

УДК 551.253:551.24.035

## ПЕРВЫЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СУБДУКЦИИ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

И. И. Лиханов<sup>1,\*</sup>, П. С. Козлов<sup>2</sup>, К. А. Савко<sup>3</sup>, С. В. Зиновьев<sup>2,4</sup>, А. А. Крылов<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН Н.Л. Добрецовым 21.07.2016 г.

Поступило 02.08.2016 г.

Обнаружение реликтов глаукофановых сланцев в высокобарических тектонитах сутурной зоны Енисейского кряжа свидетельствует о проявлении на западе Сибирского кратона конвергентной границы “кордильерского” типа, контролируемой процессами субдукции океанической коры под континентальную окраину. По микроструктурным особенностям пород и результатам геотермометрии выделено два этапа метаморфизма. Формирование высокобарических тектонитов маркирует раннюю стадию развития Палеоазиатского океана и заключительный этап неопротерозойской истории Енисейского кряжа, связанный с завершением аккреционно-субдукционных процессов на западной окраине Сибирского кратона.

*Ключевые слова:* Геотермометрия; глаукофановые сланцы; субдукция; Енисейский кряж.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-56524842209-214>

Современная западная окраина Сибирского кратона представлена раннедокембрийским выступом фундамента (Ангаро-Канский блок) и мезонеопротерозойской окраинно-континентальной складчатой областью Енисейского кряжа [1]. Докембрийские террейны (Исаковский, Предивинский), образованные неопротерозойскими офиолитовыми и островодужными комплексами, аккрецированы к Сибирскому кратону в венде. Предполагают, что эндогенные процессы и орогенез в неопротерозойской истории региона генетически и пространственно связаны с Приенисейской зоной субдукции. Она выделена в 70–100 км западнее р. Енисей в фундаменте Западно-Сибирской плиты линейными положительными магнитными аномалиями, простирающимися параллельно краю Сибирского кратона [2]. В соответствии с геофизическими данными, полученными в последние годы на опорных и региональных профилях в пределах этой территории, Западно-Сибирская мегаплита двигалась в восточном направлении, погружаясь под

Сибирский кратон. В последнее время получены новые геохимические данные по породам океанической коры в регионе, указывающие на значительное влияние субдукционной компоненты при их формировании [3]. Однако тектоническая и петрологическая природы этой конвергентной границы изучены слабо.

Важную роль в таких тектоно-термальных реконструкциях играют глаукофансланцевые метаморфические комплексы — эксгумированные фрагменты субдуцированной океанической литосферной плиты [4]. Глаукофановые сланцы обычно маркируют положение древних субдукционных зон и входят в состав субдукционно-аккреционных комплексов, где они встречаются в виде тектонических пластин, чешуй, линз или блоков [5]. В этой связи первая находка реликтового глаукофана в метабазитовых тектонитах шовной зоны на западном склоне Енисейского кряжа представляет существенный минералогический интерес и служит петрологическим доказательством проявления субдукционных процессов на западной окраине Сибирского кратона.

Объект исследования работ расположен на северо-западе Заангарья Енисейского кряжа в пределах Приенисейской региональной тектонической зоны (ПРТЗ) — крупной деформационно-метаморфической структуры линейного типа. Эта зона связана с Байкало-Енисейским разломом и тяготеет к правобережной части Енисея, протягиваясь вдоль западной окраины Сибирского кратона не менее чем на 200 км при ширине 30–50 км (рис. 16). В районе исследования в строе-

