

УДК [552.521+551.24](575.21)
DOI: 10.36979/1694-500X-2025-25-12-139-151

Р-Т УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕЛИТОВЫХ СЛАНЦЕВ НЕЛЬДИНСКОГО КОМПЛЕКСА, МАКБАЛЬСКИЙ УНР ТЕРРЕЙН, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

*А.М. Касымбеков, Р.Т. Орозбаев, А.Б. Бакиров,
А. Такасу, А.А. Тогомбаева, М.М. Сатыбаев*

Аннотация. Представлены результаты петрологического изучения пелитовых сланцев нельдинского комплекса Макбальского УНР террейна высоких и сверхвысоких давлений, Северный Тянь-Шань. Пелитовый сланец в основном состоит из белой слюды (мусковит, фенгит), хлорита и кварца с незначительным содержанием граната и хлоритоида. На основе текстуры и химического состава минералов пелитовых сланцев предложено разделение метаморфизма на два этапа: первый – с высоким соотношением давления к температуре (Р/Т), и второй – с низким Р/Т. Первый этап включает прогрессивную, пиковую и ретроградную стадии. Пиковые условия метаморфизма первого этапа пелитовых сланцев характеризуются температурой 540–590 °С и давлением 12–15 кбар (метаморфизм с высоким Р/Т). После этого следует второй этап метаморфизма с низким Р/Т при температуре около 500 °С и давлении около 3 кбар. Пелитовые сланцы подверглись ретроградному метаморфизму до верхних уровней земной коры, затем они снова испытали метаморфизм в условиях низких давлений и высоких температур, вероятно, в результате контактового метаморфизма ордовикских гранитных интрузий. Пиковые условия метаморфизма пелитовых сланцев значительно ниже по давлению по сравнению с ранее изученными эклогитами и гранат-хлоритоид-талъковыми сланцами нельдинского и макбальского комплексов Макбальского УНР террейна.

Ключевые слова: Нельдинский комплекс; Макбальский террейн; НР-УНР метаморфизм; Р-Т условия; Северный Тянь-Шань.

ТҮНДҮК ТЯНЬ-ШАНЬДАГЫ МАКБАЛ УНР ТЕРРЕЙНГЕ ТИЕШЕЛҮҮ НЫЛДЫ КОМПЛЕКСИНИН ПЕЛИТ СЛАНЕЦТЕРИНИН Р-Т ТҮЗҮЛҮШ ШАРТТАРЫ

*А.М. Касымбеков, Р.Т. Орозбаев, А.Б. Бакиров,
А. Такасу, А.А. Тогомбаева, М.М. Сатыбаев*

Аннотация. Бул макалада Түндүк Тянь-Шаньда жогорку жана өтө жогорку басым шарттарындагы Макбал УНР террейнинин Нылды комплексинин пелит сланецтеринин петрологиялык изилдөөлөрүнүн жыйынтыктары келтирилген. Пелит сланец негизинен ак слюдадан (мусковит, фенгит), хлориттен жана кварцтан турат, курамында аз өлчөмдө гранат жана хлоритоид кездешет. Пелит сланецтин минералдарынын текстурасына жана химиялык составына таянып, метаморфизм эки этапка бөлүнгөн: биринчи этап – басымдын температурага болгон катышы (Р/Т) жогору болгон этап, экинчиси этап – Р/Т төмөн болгон этап. Биринчи этап прогрессивдүү, метаморфизмдин эң жогорку абалы жана ретрограддык стадияларды камтыйт. Пелит сланецтердин биринчи этаптагы метаморфизминин Р-Т шарттарынын эң бийик учуру 540–590 °С температура жана 12–15 кбар басым менен мүнөздөлөт (жогорку Р/Т шартындагы метаморфизм). Мындан кийин болжол менен 500 °С температурада жана 3 кбар басымда төмөн Р/Т шарттарында метаморфизмдин экинчи этабы орун алган. Пелит сланецтери жер кыртышынын жогорку деңгээлдерине чейин ретрограддык метаморфизмге учурап, андан кийин кайрадан төмөн басымда жана жогорку температурада метаморфизмге дуушар болгон. Бул, балким, ордовик доорундагы гранит интрузияларынын контакттык метаморфизминин таасири менен түшүндүрүлөт. Пелит сланецтердин метаморфизминин эң жогорку абалы Макбал УНР террейнинин Нылды жана Макбал комплекстериндеги мурда изилденген эклогиттерге жана гранат-хлоритоид-талък сланецтерге салыштырмалуу басым боюнча кыйла төмөн.

Түйүндүү сөздөр: Нылды комплекси; Макбал террейни; НР-УНР метаморфизми; Р-Т шарттары; Түндүк Тянь-Шань.

**P-T CONDITIONS OF THE PELITIC SCHISTS IN NELDY COMPLEX,
MAKBAL UHP TERRAIN, NORTHERN TIEN-SHAN**

*A.M. Kasymbekov, R.T. Orozbaev, A.B. Bakirov,
A. Takasu, A.A. Togonbaeva, M.M. Satybaev*

Abstract. The article presents the results of a petrological investigation of the pelitic schists of the Neldy Complex from the Makbal UHP terrain in the Northern Tien-Shan. The pelitic schist mainly consists of white mica (muscovite, phengite), chlorite, and quartz, with minor amounts of garnet and chloritoid. Based on the texture and chemical composition of minerals in the pelitic schists it is proposed that metamorphism can be divided into two events: the first event with a high pressure-temperature (P/T), and the second event with a low-P/T. The first event includes prograde, peak, and retrograde metamorphic stages. The peak metamorphic conditions of the first event in the pelitic schists are characterized by $T = 540\text{--}590\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $P = 12\text{--}15\text{ kbar}$ (high-P/T metamorphism). This is followed by the second metamorphic event, characterized by low P/T conditions at T of about $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ and a P of around 3 kbar . The pelitic schists underwent retrograde metamorphism up to the upper levels of the crust, after which they experienced another metamorphic overprint under low-P and high-T conditions, likely due to contact metamorphism caused by Ordovician granitic intrusions. The peak metamorphic conditions of the pelitic schists are substantially lower in pressure compared to those previously reported for the eclogites and garnet-chloritoid-talc schists of the Neldinsky and Makbal complexes within the Makbal UHP terrain.

Keywords: Neldinsky complex; Makbalsky terrain; HP-UHP metamorphism; R-T conditions; Northern Tien-Shan.

