plate motions in the Betic Cordillera deduced from integrated microstructural and petrological analysis of porphyroblast inclusion trails // Tectonophysics. 2013. Vol. 587. P. 188–206.
19. Beaumont C., Jamieson R.A., Nguyen M.H., Lee B. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation // Nature. 2001. Vol. 414. P. 738–742.
20. Bell T.H., Rieuwers M.T., Cihan M., Evans T.P., Ham A.P., Welch P.W. Inter-relationships between deformation partitioning, metamorphism and tectonism // Tectonophysics. 2013. Vol. 587. P. 119–132.
21. Burg J.-P., Gerya T.V. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps // J. Metamorph. Geol. 2005. Vol. 23. P. 75–95.
22. Burg J.-P., Schmalholz S.M. Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 274. P. 189–203.
23. Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. Vol. 449. P. 118–126.
24. Chu X., Ague J.J., Podladchikov Y.Y., Tian M. Ultrafast eclogite formation via melting-induced overpressure // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. Vol. 479. P. 1–17.
25. Ernst W.G. Subduction-zone metamorphism, calc-alkaline magmatism, and convergent-margin crustal evolution // Gondwana Research. 2010. Vol. 18. P. 8–16.
26. Faccenda M., Gerya T.V., Burlini L. Deep slab hydration induced by bending related variations in tectonic pressure // Nature Geosci. 2009. Vol. 2. P. 790–793.
27. Fornash K.F., Cosca M.A., Whitney D.L. Tracking the timing of subduction and exhumation using  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  phengite ages in blueschist- and eclogite-facies rocks (Sivrihisar, Turkey) // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. Vol. 171. pp. 67.
28. Gerya T. Tectonic overpressure and underpressure in lithospheric tectonics and metamorphism // J. Metamorph. Geol. 2015. Vol. 33. P. 785–800.
29. Huerta A.D., Royden L.H., Hodges K.V. The effects of accretion, erosion and radiogenic heat on the metamorphic evolution of collisional orogens // J. Metamorph. Geol. 1999. Vol. 17. P. 349–366.
30. Jamieson R.A., Beaumont C., Nguyen M.H., Lee B. Interaction of metamorphism, deformation and exhumation in large convergent orogens // J. Metamorph. Geol. 2002. Vol. 20. P. 9–24.

31. Li Z.H., Gerya T.V., Burg P. Influence of tectonic overpressure on  $P$ – $T$  paths of HP–UHP rocks in continental collision zones: thermomechanical modeling // *J. Metamorph. Geol.* 2010. Vol. 28. P. 227–247.
32. Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Research.* 2017. Vol. 300. P. 315–331.
33. Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precambrian Research.* 2019. Vol. 328. P. 128–145.
34. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *J. Metamorph. Geol.* 2004. Vol. 22. P. 743–762.
35. Likhanov I.I., Régner J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos.* 2018. Vol. 304–307. P. 468–488.
36. Mancktelow N.S. Tectonic pressure: Theoretical concepts and models // *Lithos.* 2008. Vol. 103. P. 149–177.
37. Moulas E. The problem of depth in geology: When pressure does not translate into depth // *Petrology.* 2013. Vol. 21(6). P. 577–587.
38. Passchier C.W., Trouw R.A.J. *Microtectonics.* (Berlin–Heidelberg, Springer, 2005), p. 366.
39. Petrini K., Podladchikov Yu. Lithospheric pressure–depth relationship in compressive regions of thickened crust // *J. Metamorphic Geol.* 2000. Vol. 18. P. 67–77.
40. Pleuger J., Podladchikov Y.Y. A purely structural restoration of the NFP20-east cross section and potential tectonic overpressure in the Adula nappe (central Alps) // *Tectonics.* 2014. Vol. 33. P. 656–685.
41. Price N.J., Cosgrove J.W. *Analysis of geological structures.* (Cambridge, UK, Cambridge Univ. Press, 1990), p. 502.
42. Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The Nature and models of metamorphism. (Cham, Springer, 2019), p. 330.
43. Rivers T. Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province – Implications for the evolution of large hot long-duration orogens // *Precambrian Research.* 2008. Vol. 167. P. 237–259.
44. Ruppel C., Hodges K.V. Pressure–temperature–time paths from two-dimensional thermal models: prograde, retrograde and inverted metamorphism // *Tectonics.* 1994. Vol. 13. P. 17–44.
45. Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. Metamorphism under stress: The problem of relating minerals to depth // *Geology.* 2014. Vol. 42. P. 733–734.
46. Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for exhumation of high-pressure rocks // *Geophys. Res. Lett.* 2013. Vol. 40. P. 1984–1988.
47. Shi Y., Wang C. Two-dimensional modeling of the  $P$ – $T$  paths of regional metamorphism in simple overthrust terranes // *Geology.* 1987. Vol. 15. P. 1048–1051.
48. Spear F.S., Kohn J.T., Cheney J.T., Florence F. Metamorphic, thermal, and tectonic evolution of central New England // *J. Petrol.* 2002. Vol. 43. P. 2097–2120.
49. Tajchmanova L. Pressure variations in metamorphic rocks: Implications for the interpretation of petrographic observations // *Mineralog. Magazine.* 2013. Vol. 77. № 5. P. 2300.
50. Tajchmanova L., Vrijmoed J., Moulas E. Grain-scale pressure variations in metamorphic rocks: implications for the interpretation of petrographic observations // *Lithos.* 2015. Vol. 216–217. P. 338–351.
51. Vrijmoed J.C., Podladchikov Y.Y., Andersen T.B., Hartz E.H. An alternative model for ultra-high pressure in the Svartberget Fe–Ti garnet-peridotite, western gneiss region, Norway // *Europ. J. Mineral.* 2009. Vol. 21. P. 1119–1133.
52. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for rock-forming minerals // *Am. Mineralogist.* 2010. Vol. 95. P. 185–187.

