

УДК 552.4:55(1/9)

## РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВЫСОКО- И УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ, УСЛОВИЯ И МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2021 г. А. В. Скобленко<sup>а</sup>\*, К. Е. Дегтярев<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

\*e-mail: an.pilitsyna@gmail.com

Поступила в редакцию 26.08.2020 г.

После доработки 11.10.2020 г.

Принята к публикации 07.11.2020 г.

В структуре западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, включающей складчатые сооружения Казахстана, Кыргызстана и северо-западной части Китая, выделяются крупные докембрийские сиалические массивы, которые обрамляются палеозойскими интенсивно дислоцированными офиолитами, островодужными и флишевыми комплексами. В строении фундамента докембрийских массивов принимают участие различные метаморфические комплексы, при этом некоторые из них испытали метаморфизм высоких и сверхвысоких давлений в раннем палеозое (~480–530 млн лет). К таким комплексам относятся зерендинская серия Кокчетавского массива в Северном Казахстане, акджонская серия Иссыккульского массива в Северном Тянь-Шане, актюзский, кеминский и кояндинский комплексы Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского массивов в Южном Казахстане, кассанская серия Ишим-Нарынского массива в Среднем Тянь-Шане. Представлен обзор результатов изучения особенностей состава, строения и метаморфической эволюции высоко- и ультравысокобарических образований, а также пород умеренных ступеней, входящих в состав этих комплексов. В ходе исследований, проводившихся в течение последних тридцати лет, были получены многочисленные *P-T* оценки параметров формирования пород на пике метаморфизма, а также на регрессивной и в редких случаях прогрессивной стадиях. Для большей части изученных высоко- и ультравысокобарических пород получены оценки возраста, соответствующие времени проявления пикового или околопикового этапа метаморфизма, а иногда и более поздних этапов диафореза. Рассмотрены проблемы, возникающие при построении геодинамических моделей формирования (ультра-) высокобарических комплексов различных массивов западной части Центрально-Азиатского пояса. Показано, что для построения обоснованных моделей необходима более детальная информация о составах, возрастах, обстановках формирования протолитов ключевых разностей (ультра-) высокобарических пород и комплексов умеренных давлений, а также образований палеозойских структурно-формационных зон, обрамляющих докембрийские массивы.

**Ключевые слова:** высокобарический метаморфизм, Центрально-Азиатский орогенный пояс, эклогиты, геохронология, *P-T* параметры, протолиты, геодинамика, Казахстан, Тянь-Шань

**DOI:** 10.31857/S0869590321030043

### ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия метаморфические комплексы, содержащие высокобарические и ультравысокобарические образования, являются одними из ключевых объектов исследований по всему миру (например, комплексы Дабэ-Сулу, Китай; Богемский массив, Чехия; высокобарические комплексы Западной Норвегии; Армориканский массив, Франция и т.д. (Medaris et al., 1995; Cong, Wang, 1999; Root et al., 2005; Kotková, 2007; Ballèvre et al., 2009)). Образование подобных комплексов принято связывать с субдукцией фрагментов океанической или утоненной континен-

тальной литосферы на значительные глубины (более 50 км) и их последующей эксгумацией, обусловленной различными тектоническими сценариями. В зависимости от состава протолита в процессе метаморфических преобразований в условиях высоких и сверхвысоких давлений формируются гранатовые и шпинелевые перидотиты, эклогиты, кианит-гранатовые гнейсы и т.д. Структурно-вещественные комплексы, находящиеся в ассоциации с (ультра-) высокобарическими породами, могут быть представлены образованиями различного состава и ступеней метаморфизма, что связано с вовлечением в процессы субдукции и эксгумации

пород с разных глубинных уровней (Maquyama et al., 1996; Ernst et al., 2007). Следовательно, выявление метаморфических комплексов, содержащих породы (ультра-) высокобарического происхождения, восстановление их *P-T-t* эволюции, анализ химического и минерального составов пород и выводы об обстановках формирования их протолитов, а также выделение ключевых особенностей метаморфических пород, ассоциирующих с (ультра-) высокобарическими образованиями, и установление их соотношений позволяют значительно увеличить достоверность геодинамических реконструкций в изучаемом регионе.

Центрально-Азиатский орогенный пояс представляет собой одну из крупнейших структур Евразии, сформированную в процессе эволюции Палеоазиатского океана в течение позднего неопротерозоя—раннего мезозоя (рис. 1а). Для западной части пояса, включающей складчатые сооружения Казахстана, Кыргызстана и северо-западной части Китая, характерно присутствие крупных массивов с докембрийской континентальной корой, которые обрамляются интенсивно дислоцированными палеозойскими образованиями, в состав которых входят офиолиты, островодужные и флишевые комплексы (Degtyarev et al., 2017; Ярмолюк, Дегтярев, 2019) (рис. 1б). В строении докембрийских массивов выделяются фундамент, сложенный протерозойскими в различной степени метаморфизованными магматическими и осадочными комплексами, и слабометаморфизованный терригенно-карбонатный чехол, формирование которого происходило в течение эдиакария—раннего палеозоя (Degtyarev et al., 2017).

Метаморфические образования высоких и сверхвысоких давлений, которые включаются в состав комплексов фундамента массивов, традиционно рассматривались в качестве древнейших и относились к архею—нижнему протерозою (Недовизин, 1963; Абдулин и др., 1980; Козаков, 1993). Во многих случаях среди метаморфических пород фундамента отмечались эклогиты, гранатовые амфиболиты, гранат-сланцевые гнейсы и сланцы, вопросы генезиса которых оставались дискуссионными (Абдулкабирова, 1946; Ефимов, 1962; Соболев, 1977; Кушев, Виноградов, 1978; Ефимов и др., 1983; Добрецов и др., 1989; Козаков, 1993). В последние десятилетия высоко- и ультравысокобарические образования изучались в пределах многих докембрийских массивов в западной части Центрально-Азиатского пояса. Было установлено, что пик метаморфизма этих пород в пределах Кокчетавского, Иссыккульского (Северо-Тяньшаньского), Чуйско-Кендыктасского, Жельтавского и Ишим-Нарынского (Ишим-Срединно-Тяньшаньского) массивов приходится на кембрий—ранний ордовик (Tagiri et al., 1995; Shatsky et al., 1999; Zhang et al., 1997; Okamoto et al., 2000; Katayama et al., 2001; Togonbaeva et al., 2009; Orozbaev et al., 2010;

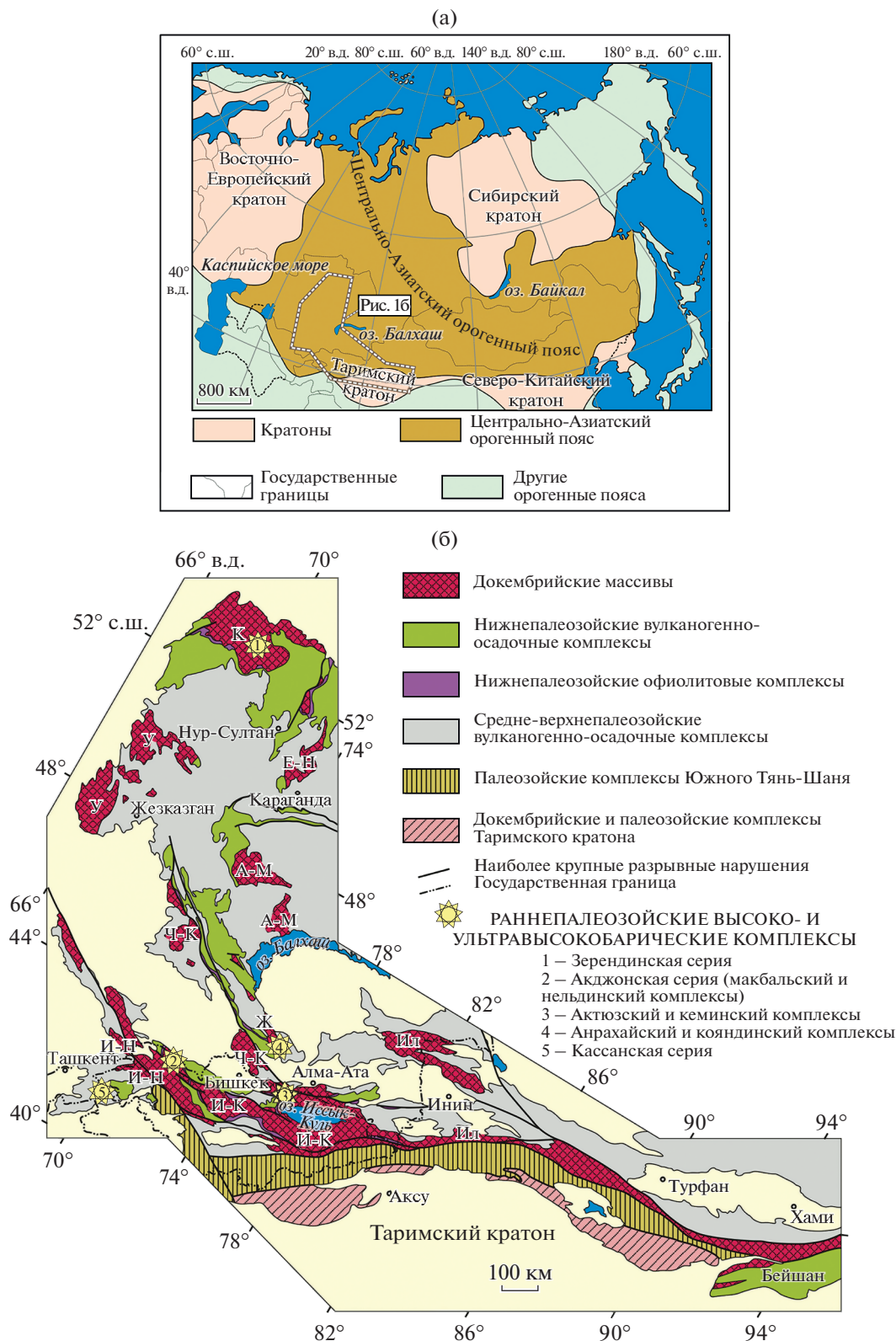
Kröner et al., 2012; Meyer et al., 2013; Rojas-Agramonte et al., 2013; Klemd et al., 2014 и др.). Находки микровключений алмаза и коэсита в минералах метаморфических пород Кокчетавского и Иссыккульского массивов (Розен и др., 1972; Soboлев, Shatsky, 1990; Tagiri et al., 1995; Корсаков и др., 1998; Korsakov et al., 2007 и др.) совместно с другими минералого-петрологическими и микроструктурными признаками, а также новые геохронологические данные позволили утверждать, что формирование подобных образований связано с субдукцией различных горизонтов континентальной коры на глубины до 120 км и последующим выведением высоко- и ультравысокобарических пород на более высокие гипсометрические уровни. Было установлено, что высокобарические комплексы характеризуются длительной коровой предысторией, которая предполагает вовлечение докембрийских образований в раннепалеозойские субдукционные и коллизионные процессы (Shatsky et al., 1999; Kröner et al., 2007, 2012; Konopelko et al., 2012; Дегтярев и др., 2014; Rojas-Agramonte et al., 2014; Третьяков и др., 2016; Degtyarev et al., 2017).

В рамках обзорной статьи приводятся наиболее заметные результаты структурно-геологических, минералого-петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических исследований раннепалеозойских высоко- и ультравысокобарических комплексов западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, проведенных за более чем тридцатилетний период (табл. 1).

## КОКЧЕТАВСКИЙ МАССИВ

Кокчетавский массив, расположенный в Северном Казахстане, является одним из крупнейших блоков палеозойской западной части Центрально-Азиатского пояса, в строении которых участвуют преимущественно позднедокембрийские метамагматические и метаосадочные комплексы. С запада, востока и юга массив обрамляется различными зонами, сложенными нижнепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. С севера комплексы Кокчетавского массива перекрываются мезозойско-кайнозойскими осадочными толщами чехла Западно-Сибирской плиты. Значительную роль в строении Кокчетавского массива играют крупные плутоны ранне-среднепалеозойских гранитов и гранодиоритов, прорывающих все более древние образования (рис. 2).

Среди позднедокембрийских комплексов Кокчетавского массива наиболее распространены в различной степени милонитизированные ортогнейсы и гнейсо-граниты с возрастом протолита около 1170–1140 млн лет, входящие в состав зерендинской серии. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные характеристики этих пород указывают на их формирование в результате переработки комплексов раннедокембрийской



**Рис. 1.** (а) Положение Центрально-Азиатского орогенного пояса в Северной Евразии. (б) Схема распределения докембрийских массивов в западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса (Degtyarev et al., 2017): К – Кокчетавский, Е-Н – Ерементав-Ниязский, У – Улутауский, Ж – Жельтавский, И-К – Исык-Кульский, А-М – Актау-Моинтинский, Ч-К – Чуйско-Кендыктасский, И-Н – Ишим-Нарынский, Ил – Илийский.

**Таблица 1.** Данные по *P-T* параметрам формирования, времени проявления высоко- и ультравысокобарического метаморфизма и более поздних этапов, а также составам протолитов для метаморфических пород Кокчетавского, Иссыкульского, Чуйско-Кендыктасского, Жельтавского и Ишим-Нарынского массивов (западный сегмент Центрально-Азиатского орогенного пояса)

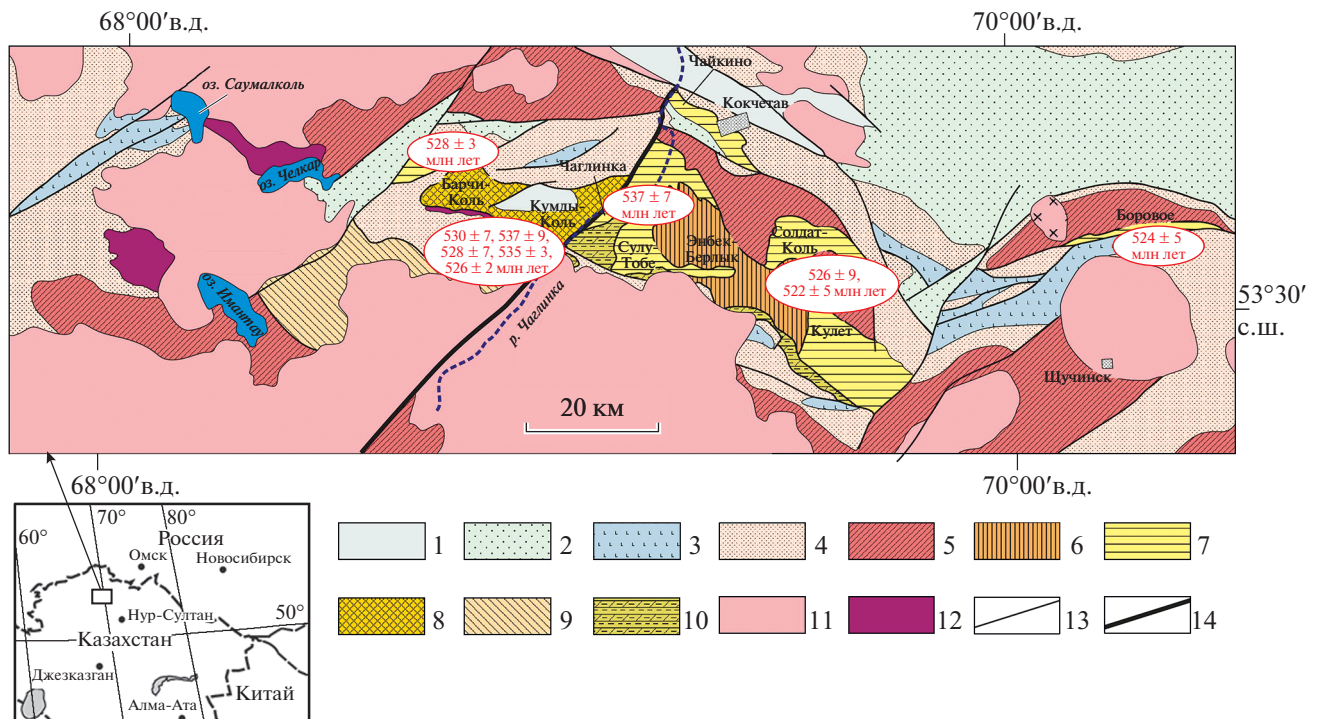
Массив	Серия	Участок/комплекс	Тип породы	<i>P-T</i> параметры пика метаморфизма	<i>P-T</i> параметры регрессивных этапов метаморфизма
Кокчетавский (рис. 2)	Западная область	Участок Барчи-Коль	Эклогиты	27–40 кбар; 700–950°C	
			Гранатовые амфиболиты с <i>Cpx</i>	12–14 кбар; 700–815°C	
			Гранатовые амфиболиты	12 кбар; 700°C	
			Эпидитовые амфиболиты	8.6 кбар; 500°C	
			Алмазодержащие <i>Grt-Vt</i> гнейсы и карбонатно-силикатные породы	>40 кбар; 950–1000°C	10–12 кбар; 650–800°C
			Козцитодержащие <i>Ky-Grt</i> слюдяные сланцы и <i>Grt-Vt</i> гнейсы	29 кбар; 800–900°C	
		Участок Кумды-Коль	Алмазодержащие <i>Grt-Vt</i> гнейсы, метapelиты	>40–60 кбар; 800–1000°C	~10 кбар; 740–790°C и ~10 кбар; 650–715°C
			Козцитодержащие эклогиты	30 кбар; 780–900°C	
			Алмазодержащие <i>Grt-Cpx-Qtz</i> породы	>40 кбар; 920–1050°C	
			Гранатовые перидотиты с <i>Ti-Chu</i>	>30 кбар; >740°C	
	Восточная область	Участки Кулет и Солдат-Коль	Козцитодержащие гранат-слюдяные сланцы (±кианит)	34–36 (28–35) кбар; 720–760°C	~8 кбар; 600°C
			(Козсит)-талк-гранат-кианит-фенгитовые сланцы		
			Фенгитовые эклогиты	27–35 кбар; 560–720°C	7–13 кбар; 540–720°C
		Участок Сулу-Тобе	Эклогиты	14–16.5 кбар; 600–860°C	
			Эклогиты (Чаглинка)	От 620 до 740°C	
		Участки Боровое, Чайкино, Чаглинка	Милонитизированные гнейсы		
			Эклогиты	18–20 кбар; 800–850°C и 17–18 кбар; 750–800°C	11–12 кбар; 760–790°C, 7–8 кбар; 700–730°C и 5–6 кбар; 570–600°C
			Слюдяные сланцы		
		Участок Энбек-Берлык	Шпинелевые "гарцбургиты"	14–15 кбар; 780–840°C	
			Гранат-кианит-силлиманит-биотитовые сланцы	4–7 кбар; 600–700°C	
Даулетская свита		Андалузит-силлиманит-биотит-кордиерит-полевошпатовые метapelиты	2–3 кбар; 500–680°C		
Иссыкульский (рис. 3)	Макбальский комплекс	Эклогиты и "глаукофаниты"	20–25 кбар; 525–560°C	8–13 кбар; 300–500°C	
		Гранатовые амфиболиты по эклогитам			
		Кварциты			
		Козсит-гранат-хлоритид-талковые сланцы	28–28.5 кбар; 525–560°C	24 кбар; 580°C	
	Нельдинский комплекс	Кварцито-сланцы с гранатом и козситом	>24 кбар		
		Эклогиты	14 кбар; 620°C и 22–25 кбар; 550–610°C	6.5–12 кбар; 430–630°C	
		Гранат-фенгит-биотитовые сланцы	9–17 кбар; <630°C и 6.5–12 кбар; 430–630°C		
		Сланцы с реликтами граната и хлоритоида	12–15 кбар; 485–545°C	>3 кбар; ~500°C	
Карбонатно-силикатные породы		11–13 кбар; 600°C			
Чуйско-Кендыктасский (рис. 4)	Актозский комплекс	Эклогиты (гранатовые амфиболиты по эклогитам)	16–23 кбар; 550–670°C	10–11.5 кбар при 730, 600–650, 550–570°C	
	Кеминский комплекс	Гранатодержащие парagneйсы	13–15 кбар; 635–745°C		
Жельтавский (рис. 5)	Кояндинский комплекс	Гранат-слюдяные гнейсы и сланцы	15–18 кбар; 750–850°C	580–620°C	
		Эклогиты	15–18 кбар; 700–800°C	10–14 кбар; 700–750°C; 8–10 кбар; 600–650°C	
		Гранатовые клинопироксениты	16.5–17.5 кбар; 800–860°C		
		Шпинелевые перидотиты		11–14.5 кбар; 580–800°C	
Ишим-Нарынский	Кассанская	Анрахайский комплекс	Жилы гранитоидов в гнейсах		
		Шалдырский комплекс	Эклогиты	16–18 кбар; 490–540°C	11–8 кбар; 560°C
		Семизайский комплекс	Хлорит-альбитовые сланцы и двуслюдяные сланцы		
Иштанбердинский комплекс	Кианит-ставролит-гранат-биотитовые сланцы	7.2 кбар; 650°C			