Введение. Макбальский УНР (сверхвысоких давлений) террейн в Северном Тянь-Шане состоит преимущественно из метаморфических горных пород, образовавшихся при высоких и сверхвысоких давлениях [1–5]. Макбальский УНР террейн делится на две структурные единицы: нижний акджонский надкомплекс и верхний шаркыракский надкомплекс [3, 6]. Акджонский надкомплекс, в свою очередь, подразделяется на нижний макбальский и верхний нельдинский комплексы, в то время как шаркыракский надкомплекс подразделяется на нижний чымынсайский комплекс и верхний каиндинский комплекс [6].

Макбальский комплекс в основном состоит из кварцитов и пелитовых сланцев, в которых присутствуют линзовидные тела гранат-хлоритоид-талковых сланцев, эклогитов, амфиболитов и мраморов [1, 2, 5, 6]. Ранее, в гранатах из гранат-хлоритоид-талковых сланцев, а также в единичных гранатах из кварцитов и эклогитов, были обнаружены коэсит и псевдоморфозы кварца по коэситу, которые указывают на условия метаморфизма сверхвысоких давлений, до $80\text{--}100\text{ км}$ глубин [5, 7, 8, 9].

Нельдинский комплекс состоит преимущественно из пелитовых сланцев с линзами и прослоями эклогитов, амфиболитов, мраморов и кварцитов. Однако в нельдинском комплексе не обнаружены коэсит и/или псевдоморфозы кварца по коэситу [3, 5], что подразумевает, что породы данного комплекса испытали метаморфизм только высоких давлений. Метаморфические условия эклогитов оцениваются как $T = 550\text{--}610\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 22\text{--}25\text{ кбар}$ [10], а метаморфизм пелитовых сланцев варьируется в пределах $T = 485\text{--}545\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 9\text{--}17\text{ кбар}$ [11]. Несмотря на эти данные, метаморфические породы нельдинского комплекса до настоящего времени остаются недостаточно изученными. Пелитовые сланцы исследовались в работах Касымбекова и соавторов [11, 12], где условия давления и температуры (P-T) оценивались на основе нескольких независимых методов. В частности, использовалась реакция «жадеит + кварц = альбит» [13] и анализ максимального содержания кремния в фенгите [14] для определения давления, а также гранат-хлоритовый [15] и гранат-фенгитовый [16] геотермометры для определения температуры формирования пород. Из этих минералов, хлорит и мусковит (край фенгита) могли образоваться в более поздних стадиях (ретроградных) метаморфизма и, соответственно, могут не отражать температуру формирования пород при пиковом метаморфизме.

В настоящем исследовании мы представляем уточнённую реконструкцию условий температур пикового метаморфизма на основе гранат-хлоритоидного геотермометра [17]. Данный метод является особенно информативным, поскольку оба минерала – гранат и хлоритоид – кристаллизовались в условиях самой высокой стадии (пиковой) метаморфизма. Это позволяет более точно зафиксировать параметры температуры, отражающие реальные условия формирования пород в глубинных зонах.

Изученные эклогиты [4, 10, 18], гранат-хлоритоид-талльковые сланцы [5, 8, 9], гранатовый амфиболит [19], пелитовые сланцы [11] и пелитовый сланец (KG1244, данное исследование) также показаны.

Эклогиты встречаются преимущественно в виде линз или блоков различного размера от сантиметровых до нескольких десятков метров среди кварцитов и пелитовых сланцев. Гранат-хлоритоид-талльковые сланцы часто встречаются в виде линзообразных тел в кварцитах. Менее изменённые эклогиты обычно сохраняются в центральных частях блоков или линз, в то время как их ретроградные аналоги, такие как гранатовые амфиболиты или амфиболиты, встречаются по краям линз. Козсит и псевдоморфозы кварца по козситу обнаружены в виде включений в гранате из гранат-хлоритоид-талльковых сланцев и редко в гранате из эклогитов и кварцита [5, 7, 8], которые указывают на условия метаморфизма сверхвысоких давлений. Пиковая стадия метаморфизма формирования гранат-хлоритоид-талльковых сланцев определены в диапазоне температур (Т) 530–580 °С и давлений (Р) 28–33 кбар [5, 8, 9], а расчётные условия пикового метаморфизма эклогитов варьируются в пределах Т = 290–660 °С и Р = 20–28 кбар [5, 18]. Определённые SHRIMP U-Pb возраста цирконов и CHIME возраст монацита из гранат-хлоритоид-талльковых сланцев составляет 502 ± 10 и 481 ± 26 млн лет, соответственно [20, 21]. SHRIMP U-Pb возраста цирконов из эклогита определены в пределах 509 ± 7 и 498 ± 7 млн лет [20].

Нельдинский комплекс в основном состоит из пелитовых сланцев (без-гранатовые, гранатовые и хлоритоидсодержащие пелитовые сланцы), с небольшим количеством кварцитов, мраморов, и линзообразных тел эклогитов, гранатовых амфиболитов и амфиболитов [3, 6]. Метаморфические условия формирования эклогитов оцениваются в диапазоне Т = 550–610 °С при давлениях 22–25 кбар [10]. Пиковые метаморфические условия безгранатовых, а также гранат- и хлоритоидсодержащих пелитовых сланцев были определены как Т = 500–630 °С при Р = 9–17 кбар и Т = 485–545 °С при Р = 12–15 кбар, соответственно [11, 12]. Вычисленные пиковые метаморфические условия формирования гранатового амфиболита равны Т = 575 ± 29 °С и Р = 14 ± 3 кбар [12]. Sm-Nd возраст эклогита составляет $526 \pm 9,5$ млн лет, что соответствует пиковому возрасту метаморфизма [22]. Схожий K-Ar возраст 524 ± 13 млн лет также получен для пелитового сланца [11].

Образец пелитового сланца (KG1244) в данном исследовании отобран в нельдинском комплексе и является типичным представителем метапелитовой толщи, сформированной в условиях регионального метаморфизма. Порода характеризуется мелкозернистой структурой и сланцеватой текстурой, обусловленной ориентировкой пластинчатых минералов, преимущественно фенгита (мусковит) и хлорита. В составе также присутствуют гранат, кварц, мусковит и незначительное количество хлоритоида. Минеральный состав и текстурные особенности позволяют отнести сланец к высокоизменённым метапелитам с признаками динамической переработки, что указывает на его участие в тектоно-метаморфических процессах, характерных для формирования структур нельдинского комплекса.