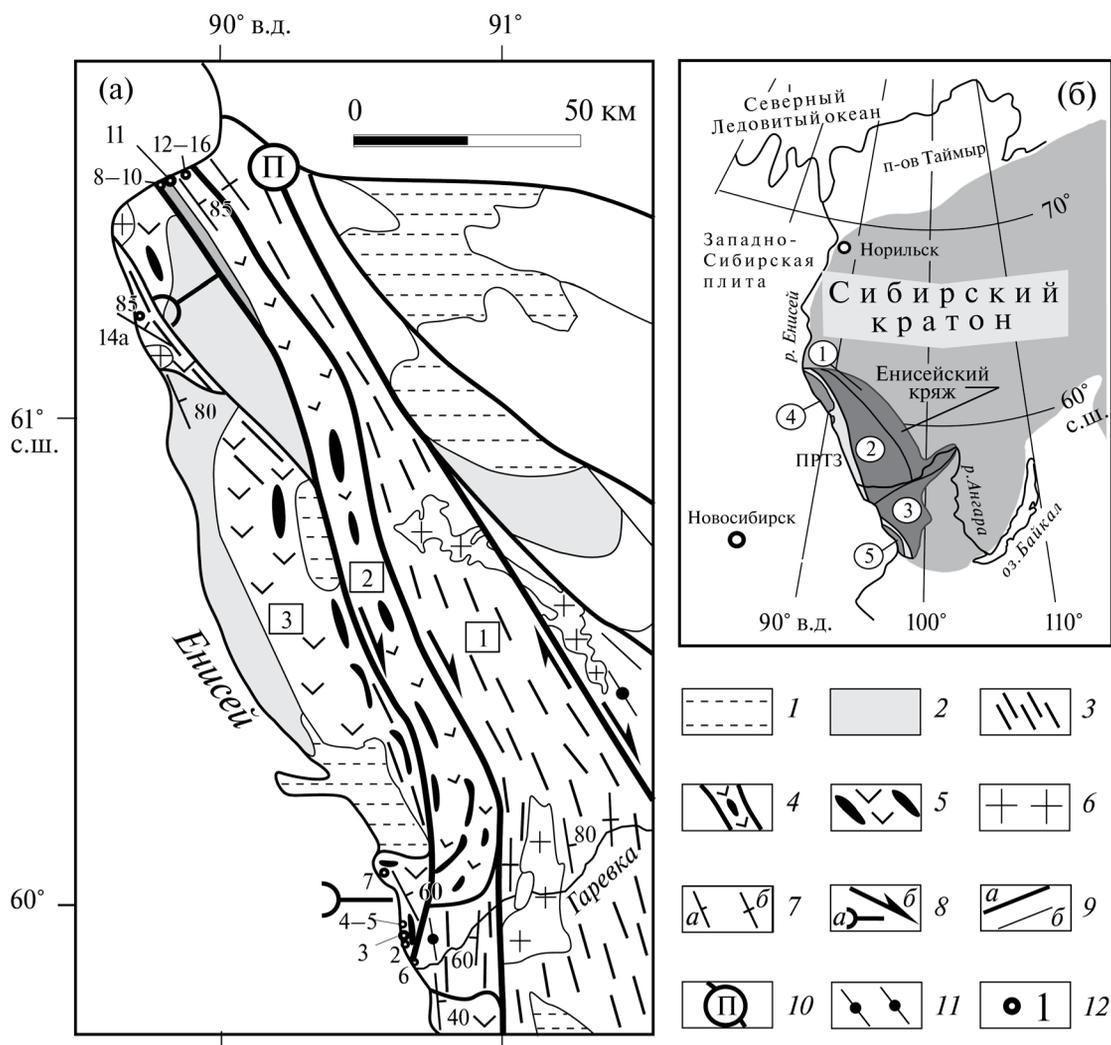
<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск

<sup>2</sup> Институт геологии и геохимии им А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской Академии наук, Екатеринбург

<sup>3</sup> Воронежский государственный университет

<sup>4</sup> Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

\*E-mail: [likh@igm.nsc.ru](mailto:likh@igm.nsc.ru)