Таблица 1. Окончание

Время проявления околонулевого этапа метаморфизма	Время проявления ретрессивных этапов метаморфизма	Протолит	Геохронологические и изотопно-геохимические ограничения времени формирования протолита	Литературный источник
		Базальты N-MORB или IAB		Корсаков и др., 1998; Masago, 2000; Hermann et al., 2001; Korsakov et al., 2002; Stepanov et al., 2016
528 ± 3 млн лет				
528–522 млн лет	503–532 млн лет	Глинистые сланцы и известняки; известковистые глинистые сланцы	Ядро циркона $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2867 \pm 72$ млн лет	
530 ± 7 и 537 ± 9 млн лет	517 ± 5 и 515 ± 3; 507 ± 8; 456–461 млн лет	Осадочные породы смешанного состава	Детритовые цирконы ~560–627, 694–767, 906–1003 и 1952–1981 млн лет	Jagoutz et al., 1989; Claoue-Long et al., 1991; Шацкий и др., 1993; Shatsky et al., 1995; Борисова и др., 1995; Zhang et al., 1997; Ogasawara, 2000; Katayama et al., 2000; Katayama et al., 2001; Reverdatto et al., 2008; Ragozin et al., 2009; Yui et al., 2010; Шацкий и др., 2018; Skuzovatov et al., 2021
528 ± 7 и 535 ± 3 млн лет	508 ± 4 млн лет	Базальты N-MORB, реже E-MORB или IAB	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.95\text{--}0.67$ млрд лет; $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 1.02\text{--}0.79$ млрд лет	
528 млн лет		Хлоритизированные базальты Известняки		Шацкий и др., 1993, 1998; Zhang et al., 1997; Ota et al., 2000; Parkinson et al., 2000; Theunissen et al., 2000; Hacker et al., 2003; Masago et al., 2009; Zhang et al., 2012, 2016
526 ± 2 млн лет	512 ± 5 млн лет	Плавление алмазосодержащих гнейсов в HP-НТ условиях	Ядро циркона $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1.1$ млрд лет	
526 ± 9 млн лет	519 и 521 млн лет; 499 и 505 млн лет	Метасоматически измененные породы базальтового состава		Шацкий и др., 1993, 1998; Zhang et al., 1997; Ota et al., 2000; Parkinson et al., 2000; Theunissen et al., 2000; Hacker et al., 2003; Masago et al., 2009; Zhang et al., 2012, 2016
532 ± 58 млн лет	498 ± 11 млн лет		Ядра цирконов $1421 \pm 13$ млн лет	
522 ± 5 млн лет	497 ± 5 млн лет			Kaneko et al., 2000; Hacker, 2003; Theunissen et al., 2003; Шацкий и др., 1993, 2018; Добрецов и др., 2006
	512 ± 0.9 млн лет	Базальты N-MORB	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.95\text{--}0.67$ млрд лет	
537 ± 7 и 524 ± 5 млн лет	484 ± 10 и 490 ± 9 млн лет	Гранитоиды	$T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 2.65\text{--}2.48$ млрд лет; $1113 \pm 24$ и $1130 \pm 18$ ; $1111 \pm 42$ и $1137 \pm 36$ млн лет	Шацкий и др., 1993; Kaneko et al., 2000, 2002; Glorie et al., 2015
	493 ± 5 млн лет			
		Хлоритизированные базальты		Жимулев и др., 2010, 2011
	476–496 млн лет			
	515 ± 5 и 461–516 млн лет		1280; 1138–1143 млн лет	Katayama et al., 2001; Kaneko et al., 2002; Terabayashi et al., 2002; Буслов и др., 2010
482 ± 17; 509 ± 7 и 498 ± 7 млн лет		Базальты N-MORB (?) / внутриплитные базальты (?)	Ядра цирконов ~820 и ~700 млн лет	
470 ± 3 млн лет		Базальты N-MORB (?) / внутриплитные базальты (?)		Tagiri et al., 2010a; Togonbaeva et al., 2010b; Meyer et al., 2013, 2014; Rojas-Agramonte et al., 2014; Klemm et al., 2015; Konopelko et al., 2012, 2016; Бакиров, 2017; Kasymbekov et al., 2020; Алексеев и др., 2020
		Терригенные породы	Детритовые цирконы 1600–3780 млн лет (максимумы в диапазоне 1840–2000 млн лет)	
509 ± 13, 502 ± 10 и 475 ± 4 млн лет		Метасоматически измененные базальты N-MORB (?) / осадочные породы (?)	Детритовые цирконы 642–2583 млн лет	Kroner et al., 2007; Tretyakov et al., 2011; Alexeev et al., 2011; Piliysna et al., 2018a, 2018b, 2019; Пилицына, Третьяков, 2020
		Терригенные породы		
526 ± 10 млн лет				Tagiri et al., 1995; Orozbaev et al., 2007, 2010; Kroner et al., 2012; Rojas-Agramonte et al., 2013; Klemm et al., 2014, 2015
524 ± 13 млн лет				
474 ± 2 млн лет	462 ± 7 млн лет	Обогащенные континентальные базальты	Детритовые цирконы 504–2460 млн лет с максимумами ~1100–1300 млн лет	Kroner et al., 2007; Tretyakov et al., 2011; Alexeev et al., 2011; Piliysna et al., 2018a, 2018b, 2019; Пилицына, Третьяков, 2020
			Детритовые цирконы ~667–834, 868–1051, 1087–1220, 1296–1378 и 2464–2539 млн лет и максимумами ~985 и 1151 млн лет	
Каймы цирконов 460 ± 11 и 486 ± 11 млн лет		Терригенные породы	Детритовые цирконы ~667–834, 868–1051, 1087–1220, 1296–1378 и 2464–2539 млн лет и максимумами ~985 и 1151 млн лет	Kroner et al., 2007; Tretyakov et al., 2011; Alexeev et al., 2011; Piliysna et al., 2018a, 2018b, 2019; Пилицына, Третьяков, 2020
490 ± 3 млн лет		Дифференциаты внутриплитных расплавов		
		Фрагменты полосчатого комплекса океанической литосферы ультрамафит-мафитового состава		Kroner et al., 2007; Tretyakov et al., 2011; Alexeev et al., 2011; Piliysna et al., 2018a, 2018b, 2019; Пилицына, Третьяков, 2020
483–489 млн лет		Плавление ортогнейсов анрахайского (?) комплекса	Ядра цирконов $755 \pm 5$ млн лет и одно ядро 2556 млн лет	
Дискуссионный (PZ <sub>1</sub> или PZ <sub>3</sub> )		Внутриплитные базальты		Бакиров и др., 1996, 2003; Ивлева, 2003, 2010; Rojas-Agramonte et al., 2013; Loury et al., 2015; Alexeev et al., 2016; Mühlberg et al., 2016
			Детритовые цирконы 510–3000 млн лет с максимумами ~1000–1200 млн лет	

Примечание. *Grt* – гранат, *Bt* – биотит, *Cpx* – клинопироксен, *Qz* – кварц, *Ky* – кианит, *Ti-Chu* – Ti-клиногумит.



**Рис. 2.** Схема геологического строения северо-восточной части Кокчетавского массива. Составлена с использованием данных (Dobretsov et al., 1995; Добрецова и др., 1998; Kaneko et al., 2000; Degtyarev et al., 2016).

1 – девонские и каменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 2 – ордовикские флишевые и кремнисто-терригенные толщи; 3 – кембрийские вулканогенно-осадочные толщи; 4 – позднемезо-раннепротерозойские кварцито-сланцевые толщи (кокчетавская серия); 5–8 – зерендинская серия: 5 – мезопротерозойские гнейсо-граниты, ортогнейсы, амфиболиты, мигматиты, бластомилониты по этим породам, в том числе испытывавшие раннепалеозойский метаморфизм низких давлений (не превышает условий амфиболитовой фации), 6 – высокоглиноземистые сланцы с телами амфиболитов (Энбек-Берлык), 7 – УНР и НР комплексы без микроалмазов (Сулу-Тобе, Кулет, Солдат-Коль, Чайкино, Чаглинка), 8 – УНР алмазоносные комплексы (Барчи-Коль и Кумды-Коль); 9 – чередующиеся сланцы, кварцито-сланцы, кварциты, амфиболиты (комплексы домена оз. Белое, возраст неизвестен); 10 – даулетская свита; 11 – ранне- и среднепалеозойские гранитоиды; 12 – раннепалеозойские мафиты и ультрамафиты, в том числе щелочные; 13 – разрывные нарушения; 14 – Чаглинский разлом. На рисунке отмечены наиболее важные оценки времени проявления околопикового этапа высоко- и ультравысокобарического метаморфизма пород Кокчетавского массива.

(2.6–2.1 млрд лет) континентальной коры (Третьяков и др., 2011, 2016; Туркина и др., 2011; Glorie et al., 2015). Среди ортогнейсов и гнейсо-гранитов часто встречаются тела и будины амфиболитов различного размера, которые на отдельных участках являются преобладающими в разрезе зерендинской серии. В большинстве случаев метаморфизм пород зерендинской серии не превышает условий амфиболитовой фации. Среди амфиболитов и гнейсов умеренных ступеней присутствуют тектонические пластины, сложенные породами, сформированными в условиях более высоких ступеней метаморфизма, соответствующих параметрам эклогитовой фации (алмаз- и коэситсодержащие гнейсы и сланцы, эклогиты, гранатовые перидотиты, ультравысокобарические карбонатно-силикатные породы и др.). Возраст метаморфических преобразований в условиях амфиболитовой фации не установлен, предполагается, что он близок к возрасту высокобарического метаморфизма.

Структурно выше метаморфических комплексов, включающих высоко (НР)- и ультравысокобарические (УНР) породы, залегают слабометаморфизованные кварцито-сланцевые толщи (кокчетавская серия и ее аналоги) (Dobrzhi-netskaya et al., 1994; Dobretsov et al., 1995; Degtyarev et al., 2017; Kovach et al., 2017). Среди источников сноса для пород кокчетавской серии преобладали мезопротерозойские (1.1–1.5 млрд лет) комплексы, формирование которых происходило в основном за счет ювенильных источников (Kovach et al., 2017).

Породы зерендинской серии, преобразованные в условиях метаморфизма высоких и сверхвысоких давлений, являются объектом изучения многих исследователей в течение последних 30 лет. Это связано с большим разнообразием типов пород, совмещенных в пределах единых структур, и находками во многих из них уникальных минералов, таких как алмаз, коэсит, высококалийевый клинопироксен, калиевый турмалин, ромбическая

и гексагональные полиморфные модификации альбита и калиевого полевого шпата (кумдыколит и кокчетавит, соответственно) и др. (например, Летников и др., 1983; Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1999; Schertl, Sobolev, 2013). Наиболее полные данные о структурном положении, химическом и минеральном составе,  $P$ - $T$ - $t$  трендах и обстановках формирования ключевых разновидностей алмазсодержащих ультравысокобарических пород Кокчетавского массива были приведены в обзорной работе (Schertl, Sobolev, 2013).

Высоко- и ультравысокобарические породы, относящиеся к зерендинской серии, в пределах Кокчетавского массива распространены в полосе запад–северо-западного простирания протяженностью 150 км при ширине не более 25 км. Эти породы наиболее детально изучены на нескольких ключевых участках, входящих в состав двух областей, разделенных Чаглинским разломом северо-восточного простирания (рис. 2): западной, в пределах которой развиты наиболее высокоградные образования, и восточной, где известны менее высокоградные породы, в том числе метаморфизованные при умеренных давлениях (Dobretsov et al., 1995; Добрецов и др., 1998; Theunissen et al., 2002; Kaneko et al., 2000). В западной области большинством исследователей выделяются участки Барчи-Коль и Кумды-Коль, а в восточной области – Кулет, Солдат-Коль, Сулу-Тобе, Чаглинка, Боровое, Чайкино и Энбек-Берлык. К югу от полосы распространения пород зерендинской серии развиты метапелиты низких ступеней метаморфизма даулетской свиты. Эти два комплекса имеют тектонические соотношения, однако их характер является предметом дискуссий (Добрецов и др., 1998; Kaneko et al., 2000; Terabayashi et al., 2002; Буслов и др., 2010).

#### *Западная область (УНР метаморфические образования)*

**Участок Барчи-Коль.** УНР породы на этом участке занимают площадь  $\sim 5 \times 10$  км<sup>2</sup>, с северо-запада, запада и юга они тектонически перекрываются кварцито-сланцами кокчетавской серии, а на юге прорываются щелочно-ультраосновным красномайским комплексом, для пород которого получена Sm-Nd оценка возраста  $464 \pm 30$  млн лет (Добрецов и др., 1998; Masago, 2000; Летников и др., 2004; Stepanov et al., 2016) (рис. 2). Среди метаморфических образований участка Барчи-Коль в зависимости от минерального состава выделяются породы различных ступеней метаморфизма. Породы наиболее высоких ступеней представлены амфиболитизированными эклогитами, гранатовыми пироксенитами, ультравысокобарическими карбонатно-силикатными породами, слюдяными сланцами и разнообразными гнейсами (Masago, 2000). Минералы в этих породах ча-

сто содержат включения микроалмаза и коэсита или псевдоморфозы кварца по коэситу (включения коэсита в цирконе из эклогитов, коэсита и микроалмаза в цирконе и реже гранате из клиноцоизитовых гнейсов, микроалмаза в цирконе из гранат-биотитовых гнейсов и карбонатно-силикатных пород, коэсита в цирконе из кианит-гранат-слюдяных сланцев), что указывает на их формирование в условиях ультравысокобарического метаморфизма (Корсаков и др., 1998; Korsakov et al., 2002; Hermann et al., 2001; Stepanov et al., 2016). Породы умеренных давлений представлены здесь эпидотовыми амфиболитами с небольшим количеством граната, гранатовыми амфиболитами с цоизитом и гранатовыми амфиболитами с реликтами Na-авгита (Masago, 2000).

Образование эклогитов на пике метаморфизма соответствует параметрам:  $P = 27$ – $40$  кбар и  $T = 700$ – $950^\circ\text{C}$ , а эпидотовых и гранатовых амфиболитов –  $8.6$  кбар,  $500^\circ\text{C}$ ;  $12$  кбар,  $700^\circ\text{C}$ ;  $12$ – $14$  кбар,  $700$ – $815^\circ\text{C}$  (Корсаков и др., 1998; Masago, 2000). Полученные оценки пика ультравысокобарического метаморфизма для находящихся в ассоциации с эклогитами гнейсов и сланцев, а также карбонатно-силикатных пород участка Барчи-Коль соответствуют  $P > 40$  кбар при  $T$ , равной  $950$ – $1000^\circ\text{C}$  (алмазсодержащие разности) и  $P = 29$  кбар при  $T = 800$ – $900^\circ\text{C}$  (коэситсодержащие разности). Регрессивные изменения пород, связанные с эксгумацией УНР комплексов на ниже-среднекоровые уровни, характеризуются  $P$ - $T$  параметрами:  $10$ – $12$  кбар и  $650$ – $800^\circ\text{C}$ , отвечающими нескольким этапам преобразований в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций (Hermann et al., 2001; Korsakov et al., 2002; Stepanov et al., 2016).