Шаркыракский надкомплекс образован двумя комплексами: чымынсайским и каиндинским. Чымынсайский комплекс состоит из различных типов мраморов и переслаивающихся кварцитов, а каиндинский комплекс в основном состоит из пелитовых сланцев с небольшим количеством кварцитов, мраморов и амфиболитов [3, 6]. Пиковые метаморфические условия гранатовых амфиболитов составляют Т = 620 °С при Р = 14 кбар [19]. Lu-Hf возраст $470,1 \pm 2,5$ млн лет был предложен как возраст роста граната при прогрессивном метаморфизме [19].

Петрографическое описание. Гранат и хлоритоидсодержащий пелитовый сланец (KG1244) был отобран из нельдинского комплекса в Макбальском УНР террейне. Данный образец в основном состоит из белой слюды (мусковит, фенгит), хлорита и кварца с небольшим содержанием граната и хлоритоида (рисунок 2, а). В качестве аксессуарных минералов присутствуют альбит, а также турмалин, сфен, рутил, циркон, монацит, кальцит и углистое вещество.

Сланцеватость определяется преимущественно ориентировкой минералов белой слюды, хлоритоида и хлорита (см. рисунок 2, а). Гранат встречается в виде субидiomорфных порфиобластов, достигающих до 3 мм в поперечнике, и обычно ассоциируется с зонами ослабленного давления

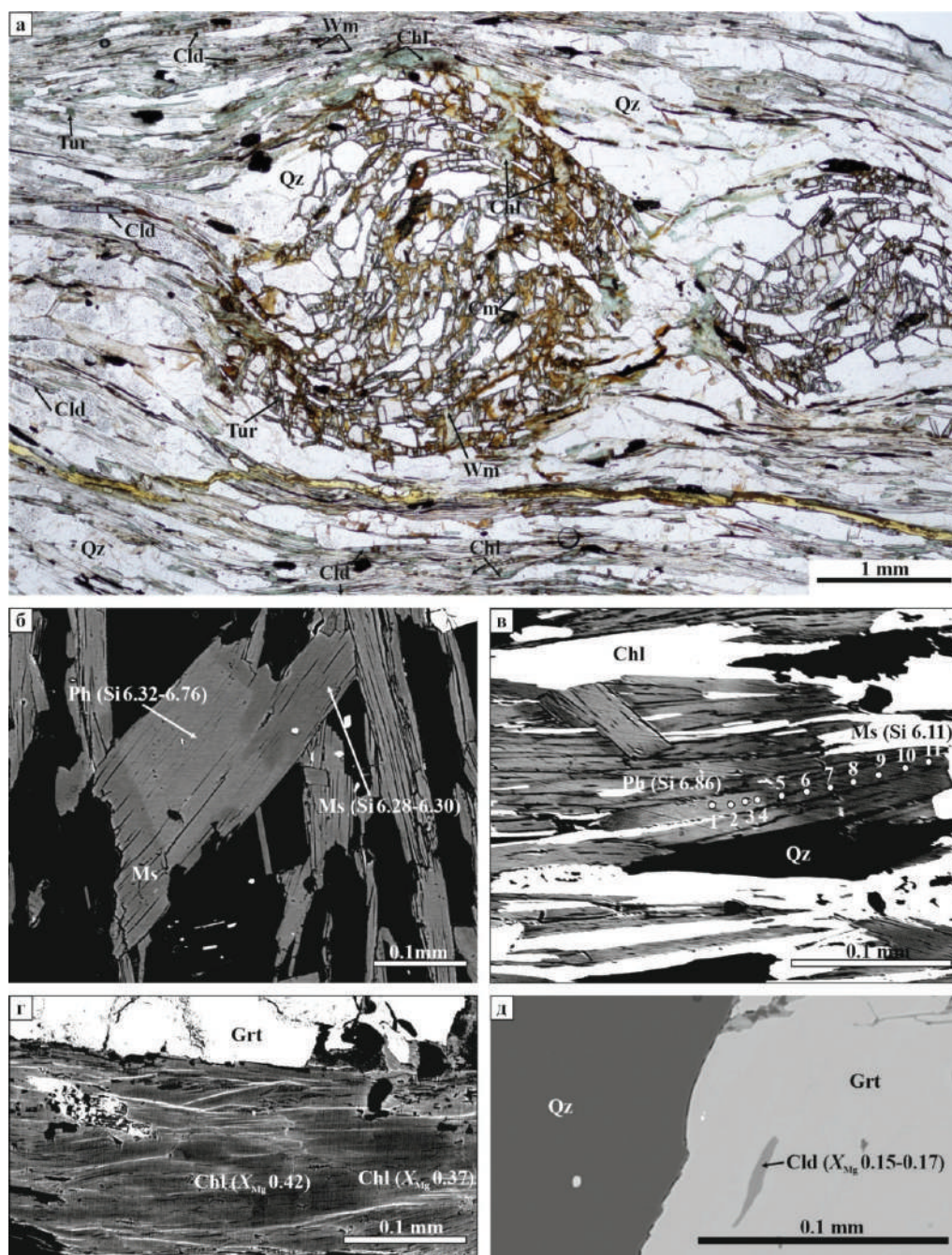


Рисунок 2 – Микрофотография и изображения в обратно рассеянных электронах (BSE), показывающие текстуру минералов в пелитовом сланце (обр. KG1244): а – микрофотография порфиробластового граната (Grt), белых слюд (Wm) и хлорита (Chl), а также минералов хлоритоида (Cld), турмалина (Tur), углистого вещества (Cm) и кварца (Qz). Гранат содержит включения хлоритоида, турмалина и кварца, и по трещинам замещается хлоритом и белой слюдой; б, в – белая слюда, образующая сланцеватость, с зональностью из более светлого ядра (фенгит, Ph) к более тёмному краю (мусковит, Ms); г – хлорит показывает зональность с более высоким содержанием X_{Mg} в ядре и низким содержанием X_{Mg} к краю зерна; д – включение хлоритоида в порфиробластовом гранате

(см. рисунок 2, а). Эти зоны состоят преимущественно из кварца с небольшим количеством фенгита и хлорита. Внутренняя сланцеватость граната имеет сигмоидальную форму и является продолжением внешней сланцеватости, наблюдаемой в породе (см. рисунок 2, а). Порфириобластовые гранаты содержат включения кварца, хлоритоида, турмалина, титанита, кальцита и рутила (рисунок 2 а, д). Большинство зерен граната сильно трещиноваты, которые заполнены мусковитом, хлоритом и кварцем. Образующие сланцеватость белые слюды встречаются в виде субидiomорфных таблитчатых кристаллов до 1 мм в поперечнике, обладающих композиционной зональностью: от центра (фенгит) к краю зерна (мусковит) (рисунок 2, б, в).