## Blastomylonite Complexes of the Western Yenisei Ridge (Eastern Siberia, Russia): Geology, Metamorphism and Geodynamic Models

I. I. Likhanov<sup>a,\*</sup>, S. V. Zinoviev<sup>a</sup>, P. S. Kozlov<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,  
bld. 3 Acad. Koptuyg prosp., 630090 Novosibirsk, Russia*

<sup>b</sup>*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of Russian Academy of Sciences,  
bld. 15 Vonsovsky st., 620016 Ekaterinburg, Russia*

\*e-mail: likh@igm.nsc.ru

Metapelites and metabasites subjected to intensive deformations with recrystallization of the substrate and the formation of blastomylonites were studied within the Yenisei regional shear zone of the Yenisei Ridge. The geological-structural, petrological and isotopic-geochronological features of the development of the Late Neoproterozoic blastomylonite complexes marking the junction zone of the paleocontinental and paleoceanic sectors of the Yenisei Ridge are considered. From west to east, in the direction from the paleoceanic formations, two zones of heterogeneous blastomylonites are distinguished: (I) high-pressure complexes of the suture zone and (II) frontal (above-suture) moderately baric and medium-low-temperature complexes. The

revealed differences in  $P$ – $T$  metamorphism parameters between strongly and weakly deformed rocks and  $P$ – $T$ – $t$ – $d$  paths configurations, calculated using mineral geothermobarometry and pseudosections in the NCKFMASH system, were discussed within geodynamic models controlled by different tectonic mechanisms. The polychronous dynamometamorphism of the gneisses of the Angara-Kan block in the south and the formation of the main mass of the blastomylonites of the northern segment of the YRSZ occurred with an increase in pressure of 1.5–3 kbar with a slight increase in temperature with a low metamorphic gradient  $dT/dH < 10^\circ\text{C}/\text{km}$  in comparison with the background values of the earlier regional metamorphism. This was probably due to the thickening of the earth's crust as a result of rapid thrust/subduction, followed by a rapid rise in the rocks. The maximum excess of the thermodynamic parameters of metamorphism was established in the tectonites of the basite composition with relic glaucophane schist associations that underwent metamorphism with a simultaneous significant increase in pressure by 3–5 kbar and in temperature by 180–240°C with a higher gradient  $dT/dH = 15$ – $20^\circ\text{C}/\text{km}$ . Such excesses of  $P$ – $T$  parameters could be associated with progressive metamorphism, complicated by local heating of rocks under viscous deformations and exceeding the oriented tectonic pressure over lithostatic in the zones of plastic shear. The obtained data are in good agreement with the results of numerical experiments, which confirms the concept of the role of tectonic stress as an additional thermodynamic factor of metamorphic transformations in the suture zones of the Earth's crust.

**Keywords:** blastomylonites, Yenisei regional strike-slip zone,  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  dating, metamorphic evolution, tectonic models, Yenisei ridge