Геохронологические исследования цирконов из алмазсодержащих гранат-биотитовых гнейсов и карбонатно-силикатных пород позволили получить среднюю  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  оценку возраста  $528 \pm 3$  млн лет, соответствующую времени начального этапа декомпрессии после УНР метаморфизма, сопровождавшейся, вероятно, дегидратационным плавлением пород (Hermann et al., 2001). Близкие оценки возраста для проградной, пиковой и ретроградной стадий метаморфизма были получены для цирконов и монацитов из алмаз- и коэситсодержащих кианит-гранат-слюдяных сланцев и гранат-биотитовых гнейсов, отвечающих интервалам  $528$ – $521$ ,  $528$ – $522$  и  $503$ – $532$  млн лет соответственно (Stepanov et al., 2016). Для одного из ядер циркона из сланцев была получена неорархейская  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  оценка возраста  $2867 \pm 72$  млн лет, что свидетельствует об участии раннедокембрийских комплексов в формировании протолитов для УНР пород участка Барчи-Коль (Stepanov et al., 2016). Особенности химического состава пород позволяют предполагать их частичное плавление при  $T \sim$

1000°C на начальных этапах эксгумации (Stepanov et al., 2014).

**Участок Кумды-Коль** (рис. 2) расположен восточнее участка Барчи-Коль, здесь широко распространены ультравысокобарические алмаз- и коэзитсодержащие породы, к которым приурочено месторождение метаморфогенных алмазов (Лаврова и др., 1999). На юго-западе ультравысокобарические породы, как и на участке Барчи-Коль, тектонически перекрыты кварцитами кокчетавской серии. Комплексы участка Кумды-Коль являются наиболее известными и хорошо изученными образованиями Кокчетавского массива. В многочисленных публикациях рассматриваются обстановки и условия формирования пород, источники и составы их протолитов, а также механизмы вовлечения коровых комплексов в субдукционные процессы, которые сопровождались погружением пород на глубины ~120 км и более и образованием алмазов (Летников и др., 1983; Sobolev, Shatsky, 1990; Schertl, Sobolev, 2013). УНР метаморфические образования в основном представлены здесь различными метаосадочными гнейсами, сланцами с телами эклогитов и карбонатно-силикатными породами (Shatsky et al., 1995; Schertl, Sobolev, 2013). Среди метapelитов выделяются гранат-биотитовые, гранат-хлоритовые и гранат-цоизитовые разности с заметным содержанием турмалина (~5 об. % породы), мусковита и реликтами фенгита, кианита, амфибола. Гранаты и цирконы из этих пород содержат микровключения алмаза, клинопироксена, также отмечается наличие коэсита или псевдоморфоз кварца по коэситу (Соболев и др., 1991; Zhang et al., 1997; Katayama et al., 2000). В некоторых случаях гнейсы мигматизированы, содержат тела и жилы гранитоидов, что указывает на частичное плавление УНР пород (Shatsky et al., 1999; Ragozin et al., 2009). Эклогиты, формирующие блоки и тектонические линзы в различной степени измененных и милонитизированных гнейсов и сланцев, характеризуются типичной ассоциацией граната, альбит-авгитовых симплектитов с высоким содержанием  $K_2O$  в клинопироксене до 1 мас. %, образованных за счет омфацита, а также рутила, кварца и в редких случаях кианита с цоизитом. При этом зерна граната содержат включения палисадного кварца, которые интерпретируются как псевдоморфозы по коэситу (Shatsky et al., 1995; Zhang et al., 1997). Гранаты и цирконы из карбонатно-силикатных пород, состоящих из граната, калиевого полевого шпата (КПШ), кальцита и клинопироксена, содержат микровключения алмаза (Zhang et al., 1997). Среди карбонатно-силикатных пород выделяются как алмазсодержащие разности (доломитовые мраморы с диопсидом, гранатом и флогопитом), так и разности без включений алмаза (доломитовые мраморы с форстеритом, диопсидом и Ti-клиногумитом)

(Shatsky et al., 1995; Ogasawara, 2000; Katayama et al., 2000). Отличительной особенностью участка Кумды-Коль является присутствие гранат-клинопироксен-кварцевых (~40 об. % кварца) и турмалин-КПШ-кварцевых пород с включениями микроалмаза в гранате и турмалине соответственно (Zhang et al., 1997; Shimizu, Ogasawara, 2013; Musiyachenko et al., 2019). Гранатовые перидотиты с Ti-клиногумитом также характерны исключительно для участка Кумды-Коль (Zhang et al., 1997; Ревердатто, Селятицкий, 2005).

Ультравысокобарические образования участка Кумды-Коль на пике метаморфизма были сформированы в условиях эклогитовой фации, однако информация о проградной ветви *P-T* эволюции протолитов пород почти отсутствует вследствие многоэтапности их метаморфических преобразований. *P-T* эволюция эклогитов включала этапы прогрессивного метаморфизма, которые реконструируются исходя из состава минеральных включений в зернах граната и соответствуют условиям эпидот-амфиболитовой фации (Zhang et al., 1997). Параметры УНР метаморфизма для алмазсодержащих гранат-биотитовых гнейсов и метapelитов, а также доломитовых мраморов на пиковой стадии отвечают параметрам:  $P > 40-60$  кбар и  $T = 800-1000^\circ\text{C}$  (Shatsky et al., 1995; Zhang et al., 1997; Ogasawara, 2000; Katayama et al., 2001). Для коэзитсодержащих эклогитов были получены оценки температуры и давления  $780^\circ\text{C}$  и 30 кбар. В то же время в работе (Shatsky et al., 1995) параметры формирования пиковых ассоциаций эклогитов, гранат-кальцит-клинопироксеновых и гранат-клинопироксен-кварцевых пород участка Кумды-Коль значительно выше и соответствуют  $P > 40$  кбар,  $T = 920-1050^\circ\text{C}$ . Близкие значения температуры на пике метаморфизма, превышающие  $900^\circ\text{C}$ , получены для эклогитов и в работе (Skuzovatov et al., 2021). Гранатовые перидотиты с Ti-клиногумитом на пике метаморфизма формировались при  $T > 740^\circ\text{C}$  и  $P > 30$  кбар (Zhang et al., 1997). Однако в работе (Reverdatto et al., 2008) предполагается, что ультрамафиты подвергались ультравысокобарическому метаморфизму в условиях, сходных с оцененными для вмещающих алмазсодержащих гнейсов. Давление в эклогитах и гранатовых перидотитах на пике метаморфизма с учетом содержания  $K_2O$  в клинопироксене может достигать 60 кбар при  $T \sim 950^\circ\text{C}$  (Okamoto et al., 2000). Регрессивные изменения УНР метаморфических образований участка Кумды-Коль главным образом связаны с декомпрессией при эксгумации пород на более высокие гипсометрические уровни. Для карбонатно-силикатных пород *P-T* параметры ретроградного метаморфизма соответствуют: 25 кбар,  $800^\circ\text{C}$ ; <15 кбар,  $790^\circ\text{C}$  (Zhang et al., 1997; Ogasawara, 2000). Алмазсодержащие гнейсы и сланцы, а также эклогиты подверглись регрессивному метаморфизму в условиях гранулитовой ( $740-790^\circ\text{C}$ ,

~10 кбар), амфиболитовой (650–715°C, ~10 кбар) и зеленосланцевой (350–420°C) фаций (Zhang et al., 1997; Katayama et al., 2001).

Одни из наиболее ранних оценок возраста пика ультравысокобарического метаморфизма пород участка Кумды-Коль приведены в работах (Jagoutz et al., 1989; Claoue-Long et al., 1991; Шацкий и др., 1993). Sm-Nd минеральные изохроны по гранату и клинопироксену для эклогитов отвечают возрастам  $533 \pm 20$  и  $528 \pm 7$  млн лет, а модельный возраст протолитов пород составляет 870 млн лет (Шацкий и др., 1993, 2018).  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  оценка  $530 \pm 7$  млн лет, соответствующая возрасту кристаллизации циркона из алмазсодержащих гранат-биотитовых гнейсов на пике метаморфизма, сопоставима со значениями, полученными для эклогитов (Claoue-Long et al., 1991). Метаморфические цирконы нередко содержат более древние ядра, соответствующие возрастным интервалам ~560–627, 694–767, 906–1003 и 1952–1981 млн лет (Claoue-Long et al., 1991), что может указывать на осадочное происхождение протолита для алмазсодержащих гранат-биотитовых гнейсов. Дальнейшие геохронологические исследования позволили получить более точную Sm-Nd минеральную изохрону по гранату и клинопироксену для эклогитов, соответствующую возрасту  $535 \pm 3$  млн лет, и оценить время пребывания метаморфических алмазсодержащих пород в ультравысокобарических условиях в интервале 537–524 млн лет (Shatsky et al., 1999). Из эклогитов участка Кумды-Коль были впервые выделены цирконы, возрасты которых соответствуют широкому диапазону 533–459 млн лет и характеризуют время проявления пикового этапа метаморфизма в условиях эклогитовой фации, а также последующих регрессивных стадий в условиях более низких ступеней (Skuzovatov et al., 2021). Конкордантная оценка возраста  $508 \pm 4$  млн лет, полученная для наиболее многочисленной популяции цирконов из эклогитов, отвечает времени эксгумации ультравысокобарических образований на нижнекоровые уровни в условиях гранулитовой–амфиболитовой фаций, в то время как полученные Hf-модельные возрасты цирконов соответствуют 1.02–0.79 млрд лет (Skuzovatov et al., 2021). Модельные возрасты по Nd протолитов алмазсодержащих гнейсов и сланцев составляют 2.3–2.2 млрд лет (Shatsky et al., 1999) и сопоставимы с модельными возрастными мезопротерозойских ортогнейсов и гнейсогранитов, также входящих в состав зерендинской серии Кокчетавского массива (Glorie et al., 2015). Значения  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  возрастов плато для мусковита и биотита регрессивных стадий из алмазсодержащих гнейсов участка Кумды-Коль составляют  $517 \pm 5$  и  $515 \pm 3$  млн лет соответственно и интерпретируются как время выведения ультравысокобарических пород на среднекоровые уровни. Эксгумация метаморфических пород, по-видимому, последовала

почти сразу после субдукции их протолитов на глубины ~140 км в интервале 537–517 млн лет (Shatsky et al., 1999). Оценки  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  возрастов плато также представлены в работе (Hacker et al.; 2003): для слюд из алмазсодержащих гнейсов они составляют ~529 млн лет (время завершения эксгумации УНР пород) и ~509 млн лет (время проявления наложенного метаморфизма в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций). Морфологические особенности цирконов из алмазсодержащих гранат-слюдяных гнейсов с реликтами кианита свидетельствуют о полистадийной метаморфической эволюции пород (Katayama et al., 2001). В большинстве случаев метаморфические цирконы характеризуются наличием ядра с включениями микроалмаза, коэсита, омфациита и кианита, а также кайма с включениями минералов более низких ступеней (хлорита, плагиоклаза и кварца) (Dobrzhinetskaya, 2012). Подобное распределение минеральных включений предполагает формирование ядер циркона в УНР условиях. Рост кайма, сопровождавшийся захватом минеральных включений, поля стабильности которых отвечают значительно более низким *P-T* параметрам, по-видимому, происходил в процессе эксгумации пород на среднекоровые уровни. Полученные  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  оценки возраста ядерных частей цирконов и кайма (внутренние и внешние зоны) отвечают  $537 \pm 9$ ,  $507 \pm 8$  и 456–461 млн лет соответственно. В редких случаях цирконы содержат более древние ядра, возрастной интервал которых 1.3–1.4 млрд лет (Katayama et al., 2001). Среди алмазсодержащих гнейсов участка Кумды-Коль присутствуют тела и жилы гранитоидов, формирование которых связывается с частичным плавлением УНР пород на начальных стадиях эксгумации (Shatsky et al., 1999; Ragozin et al., 2009). Средняя  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  оценка возраста  $526 \pm 2$  млн лет, полученная для цирконов из этих гранитоидов, соответствует стадии мигматизации алмазсодержащих гнейсов, маркирующей начальные этапы декомпрессии при выведении УНР пород на среднекоровые уровни. Для одного из ядер циркона получена оценка возраста 1.1 млрд лет (Ragozin et al., 2009). Для этих гранитоидов получена другая оценка возраста –  $512 \pm 5$  млн лет (Борисова и др., 1995), которая может отражать еще один этап мигматизации. Для цирконов из гранатовых перидотитов с Ti-клиногумитом получена средняя  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  оценка возраста 528 млн лет, отвечающая времени проявления ультравысокобарического метаморфизма (Katayama et al., 2003). Образование циркона в ультрамафитах связано, вероятно, с метасоматическим воздействием обогащенного высокорядными элементами флюида с мантийными комплексами в условиях, соответствующих параметрам эклогитовой фации (Katayama et al., 2003). Проведенные геохронологические исследования турмалин-КПШ-кварцевых пород с

включениями микроалмаза, отобранных в районах месторождения Кумды-Коль, позволили получить значение  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  возраста плато для турмалина ~492 млн лет (Корсаков и др., 2009). Эта оценка возраста, вероятно, отражает время проявления деформаций на поздних стадиях, завершающих выведение ультравысокобарических пород на средне-верхнекоровые уровни.

*Восточная область (УНР-НР метаморфические образования и породы умеренных давлений)*

В строении этой области, расположенной к востоку от Чаглинского разлома, принимают участие породы зерендинской серии, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, породы умеренных давлений и УНР-НР метаморфические образования, а также низкобарические сланцы даулетской свиты. Породы, преобразованные в различных условиях метаморфизма, в современной структуре слагают отдельные пластины, структурное положение которых является предметом дискуссий.

Одна группа исследователей считает, что наиболее низкое структурное положение занимают породы зерендинской серии, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, перекрытые пластинами, сложенными породами умеренных давлений и УНР-НР породами. Наиболее высокое положение занимают сланцы даулетской свиты, которые без структурного несогласия перекрываются кварцито-сланцевыми толщами кокчетавской серии (Добрецов и др., 1998; Theunissen et al., 2000). Другая группа ученых предполагает, что породы даулетской свиты тектонически подстилают высокобарические комплексы, а ее метаморфизм связан с контактовым воздействием УНР и НР образований при их выведении на средне-верхнекоровые уровни. Структурно выше даулетской свиты располагаются пластины высоко- и ультравысокобарических пород, а также пород умеренных ступеней, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации (Terabayashi et al., 2002; Kaneko et al., 2000; Буслов и др., 2010; Theunissen et al., 2002).

**Участки Кулет и Солдат-Коль** расположены восточнее Чаглинского разлома (рис. 2), где широко распространены гранат-слюдяные сланцы и парагнейсы, фенгитовые эклогиты, амфибол-гранат-цоизитовые породы и тальк-гранат-кианит-фенгитовые сланцы с коэситом или псевдоморфозами кварца по коэситу в виде включений в гранате и кианите (Шацкий и др., 1993, 1998; Ota et al., 2000; Parkinson et al., 2000; Masago et al., 2009; Zhang et al., 2012). Реже встречаются ортогнейсы и амфиболиты, сформированные в условиях умеренных ступеней метаморфизма. Следует отметить, что коэситсодержащие тальковые сланцы характерны только для участков Кулет и Солдат-Коль. Регрессивно измененные эклогиты

формируют блоки и линзовидные тела размером до 600 м среди гранатовых метапелитов, при этом эклогиты не содержат включений коэсита. В южной части участков УНР породы имеют тектонические взаимоотношения с андалузит-кордиеритовыми и силлиманит-кордиеритовыми сланцами даулетской свиты (Dobretsov et al., 1995; Добрецов и др., 1998; Parkinson et al., 2000).

Коэситсодержащие гранат-слюдяные ( $\pm$ кианит) и тальк-гранат-кианит-фенгитовые сланцы на пике метаморфизма были сформированы в условиях эклогитовой фации при предполагаемых параметрах  $P = 34\text{--}36$  кбар и  $T = 720\text{--}760^\circ\text{C}$  (Шацкий и др., 1998; Parkinson et al., 2000; Masago et al., 2009). В работе (Zhang et al., 1997) пиковые оценки давления формирования коэситсодержащих тальк-гранатовых сланцев соответствуют интервалу 28–35 кбар при сходных значениях температуры. Исходя из зональности зерен граната и особенностей распределения в них включений, для этих пород были также получены  $P$ - $T$  параметры образования минеральных ассоциаций на прогрессивной стадии метаморфизма, отвечающие  $380\text{--}580^\circ\text{C}$  при  $<10$  кбар (Parkinson et al., 2000) и  $450\text{--}620^\circ\text{C}$  при 8–15 кбар (Zhang et al., 1997). Процессы декомпрессии, связанные с эксгумацией УНР пород, на начальных этапах привели к переходу коэсита в кварц при  $P < 26$  кбар и последующему формированию более низкотемпературных и низкобарических ассоциаций биотита, мусковита и хлорита в условиях амфиболитовой фации при  $P \sim 8$  кбар и  $T = 600^\circ\text{C}$  (Parkinson et al., 2000). Среди эклогитов участка Кулет выделяются разности с коронитовой и гранобластовой структурами. Последняя содержит ассоциации, соответствующие пику ультравысокобарического метаморфизма (гранат, омфакит, кварц, рутил  $\pm$  фенгит), в то время как условия образования коронитовых эклогитов отвечают переходу от амфиболитовой к эклогитовой фации на прогрессивных этапах эволюции пород при  $T < 500^\circ\text{C}$ ,  $P < 12$  кбар и далее при  $T = 500\text{--}550^\circ\text{C}$ ,  $P = 19\text{--}24.5$  кбар (Zhang et al., 2012). На пике метаморфизма эклогиты с гранобластовой структурой и амфибол-гранат-цоизитовые породы, по видимому, были сформированы в поле стабильности коэсита, как и вмещающие их метапелиты, при оцененных параметрах: 27–35 кбар,  $560\text{--}720^\circ\text{C}$ , а на регрессивных этапах подверглись преобразованиям в условиях более низких ступеней метаморфизма на фоне эксгумации пород, вплоть до образования гранатовых амфиболитов при 7–13 кбар,  $540\text{--}720^\circ\text{C}$  (Ota et al., 2000; Zhang et al., 2012).