Рассланцевание хлорита проявляется в виде субидiomорфных или ксеноморфных зерен размером до 0,3 мм в поперечнике. Хлорит зональный от ядра к краю (рисунок 2, г). В трещинах граната встречаются два типа хлорита: светло-серые жилы хлорита переслаиваются с темно-серыми хлоритовыми прожилками. Образующий сланцеватость хлоритоид встречается в виде субидiomорфных кристаллов диаметром до 0,3 мм в поперечнике. Включения хлоритоида размером до 0,1 мм в диаметре обнаруживаются в порфириобластовом гранате (см. рисунок 2, д). Альбит представлен субидiomорфными зернами диаметром до 0,3 мм, показывающими зональность от темного ядра к яркому краю. Рутит в породе частично замещен сфеном.

Химический состав минералов был исследован с использованием электронно-зондовых микроанализаторов (JEOL JXA-8800M и JXA-8530F) на факультете наук о Земле университета Шиманэ, Япония. Для количественного анализа использовались следующие аналитические условия: ускоряющее напряжение 15 кВ, поглощенный ток 20 нА и диаметр пучка 5 мкм. Коррекции проводились по методике [23]. Конечные компоненты граната рассчитывались на основе четырех составляющих; пироп (X_{Prp}), альмандин (X_{Alm}), спессартин (X_{Sps}) и гроссуляр (X_{Grs}). $X_{\text{Prp}} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ca})$; $X_{\text{Alm}} = \text{Fe}^{2+} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ca})$; $X_{\text{Sps}} = \text{Mn} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ca})$; $X_{\text{Grs}} = \text{Ca} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ca})$ [24]. Содержание трехвалентного железа в гранате определено используя баланс $\text{Fe}^{3+} = 8 - 2\text{Si} - 2\text{Ti} - \text{Al}$ ($\text{O} = 12$). Содержание Fe^{3+} в фенгите, хлорите и хлоритоиде было рассчитано с использованием программы THERMOCAL AX [25]. Содержание Fe^{3+} в этих минералах незначительны. Химический состав минералов, входящих в состав пелитового сланца (KG1244), представлен в таблице 1.

Пелитовый сланец (KG1244). Порфириобластовые гранаты в пелитовом сланце (KG1244) имеют выраженный альмандиновый состав (X_{Alm} 0,68–0,77), с переменным содержанием пироба, спессартина и гроссуляровых компонентов (таблица 1, рисунок 3). Гранаты демонстрируют зональность роста: наблюдается снижение содержания спессартина (X_{Sps} 0,12–0,02) и увеличение пироба (X_{Prp} 0,04–0,08) и альмандина (X_{Alm} 0,68–0,77) от ядра к краю. Гроссуляр показывает незначительное увеличение (X_{Grs} 0,08–0,19) от ядра к краю и снижение (X_{Grs} 0,19–0,16) на самой периферии зерна (см. рисунок 3, таблица 1).

Химический состав белой слюды варьируется от ядра (фенгит) к краю (мусковит) ($\text{Si} = 6,94\text{--}6,10$ pfu, $X_{\text{Na}} = 0,01\text{--}0,06$, $\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} = 1,13\text{--}0,30$ pfu, $X_{\text{Mg}} = 0,64\text{--}0,33$) (рисунок 4). Ядро зерна белой слюды показывает Si (6,86–6,74 pfu), $\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$ (1,08–0,96 pfu) и X_{Mg} (0,63–0,60), которые уменьшаются к краю Si (6,18–6,10 pfu), $\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$ (0,40–0,31 pfu) и X_{Mg} (0,40–0,33). X_{Na} (0,02–0,03) увеличивается в сторону края (0,06–0,09). Существует большой композиционный разрыв между ядром и краем, представленный Si (6,74–6,18 pfu) и X_{Na} (0,03–0,07). Мусковит встречается в трещинах порфириобластового граната и содержит Si (6,16–6,27 pfu), $\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$ (0,23–0,47 pfu), X_{Na} (0,07–0,09) и X_{Mg} (0,24–0,33), что аналогично составу мусковитового края белой слюды. Минеральные включения хлоритоида с X_{Mg} (0,12–0,17) в порфириобластовом гранате имеют аналогичный состав с хлоритоидом (X_{Mg} 0,12–0,18) в породе. Хлорит демонстрирует зональность с более высоким содержанием X_{Mg} (0,41–0,46) в ядре и низким X_{Mg} (0,36–0,40) к краю. Светло-серый хлорит в трещинах граната имеет более низкий X_{Mg} (0,08–0,18), чем темно-серый хлорит (X_{Mg} 0,28–0,36). Для альбита характерна композиционная зональность с увеличением содержания анортита от ядра к краю ($\text{An}_{1,5}$).

Таблица 1 – Химический состав белой слюды (фенгит/мусковит), хлоритоида, хлорита, альбита и граната