**Рис. 1.** (а) — схема ПРТЗ и её структурные блоки в северной части Енисейского кряжа, обозначенные цифрами в квадратах: 1 — континентальный гнейсово-амфиболитовый, 2 — метабазит-ультрабазитовый, 3 — вулканоплутонический. (б) — положение ПРТЗ (светло-серый оттенок на тёмно-сером фоне) и тектонических блоков (цифры в кружках) на западной окраине Сибирского кратона: 1 — Восточный, 2 — Центральный северного сегмента, 3 — Ангаро-Канский блок, 4 — Исаковский, 5 — Предивинский террейны. 1 — чехол (Pz–Kz); 2 — молассы (NP<sub>2-3</sub>); 3 — бластомилониты (NP) по породам гаревского комплекса (PP) (зона 1); 4 — высокобарические метабазит-ультрабазитовые и апогнейсовые бластомилониты (зона 2); 5 — метабазитовые и молассовые комплексы Исаковского террейна (зона 3); 6 — гранитоидные комплексы; 7 — элементы залегания сланцеватости: наклонные (а), вертикальные (б); 8 — направление тектонических движений (NP): поддвиги (а), сдвиги (б); 9 — тектонические нарушения: разломы, надвиги (а), прочие границы (б); 10 — Приенисейский разлом; 11 — ставролит-гранат-кианитовые тектониты; 12 — точки отбора образцов (крупным шрифтом показаны точки с находками глаукофана). На (а) показаны блоки в структуре ПРТЗ.

нии зоны можно выделить три крупных докембрийских блока (с востока на запад): континентальный гнейсо-амфиболитовый, метаофиолитовый метабазит-ультрабазитовый, вулканоплутонический (рис. 1). Первый блок сложен породами гаревского метаморфического комплекса, в составе которого наиболее распространены биотитовые плагиогнейсограниты немтихинской толщи, порфиروبластические гранитогнейсы, гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы малогаревской толщи

[6]. Последние два блока относятся к Исаковскому террейну, аккретивировавшему в венде к Сибирскому континенту [7]. Офиолитовые ассоциации второго блока состоят из пластин и линз амфиболитизированных толеитовых метабазальтов и метабазит-ультрабазитов (антигоритовых метадунигов, метатарцбургитов), относимых к фирсовской толще раннего рифея и сурнихинскому комплексу нижнего–среднего рифея. Вулканоплутонический островодужный блок сложен преимущест-

венно породами метадацит-андезит-базальтовой ассоциации, относящихся к киселихинской толще верхнего рифея.

Структура ПРТЗ — система сближенных субпараллельных разломов сдвиговой и надвиговой кинематики с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования, динамометаморфизма. Проникающие множественные сдвиги в кратонном блоке, тектоническом шве сопровождалась формированием мощных зон бластомилонитов [8]. Тектониты отличаются линейной деформационной гнейсовидностью, растяжением и разрывом складок течения с кулисообразной морфологией, S-образными зёрнами граната со структурами “снежного кома”, разрывом минеральных зёрен со смещением и формированием “лоскутных” полосок, развитием деформационных двойников, ламелей в плагиоклазах, параллельным распределением мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов [9]. В тектонитах преобладает генеральное северо-западное простирание с преимущественным северо-восточным, восточным падением структурных элементов под углами 45–85°. В целом сдвиговые зоны проявлены структурами преимущественно правосдвиговой и подчинённой левосдвиговой кинематики, бластомилонитами по парагнейсам, ортоамфиболитам с преобладающими элементами ламинарного течения. Тектонический меланж разновозрастных, разномасштабных блоков высоко- и слабометаморфизованных пород разного состава в серпентинитовом меланже свидетельствует о неоднократной реактивизации ПРТЗ в неопротерозое [10].

Для оценки вариаций *PT*-параметров метаморфизма в пределах сдвиговой зоны отобраны образцы тектонитов шовной зоны из правобережья Енисея — Осиновских порогов, в устьях рек

В. Сурниха, Проклятая, Борисиха, различающихся по характеру, интенсивности деформаций и неоднородности их вещественного сложения. Типичная минеральная ассоциация тектонитов metabазитового состава — роговая обманка + гранат + эпидот + хлорит + фенгит + цоизит + плагиоклаз + кварц + титанит + рутил + ильменит ± карбонаты.