Sm-Nd изохрона для амфибол-гранат-цоизитовой породы участка Кулет соответствует возрасту  $522 \pm 5$  млн лет, который характеризует время проявления ультравысокобарического метаморфизма (Шацкий и др., 1993). Полученные оценки  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  возрастов плато из гранат-слюдяных



сланцев соответствуют ~499 млн лет (мусковит) и ~505 млн лет (биотит) и отвечают регрессивному этапу метаморфизма пород в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Hacker et al., 2003). Другими авторами (Theunissen et al., 2002) получены  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  оценки возраста для слюд из сходных пород, которые соответствуют ~519 млн лет (фенгит) и ~521 млн лет (биотит) и характеризуют начальные стадии эксгумации УНР пород. По морфологическим особенностям цирконы из эклогитов участка Кулет могут быть разделены на два типа. Цирконы первого типа имеют зональное строение, где центральные части характеризуются высоким Th/U отношением (1.0–1.5), а каймы – высоким содержанием U. Цирконы второго типа имеют относительно однородное строение и демонстрируют Th/U отношения в интервале 0.1–0.2. Для ядер цирконов первого типа была получена средняя  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  оценка возраста  $1421 \pm 13$  млн лет, соответствующая времени формирования протолита пород. Средние  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  оценки возраста для двух популяций цирконов второго типа отвечают  $532 \pm 58$  и  $497 \pm 5$  млн лет, которые отражают изменения пород на околопиковом и регрессивном этапах, связанные с выведением эклогитов на средне- и верхнекоровые уровни (Zhang et al., 2016). Для рутилов из талькгранат-кианит-фенгитовых сланцев получены две оценки возраста  $526 \pm 9$  и  $498 \pm 11$  млн лет, соответствующие двум этапам регрессивного метаморфизма при эксгумации пород (Zhang et al., 2016).

**Участок Сулу-Тобе**, расположенный к западу от участка Кулет (рис. 2), характеризуется близким составом метаморфических комплексов. Однако здесь эклогиты и цоизитовые амфиболиты, сформированные по эклогитам, преобладают над метапелитами и парагнейсами и слагают самое крупное тело ( $1 \times 2 \text{ км}^2$ ) в пределах Кокчетавского массива (Kaneko et al., 2000). Оцененные *P-T* параметры формирования эклогитов соответствуют  $600\text{--}860^\circ\text{C}$  при 14–16.5 кбар (Dobretsov et al., 1995; Шацкий и др., 1993; Добрецов и др., 2006).  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  возраст плато, полученный для амфибола из цоизитового амфиболита, соответствует  $512 \pm 0.9$  млн лет (Hacker, 2003). При этом модельные возрасты формирования протолитов для эклогитов участка Сулу-Тобе находятся в интервале 1.95–0.67 млрд лет (Шацкий и др., 2018). Эклогиты и образованные по ним гранатовые амфиболиты, сланцы и гнейсы участков **Боровое** и **Чаглинка** имеют характеристики, сходные с метаморфическими породами участков Сулу-Тобе, Кулет и Солдат-Коль (Kaneko et al., 2000) (рис. 2). Эклогиты участка Чаглинка были сформированы на пике метаморфизма в температурном интервале от  $620$  до  $740^\circ\text{C}$  (Шацкий и др., 1993), а участка Боровое –  $750\text{--}800^\circ\text{C}$ , 17–18 кбар (Жимулев и др.,

2010, 2011). Эклогиты участка **Чайкино** были сформированы на пике метаморфизма при  $800\text{--}850^\circ\text{C}$  и 18–20 кбар (Жимулев и др., 2010, 2011). Регрессивные изменения пород при декомпрессии и выведении НР пород на средне-верхнекоровые уровни происходили в несколько этапов: при  $760\text{--}790^\circ\text{C}$  и 11–12 кбар;  $700\text{--}730^\circ\text{C}$  и 7–8 кбар и  $570\text{--}600^\circ\text{C}$  и 5–6 кбар.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  возраст мусковита из слюдяных сланцев, вмещающих эклогиты, на Боровском участке составляет  $493 \pm 5$  млн лет и соответствует времени охлаждения метаморфических пород на регрессивных этапах (Жимулев и др., 2010). В различной степени милонитизированные гнейсы этих участков содержат по крайней мере две популяции цирконов, для одной из которых были получены мезопротерозойские  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  оценки возраста, соответствующие  $1113 \pm 24$  и  $1130 \pm 18$  млн лет (Чайкино) и  $1111 \pm 42$  и  $1137 \pm 36$  млн лет (Боровое), в то время как средние  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  значения возраста для второй популяции составляют  $537 \pm 7$  и  $484 \pm 10$  млн лет (Чайкино) и  $524 \pm 5$  и  $490 \pm 9$  млн лет (Боровое) (Glorie et al., 2015). Мезопротерозойские оценки возраста, вероятно, соответствуют времени формирования протолита для гнейсов участков Чаглинка и Боровое, а раннепалеозойские – свидетельствуют о времени проявления ультравысокобарического метаморфизма и последующих регрессивных изменений, связанных с эксгумацией высоко- и ультравысокобарических пород. Lu-Hf модельные возрасты для гнейсов участка Чаглинка составляют 2.65–2.48 млрд лет при значениях  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  –11.5...–8.4, что предполагает формирование их протолитов за счет переработки комплексов неархейской континентальной коры (Glorie et al., 2015). **Участок Энбек-Берлык** расположен между участками Кулет и Сулу-Тобе (рис. 2), в его строении участвуют в основном метаморфические образования умеренных ступеней, представленные высокоглиноземистыми тонкозернистыми гранат-кианит-силлиманит-биотитовыми сланцами, содержащими тела гранатовых амфиболитов и коронитов (гранатовых амфиболитов с коронами граната вокруг плагиоклаза и на границе с пироксеном). Силлиманит формируется за счет кианита и, очевидно, является минералом регрессивной стадии метаморфизма. В северной части этого участка среди интенсивно милонитизированных пород умеренных давлений присутствуют и тела эклогитов (Dobretsov et al., 1995; Де Граве и др., 2006). Оцененные параметры формирования гранат-кианит-силлиманитовых сланцев участка Энбек-Берлык соответствуют  $600\text{--}700^\circ\text{C}$  и 4–7 кбар (Добрецов и др., 2006; Де Граве и др., 2006). Полученные для слюд из сланцев  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  возрасты плато находятся в интервале ~476–496 млн лет (Добрецов и др., 2006). Докембрийские оценки возраста могут отвечать раннему этапу субдукции коровых комплексов Кокчетавско-



го массива, либо отражать наличие избыточного аргона в минералах (Добрецов и др., 2006). Интервал 476–496 млн лет интерпретируется как время проявления коллизионного тектонического события, связанного с переходом континентальной субдукции в коллизию микроконтинент–островная дуга после ультравысокобарического метаморфизма (Де Граве и др., 2006). Кроме того, ряд  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  оценок возраста биотита из милонитизированных сланцев или бластомилонитов участка Энбек-Берлык, составляющих ~447 млн лет, может соответствовать возрасту проявления поздних сдвиговых деформаций (Theunissen et al., 2000; Добрецов и др., 2006).

Кроме того, в южной части участка среди сланцев и кварцитов зерендинской серии выделяются “шпинелевые гарцбургиты” в ассоциации с ортопироксенитами и антофиллитовыми сланцами, которые на пике метаморфизма были сформированы при 14–15 кбар, 780–840°C (Ревердатто, Селятицкий, 2005).

Таким образом, метаморфические породы зерендинской серии, развитые в пределах западной области Кокчетавского массива, характеризуются значительно более высокими степенями преобразования в ультравысокобарических условиях в поле стабильности алмаза при  $P > 40$  кбар,  $T = 800$ – $1000^\circ\text{C}$  (участки Барчи-Коль, Кумды-Коль). Породы в восточной области, имеющие сходный состав, были сформированы на пике метаморфизма максимум в поле стабильности коэсита при 34–36 кбар, 720–760°C (участки Кулет и Солдат-Коль). Также среди пород восточной области отмечаются и метаморфические образования более низких, в том числе умеренных ступеней (участки Сулу-Тобе, Боровое, Чаглинка, Чайкино и Энбек-Берлык). Несмотря на различия условий формирования оценки возраста пика высоко- и ультравысокобарического метаморфизма в обеих областях близки и составляют около 530 млн лет.

#### *Даулетская свита*

Породы даулетской свиты приурочены к южной границе распространения высоко- и ультравысокобарических комплексов зерендинской серии, с которой имеют только тектонические взаимоотношения (рис. 2). В породах даулетской свиты выделяются андалузит-биотит-кордиерит-полевошпатовые и силлиманитовые ( $\pm$ гранат) метапелиты,  $P$ - $T$  параметры формирования которых отвечают 500–680°C и 2–3 кбар (Kaneko et al., 2000; Terabayashi et al., 2002).

Цирконы из метапелитов даулетской свиты, отобранные в районах участка Сулу-Тобе (рис. 2), характеризуются зональным строением, выраженным в наличии магматических ядер с осцилляторной зональностью и кайм, сформированных,

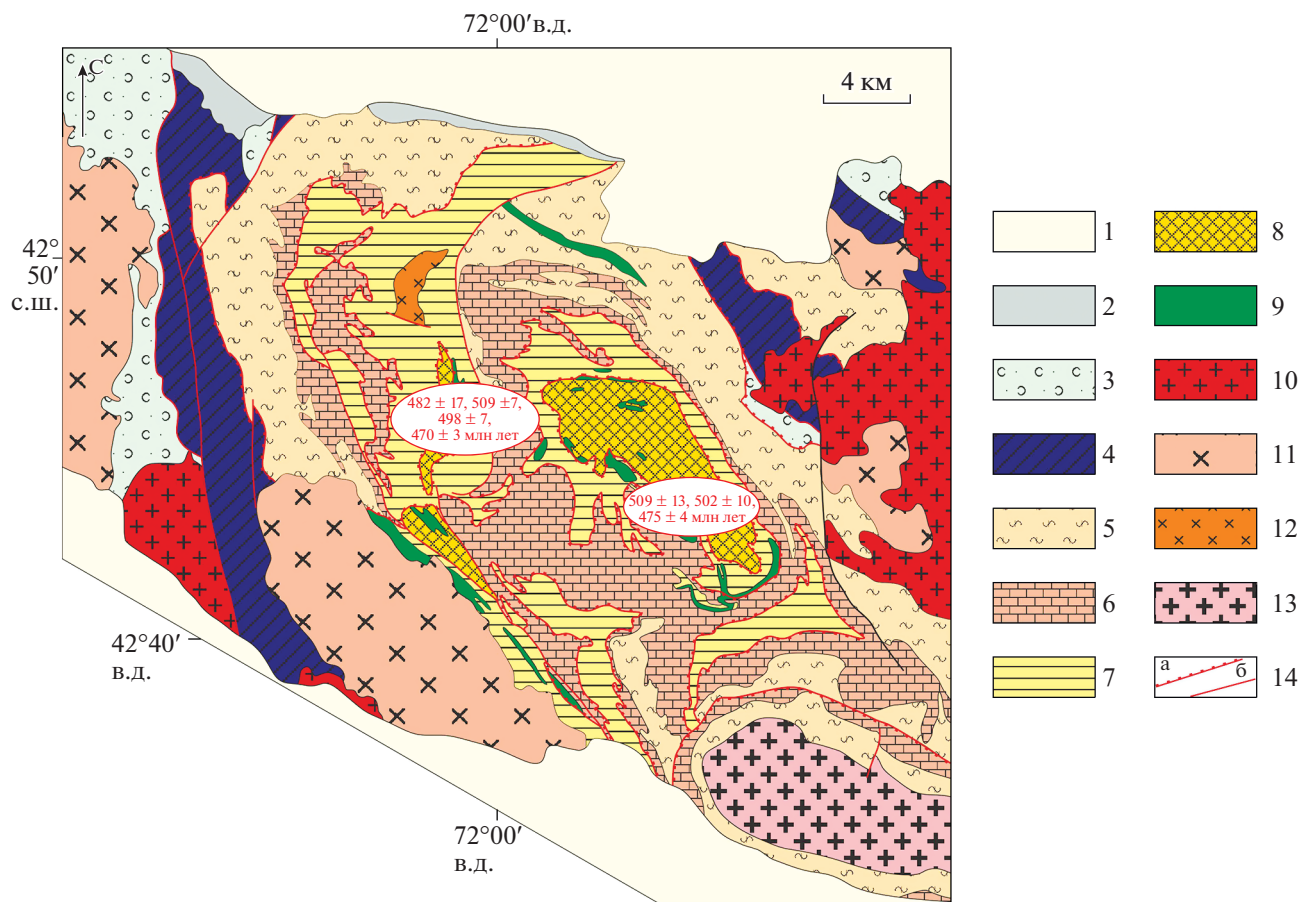
по-видимому, в результате наложенных метаморфических процессов (Katayama et al., 2001). Одна оценка возраста была получена для ядра циркона (1280 млн лет), две оценки – для промежуточной зоны с реликтами ростовой зональности (1138–1143 млн лет), для кайм характерны оценки возраста 461–516 млн лет. Возрасты, полученные для кайм цирконов из метапелитов даулетской свиты, сопоставимы с оценками возраста кайм цирконов из ультравысокобарических алмазодержащих гранат-сланцевых гнейсов с реликтами кианита участка Кумды-Коль (507 и 456–461 млн лет) (Katayama et al., 2001). В работе (Буслов и др., 2010) получены  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  оценки возраста по биотиту из сланцев даулетской свиты, находящихся на отдалении от позднеордовикских и раннедевонских гранитоидных массивов. Наиболее древняя оценка возраста  $515 \pm 5$  млн лет соответствует более высокоградному этапу метаморфизма пород даулетской свиты, тогда как оценки около 480 млн лет отвечают более позднему этапу метаморфизма, связанному с формированием андалузита и кордиерита (Буслов и др., 2010).

#### ИССЫККУЛЬСКИЙ (СЕВЕРО-ТЯНЬШАНЬСКИЙ) МАССИВ

В Исыккульском массиве, занимающем большую часть Северного Тянь-Шаня, метаморфические образования наиболее широко распространены в его крайней западной части, где приурочены к ядру крупной Макбальской антиформы. На ее крыльях залегают нижнепалеозойские фрагменты офиолитовых разрезов, кремнисто-базальтовые, вулканогенно-осадочные толщи и олистоостровные комплексы, слагающие пакеты тектонических пластин (Degtyarev et al., 2013) (рис. 3).

Ядро Макбальской антиформы сложено интенсивно дислоцированными в различной степени метаморфизованными докембрийскими кварцито-карбонатно-сланцевыми, сланцевыми и терригенно-карбонатными толщами. Комплексы, слагающие ядро Макбальской антиформы, прорваны массивами докембрийских и палеозойских гранитоидов. В юго-восточной части антиформы – мезопротерозойскими (1100–1130 млн лет) гранитами караджилгинского комплекса, в центральной части – раннекембрийскими (510–515 млн лет) гранидоритами канджайляуского комплекса, на северо-восточном и юго-западном крыльях – средне-позднеордовикскими (455–460 млн лет) гранодиоритами алмалысайского комплекса (Апаяров, 2009; Дегтярев и др., 2011; Kröner et al., 2013; Degtyarev et al., 2013; Konopelko et al., 2012).

Среди докембрийских, преимущественно метаосадочных, толщ, слагающих ядро Макбальской антиформы, выделяются верхняя шаркыракская и



**Рис. 3.** Схема геологического строения Макбальской антиформы и ее обрамления (западное окончание Киргизского хребта). Составлена с использованием данных (Апаяров и др., 2006; Degtyarev et al., 2013; Бакиров, 2017).

1 – кайнозойские отложения; 2 – ниже- и среднекаменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 3 – нижне-среднеордовикские кремнисто-туфогенные толщи; 4 – верхнекембрийские ультрамафит-габбровые и кремнисто-базальтовые комплексы; 5–9 – метаморфические образования Иссыккульского массива: 5 – мусковит-хлоритовые сланцы и кварциты каиндинского комплекса, 6 – мраморы и мраморизованные известняки с прослоями кварцитов чымынсайского комплекса, 7 – гранат-хлорит-мусковитовые и углеродистые сланцы нельдинского комплекса, 8 – кварциты с прослоями гранат-хлоритоид-талковых сланцев и мраморов макбальского комплекса, 9 – наиболее крупные тела и линзы амфиболитов, гранатовых амфиболитов и амфиболитизированных эклогитов; 10–13 – гранитоидные комплексы: 10 – аламинский раннего–среднего девона, 11 – алмалысайский среднего–позднего ордовика, 12 – канджайляуский среднего кембрия, 13 – караджилгинский мезопротерозоя; 14 – разрывные нарушения: а – границы тектонических покровов, б – прочие. На рисунке отмечены наиболее важные оценки времени проявления околопикового этапа высоко- и ультравысокобарического метаморфизма пород Иссыккульского массива.

нижняя акджонская серии, различающиеся по степени метаморфических преобразований (Бакиров, 2017; Kasymbekov et al., 2020). В составе шаркыракской серии низы разреза образованы доломитовыми мраморами с прослоями мусковит-кварцевых и карбонатных сланцев, кальцифирами (ачикташский комплекс), а верхи разреза сложены мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами с редкими прослоями кварцитов (каиндинский комплекс) (Degtyarev et al., 2013; Бакиров, 2017). Степень метаморфических изменений в породах шаркыракской серии не превышает условий зеленосланцевой фации. Возраст пород шаркыракской серии в настоящее время может быть определен как допоздне-мезопротерозойский, так как они прорваны гранитами

караджилгинского комплекса. Структурно выше каиндинского комплекса залегают кварциты оввской свиты конца мезопротерозоя–самого начала неопротерозоя, содержащие обломочные цирконы древнее 1030 млн лет (Алексеев и др., 2020). В строении акджонской серии участвуют метосадочные и реже метамагматические образования, сформированные на пике метаморфизма в условиях высоких ступеней, в том числе высоко- и ультравысокобарические породы (Бакиров, 1978; Демина и др., 2005). Метаморфические породы акджонской и шаркыракской серий имеют тектонические соотношения друг с другом и слагают пакеты тектонических пластин, совмещенных в процессе эксгумации пород с различных глубинных

уровней и характеризующихся разнообразным минеральным составом и степенью преобразований (Tagiri et al., 2010; Konopelko et al., 2012). В акджонской серии выделяются структурно более низкий, существенно кварцитовый, макбальский комплекс и залегающий выше нельдинский комплекс, сложенный преимущественно метапелитами. В обоих комплексах присутствуют различного размера тела парагонитсодержащих эклогитов и образованных по ним гранатовых амфиболитов, однако они различаются условиями метаморфических преобразований.