Образец	KG 1244														
	Белая слюда				Хлоритоид		Хлорит				Альбит		Гранат		
					inc Grt		Grt fracture								
	ядро	ядро	край	край			ядро	край					ядро	→	край
SiO ₂	51,80	50,68	45,82	45,37	24,07	23,93	25,30	22,78	22,60	22,90	67,84	67,37	37,33	37,05	37,56
TiO ₂	0,19	0,25	0,26	0,18	0,00	0,00	0,07	0,04	0,06	0,01	0,01	0	0,07	0,07	0,09
Al ₂ O ₃	26,75	27,83	34,45	35,04	39,36	39,33	20,20	22,30	21,62	21,28	20,35	20,14	20,96	20,68	20,90
FeO*	3,51	3,18	1,96	2,28	24,58	25,39	27,41	31,68	31,90	39,15	0,03	0,05	31,92	31,48	33,88
MnO	0,04	0,02	0,03	0,01	0,24	0,57	0,07	0,10	0,22	0,04	0,08	0,01	5,36	4,01	1,52
MgO	3,31	3,08	0,70	0,71	2,75	2,07	13,23	9,85	9,13	3,39	0,00	0,01	0,99	1,22	1,66
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,54	0,46	4,64	5,86	5,39
Na ₂ O	0,12	0,26	0,55	0,54	0,00	0,01	0,01	0,04	0,06	0,05	11,76	11,87	0,17	0,03	0,01
K ₂ O	10,98	10,75	10,77	10,72	0,02	0,03	0,05	0,06	0,04	0,06	0,1	0,11	0,04	0,05	0,04
Total	96,70	96,05	94,54	94,85	91,02	91,33	86,34	86,85	85,65	86,88	100,71	100,02	101,48	100,45	101,05
O	22	22	22	22	6	6	14	14	14	14	8	8	12	12	12
Si	6,86	6,74	6,18	6,11	1,01	1,01	2,74	2,52	2,55	2,64	2,95	2,95	2,98	2,98	3,00
Ti	0,02	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	4,17	4,37	5,48	5,56	1,95	1,95	2,58	2,91	2,87	2,89	1,04	1,04	1,97	1,96	1,97
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,07	0,05	0,00	0,00	0,00	0,09	0,08	0,03
Fe ²⁺	0,39	0,35	0,22	0,26	0,83	0,85	2,49	2,86	2,96	3,78	0,00	0,00	2,05	2,04	2,23
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,36	0,27	0,10
Mg	0,65	0,61	0,14	0,14	0,17	0,13	2,14	1,62	1,53	0,58	0,00	0,00	0,12	0,15	0,20
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,40	0,50	0,46
Na	0,03	0,07	0,14	0,14	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,99	1,01	0,03	0,01	0,00
K	1,85	1,82	1,85	1,84	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Total	13,97	13,99	14,04	14,07	4,00	4,00	9,98	10,01	10,10	9,91	5,02	5,03	8,00	8,00	8,00
X _{Mg}	0,63	0,63	0,39	0,36	0,17	0,13	0,46	0,36	0,34	0,13			0,05	0,07	0,08
X _{Na}	0,02	0,02	0,07	0,07											
Fe ²⁺ +Mg	1,04	1,04	0,36	0,40											
X _{Pyр}													0,04	0,05	0,07
X _{Spс}													0,12	0,09	0,03
X _{Grs}													0,13	0,17	0,15
X _{Alm}													0,71	0,69	0,75

*Примечание. Общее железо как FeO, $X_{Mg} = Mg/(Fe^{2+}+Mg)$, $X_{Na} = Na/(Na+K)$

Inc Grt – включение в гранате: Grt fracture – хлорит в трещинах граната

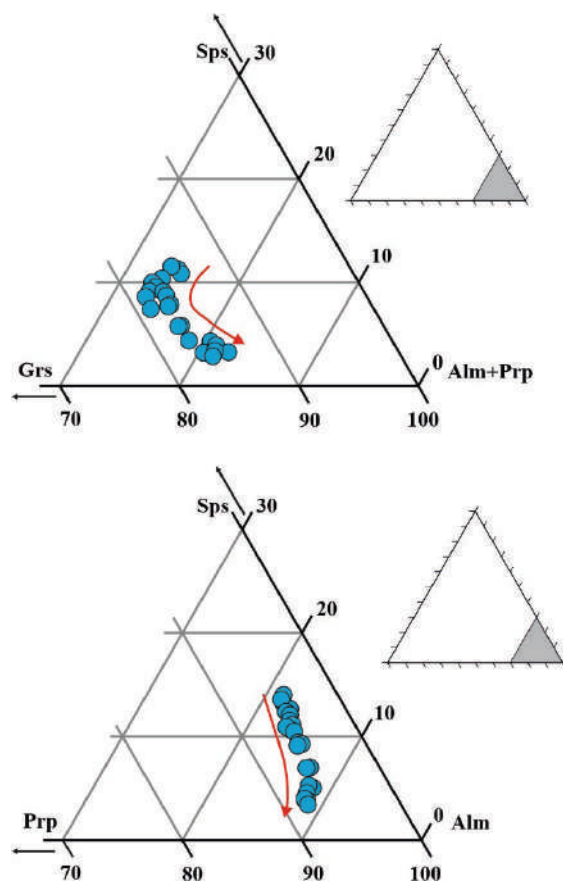


Рисунок 3 – Диаграмма, показывающая химический состав граната в пелитовом сланце. Стрелки указывают композиционную зональность от ядра к краю

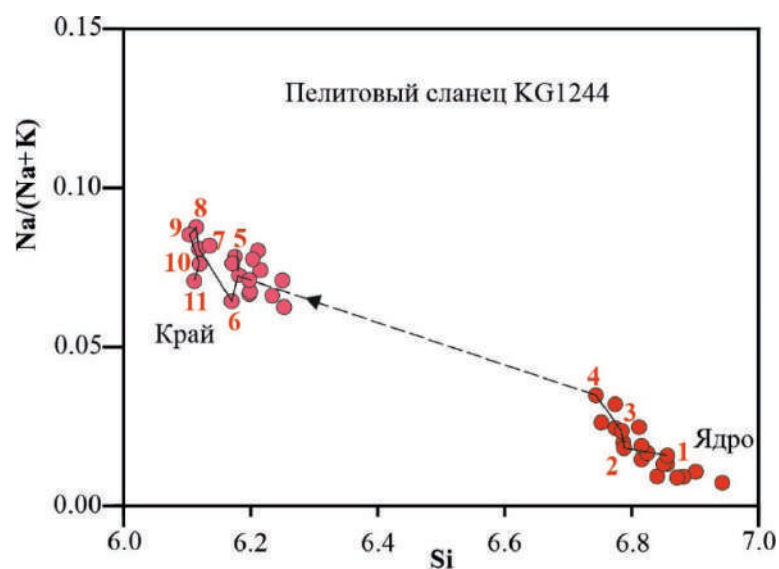


Рисунок 4 – Химический состав белых слюд с зональностью от ядра к краю зерна. Аналитические точки показаны на рисунке 2 б, в

Метаморфические условия формирования пелитовых сланцев. Согласно [11], на основе текстуры минералов и их химического состава в пелитовых сланцах нельдинского комплекса выделяются два метаморфических этапа: первый и второй метаморфические этапы (рисунок 5).

Первый метаморфический этап делится на прогрессивную, пиковую и ретроградную метаморфические стадии (см. рисунок 5). Переход к пиковой стадии метаморфизма определяется зональностью граната от ядра (X_{Prp} 0,04, X_{Sps} 0,12) к краю (X_{Prp} 0,08, X_{Sps} 0,02), где ядро представляет прогрессивную стадию метаморфизма, а край – пиковую стадию. Соответственно, минеральные включения в краевой части граната, такие как хлоритоид (X_{Mg} = 0,12–0,17) (см. рисунок 2, д), турмалин, рутил, ильменит и кварц, а также минералы в породе – фенгит (Si 6,94–6,74), ядро хлорита (X_{Mg} = 0,41–0,46), хлоритоид (X_{Mg} = 0,12–0,18) и альбит (An_{1-5}) могут представлять минеральную ассоциацию пиковой стадии метаморфизма.