На основании микротекстурных соотношений между минералами metabазитов выделяют две стадии развития. Кульминационная (пиковая) ассоциация представлена интенсивно деформированными минералами бластомилонитов (рис. 2б). Зёрна этих минералов часто содержат реликтовые включения глаукофана, альбита, фенгита, эпидота, хлорита (рис. 2а, в), что свидетельствует об их участии в ранней допиковой ассоциации.

Компонентный состав гранатов в metabазитах пиковой ассоциации варьируется в диапазоне: Alm<sub>55–66</sub>, Prp<sub>5–11</sub>, Grs<sub>22–32</sub>, Sps<sub>5–9</sub> с железистостью ( $X_{Fe} = 0,84–0,88$ ) (табл. 1). Амфибол представлен роговой обманкой с умеренной железистостью ( $X_{Fe} = 0,34–0,53$ ), реже — баррузитом с повышенным содержанием Na<sub>2</sub>O (до 2,8 мас.%). Плагиоклаз относится к альбит–олигоклазу; содержание анортитового компонента  $X_{An} = Ca/(Ca+Na+K) = 0,04–0,17$ . Для мусковита характерны высокие содержания фенгитового компонента (3,4–3,5 Si в ф.к.) и суммы FeO + MgO (до 5,5 мас.%) при незначительных изменениях парагонитовой составляющей ( $X_{Na} = 0,03–0,08$ ). Железистость хлорита 0,34–0,49. Иногда присутствуют карбонаты, представленные кальцитом с содержанием FeO до 2,8, MgO до 1,6 мас.% и железистым (FeO до 10 мас.%) доломитом. Составы аксессуарных эпидота, титанита, ильменита, рутила близки к стехиометрическим формулам.

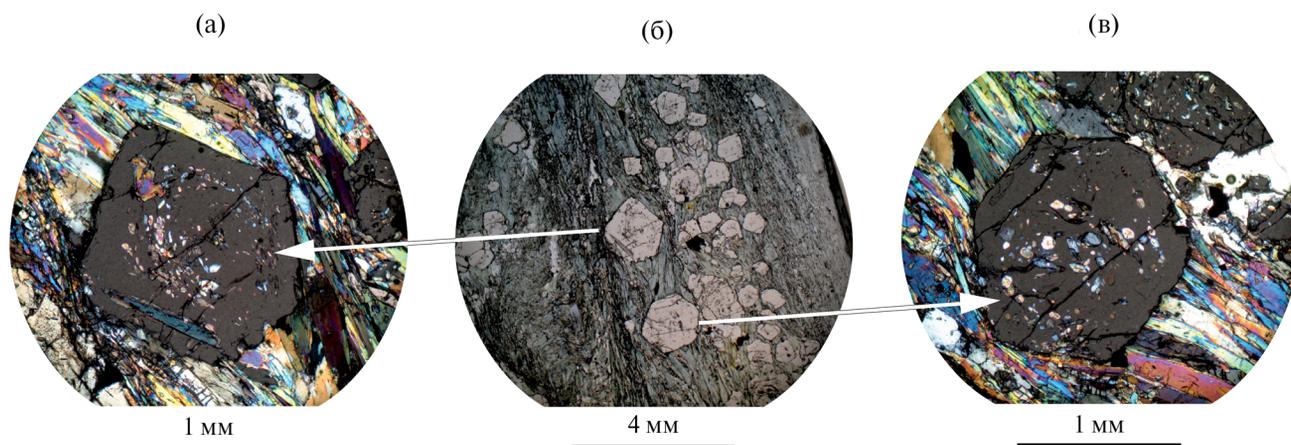


Рис. 2. Реликтовые включения минералов ранней стадии — глаукофана, альбита, фенгита, эпидота (никили +) (а, в) в порфиробластах граната тектонитов из обр. 11, проходящий свет (б).