В строении **макбальского комплекса** участвуют в различной степени рассланцованные кварциты, оценки возраста детритовых цирконов из которых соответствуют интервалу 1600–3780 млн лет с максимумами в диапазоне 1840–2000 млн лет (Rojas-Agramonte et al., 2014; Konopelko et al., 2016; Алексеев и др., 2020). Проанализированные цирконы во многих случаях имеют реликты магматической зональности, в то время как каймы, свидетельствующие о наложенных, в том числе метаморфических, процессах, отсутствуют. Среди кварцитов присутствуют пластины, сложенные чередующимися крупнозернистыми коэзитсодержащими гранат-хлоритоид-тальковыми сланцами и кварцито-сланцами с порфиробластами граната, также содержащими реликты коэсита, с будинами в различной степени измененных (амфиболитизированных) эклогитов и “глаукофанитов” (эклогитов с высоким модалным содержанием глаукофана). Формирование таких пород на пике метаморфизма, по-видимому, соответствует условиям сверхвысоких давлений (Tagiri et al., 2010; Konopelko et al., 2012; Meyer et al., 2013). В двух случаях порфиробласты граната в эклогитах макбальского комплекса содержат псевдоморфозы кварца по коэситу (Tagiri et al., 2010), а для гранат-хлоритоид-тальковых сланцев характерно присутствие клиноцоизит-кианит-кварцевых агрегатов, образованных в результате распада лавсонита (Orozbaev et al., 2015).

В строении **нельдинского комплекса** преобладают гранат-фенгит-биотитовые сланцы с телами карбонатно-силикатных пород, эклогитов и образованных по ним гранатовых амфиболитов, в подчиненном количестве отмечаются слюдяные сланцы без граната, мраморы, сланцы с реликтами граната и хлоритоида, а также кварциты (Tagiri et al., 2010; Togonbaeva et al., 2010b; Kasymbekov et al., 2020). Детритовые цирконы из гранат-слюдяных сланцев, представленные в различной степени окатанными зернами, имеют как магматическую зональность, так и структуры метаморфического происхождения. Возрастной диапазон цирконов охватывает интервал 2500–1800 млн лет (Degtyarev et al., 2013). Среди метасадочных пород акджонской серии редко встречаются винчитовые сланцы,

слагающие отдельные линзы и тела (Tagiri et al., 2010).

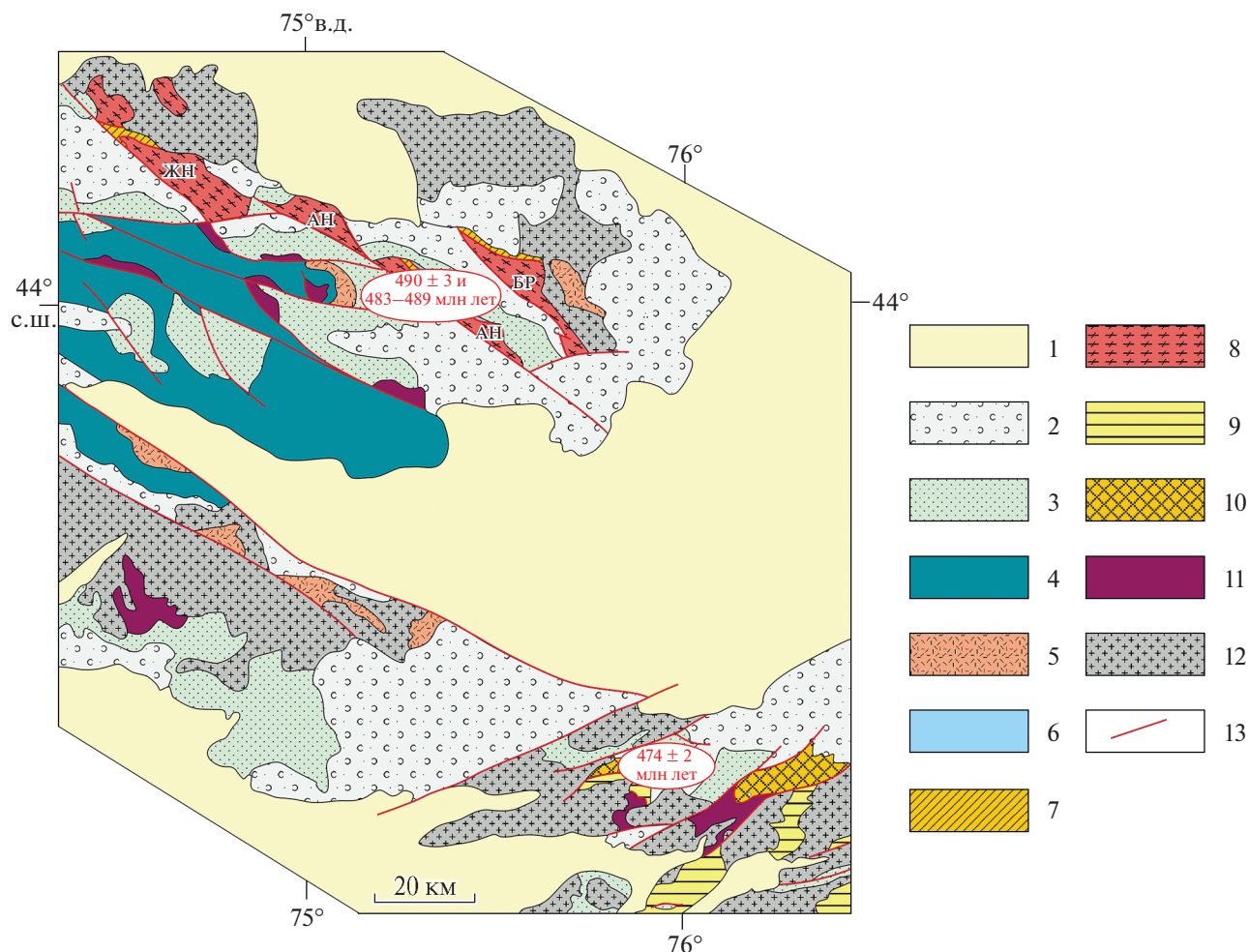
Присутствие коэсита среди реликтовых минералов некоторых разновидностей метасадочных пород макбальского комплекса предполагает их формирование на пике метаморфизма при давлениях более 24 кбар (Tagiri, Bakirov, 1990). Оцененные параметры формирования гранат-хлоритоид-тальковых сланцев на прогрессивной–пиковой стадиях отвечают 25.5 кбар и 480°C при дальнейших преобразованиях на пиковом этапе метаморфизма, соответствующем 28–28.5 кбар и 525–560°C, и регрессивных изменениях при 24 кбар и 580°C (Tagiri et al., 2010; Meyer et al., 2014). Появление клиноцоизит-кианит-кварцевых агрегатов в сланцах в результате распада лавсонита маркирует условия изотермальной декомпрессии при 16–20 кбар, 510–580°C, при этом пик метаморфизма в поле стабильности лавсонита отвечает параметрам 28–33 кбар, 530–580°C (Orozbaev et al., 2015). Эклогиты *sensu stricto* сохраняются в пределах рассматриваемого региона крайне редко, в большинстве случаев высокобарические метабазиты представлены гранатовыми амфиболитами или “глаукофанитами” с реликтами минералов более раннего эклогитового парагенезиса (Rojas-Agramonte et al., 2013; Klemd et al., 2015). Оцененные параметры формирования сильно измененных эклогитов и “глаукофанитов” макбальского комплекса на прогрессивном этапе составляют 18 кбар, 480°C, на околопиковой стадии соответствуют 20–25 кбар, 525–560°C (Tagiri et al., 1995, 2010; Meyer et al., 2013). *P-T* условия образования минеральных ассоциаций более поздних этапов метаморфизма, связанных с ростом Na- и Ca-Na амфиболов, отвечают 8–13 кбар, 300–500°C (Tagiri et al., 2010). Необходимо отметить, что присутствие двух псевдоморфоз кварца по коэситу в виде включений в гранате, отмеченных для эклогитов макбальского комплекса в работе (Tagiri et al., 2010), может свидетельствовать о формировании пород на пике метаморфизма при  $P > 24$  кбар. Интенсивно измененные эклогиты и гранатовые амфиболиты нельдинского комплекса были сформированы на пике метаморфизма при 22–25 кбар, 550–610°C (Togonbaeva et al., 2010b), а по другим расчетам при 14 кбар, 620°C (Rojas-Agramonte et al., 2013). Порфиробласты граната эклогитов содержат многочисленные минеральные включения, представленные Na- и Ca-Na амфиболами, клинопироксеном, эпидотом, плагиоклазом и парагонитом, распределение которых согласуется с проградной зональностью граната. Полученные *P-T* оценки формирования минеральных ассоциаций на прогрессивной стадии метаморфизма эклогитов нельдинского комплекса отвечают параметрам:  $P > 8$  кбар,  $T = 410–490^\circ\text{C}$  (Togonbaeva et al., 2010b). Регрессивные изменения пород связаны с повсеместным развитием амфибола

при 6.5–12 кбар, 430–630°C (Togonbaeva et al., 2010b; Rojas-Agramonte et al., 2013). Для гранат-фенгит-биотитовых сланцев были получены значения температуры и давления 430–630°C и 6.5–12 кбар, соответствующие умеренным ступеням метаморфизма (Tagiri et al., 2010). Однако в работе (Meyer et al., 2014) на основании результатов моделирования и исходя из петрографических особенностей пород предполагаются высокобарические условия их формирования, что частично согласуется и с данными в (Kasymbekov et al., 2020) для близких по составу образований (9–17 кбар, <630°C). Карбонатно-силикатные породы, содержащие полевые шпаты, диопсид, флогопит, фенгит, эпидот и кварц, были образованы на пике метаморфизма при 11–13 кбар и 600°C (Tagiri et al., 2010). В то же время пиковые параметры формирования сланцев с реликтами граната и хлоритоида соответствуют 12–15 кбар, 485–545°C, а *P-T* оценки регрессивных этапов отвечают >3 кбар, ~500°C (Kasymbekov et al., 2020).

Одна из первых оценок времени проявления (ультра-) высокобарического метаморфизма в пределах Иссыккульского массива была получена для парагонита из эклогитов макбальского комплекса, где К-Аг датировка составляет  $482 \pm 17$  млн лет (Tagiri et al., 1995). Эта оценка в целом близка к полученным позднее U-Pb, Sm-Nd и Lu-Hf датировкам по циркону, гранату и омфациту для эклогитов как макбальского, так и нельдинского комплексов. Конкордантные  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  значения возраста для кайм цирконов из двух образцов эклогитов макбальского комплекса составляют  $509 \pm 7$  и  $498 \pm 7$  млн лет и интерпретируются как время проявления (U)НР метаморфизма (Konopelko et al., 2012). При этом пересечение дискордии с конкордией отвечает возрасту ~1446–1447 млн лет, что может указывать на участие мезопротерозойских комплексов в формировании протолитов для эклогитов (Konopelko et al., 2012). Для ядер цирконов из амфиболитизированных эклогитов были также получены конкордантные значения возраста ~820 и ~700 млн лет, предполагающие возможный возраст протолитов для эклогитов моложе 700 млн лет (Konopelko et al., 2016). Lu-Hf минеральная изохрона по гранату для гранатового амфиболита (регрессивно измененного эклогита) нельдинского комплекса соответствует возрасту  $470 \pm 3$  млн лет и интерпретируется как околопиковый этап высокобарического метаморфизма (Rojas-Agramonte et al., 2013). Рассматривая данную оценку возраста, необходимо принимать во внимание значительную степень регрессивных изменений эклогитов (фактически гранатовых амфиболитов) и учитывать возможность получения омоложенной оценки. Существенно более древняя Sm-Nd оценка возраста пика метаморфизма –  $526 \pm 10$  млн лет – была получена для диафорированных эклогитов нельдинского комплекса (Togonbaeva et al., 2010a).

Оценки возраста кайм цирконов из амфиболитов, отобранных за пределами развития U(НР) образований макбальского комплекса, соответствуют интервалу ~465–453 млн лет (Konopelko et al., 2016) и сопоставимы с временем внедрения гранитоидов алмалысайского комплекса (Апаяров, 2009; Degtyarev et al., 2013). Геохронологические исследования коэзитсодержащих гранат-хлоритоид-талковых сланцев макбальского комплекса позволили получить  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  оценку возраста проявления УНР метаморфизма для кайм цирконов, составляющую  $502 \pm 10$  млн лет, в то время как ядра изученных цирконов демонстрируют широкий возрастной диапазон 2583–642 млн лет, указывающий, вероятно, на осадочное происхождение протолита для УНР сланцев (Konopelko et al., 2012, 2016). К-Аг оценка возраста для фенгита из гранат-хлоритоид-талковых сланцев составляет  $509 \pm 13$  млн лет (Tagiri et al., 2010) и сопоставима с  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  датировкой. Однако Sm-Nd минеральная изохрона по гранату показывает более молодое значение возраста  $475 \pm 4$  млн лет, которое интерпретируется как время роста граната на прогрессивно-пиковом этапе метаморфизма (Meyer et al., 2014). При этом Sm-Nd изотопные характеристики пород ( $\epsilon_{\text{Nd}} = -11$ ) свидетельствуют о значительном вкладе древней коровой компоненты при формировании их протолитов (Meyer et al., 2014). Близкие оценки возраста ( $481 \pm 26$  и  $480 \pm 56$  млн лет) получены для акцессорных монацитов из ультравысокобарических сланцев и также характеризуют время проявления УНР метаморфизма пород (Togonbaeva et al., 2009). Для сланцев с реликтами граната и хлоритоида и слюдяных сланцев почти без граната (нельдинский комплекс) К-Аг оценки возраста составляют  $474 \pm 12$  и  $524 \pm 13$  млн лет соответственно (Kasymbekov et al., 2020). Предполагается, что первая оценка возраста является омоложенной и отражает время взаимодействия с ордовикскими гранитоидами, в то время как вторая оценка возраста интерпретируется как время проявления НР метаморфизма и сопоставима с полученными ранее значениями для эклогитов и гранат-хлоритоид-талковых сланцев (Kasymbekov et al., 2020).

Таким образом, характерной особенностью макбальского и нельдинского комплексов является неравномерность проявления в них метаморфических преобразований. Оцененные параметры пика метаморфизма свидетельствуют о метаморфизме некоторых пород макбальского комплекса в условиях сверхвысоких давлений (УНР). В то же время *P-T* оценки для сходных пород нельдинского комплекса соответствуютстановкам НР метаморфизма. Кроме того, в составе макбальского комплекса присутствуют пластины гранатосодержащих кварцитов с реликтами коэзита, формировавшихся в условиях эклогитовой фации, наряду с которыми выявлены кварциты с детритовыми



**Рис. 4.** Положение высокобарических комплексов Жельтаевского и юго-восточной части Чуйско-Кендыктасского массивов.

1 – кайнозойские отложения; 2 – девонские и каменноугольные вулканогенно-осадочные толщи; 3 – ордовикские и нижнесилурийские терригенно-карбонатные и флишевые толщи; 4 – нижнеордовикские флишевые толщи; 5 – поздненеопротерозойские риолиты, их туфы и базальты (копинская свита); 6–8 – комплексы Жельтаевского массива: 6 – раннекембрийские гранодиориты и граниты, 7 – кояндинский комплекс, 8 – анрахайский комплекс; 9, 10 – комплексы Актюзского блока Чуйско-Кендыктасского массива: 9 – кеминский комплекс, 10 – актюзский комплекс; 11 – кембрийские офиолиты; 12 – палеозойские гранитоиды; 13 – разрывные нарушения. Блоки Жельтаевского массива: ЖН – Жингельдинский, АН – Анрахайский, БР – Бурлинский. На рисунке отмечены наиболее важные оценки времени проявления околопикового этапа высокобарического метаморфизма пород Чуйско-Кендыктасского и Жельтаевского массивов.

цирконами, почти не несущими признаков метаморфических преобразований в условиях высоких ступеней (Rojas-Agramonte et al., 2014; Алексеев и др., 2020).

### ЧУЙСКО-КЕНДЫКТАССКИЙ МАССИВ

Чуйско-Кендыктасский массив располагается в южной части палеозойд Казахстана. Его значительная часть перекрыта средне-верхнепалеозойскими и мезозойско-кайнозойскими толщами,

разделяющими массив на ряд блоков, в строении которых участвуют в основном докембрийские комплексы. Метаморфические породы умеренных и высоких ступеней приурочены к Актюзскому блоку, расположенному в юго-восточной части массива, где входят в состав актюзского и кеминского комплексов (рис. 4) (Бакиров, 2003).

Метаморфические породы актюзского и кеминского комплексов тектонически перекрыты фрагментами метаморфизованных раннекембрийских (~530 млн лет) офиолитов коपुरели-



сайского комплекса, представленных амфиболитизированными габбро, метабазальтами и долеритами (Бакиров и др., 2003; Kröner et al., 2012). С кембрийскими и нижнеордовикскими вулканогенно-осадочными толщами, распространенными к западу и юго-западу от Актюзского блока, метаморфические комплексы имеют тектонические отношения. В юго-западной части блока на небольшом участке метаморфические породы с резким несогласием перекрыты терригенно-карбонатной толщей среднего ордовика. На больших площадях в различных частях Актюзского блока метаморфические комплексы прорваны крупными плутонами гранитоидов раннего, среднего и позднего палеозоя (рис. 4).