Максимальное содержание кремния в фенгите (Si 6,94) указывает на минимальное давление (P = 12 кбар), поскольку биотит и калиевый полевой шпат в породе не обнаружены [14]. Отсутствие жадеита и присутствие альбита свидетельствуют о максимальном давлении (P = 15 кбар) [13] (см. рисунок 5).

Ранее [11], представили Р-Т вычисления о метаморфических условиях формирования пелитовых сланцев нельдинского комплекса. Согласно их работе, метаморфические условия пиковой стадии для этих сланцев находятся в диапазоне температур от 485 до 545 °С при давлении от 12 до 15 кбар (см. рисунок 5). Температурный пик метаморфизма первого метаморфического этапа оценивался по кайме граната и ядру хлорита в породе. Край хлорита немного обогащен Fe^{2+} по сравнению с ядром, что предполагает его образование в период, когда гранаты начали замещаться сразу после пика метаморфизма. Поэтому край хлорита считается неравновесным с краем граната. Также в их исследовании описано фенгитовое ядро белой слюды, образовавшееся после резорбции, что свидетельствует о сложной химической и структурной эволюции минералов в ходе метаморфических процессов. Возможно, что признаки пиковой стадии метаморфизма могли быть частично утрачены или видоизменены в ходе ретроградных метаморфических процессов. В связи с вышеуказанным, использование геотермометрий на основе гранат-хлорита [15] и гранат-фенгита [16] может не всегда точно отражать температуры пиковой стадии метаморфизма, что связано с возможными изменениями в структуре и составе минералов в ходе ретроградного метаморфизма.

В данном исследовании были применены более точные методы расчета метаморфических условий температуры, основанные на анализе края граната и включений хлоритоида в нем (см. рисунок 2, д), а также в породе. Эти данные позволяют более точно реконструировать температурные условия в момент пикового метаморфизма. Использование таких подходов позволяет уточнить и дополнить информацию о метаморфической эволюции пелитового сланца нельдинского комплекса и обеспечить более надежные данные о температуре и давлении в пиковой стадии. Мы применили гранат-хлоритоидный геотермометр [17] и получили следующие данные: гранат-хлоритоид (включение в гранате) показал 540–585 °С, а гранат-хлоритоид (в породе) – 535–590 °С. Полученный температурный интервал 540–590 °С в данном исследовании немного выше чем ранее вычисленные температуры 485–545 °С, и предполагают пиковую стадию метаморфизма первого метаморфического этапа при условиях T = 540–590 °С и P = 12–15 кбар с высоким соотношением давления и температуры (P/T) (см. рисунок 5).

Ретроградная стадия **первого метаморфического этапа** определяется минералами, образующимися в трещинах порфиروبластового граната, такими как хлориты с более низким X_{Mg} (0,08–0,18) и кварц. Край хлоритов (X_{Mg} 0,40–0,36), вероятно, развивается на начальном этапе ретроградного метаморфизма.

Второй метаморфический этап определяется мусковитом (Si 6,18–6,10 pfu, X_{Na} 0,06–0,09), который развивается после фенгита в краевой части зерна. Хлорит с более высоким X_{Mg} (0,28–0,36), мусковит (Si 6,16–6,27 pfu, X_{Na} 0,07–0,09) и кварц, образующиеся в трещинах порфиروبластового граната, также являются минералами второго метаморфического этапа. Отсутствие биотита и хлоритоида,