**Таблица 1.** Химический состав (мас. %), структурные формулы минералов и оценки *PT*-условий метаморфизма пород по минеральным геотермобарометрам

№ обр.	Глаукофансланцевый метаморфизм							Динамометаморфизм						
	11/1				3/1			11			3			
	Grt	Pl	Gln	Ms	Grt	Pl	Gln	Grt	Pl	Hbl	Grt	Pl	Hbl	Ms
SiO <sub>2</sub>	37,14	67,8	55,38	49,37	37,61	69,2	54,7	38,63	64,57	52,87	37,60	67,89	46,60	52,23
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,02	0,03	0,21	0,10	0,02	0,2	0,15	0,11	0,14	0,12	0,00	0,39	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,41	19,39	7,71	27,37	20,24	18,08	5,28	20,65	21,89	7,83	20,13	19,98	12,16	26,74
FeO	28,28	0,17	18,99	4,30	28,41	0,12	21,13	25,63	0,09	12,91	30,21	0,11	17,69	2,36
MnO	1,88	0,00	0,13	0,01	1,99	0,00	0,18	2,16	0,09	0,16	1,43	0,00	0,25	0,01
MgO	1,17	0,06	6,98	2,56	0,92	0,00	6,74	2,71	0,06	13,79	2,18	0,01	8,67	3,18
CaO	10,95	1,78	0,52	0,02	10,68	0,18	1,54	10,13	2,40	8,21	7,88	0,86	9,04	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,00	10,14	7,76	0,07	0,00	12,33	6,66	0,10	10,95	2,58	0,03	11,1	2,80	0,30
K <sub>2</sub> O	0,02	0,17	0,03	10,82	0,02	0,04	0,03	0,01	0,13	0,22	0,00	0,05	0,20	9,45
Сумма	99,99	99,53	97,50	94,73	99,97	99,97	96,46	100,1	100,2	98,71	99,58	100,0	97,79	94,50
(O)	12	8	23	11	12	8	23	12	8	23	12	8	23	11
Si	2,985	2,980	7,963	3,355	3,020	3,031	7,997	3,045	2,846	7,425	3,024	2,969	6,838	3,479
Ti	0,008	0,001	0,003	0,011	0,006	0,001	0,022	0,009	0,004	0,015	0,007	0,000	0,043	0,011
Al	1,934	1,005	1,299	2,193	1,916	0,933	0,91	1,919	1,137	1,296	1,909	1,030	2,104	2,100
Al <sup>M2</sup>			1,262				0,907			0,721			0,942	
Fe <sup>3+</sup>	1,901	0,006	0,32	0,244	1,908	0,004	0,67	1,689	0,003	1,526	2,032	0,004	2,185	0,131
Fe <sup>2+</sup>			1,96				1,92							
Mn	0,128	0,000	0,016	0,001	0,135	0,000	0,022	0,144	0,003	0,019	0,098	0,000	0,031	0,000
Mg	0,140	0,004	1,499	0,259	0,110	0,000	1,469	0,318	0,004	2,886	0,262	0,001	1,896	0,316
Ca	0,943	0,084	0,079	0,001	0,919	0,008	0,241	0,855	0,113	1,236	0,679	0,040	1,421	0,001
Na	0,000	0,864	2,162	0,009	0,000	1,047	1,888	0,015	0,936	0,703	0,005	0,941	0,797	0,039
Na(M4)			1,861				1,755			0,582			0,657	
K	0,002	0,010	0,006	0,938	0,002	0,002	0,006	0,001	0,007	0,040	0,000	0,003	0,037	0,803
<i>P/T</i>	7,5–8 кбар/380–410°C				9–10 кбар/ 385–400°C			10–11 кбар/ 550–570°C			14–15 кбар/620–640°C			

Примечание. Символы минералов: Grt — гранат, Pl — плагиоклаз, Gln — глаукофан, Hbl — роговая обманка, Ms — мусковит. Общее количество FeO в глаукофане пересчитано на содержания FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с учётом стехиометрии. 0,000 — ниже уровня обнаружения микронзонда. Структурные формулы минералов рассчитаны на фиксированное количество атомов кислорода, обозначенное как (O). *P/T* — значения *PT*-параметров, полученные по минеральным геотермобарометрам.