Актюзский комплекс преимущественно сложен рассланцованными тоналит-гранодиоритовыми гнейсами, в том числе гранат- и фенгитсодержащими, и гнейсогранитами с полученными возрастными кристаллизации расплавов, родоначальных для протолитов пород,  $-778 \pm 6$  и  $834 \pm 8$  млн лет (Kröner et al., 2012). В подчиненном количестве среди гнейсов присутствуют мраморы и кварциты, а также тела гранатовых и эпидотовых амфиболитов мощностью от 0.5 до 70 м и длиной до 200 м, в центральных частях сохраняющие минеральные парагенезисы эклогитовой фации. Кеминский комплекс сложен главным образом мигматизированными гранатсодержащими парагнейсами и сланцами, реже отмечаются гнейсограниты. В строении кеминского комплекса также выделяются интенсивно мигматизированные мафические разности (габбро-амфиболиты) и парагнейсы с прослоями кварцитов, мраморов, графитовых сланцев (Бакиров и др., 2003). Полученные оценки возраста формирования протолитов для гнейсо-гранитов кеминского комплекса отвечают  $799 \pm 6$ ,  $810 \pm 10$ ,  $814 \pm 5$ ,  $844 \pm 9$  млн лет (Kröner et al., 2012). При этом накопление осадочного протолита парагнейсов началось не древнее 500 млн лет, а среди источников сноса преобладали мезопротерозойские (~1100–1300 млн лет) образования при участии и более древних (до 2460 млн лет) комплексов (Kröner et al., 2012; Rojas-Agramonte et al., 2014). Sm-Nd и Lu-Hf изотопные характеристики метаморфических пород актюзского и кеминского комплексов свидетельствуют о формировании их протолитов в результате переработки более древних коровых комплексов с возрастом ~1.5–2.1 млрд лет ( $\epsilon_{Nd} = -5...-12$ ). В то же время интенсивно измененные эклогиты имеют положительные значения  $\epsilon_{Nd} = +3.1-3.7$  (Kröner et al., 2012; Klemd et al., 2014). На участие более древних коровых комплексов в формировании протолитов метаморфических пород указывает и оценка возраста ядра циркона из неопротерозойских мигматитов, равная  $1180 \pm 9$  млн лет (Kröner et al., 2012).

В большинстве случаев эклогиты актюзского комплекса превращены в гранатовые амфиболиты, а минеральные парагенезисы (гранат, омфациит, фенгит), соответствующие условиям эклогитовой фации, сохраняются в редких случаях в центральных частях тел метабазитов (Klemd et al., 2014, 2015). Оцененные параметры пика метаморфизма эклогитов отвечают 16–23 кбар, 550–670°C, в то время как ассоциации регрессивных этапов соответствуют 10–11.5 кбар при 730, 600–650, 550–570°C (Orozbaev et al., 2007; 2010; Rojas-Agramonte et al., 2013; Klemd et al., 2014, 2015). Гранаты эклогитов нередко сохраняют реликты проградной зональности и содержат минеральные включения глаукофана, Fe-ставролита, парагонита, Mg-гарамиита, которые интерпретируются как ассоциации ранних, проградных этапов метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации и фации голубых сланцев, сформированные при 4–10 кбар, 560–650°C и 8–16 кбар, 330–570°C (Takasu, Orozbaev, 2009; Orozbaev et al., 2010). Минеральные ассоциации гранатовых амфиболитов, образованных по эклогитам, на проградной и пиковой стадиях отвечают 11–12 кбар, 600–640°C и 14–15 кбар, 675–735°C соответственно (Orozbaev et al., 2010). Таким образом, *P-T* эволюция эклогитов актюзского комплекса, очевидно, включала этапы прогрессивного метаморфизма на фоне повышения температуры и давления при субдугировании протолитов пород на глубины более 50 км, преобразования на пике метаморфизма и регрессивные изменения в условиях изотермальной декомпрессии при эксгумации высокобарических пород. При этом информация о метаморфических преобразованиях, вмещающих эклогиты гранатсодержащих гнейсов, почти отсутствует. В работе (Orozbaev et al., 2010) отмечается, что протолиты гнейсов, по-видимому, также подвергались метаморфизму на прогрессивной (10 кбар, 477°C) и пиковой (13–15 кбар, 635–745°C) стадиях, а затем были регрессивно изменены в процессе эксгумации пород в условиях более низких ступеней.

Полученная Lu-Hf оценка возраста  $474 \pm 2$  млн лет по гранату из интенсивно измененного эклогита актюзского комплекса интерпретируется как время проявления высокобарического метаморфизма на прогрессивной–околопиковой стадиях (Rojas-Agramonte et al., 2013). Sm-Nd оценка возраста для эклогита составляет  $462 \pm 7$  млн лет и отвечает времени эксгумации высокобарических пород на верхнекоровые уровни при  $P < 10$  кбар,  $T = 650-600^\circ\text{C}$  (Klemd et al., 2014). При этом  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  возраст плато ~481 млн лет для фенгита из регрессивно измененных эклогитов рассматривается как удивительный из-за избытка радиогенного аргона (Klemd et al., 2014). Оценка возраста ~749 млн лет, полученная в (Tagiri et al., 1995) для эклогитов актюзского комплекса (Rb-Sr изохрона по амфиболу, рутилу, омфацииту, гранату и валовому составу

породы), считается недействительной, так как в работе (Kröner et al., 2012) указывается на неравновесность граната и омфациита с рутилом, а также валового состава породы.

### ЖЕЛЬТАВСКИЙ МАССИВ

В юго-восточной части Чу-Илийских гор в Южном Казахстане метаморфические, в том числе высокобарические, комплексы участвуют в строении Жельтавского массива, который располагается к северо-востоку от Чуйско-Кендыктаского массива (рис. 4). Эти массивы разделены комплексами Джалаир-Найманской офиолитовой зоны, сложенной тектонически сближенными фрагментами раннекембрийских офиолитов и базальт-риолитовыми ассоциациями, верхнекембрийскими кремнисто-базальтовыми и туфогенными толщами, которые перекрываются флишевыми и кремнисто-терригенными отложениями нижнего ордовика (Рязанцев и др., 2009; Дегтярев, 2012). Ордовикскими и девонскими вулканогенно-осадочными толщами Жельтавский массив разделен на Анрахайский, Жингельдинский и Бурлинский блоки (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). Метаморфические породы Жельтавского массива имеют тектонические взаимоотношения с интенсивно тектонизированными фрагментами офиолитов, а также неметаморфизованными раннекембрийскими (~510 млн лет) гранодиоритами, кварцевыми диоритами и гранитами, выявленными только в Анрахайском блоке (Alexeiev et al., 2011; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). С резким несогласием метаморфические породы Жельтавского массива перекрываются ранне- и среднеордовикскими терригенно-карбонатными толщами (рис. 4).

По составу преобладающих разностей и степени преобразований метаморфические породы Жельтавского массива разделены на анрахайский и кояндинский комплексы. Породы анрахайского комплекса слагают большую часть Жельтавского массива и представлены разнообразными ортогнейсами, для которых получены оценки возраста формирования протолитов ~790 и 1840 млн лет, образованными за счет переработки раннекембрийских коровых комплексов (Kröner et al., 2007; Третьяков и др., 2011; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). Также среди пород анрахайского комплекса широкое распространение имеют гранатовые и эпидотовые амфиболиты, формирующие тела до нескольких сотен метров. Преобладающими породами кояндинского комплекса являются гранат-сланцевые сланцы (интенсивно диафторированные гнейсы) с реликтами кианита, фенгита и калиевого полевого шпата; нередко породы мигматизированы. В подчиненном количестве присутствуют двуслюдяные сланцы без граната, мраморы, кварциты (метаморфизованные кремни) и безгранатовые амфиболиты, не содержащие индекс-ми-

нералов высокобарического метаморфизма. Детритовые цирконы из гранат-сланцевых сланцев кояндинского комплекса имеют ядра с реликтами магматической зональности с возрастными интервалами: 667–834, 868–1051, 1087–1220, 1296–1378 и 2464–2539 млн лет и максимумами в ~985 и в 1151 млн лет и каймы, сформированные в результате высокобарического метаморфизма (Alexeiev et al., 2011; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). Источники протолитов для метапелитов были также образованы за счет переработки раннекембрийской континентальной коры. Характерной особенностью кояндинского комплекса является присутствие тел меланократовых высокобарических пород, представленных гранатовыми амфиболитами, эклогитами, гранатовыми клинопироксенитами, реже шпинелевыми перидотитами, а также талькитами и серпентинитами (Alexeiev et al., 2011; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018a, 2018b; 2019a). Эти породы слагают различного размера (от первых до нескольких десятков метров) тектонические линзы и блоки среди гранат-сланцевых сланцев.

Метаморфические преобразования ортогнейсов и амфиболитов анрахайского комплекса на пике в целом соответствуют условиям амфиболитовой фации (6.5–10 кбар, 480–550°C). В то же время в гранат-сланцевых сланцах кояндинского комплекса сохраняются минералы-индикаторы высокобарического метаморфизма. Некоторые зерна граната в породах характеризуются наличием сохранившейся ростовой зональности, выраженной в “куполообразном” распределении MnO и росте пироповой компоненты от ядра к периферийным частям граната. Дальнейшие преобразования пород на фоне повышения температуры и давления, по-видимому, включали в себя рост граната в высокобарических условиях, сопровождавшийся дегидратационным плавлением водосодержащих минералов с образованием перитектических кианита и калиевого полевого шпата в ассоциации с расплавом при 15–18 кбар и 750–850°C. Регрессивные этапы метаморфизма гранат-сланцевых сланцев связаны с эксгумацией пород, в течение которой формировались слюды в условиях декомпрессии при температуре 580–620°C (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). В некоторых зернах граната эклогитов сохраняются реликты проградной зональности, отвечающие условиям амфиболитовой фации – 9–9.5 кбар, 600–640°C. Дальнейшее повышение температуры и давления, обусловленное погружением пород в процессе субдукции, приводит к формированию эклогитового парагенезиса (15–18 кбар, 700–800°C). Последующая декомпрессия, связанная с эксгумацией высокобарических пород, выражена в замещении омфациита диопсид-альбитовыми симплектитовыми сростаниями в условиях гранулитовой фации и повсеместным развитием амфибола в условиях амфиболитовой фации (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018a). Наличие реликтов кайм вокруг



граната с включениями в структурно близких гранатовых и эпидотовых амфиболитах кояндинского комплекса и сходство геохимических характеристик пород с эклогитами предполагают формирование гранатовых, а позднее эпидотовых амфиболитов в результате регрессивных изменений эклогитов. Гранатовые клинопироксениты, чередующиеся с эклогитами, характеризуются близкими оценками пика метаморфизма (16.5–17.5 кбар, 800–860°C) и сходными условиями регрессивного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации. Однако выводы о наличии проградной ветви метаморфизма в эволюции пород основаны лишь на структурной близости и сходных геохимических характеристиках гранатовых клинопироксенитов с эклогитами, что предполагает совместное участие их протолитов в субдукционных процессах (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018a). Аналогичный *P-T* тренд “по часовой стрелке” предполагается и для шпинелевых ультрамафитов кояндинского комплекса. Он включает вовлечение их протолитов в субдукционные процессы с формированием шпинелевых, а затем и гранатовых перидотитов на глубинах более 60 км. Последующая эксгумация пород сопровождалась термальной релаксацией и декомпрессией (распад граната и образование пироксен-шпинелевых симплектитов с каймами ортопироксена вокруг оливина) при 11–14.5 кбар, 580–800°C (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018b).

Для двух точек из метаморфических кайм цирконов из гранат-сланцевых сланцев кояндинского комплекса были получены U-Pb оценки возраста  $460 \pm 11$  и  $486 \pm 11$  млн лет (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). Возраст высокобарического метаморфизма гранатовых клинопироксенитов кояндинского комплекса составляет  $490 \pm 3$  млн лет (Alexeiev et al., 2011). Цирконы из гранитоидной лейкосомы мигматизированных гнейсов, содержащих тела эклогитов и шпинелевых перидотитов, имеют ядра с хорошо выраженной магматической зональностью ( $Th/U = 0.49-0.64$ ) и обогащенные ураном каймы ( $Th/U = 0.008-0.069$ ). Для шести конкордантных значений из ядерных частей цирконов была получена средняя  $^{206}Pb/^{238}U$  оценка возраста  $755 \pm 5$  млн лет, а для одного из ядер циркона —  $^{207}Pb/^{206}Pb$  оценка 2556 млн лет. При этом для кайм цирконов получена  $^{206}Pb/^{238}U$  оценка  $483 \pm 3$  млн лет. Среди цирконов из гранитоидов лейкосомы выявлены отдельные зональные зерна с высоким содержанием урана ( $Th/U = 0.009-0.012$ ), для которых получена оценка возраста кристаллизации ~490 млн лет.

Таким образом, раннепалеозойские оценки возраста (483–489 млн лет), полученные как для кайм, так и для некоторых отдельных зерен цирконов, отражают время формирования гранитоидного расплава лейкосомы, связанного с плавлением

гнейсов в условиях высоких ступеней метаморфизма (Пилицына (Скобленко), Третьяков, 2020). Эти значения близки полученным ранее оценкам возраста проявления высокобарического метаморфизма в гранат-сланцевых сланцах и гранатовых клинопироксенитах кояндинского комплекса. Верхний возрастной предел эксгумации высокобарических пород определяется по их перекрытию несогласно залегающими терригенно-карбонатными породами нижнего ордовика (~475 млн лет).

### ИШИМ-НАРЫНСКИЙ (ИШИМ-СРЕДИННО-ТЯНЬШАНСКИЙ) МАССИВ

Ишим-Нарынский массив является крупнейшим в западной части Центрально-Азиатского пояса, он имеет дугообразные очертания и протягивается от хребта Сарыджаз на востоке Тянь-Шаня до излучины р. Ишим в Северном Казахстане. В строении массива участвуют разнообразные, в основном позднедокембрийские, метаморфические, магматические и осадочные комплексы. Метаморфические, в том числе высокобарические, образования выявлены на относительно небольшой площади в центральной части массива на юге Чаткальского хребта и являются наименее изученными среди подобных образований Казахстана и Тянь-Шаня. Северо-западнее метаморфических пород Чаткальского хребта развиты дезинтегрированные раннепалеозойские офиолиты каратерекского комплекса, в строении которого участвуют пироксениты, габбро-амфиболиты, metabазальты и кремнистые породы (Иванов и др., 2002; Alexeiev et al., 2016). Метаморфические образования прорваны позднеордовикскими и силурийскими (~450–420 млн лет) гранитоидами, вместе с которыми они перекрываются средне- и позднепалеозойскими осадочными толщами (Alexeiev et al., 2016).

Метаморфические породы южной части Чаткальского хребта объединены в кассанскую серию (в ранних работах (Бакирова и др., 1989, 1996, 2003) кассанского или кассансайского метаморфического комплекса). В строении кассанской серии выделяется несколько комплексов, состоящих из пород различного состава и ступеней метаморфизма. Наиболее низкое структурное положение занимает шалдырский комплекс, сложенный гранат-сланцевыми сланцами и гнейсами с телами гранатовых амфиболитов и амфиболитизированных эклогитов, редко мигматитов. Структурно выше располагаются мраморы с прослоями кварцитов, в редких случаях содержащие тела амфиболитов (метадолеритов), относящиеся к терексайскому комплексу. Более высокое положение занимает семизсайский комплекс,

образованный гранат-биотитовыми, двуслюдяными, турмалиновыми, хлорит-биотитовыми и хлорит-альбитовыми сланцами, а также габбро-амфиболитами, гранатовыми амфиболитами и регрессивно измененными эклогитами, биотит-амфиболовыми сланцами (Бакиров и др., 1996, 2003; Loury et al., 2016). Среди пород семизсайского комплекса отмечаются тела серпентинитов и лиственитов (Бакиров и др., 2003). Для метавулканитов (хлорит-альбитовых сланцев) и двуслюдяных сланцев семизсайского комплекса были получены оценки возраста детритовых цирконов с максимумом ~460 млн лет. При этом формирование протолитов метаосадочных пород началось не древнее 510 млн лет в основном за счет разрушения мезопротерозойских (~1000–1200 млн лет) образований и при участии более древних (до 3000 млн лет) комплексов (Бакиров и др., 1996; Rojas-Agramonte et al., 2014). Иштанбердинский метаморфический комплекс занимает наиболее высокое структурное положение и сложен метаосадочными породами, включающими ставролитовые, андалузит-силлиманитовые и кианит-силлиманитовые сланцы, формирование которых связывают с наложенным этапом зонального метаморфизма барровианского типа (Бакиров и др., 1996; 2003; Loury et al., 2016; Alexeiev et al., 2016; Mühlberg et al., 2016). Sm-Nd изотопные характеристики гранат-сланцев семизсайского и шалдырского комплексов ( $\epsilon_{Nd} = -9...-10$ ) и метапелитов иштанбердинского комплекса свидетельствуют о преобладании древней коровой компоненты в составе их протолитов, а полученные Nd-модельные возрасты составляют 1.62 и 1.7 млрд лет (Mühlberg et al., 2016).

Особенности метаморфической эволюции высокобарических пород кассанской серии изучены фрагментарно и, главным образом, относятся к амфиболитизированным эклогитам и амфиболитам с реликтами пироксен-плаггиоклазовых или амфибол-плаггиоклазовых симплектитов гранулитовой фации. Регрессивно измененные эклогиты на пике метаморфизма были сформированы при 16–18 кбар, 490–540°C, а затем преобразованы в условиях амфиболитовой фации – 11–8 кбар, 560°C (Loury et al., 2016; Mühlberg et al., 2016). Для кианит-ставролит-гранат-биотитовых сланцев иштанбердинского комплекса были получены оценки температуры на прогрессивной стадии ~400°C, в то время как условия пика метаморфизма характеризуются *P-T* параметрами 7.2 кбар и 650°C (Ивлева, 2003, 2010).

Вопрос времени проявления высокобарического метаморфизма кассанской серии является наиболее дискуссионным и в настоящее время не

решен. В работе (Loury et al., 2016) для алланита с включениями омфацита из гранатового амфиболита с реликтами эклогитового парагенезиса была получена позднепалеозойская оценка возраста  $301 \pm 15$  млн лет, которая интерпретируется как время проявления околопикового этапа высокобарического метаморфизма пород. По Sm-Nd минеральным изохронам по гранату для регрессивно измененных эклогитов получены близкие ( $317 \pm 4$  и  $316 \pm 3$  млн лет) результаты, которые сопоставимы с  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  возрастными плато  $314 \pm 2$  и  $313 \pm 2$  млн лет для мусковита из гранат-сланцевых сланцев, вмещающих эклогиты (Mühlberg et al., 2016). Однако никаких свидетельств вовлечения этих метаосадочных комплексов в процессы высокобарического метаморфизма не приводится. Наряду с этим, в работах (Alexeiev et al., 2016, 2019) на основании возраста прорывающих метаморфические образования гранитоидов и кислых вулканитов семизсайского массива предполагается раннепалеозойский возраст высокобарического метаморфизма для пород кассанской серии древнее ~420–450 млн лет.