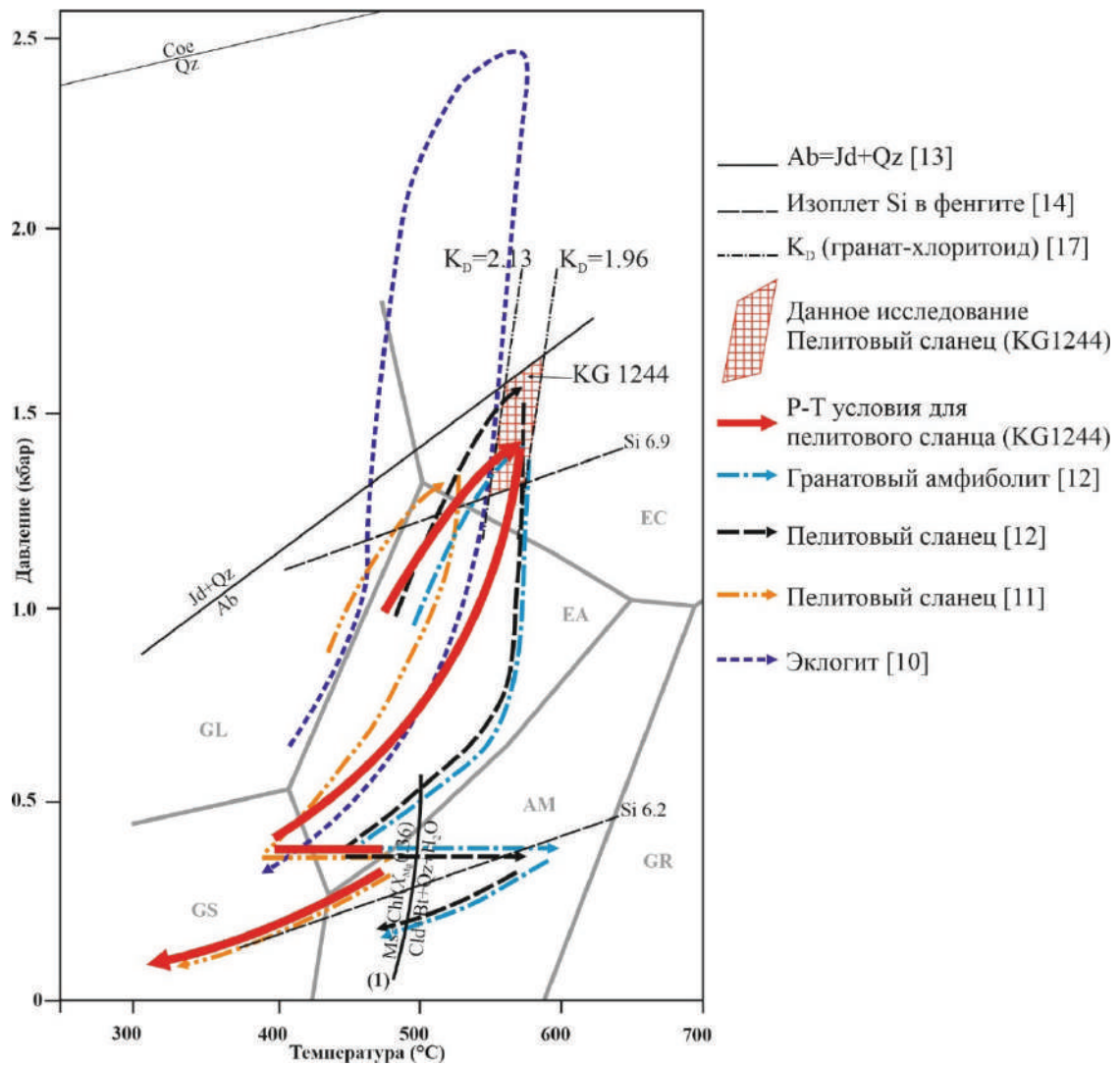


Рисунок 5 – P-T условия формирования метаморфических пород нельдинского комплекса в Макбальском УНР террейне [10, 11, 12]. Полученные P-T условия для пелитового сланца (KG1244) также показаны. Границы метаморфических фаций по [26]

а также наличие мусковита и хлорита во время второго метаморфического этапа предполагают, что температура метаморфизма не доходила до минеральной реакции (1) (см. рисунок 5):



Кривая реакции (1) для KFMASH системы рассчитана с использованием THERMOCALC ver. 3.33 и обновленной версии термодинамических данных [25]. Программа AX2 использована для расчета активности минералов, а активность H_2O принимается равной единице. В расчетах применены значение X_{Mg} для хлорита (0,36) и содержание Si в мусковите (6,18 pfu). Эти параметры использованы для расчета реакции (1), которая представляет собой максимальный температурный предел второго метаморфического этапа около 500 °C (см. рисунке 5). Содержание Si в мусковите (Si = 6,18 pfu) без калиевого полевого шпата и биотита указывает на минимальное давление ($P = 3$ кбар) [14].

В отсутствие парагонита максимальная растворимость парагонитовой составляющей в мусковите ограничивает минимальную температуру по мусковит-парагонитовому сольвусу. Максимум X_{Na} для мусковита во втором этапе метаморфизма составляет 0,09, что указывает на минимальную температуру также около 500 °C при использовании конфигурации сольвуса [27]. Таким образом, реакция (1) и мусковит-парагонитовый сольвус представляют собой температурные условия в 500 °C, а содержание Si = 6,18 pfu в мусковите на минимальное давление около 3 кбар для пиковой стадии метаморфизма второго метаморфического этапа (с низким P/T) (см. рисунок 5), где повышение температуры, вероятно, происходило вследствие внедрения ордовикских гранитных интрузий в районе исследования (см. рисунок 1).

Выводы. В данном исследовании проведен петрологический анализ гранат- и хлоритоидсодержащего пелитового сланца (KG1244), отобранного в нельдинском комплексе. Мы сосредоточились на исследовании метаморфической эволюции этих сланцев, в частности на двух ключевых метаморфических этапах, через которые они прошли: первый – это метаморфизм с высоким соотношением давления и температуры (P/T), а второй – метаморфизм с низким P/T . Получены новые данные по температурным условиям (540–590 °C) формирования пелитового сланца в пиковой стадии первого метаморфического этапа при давлениях 12–15 кбар (см. рисунок 5).

Все полученные данные свидетельствуют о сложной и многоступенчатой метаморфической истории, которая затрагивает как высокие, так и низкие P/T условия, что может оказывать существенное влияние на минералогический состав и текстуру пород. Метаморфизм с низким P/T , вероятно, возник в результате повторного нагревания из-за внедрения интрузий ордовикских гранитов [11].

В целом, метаморфические породы нельдинского комплекса испытали метаморфизм высоких давлений (эклогиты – $T = 550\text{--}610$ °C и $P = 22\text{--}25$ кбар [10]; гранатовый амфиболит – $T = 575 \pm 29$ °C и $P = 14 \pm 3$ кбар [12]; пелитовые сланцы – $T = 500\text{--}630$ °C и $P = 9\text{--}17$ кбар [11, 12] и $T = 540\text{--}590$ °C и $P = 12\text{--}15$ кбар [данное исследование]), в то время как метаморфические породы макбальского комплекса достигали метаморфизма сверхвысоких давлений (эклогиты – $T = 290\text{--}660$ °C и $P = 20\text{--}28$ кбар [5, 18]; гранат-хлоритоид-тальковые сланцы – $T = 530\text{--}580$ °C и $P = 28\text{--}33$ кбар [5, 8, 9]).

После пикового метаморфизма все метаморфические породы макбальского и нельдинского комплекса, такие как гранат-хлоритоид-тальковые сланцы и эклогиты, были эксгумированы изотермически, что указывает на быструю эксгумацию в направлении к более верхним уровням земной коры. Относительно низкобарические метаморфические породы пелитовых сланцев нельдинского комплекса, вероятно, также эксгумировались синхронно. Метаморфические породы Макбальского УНР террейна были подняты на более поверхностные уровни земной коры (около 10 км в глубину), как минимум до внедрений гранитной магмы, датируемых примерно 460 млн лет назад [20].

Поступила: 17.11.2025; рецензирована: 01.12.2025; принята: 03.12.2025.