Реликтовые включения глаукофана с максимальным содержанием Na<sub>2</sub>O до 7,76 при содержании CaO = 0,51 мас.% были впервые обнаружены в зёрнах граната, титанита. Содержание Na(M4) в них 1,62–1,86 ф.к., железистость 0,32–0,57. Иногда наблюдается зональность, проявленная в изменении окраски и увеличении общей железистости, что может быть связано с процессом эксгумации пород. Мусковиты характеризуются пониженными содержаниями фенгитового компонента (3,35 Si в ф.к.), парагонитовой составляющей ( $X_{Na} = 0,01$ )

и повышенными концентрациями суммы FeO + MgO (до 6,86 мас.%) по сравнению с составами мусковитов в пиковой генерации. Ранний плагиоклаз представлен альбитом, содержащим < 1% анортитового минала (табл. 1). Химический состав граната на контакте с реликтовыми минералами отличается повышенной железистостью ( $X_{Fe} = 0,93–0,95$ ) по сравнению с гранатом из пиковой генерации.

Оценки *PT*-условий метаморфизма этих пород были получены на основе составов породообразующих минералов при совместном исполь-

зовании взаимосогласованных калибровок и соответствующих моделей состав—активность для амфибол-плагноклазового, амфибол-плагноклаз-эпидот-хлоритового геотермометров и гранат-амфибол-плагноклазового, фенгитового геобарометров [10] (табл. 1). Ошибки определения *PT*-параметров при использовании геотермометров и геобарометров, вычисленные с учётом аналитических погрешностей и энтальпии реакций геотермобарометров, не превышают  $\pm 50^\circ\text{C}$  и  $\pm 0,5$  кбар [11]. Результаты сравнения демонстрируют хорошую сходимость между различными геотермобарометрами и расчётами в программе Thermocalc в пределах точности определений.

Расчёты показали значимые различия в условиях метаморфизма для различных генераций пород в пределах погрешности методов. *PT*-параметры допиковой ассоциации, вычисленные по составам фаз — включений и контактирующего с ними граната, оценены в 7,5–8 кбар/380–410°C для обр. 11 и 9–10 кбар/385–400°C для обр. 3 (табл. 1). Эти оценки соответствуют условиям формирования глаукофановых сланцев на петрогенетической решётке для метабазитов железистого состава [12]. Отсутствие во включениях метаморфической роговой обманки, олигоклаза и Na-пироксена указывает на то, что температуры метаморфизма не превышали 450°C при давлении < 9–10 кбар [13]. Кульминационные термодинамические условия в тектонитах шовной зоны оценивались 10–11 кбар при 550–570°C для обр. 11, 14–15 кбар при 620–640°C для обр. 3 (табл. 1), что свидетельствует о наложении более высокотемпературных и высокобарических минеральных парагенезисов на ранние глаукофансодержащие парагенезисы в сдвиговых зонах. Отсутствие глаукофана в пиковом минеральном парагенезисе может быть объяснено его замещением роговой обманкой и другими Ca–Na-амфиболами в ходе динамометаморфизма при ~500°C [4]. Таким образом, формирование бластомилонитов в ходе наложенных (более поздних) сдвиговых деформаций происходило с повышением давления в среднем на 3–5 кбар с одновременным ростом температуры на 180–240°C. Максимальные превышения термодинамических параметров метаморфизма установлены в породах метабазит-ультрабазитового блока (обр. 3), залегающих внутри зоны меланжа среди пластин аподунитовых серпентинитов. Такие превышения давления и температуры могут генерироваться при интенсивных сдвиговых деформациях в неоднородной среде, что может свидетельствовать о тектоническом контроле позднего динамометаморфизма. Полученные

оценки согласуются с численными экспериментами, в которых установлено локальное увеличение давления и разогрев пород при вязких деформациях в сдвиговых зонах [14].