#### СОСТАВЫ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ ВЫСОКО- И УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ПОРОД

Отсутствие сохранившихся минеральных ассоциаций протолитов (за исключением циркона) в метамагматических и метаосадочных комплексах высоких и сверхвысоких давлений не позволяет в полной мере восстановить составы их протолитов и сделать надежные выводы об источниках и обстановках формирования этих пород до начала процессов их метаморфических преобразований. В то же время химические составы, особенности распределения микровключений в минералах-индикаторах эклогитовой фации (таких как гранат, омфацит) и изотопно-геохимические характеристики высоко- и ультравысокобарических образований совместно с геохронологическими данными являются распространенными критериями для восстановления составов протолитов пород и условий их образования.

Исследования высоко- и ультравысокобарических пород западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, проведенные в последние десятилетия, показали, что среди них преобладают метамагматические и метаосадочные кварц-полевошпатовые комплексы с телами эклогитов или образованных по ним гранатовых амфиболитов, реже отмечаются эклогит-глаукофансланцевые ассоциации (только в Иссыккульском и Чуйско-Кендыктасском массивах). Почти для всех изучен-

ных комплексов высоких и сверхвысоких давлений были восстановлены *P-T* тренды и получены оценки возраста проявления высоко- и ультравысокобарического метаморфизма (табл. 1). Однако реконструкции составов протолитов пород и обстановок их формирования приведены в ограниченном количестве работ и являются перспективной задачей для последующих исследований.

#### *Зерендинская серия Кокчетавского массива*

Метаморфические комплексы зерендинской серии включают разнообразные сланцы, гнейсы и карбонатно-силикатные породы, в некоторых случаях мигматизированные, которые содержат тела эклогитов, гранатовых и эпидотовых амфиболитов, гранатовых пироксенитов, гранатовых и шпинелевых перидотитов. В пределах западной области преобладают алмаз- и коэзитсодержащие метаосадочные комплексы с эклогитами и гранатовыми перидотитами. В восточной области наряду с метаосадочными породами, наиболее высокоградные из которых соответствуют коэзитсодержащим разностям, широко распространены метамагматические образования более низких ступеней. Присутствие в метаморфических цирконах из алмазсодержащих гранат-биотитовых гнейсов участка Кумды-Коль ядер широкого возрастного диапазона позволяет предполагать, что протолитами этих пород являлись осадочные образования смешанного состава (Claoue-Long et al., 1991; Shatsky et al., 1995, 1999; Ragozin et al., 2009; Stepanov et al., 2016). При этом Sm-Nd изотопные характеристики гнейсов указывают на формирование их протолитов за счет переработки комплексов континентальной коры с возрастом 2.2–2.3 млрд лет (Shatsky et al., 1999). М.М. Буслов и Г.М. Вовна (2008) предполагают, что протолиты метаосадочных пород участка Кумды-Коль близки по составу к позднекембрийским графитовым терригенно-карбонатным и песчано-сланцевым породам кокчетавской серии. Однако существенные различия изотопно-геохимических характеристик кварцитов и сланцев кокчетавской серии ( $\epsilon_{Nd}(T)$  от +3.4 до –3.3,  $T_{Nd}(DM)$  1.3–1.8 млрд лет) с одной стороны, гнейсов и сланцев участка Кумды-Коль ( $\epsilon_{Nd}(T)$  от –12.8 до –5.4,  $T_{Nd}(DM)$  2.2–2.3 млрд лет) с другой (Shatsky et al., 1999; Kovach et al., 2017), не позволяют принять такую точку зрения. Гранат-кианит-сланцевые сланцы участка Барчи-Коль, гранат-кианит-силлиманит-биотитовые сланцы участка Энбек-Берлык и биотитовые сланцы участка Сулу-Тобе имеют повышенные содержания глинозема и по составу соответствуют глинистым сланцам, в то время

как высокие содержания  $K_2O$  и  $SiO_2$  в слюдяных сланцах участка Кулет позволяют предполагать, что их протолитом могли являться аркозовые песчаники (Shatsky et al., 1995, 1999). Известковистые глинистые сланцы рассматриваются в качестве протолита для алмазсодержащих гнейсов участка Барчи-Коль (Korsakov et al., 2002). Алмазсодержащие карбонатно-силикатные породы зерендинской серии также являются метаосадочными образованиями (Sobolev et al., 2011), сформированными, по-видимому, за счет метаморфических преобразований глинистых сланцев и известняков (Shatsky et al., 1995, 1999).

В строении высокобарических комплексов восточной области, наряду с метаосадочными породами, большую роль играют различные ортогнейсы, содержащие тела эклогитов и гранатовых амфиболитов. Геохимические особенности ортогнейсов свидетельствуют, что их протолитами являлись магматические породы кислого состава. Более детальные исследования ортогнейсов проведены очень локально только на участке Чаглинка (Glorie et al., 2015). Здесь в ортогнейсах, вмещающих тела эклогитов, присутствуют акцессорные цирконы мезопротерозойского (~1100 млн лет) и раннепалеозойского (530–490 млн лет) возраста, характеризующие время формирования протолита и возраст метаморфизма соответственно. Изучение изотопного состава Hf ( $\epsilon_{Hf}(T)$  от –3.0 до –17.1,  $T_{Nd}(DM)$  1.7–2.6 млрд лет) в этих цирконах показало, что образование гранитного протолита ортогнейсов происходило за счет переработки палеопротерозойских коровых комплексов. Гранитоиды мезопротерозойского возраста, содержащие цирконы с такими изотопными характеристиками, широко распространены в составе зерендинской серии на участках, где метаморфизм пород этой серии не превышает амфиболитовой фации (Glorie et al., 2015, Туркина и др., 2011, Третьяков и др., 2011). Поэтому, несмотря на недостаток данных, можно предполагать, что протолитами ортогнейсов восточной области являются мезопротерозойские гранитоиды, источниками которых являлись комплексы раннекембрийской коры.

Дискуссионными являются вопросы состава и обстановок формирования протолитов эклогитов зерендинской серии. По химическому составу большинство проанализированных эклогитов попадают в поле N-MORB, реже они близки к типу E-MORB или соответствуют островодужным базальтам (Шацкий и др., 1993, 2018; Yamamoto et al., 2002; Yui et al., 2010). Неодимовые изотопные характеристики эклогитов ( $\epsilon_{Nd}(T)$  от +7.2 до –12.5,  $T_{Nd}(DM)$  0.67–1.93 млрд лет), наряду с обогаще-

нием многих образцов легкими редкоземельными элементами, свидетельствуют о контаминации протолитов эклогитов коровым материалом. Контаминация могла происходить либо при взаимодействии базитовой магмы с комплексами континентальной коры, либо при воздействии на эклогиты расплавов, отделившихся от метаосадочных пород при метаморфизме на околопиковой стадии (Шацкий и др., 2018). В работе (Yamamoto et al., 2002) контаминация эклогитов с характеристиками N-MORB крупноионными литофильными элементами объясняется взаимодействием с расплавами в мантийном клине, отделившимися при субдукции слэба. Среди изученных образцов наименее контаминированным является эклогит участка Сулу-Тобе, имеющий распределение несовместимых элементов и изотопные отношения неодима и стронция, близкие к базальтам N-MORB. Этот эклогит имеет наименьший Nd-модельный возраст ~670 млн лет, который может рассматриваться как максимальный для кристаллизации протолита породы. Предполагается, что протолиты эклогитов представляли собой небольшие тела основного состава, внедрявшиеся в процессе растяжения на пассивной окраине континентального блока (Zhang et al., 2012). Полученные для эклогитов участков Кулет и Барчи-Коль крайне низкие значения  $\sigma^{18}\text{O}$  (–3.9‰ для граната) могут свидетельствовать о взаимодействии протолитов пород с холодными метеорными водами в обстановке, переходной от континентального рифтинга к океаническому спредингу (Masago et al., 2003).

Считается, что формирование гранатовых перидотитов с Ti-клиногумитом участка Кумды-Коль и ортопироксеновых, антофиллитовых и оливиншпинелевых перидотитов (“шпинелевых гарцбургитов”) участка Энбек-Берлык, вероятно, происходило в результате метаморфизма приповерхностных тел метасоматически измененных (в разной степени хлоритизированных) базальтов, которые до погружения на большие глубины залегали в верхних частях континентальной коры (Ревердатто, Селятицкий, 2005). В то же время существует мнение об образовании гранат-Ti-клиногумитовых перидотитов в процессе метасоматической переработки (Mg-метасоматоз) эклогитов или их протолитов базальтового состава (Yui et al., 2010). В качестве протолитов для коэсит-талк-гранат-кианит-фенгитовых сланцев также предполагаются метасоматически измененные породы базальтового состава, возможно, при воздействии морской воды (Yui et al., 2010).

Таким образом, метаморфические породы зерендинской серии, вероятно, были образованы за счет мезо- и, возможно, раннепротерозойских

осадочных и магматических пород различного состава. В раннем палеозое протолиты высоко- и ультравысокобарических пород были субдуцированы на различные глубины, где подверглись метаморфическим преобразованиям и частичному плавлению, а затем были тектонически совмещены на стадиях эксгумации (Stepanov et al., 2016; Шацкий и др., 2018).

#### *Акджонская серия Иссыккульского массива*

Высоко- и ультравысокобарические образования акджонской серии представлены коэситсодержащими гранат-хлоритоид-талковыми сланцами, кварцито-сланцами и кварцитами с порфиробластами граната с реликтами коэсита, амфиболитизированными эклогитами и “глаукофанитами”, а также гранат-фенгит-биотитовыми сланцами, которые занимают наиболее низкое структурное положение в ядре Макбальской антиформы. Протолитами кварцитов, вероятно, являлись терригенные породы, накопление которых происходило в обстановках пассивной континентальной окраины (Бакиров, Максумова, 2001; Togonbaeva et al., 2009; Meyer et al., 2014; Konopelko et al., 2016). Источниками кластического материала для протолитов кварцитов являлись палеопротерозойские и неоархейские коровые комплексы (Degtyarev et al., 2013; Konopelko et al., 2016; Алексеев и др., 2020). Необходимо отметить, что ультравысокобарическому метаморфизму подверглась лишь часть пород акджонской серии, что привело к образованию ассоциации граната с включениями коэсита, в то время как большая часть пород преобразована в условиях более низких ступеней. Информация о составах и обстановках формирования широко распространенных гранат-фенгит-биотитовых сланцев акджонской серии в настоящее время отсутствует, однако наличие в них детритовых цирконов указывает на осадочное происхождение их протолита (Degtyarev et al., 2013).

Наиболее дискуссионными являются вопросы состава и обстановок формирования протолитов эклогитов и образованных по ним “глаукофанитов” и гранатовых амфиболитов, а также гранат-хлоритоид-талковых сланцев нельдинского и макбальского комплексов акджонской серии. Одна группа исследователей считает, что протолиты эклогитов являются фрагментами океанической коры, сформированной в обстановке спрединговых центров (Бакиров и др., 2003; Барулева и др., 2011; Meyer et al., 2013, 2014). При этом обогащенные геохимические характеристики пород обусловлены приуроченностью протолитов эклогитов к областям воздействия мантийного плюма или си-

маунтам (Meyer et al., 2013). Другие исследователи предполагают, что протолитами для эклогитов и гранатовых амфиболитов являлись дайки основного состава, внедренные в осадочные толщи континентальной окраины на финальных этапах распада суперконтинента Родиния (Konopelko et al., 2012, 2016; Rojas-Agramonte et al., 2013; Klemm et al., 2015). Природа протолита гранат-хлоритоид-тальковых сланцев также дискуссионна. С одной стороны, в качестве их протолита рассматриваются магматические породы основного состава, которые в океаническом бассейне подверглись гидротермальной переработке, а затем в процессе субдукции были преобразованы в гранат-хлоритоид-тальковые сланцы в условиях сверхвысоких давлений (Meyer et al., 2014). С другой стороны, протолитом для этих сланцев считаются осадочные породы, что подтверждается присутствием детритовых цирконов, а также данными по изотопному составу Nd ( $\epsilon_{Nd}(T) - 11$ ), которые свидетельствуют о формировании протолитов гранат-хлоритоид-тальковых сланцев за счет разрушения древних коровых комплексов (Meyer et al., 2014; Konopelko et al., 2012, 2016).

Таким образом, протолиты высоко- и ультра-высокобарических пород акджонской серии были представлены палео- и мезопротерозойскими осадочными породами различного состава. В то же время эклогиты были сформированы за счет магматических пород основного состава. В раннем палеозое эти образования были вовлечены в субдукционные процессы, что привело к формированию коэситсодержащих сланцев и кварцитов, а также эклогитов.

#### *Актюзский и кеминский комплексы Чуйско-Кендыктасского массива*

Данные о составе и природе протолитов высокобарических пород Актюзского блока Чуйско-Кендыктасского массива фрагментарны. Принадлежность к высокобарическим образованиям наиболее распространенных кварц-полевошпатовых пород актюзского и кеминского комплексов, представленных гранатсодержащими гнейсами и сланцами, в настоящее время не подтверждена. Однако имеющиеся изотопно-геохронологические данные указывают на формирование протолитов этих пород в неопротерозое в результате переработки более древних коровых комплексов с возрастом ~1.5–2.1 млрд лет (Kröner et al., 2012). Особенности состава амфиболитизированных эклогитов и их соотношения с вмещающими гнейсами позволяют предполагать, что их протолиты, вероятно, были представлены дайками основного состава, внедренными в комплексы континентальной ко-

ры до начала субдукции (Kröner et al., 2012; Rojas-Agramonte et al., 2013; Klemm et al., 2014). Изотопно-геохимические особенности эклогитов ( $\epsilon_{Nd}(T)$  от +3.3 до +3.7) предполагают формирование их протолитов в результате плавления вещества субконтинентальной литосферной мантии и, вероятно, ассимиляцию корового вещества (Klemm et al., 2014).

#### *Кояндинский комплекс Жельтавского массива*

Высокобарические породы кояндинского комплекса имеют протолиты как магматического, так и осадочного происхождения. Протолитом кианит-гранатовых парагнейсов кояндинского комплекса являлись терригенные породы, накопление которых происходило в течение эдиакария–кембрия. При этом разрушению подвергались в основном магматические породы кислого состава с возрастом ~1 млрд лет, сформированные в результате плавления палеопротерозойского корового источника (Alexeiev et al., 2011; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019a). Особенности химического состава эклогитов и гранатовых клинопироксенитов позволяют рассматривать в качестве их протолита внутриплитные базитовые комплексы, внедрение которых в толщи континентальной окраины породы произошло до начала субдукции (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018a). Возраст протолита эклогитов и гранатовых клинопироксенитов и, соответственно, время проявления внутриплитного магматизма являются дискуссионными. Полученная ранее оценка возраста  $489 \pm 3$  млн лет для гранатовых пироксенитов (Alexeiev et al., 2011) характеризует время проявления высокобарического метаморфизма, что предполагает доордовикский возраст протолита рассматриваемых пород. Протолиты шпинелевых перидотитов, по-видимому, представляли собой фрагменты полосчатого комплекса ультрамафит-мафитового состава, в который входили плагиоклазсодержащие перидотиты, троктолиты, оливковые габбро и меланогаббро, сформированные в результате плавления деплетированного мантийного источника в надсубдукционной обстановке. В процессе закрытия океанического бассейна эти породы были погружены на значительные глубины в поле стабильности граната, а затем эксумированы совместно с другими высокобарическими образованиями кояндинского комплекса (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018b).

*Кассанская серия Ишим-Нарынского массива*

Высокобарические образования кассанской серии являются наименее изученными из всех рассмотренных выше комплексов. Дискуссионным является как возраст проявления высокобарического метаморфизма (Loury et al., 2016; Alexeiev et al., 2016), так и принадлежность основной части метаморфических образований (за исключением амфиболитизированных эклогитов) к породам высоких давлений. Данные о составах и обстановках формирования протолитов высокобарических пород крайне ограничены. Гранат-биотитовые, двуслюдяные, хлорит-биотитовые и хлорит-альбитовые сланцы, вмещающие тела эклогитов, являются метаосадочными породами, накопление которых началось не древнее 510 млн лет, в основном за счет разрушения палео- и мезопротерозойских комплексов (Бакиров и др., 1996; Rojas-Agramonte et al., 2014; Mühlberg et al., 2016). Эклогиты, в большинстве случаев превращенные в гранатовые амфиболиты, по своему структурному положению подразделяются А.Б. Бакировым и др. (2003) на будинированные тела в сланцах и гнейсах шалдырского комплекса и силлоподобные тела метадолеритов, развитые среди пород шалдырского и терексайского комплексов. Химические составы эклогитов шалдырского комплекса указывают на обогащенную геохимическую специфику их протолитов, представленных основными породами, сопоставимыми с внутриплитными базальтами (Loury et al., 2016). Представителями наиболее вероятным формированием протолитов эклогитов кассанской серии в обстановке континентального рифтогенеза (Mühlberg et al., 2016). Значения  $\epsilon_{Nd}$  для эклогитов, рассчитанных на возраст ~316 млн лет, соответствуют интервалу +2.4...+4 и интерпретируются как свидетельствующие об умеренной степени деплетированности мантийного источника протолитов пород (Mühlberg et al., 2016). Для оценки возраста ~460 млн лет, полученной в (Alexeiev et al., 2016), эти значения составляют +3.6...+5.8.