Литература

1. Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня / А.Б. Бакиров. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с.
2. Бакиров А.Б. Породы метаморфических фаций сверхвысоких давлений в Тянь-Шане / А.Б. Бакиров, А. Тагири, К.С. Сакиев // Геология и геофизика. 1998. № 12. С. 1722–1732.
3. Бакиров А.Б. (U)HP террейны Тянь-Шаня / А.Б. Бакиров, А. Тагири, А. Такасу [и др.]. Бишкек: Илим, 2017. С. 74–151.
4. Tagiri M. Mineral parageneses and metamorphic P-T paths of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrgyzstan Tien-Shan / M. Tagiri, T. Yano, A.B. Bakirov, T. Nakajima, S. Uchiumi // Island Arc. 1995. № 4. Pp. 280–292.
5. Tagiri M. Intrusion of UHP metamorphic rocks into the upper crust of Kyrgyzian Tien-Shan: P-T path and metamorphic age of the Makbal Complex / M. Tagiri, S. Takiguchi, C. Ishida, T. Noguchi, M. Kimura, A.B. Bakirov, K.S. Sakiev, M. Takahashi, A. Takasu, A.A. Bakirov, A. Togonbaeva, A. Suzuki // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2010. № 105. Pp. 233–250.
6. Бакиров А.Б. Стратиграфия метаморфической формации западной части Киргизского хребта // Каледониды Тянь-Шаня: В. Королев (ред.) / А.Б. Бакиров, В.В. Котов, Л.С. Котова. Фрунзе: Илим, 1987. С. 8–21.
7. Tagiri M. Quartz pseudomorph after coesite in garnet from a garnet-chloritoid-talc schist, Northern Tien-Shan, Kirghiz SSR / M. Tagiri, A.B. Bakirov // Proceedings of the Japan Academy. 1990. Series B. № 66. Pp. 135–139.
8. Orozbaev R. Trace element characteristics of clinozoisite pseudomorphs after lawsonite in talc-garnet-chloritoid schists from the Makbal UHP Complex, northern Kyrgyz Tian-Shan / R. Orozbaev, T. Hirajima, A.B. Bakirov, A. Takasu, K. Maki, K. Yoshida, K.S. Sakiev, A. Bakirov, T. Hirata, M. Tagiri, A. Togonbaeva // Lithos. 2015. № 226. Pp. 98–115.
9. Meyer M. Subduction and exhumation mechanisms of ultra-high and high-pressure oceanic and continental crust at Makbal (Tianshan, Kazakhstan and Kyrgyzstan) / M. Meyer, R. Klemm, E. Hegner, D. Konopelko // Journal of Metamorphic Geology. 2014. № 32. Pp. 861–884.
10. Togonbaeva A. Newly described eclogites from the Neldy Formation, Makbal district, Northern Tien-Shan, Kyrgyzstan / A. Togonbaeva, A. Takasu, M. Tagiri, A.B. Bakirov, A.A. Bakirov, K.S. Sakiev // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2010. № 105. Pp. 80–85.
11. Kasymbekov A. Metamorphism and K-Ar white mica ages of pelitic schist in the Makbal Complex, Kyrgyz Northern Tien-Shan / A. Kasymbekov, A. Takasu, M.F. Kabir, S. Endo, A.B. Bakirov, K. Sakiev, R. Orozbaev, T. Hirajima, K. Yoshida // Earth Science (Chikyū Kagaku). 2020. № 74. Pp. 47–64.
12. Kasymbekov A. Metamorphism of garnet amphibolite and pelitic schist from the Upper Unit of the Makbal Complex, Kyrgyz Northern Tien-Shan / A. Kasymbekov, A. Takasu, M.F. Kabir, S. Endo, A.B. Bakirov, K. Sakiev, R. Orozbaev, T. Hirajima, K. Yoshida // Earth Science (Chikyū Kagaku). 2021. № 75. Pp. 271–288.
13. Holland T.J.B. The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes / T.J.B. Holland // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1983. № 82. Pp. 214–220.
14. Massonne H.J. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz / H.J. Massonne, W. Schreyer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. № 96. Pp. 212–224.
15. Grambling J.A. Internally-consistent geothermometry and H₂O barometry in metamorphic rocks: the example garnet-chlorite-quartz / J.A. Grambling // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1990. № 105. Pp. 617–628.
16. Green T.H. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer / T.H. Green, P.L. Hellman // Lithos. 1982. № 15. 253–266.
17. Perchuk L.L. Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks / L.L. Perchuk // Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology. 1991. Pp. 93–111.
18. Meyer M. High-pressure mafic oceanic rocks from the Makbal Complex, Tianshan Mountains (Kazakhstan & Kyrgyzstan): Implications for the metamorphic evolution of a fossil subduction zone / M. Meyer, R. Klemm, D. Konopelko // Lithos. 2013. № 177. Pp. 207–225.
19. Rojas-Agramonte Y. Early Palaeozoic deep subduction of continental crust in the Kyrgyz North Tianshan: evidence from Lu-Hf garnet geochronology and petrology of mafic dikes / Y. Rojas-Agramonte, D. Herwartz, A. García-Casco, A. Kröner, D.V. Alexeev, R. Klemm, S. Buhre, M. Barth // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. № 166. Pp. 525–543.

20. *Konopelko D.* SHRIMP zircon chronology of HP-UHP rocks of the Makbal metamorphic complex in the Northern Tien Shan, Kyrgyzstan / D. Konopelko, K. Kullerud, F. Apayarov, K. Sakiev, O. Baruleva, E. Ravna, E. Lepekina // *Gondwana Research*. 2012. № 22. Pp. 300–309.
21. *Togonbaeva A.* CHIME monazite ages of garnet-chloritoid-talc schists in the Makbal Complex, Northern Kyrgyz Tien-Shan: First report of the age of the UHP metamorphism / A. Togonbaeva, A. Takasu, A.A. Bakirov, T. Sakurai, M. Tagiri, A.B. Bakirov, K. Sakiev // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. 2009. № 104. Pp. 77–81.
22. *Togonbaeva A.* Sm-Nd and K-Ar ages of the HP rocks in the Neldy Formation in the Makbal HP-UHP metamorphic terrane, Northern Tien-Shan, Kyrgyzstan / A. Togonbaeva, A. Takasu, A. Kamei, T. Shibata, M. Tagiri, A.A. Bakirov, A.B. Bakirov, K. Sakiev // *Abstract of the 117th Annual Meeting of the Geological Society of Japan*. 2010. P. 136.
23. *Bence A.E.* Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides / A.E. Bence, A.L. Albee // *Journal of Geology*. 1968. № 76. Pp. 382–403.
24. *Deer W.A.* Appendix 3, End-Member Calculations, An introduction to the rock-forming minerals / W.A. Deer, R.A. Howie, J. Zussman // *Longman Scientific & Technical, London*. 1992. Pp. 683–685.
25. *Holland T.J.B.* An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest / T.J.B. Holland, R. Powell // *Journal of Metamorphic Geology*. 1998. № 16. Pp. 309–343.
26. *Takasu A.* P-T histories of peridotite and amphibolite tectonic blocks in the Sambagawa metamorphic belt, Japan. // In: *Evolution of Metamorphic Belts* (eds, J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley), Geological Society Special Publication. 1989. № 43. Pp. 533–538.
27. *Parra T.* Thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral K white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages / T. Parra, O. Vidal, P.A. Agard // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. № 143. Pp. 706–732.