Выводы. Особенности геологического строения Исаковских вулcano-плутоногенных образований и их геохимические характеристики указывают, что западный склон Енисейского кряжа представляет собой активную континентальную окраину восточно-тихоокеанского (“кордильерского”) типа. Новые данные дополняют сведения о проявлении на западе Сибирского кратона конвергентной границы, контролируемой на протяжении позднего рифея процессами субдукции океанической коры под континентальную окраину. Об этом свидетельствует первое обнаружение в регионе эксгумированных блоков с проявлениями раннего глаукофансланцевого метаморфизма — метаморфизованных членов офиолитовых разрезов, формирующихся в зоне палеосубдукции и являющихся её прямыми индикаторами. Возможным механизмом их транспортировки к земной поверхности на постсубдукционном этапе могло быть возвратное течение в субдукционном канале, выполненном высокопластичными маловязкими гидратированными серпентинитами [15]. При эксгумации глаукофановые сланцы попадали в Приенисейскую тектоническую зону, где подвергались интенсивным деформациям с полной перекристаллизацией субстрата и образованием новых высокобарических минеральных парагенезисов. Поэтому запись ранних процессов формирования глаукофановых сланцев сохранилась только в виде реликтовых включений в минералах поздних метаморфических этапов. Формирование высокобарических тектонитов в шовной зоне маркирует заключительный этап неопротерозойской истории Енисейского кряжа, связанный с завершением аккреции Исаковского блока к западной окраине Сибирского кратона.

Исследования выполнены в рамках государственного задания, проект № 0330–2016–004, и при поддержке РФФИ (18–05–00152).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. // Геотектоника. 2014. Т. 48. № 5. С. 32–53.
2. Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Бубнов В.П., Галуев В.И. // Геотектоника. 2013. Т. 47. № 2. С. 42–57.
3. Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С. // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1957–1977.

4. *Maruyama S., Liou J.G., Terabayashi M.* // Intern. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 485–594.
5. *Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 430 с.
6. *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С.* // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1593–1611.
7. *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В.* // ДАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 685–690.
8. *Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В.* // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476–1496.
9. *Лиханов И.И., Ревердатто В.В.* // Геохимия. 2014. Т. 52. № 1. С. 3–25.
10. *Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С., Крылов А.А.* В сб.: Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М.: ИФЗ, 2016. С. 139–146.
11. *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. и др.* // Петрология. 2013. Т. 21. № 6. С. 612–631.
12. *Evans B.W.* // Lithos. 1990. V. 25. P. 3–23.
13. *Ernst W.G.* // Geology. 1988. V. 16. P. 1081–1084.
14. *Burg J.-P., Schmaltz S.M.* // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 274. P. 189–203.
15. *Gerya T.V., Stockhert B., Perchuk A.L.* // Tectonics. 2002. V. 21. P. 1–19.

## THE FIRST PETROLOGICAL EVIDENCE OF SUBDUCTION AT THE WESTERN MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON

I. I. Likhanov, P. S. Kozlov, K. A. Savko, S. V. Zinoviev, A. A. Krylov

Presented by Academician of the RAS N.L. Dobretsov July 21, 2016

Received August 2, 2016

The discovery of relics of glaucophane schist in high-pressure tectonites of the suture zone of Yenisei Ridge has provided evidence for a Cordillera-type convergent boundary controlled by subduction of the oceanic crust beneath the continental margin on the western side of the Siberian Craton. According to the microtextural patterns of rocks and the results of geothermobarometry, two stages of metamorphism were distinguished. The formation of high-pressure tectonites indicates the early stage in the evolution of the Paleoasian Ocean and the final stage in the Neoproterozoic history of the Yenisei Ridge including completion of the accretion–subduction processes on the western margin of the Siberian Craton.

*Keywords:* Geothermobarometry, glaucophane schists, subduction, Yenisei Ridge.