Таким образом, протолиты раннепалеозойских высоко- и ультравысокобарических пород западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса представлены в основном позднедокембрийскими кварц-полевошпатовыми гнейсами, сланцами и кварцитами, которые формировались при переработке более древних коровых источников. Мафические образования, превращенные в результате метаморфизма в эклогиты и гранатовые амфиболиты, как правило, слагают небольшие тела в разрезе континентальной коры, формирование которых связано с рифтогенными процессами. Крайне ограничено среди высоко-

барических комплексов представлены фрагменты метаморфизованной океанической литосферы, присутствие которых наиболее надежно доказано в пределах Жельтавского массива.

**ПРОБЛЕМЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКО- И УЛЬТРАВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА**

Построение геодинамических моделей формирования высоко- и ультравысокобарических образований является важной составной частью их исследований. При этом обычно суммируются все данные о строении, составе, обстановках формирования и возрастах как комплексов высоких и сверхвысоких давлений, так и образований, участвующих в строении сопредельных структурно-формационных зон. В настоящее время подавляющее большинство исследователей принимает субдукционную модель формирования комплексов высоких давлений, которая обеспечивает формирование метаморфических пород при значительных давлениях и различных температурах (Tsuji-mori et al., 2006; Ernst et al., 2007). В соответствии с этой моделью магматические и осадочные породы в составе субдуцирующей плиты погружаются на значительные глубины (до 100–150 км), а затем по тому же каналу происходит быстрая эксгумация метаморфических образований, обеспечивающая, по крайней мере, частичную сохранность в них высокобарических минеральных ассоциаций. В зависимости от типа взаимодействующих плит формируются различные комплексы высоких и сверхвысоких давлений. При внутриокеанической конвергенции субдуцированию подвергаются комплексы океанической литосферы и формируются эклогит-глаукофансланцевые метаморфические ассоциации. Такие комплексы, как правило, приурочены к офиолитовым зонам, где, наряду с ультрамафитами, габброидами, плагиогранитами, базальтами и кремнями, слагают блоки в серпентинитовом меланже (Maquyama et al., 1996). В западной части Центрально-Азиатского пояса эклогит-глаукофансланцевые метаморфические образования известны в Чарской и Северо-Балхашской офиолитовых зонах (Волкова и др., 2008; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019b). В случае участия в конвергентных процессах плиты с континентальной корой, формирование высокобарических комплексов сопровождается коллизией дуга–континент (микроконтинент) или континент–континент (микроконтинент) и предшествующую ей субдукцию. При этом субдукции подвергается пассивная окраина

континента (микоконтинента), которая вслед за океанической плитой, отделяющей его от островной дуги или другого континента, погружается на мантийные глубины (рис. 5а, 5б). Затем вследствие плавучести континентальной коры и высокой плотности погруженной океанической плиты происходит отрыв последней (слэба), после которого начинается быстрая эксгумация высокобарических комплексов на средне- и верхнекоровые уровни (рис. 5в). При таком сценарии формируются эклогит-сланцево-гнейсовые и эклогит-сланцево-кварцитовые метаморфические ассоциации, к которым относятся все комплексы, рассмотренные в настоящей статье. При этом эксгумация метаморфических пород в субдукционном канале происходит с различных гипсометрических уровней, в том числе соответствующих ниже-среднекоровым глубинам, что обуславливает наблюдаемое во многих случаях сочетание пород различных ступеней метаморфизма в составе единого комплекса.

Такая модель формирования высокобарических пород, образованных при метаморфизме комплексов континентальной коры, предполагает существование латерального ряда структур на этапе субдукции и последующей коллизии континента (микоконтинента) с островной дугой или другим континентальным блоком. Этот ряд включает континентальную окраину континента (микоконтинента), бассейн с океанической корой, аккреционную призму, островную дугу или активную окраину другого континента. После завершения аккреционно-коллизионных процессов и формирования покровно-складчатого сооружения, как правило, сохраняются лишь фрагменты комплексов, образованных в пределах тех или иных структур. При этом наименьшей сохранностью отличаются комплексы бассейна с океанической корой и аккреционной призмы, которые могут быть полностью поглощены и уничтожены при субдукции и последующей коллизии. Гораздо лучше в структуре покровно-складчатых сооружений сохраняются образования континентальных блоков и их окраин, а также комплексы островных дуг, субдуцирование которых на большие глубины проявлено ограниченно и во многом контролируется их положительной плавучестью. Поэтому при построении геодинамической модели формирования высокобарических образований в том или ином регионе необходимо выделение комплексов хотя бы некоторых из структур латерального ряда на этапе субдукции и коллизии. Рассмотрим проблемы, возникающие при построении моделей формирования высокобарических комплексов, в конкретных регионах.

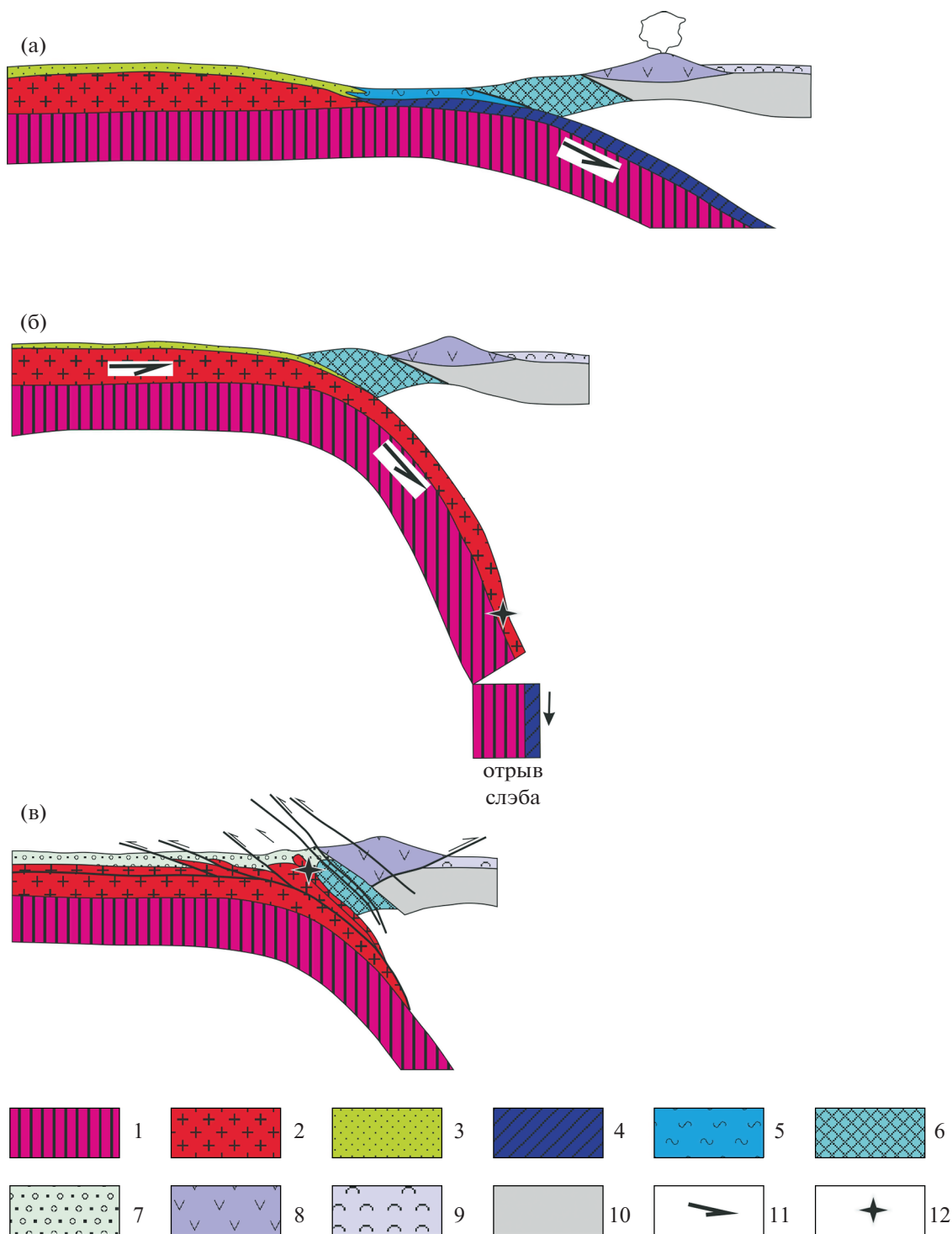
### *Кокчетавский массив*

Отечественными и зарубежными исследователями предложены различные модели как формирования высоко- и ультравысокобарических комплексов, так и раннепалеозойской эволюции всего Северного Казахстана. В представленных моделях реконструкция тектонической эволюции этого региона обычно начинается с событий конца неопротерозоя, когда происходит раскол крупного континентального блока с возникновением серии микоконтинентов, одним из которых являлся Кокчетавский, и бассейнов с океанической корой, а также энзиматической (?) островной дуги. Наиболее важными событиями самого начала кембрия (около 530 млн лет) являются субдукция утоненной континентальной коры края Кокчетавского массива под островную дугу до глубин 35–140 км с образованием высокобарических метаморфических комплексов и последующая коллизия массива с островной дугой (Добрецов и др., 1998, 2006; Maruyama et al., 2000; Glorie et al., 2015; Degtyarev et al., 2016).

Главными проблемами этих моделей является отсутствие достоверных данных о комплексах океанических бассейнов и островных дуг, развитых в западной части Центрально-Азиатского пояса и формировавшихся в конце неопротерозоя (~570–540 млн лет). Кроме того, неясна полярность палеосубдукционной зоны, с которой связано формирование высокобарических комплексов. Поэтому в моделях выдвигаются разнообразные, в той или иной степени обоснованные, предположения о выделении таких комплексов в разных структурно-формационных зонах Северного Казахстана.

Н.Л. Добрецов выделяет Ишимскую дугу, развивавшуюся в эдиакарии—начале кембрия, к комплексам которой относятся докембрийские образования на крайнем западе и северо-западе Кокчетавского массива, а также на юго-западе Улутауского и Чуйско-Кендыктасского массивов (Добрецов и др., 1998, 2006). Однако в пределах как Улутауского, так и Чуйско-Кендыктасского массивов неизвестны островодужные комплексы этого возраста. Образование конца докембрия—самых низов кембрия здесь представлены терригенно-карбонатными и черносланцевыми толщами, тиллоидами, которые на отдельных уровнях содержат мощные потоки высокотитанистых базальтов и сопоставляются с рифтогенными комплексами (Зайцев, Хераскова, 1979; Абдулин и др., 1980). На западе и северо-западе Кокчетавского массива среди докембрийских комплексов, кроме широко распространенных кварцитов и сланцев кокчетавской серии,





**Рис. 5.** Идеализированная геодинамическая модель формирования высоко- и ультравысокобарических комплексов западной части Центрально-Азиатского пояса: (а) – этап субдукции коры океанического бассейна под энсиматическую островную дугу; (б) – этап коллизии континента (микроконтинента) и энсиматической островной дуги и формирования (ультра-)высокобарических пород; (в) – этап быстрой эксгумации высокобарических комплексов на средне- и верхнекоровые уровни.

1 – литосферная мантия; 2 – комплексы континентальной коры; 3 – терригенные и терригенно-карбонатные комплексы пассивной окраины континента (микроконтинента); 4, 5 – комплексы бассейнов с океанической корой: 4 – плутоническая часть офиолитов, 5 – кремнисто-базальтовые толщи и кремнистые толщи; 6 – комплексы преддугового блока; 7 – терригенные толщи, в том числе грубообломочные; 8–10 – комплексы энсиматической островной дуги: 8 – вулканические породы, 9 – туфогенно-осадочные породы, 10 – комплексы меланократового фундамента; 11 – направления относительного перемещения блоков; 12 – породы, содержащие высоко- и ультравысокобарические минеральные ассоциации.

выделяется ефимовская свита, сложенная многократно чередующимися серицит-хлоритовыми, углеродистыми и слюдяно-кварцевыми сланцами с пачками бластопсаммитовых кварцито-песчаников и прослоями мраморизованных известняков, и внутриплитная базальт-риолитовая иманбурлукская свита (Degtyarev et al., 2016). Островодужных образований неопротерозоя—начала кембрия, которые могли бы участвовать в строении Ишимской островной дуги, в западном обрамлении Кокчетавского, Улутауского и Чуйско-Кендыктасского массива не обнаружено.

Селетинская или Степнякская дуги также рассматриваются в качестве возможных структур, с субдукцией континентальной коры под которые может быть связан высокобарический метаморфизм (Добрецов и др., 2006; Glorie et al., 2015). (Добрецов и др., 2006; Glorie et al., 2015). Их комплексы слагают одноименные структурно-формационные зоны к востоку от Кокчетавского массива, где, как показали исследования последних лет, отсутствуют островодужные образования, имеющие возраст древнее возраста формирования высокобарических пород Кокчетавского массива (~530 млн лет) (Дегтярев, 2012). Следовательно, пик высокобарического метаморфизма имел место до заложения Селетинской и Степнякской островных дуг и никак не связан с их эволюцией.

Одним из авторов настоящей статьи было предложено рассматривать в качестве комплексов позднекембрийской островной дуги породы даутской свиты, которая развита на севере Кокчетавского массива — в северной части Шатского массива. Нижняя часть даутской свиты сложена рассланцованными базальтами и туфами основного состава, среди которых встречаются редкие потоки риолитов и прослои туфов кислого состава. В строении верхней части свиты принимают участие чередующиеся рассланцованные риолиты, кристалло- и литокластические туфы кислого состава и туфопесчаники. Общая мощность свиты, вероятно, достигает 1500 м, а особенности состава ее пород свидетельствуют об их формировании в надсубдукционной обстановке. С учетом метаморфических преобразований даутская свита была условно отнесена к неопротерозою (Degtyarev et al., 2016). Однако последующие геохронологические исследования авторов показали, что кислые вулканиты даутской свиты имеют раннеордовикский (480—485 млн лет) возраст. Поэтому высокобарический метаморфизм пород Кокчетавского массива не связан с эволюцией этой дуги.

Выделение комплексов океанической литосферы бассейна, разделявшего в позднем неопротерозое—начале кембрия островную дугу и Кокчетавский микроконтинент, также проблематично.

В работах Н.Л. Добрецова с соавторами к югу от полосы распространения высокобарических образований выделяется домен оз. Белое (рис. 2), в строении которого участвуют амфиболиты, амфиболовые сланцы и метаморфизованные кремни. Предполагается, что они являются фрагментами коры палеоокеанического бассейна. Однако какие-либо данные о составе и возрасте этих пород отсутствуют, известно только, что они тектонически перекрыты кварцитами и сланцами кокчетавской серии неопротерозоя (Добрецов и др., 1998).

В более поздних работах к образованиям океанической литосферы были отнесены породы шучинского ультрамафит-габбрового комплекса, которые слагают небольшие тела на востоке Кокчетавского массива (Добрецов и др., 2006; Жимулев и др., 2011). В строении комплекса преобладают серпентинизированные ультрамафиты, гораздо реже встречаются габбро (Михайлов, 1971). Проведенные исследования наиболее крупного ультрамафит-габбрового тела, расположенного на востоке Кокчетавского массива, позволили установить позднекембрийский (~490 млн лет) возраст габбро и их интрузивные соотношения с метаморфическими породами (Degtyarev et al., 2016).

Таким образом, к настоящему времени в пределах Кокчетавского массива и его обрамления не получено достоверных доказательств существования комплексов большинства палеоструктур, существовавших при формировании высоко- и ультравысокобарических образований на этапах субдукции и коллизии.

#### *Иссыккульский массив*

Формирование высокобарических пород акджонской серии западной части Иссыккульского массива почти всеми исследователями связывается с процессами закрытия Терской (Сакского) океанического бассейна (Degtyarev et al., 2013; Klemm et al., 2015; Бакиров, 2017; Alexeiev et al., 2019). Комплексы этого бассейна участвуют в строении Киргиз-Терской зоны Северного Тянь-Шаня, которая в современной структуре разделяет Иссыккульский и Ишим-Нарынский массивы с докембрийской континентальной корой.

В Киргиз-Терской зоне и Иссыккульском массиве выявлены комплексы, становление которых происходило в пределах латерального ряда структур, возникших на этапах субдукции и кол-

лизи при образовании высокобарических комплексов. В то же время существуют некоторые проблемы в построении обоснованной геодинамической модели их формирования.

Предполагается, что в течение неопротерозоя—кембрия Иссыккульский микроконтинент имел пассивную окраину, где происходило накопление терригенно-карбонатных пород (Миколайчук и др., 1997; Degtyarev et al., 2013). Однако достоверных данных о возрасте кварцито-сланцевых толщ западной части Иссыккульского массива не имеется. В некоторых сланцево-карбонатных и кварцитовых разрезах, относимых ранее к концу неопротерозоя—кембрию (Degtyarev et al., 2013), выявлены обломочные цирконы с возрастными древнее 1 млрд лет (Alexeiev et al., 2020). Поэтому в настоящее время эти комплексы относятся к концу мезопротерозоя—началу неопротерозоя и сопоставляются с одновозрастными кварцито-сланцевыми толщами Северного Казахстана (Alexeiev et al., 2020). Также неизвестен возраст внедрения базитов, которые в дальнейшем были превращены в эклогиты и гранатовые амфиболиты, слагавшие дайки и силлы в терригенно-карбонатных толщах пассивной окраины, хотя предполагается их неоднократное внедрение (Degtyarev et al., 2013).

Высокобарический метаморфизм пород акджонской серии (~510–500 млн лет) в известных моделях связывается с коллизией Иссыккульского микроконтинента с раннекембрийской Султансаринской энсиматической дугой и закрытием разделявшего их бассейна с океанической корой, которому предшествовала субдукция под островную дугу (Degtyarev et al., 2013; Alexeiev et al., 2019). Комплексы Султансаринской островной дуги присутствуют в центральной части Киргиз-Терскайской зоны, где к ним относится капкаташская серия дифференцированных вулканитов. Активное развитие этой дуги прекратилось в самом конце раннего кембрия, когда она была перекрыта карбонатным чехлом (Миколайчук и др., 1997). Реликты комплексов бассейна с океанической корой, разделявшего островную дугу и Иссыккульский микроконтинент, выявлены на западе Киргиз-Терскайской зоны и представлены раннекембрийскими (~520 млн лет) офиолитами с надсубдукционными характеристиками (Degtyarev et al., 2013).

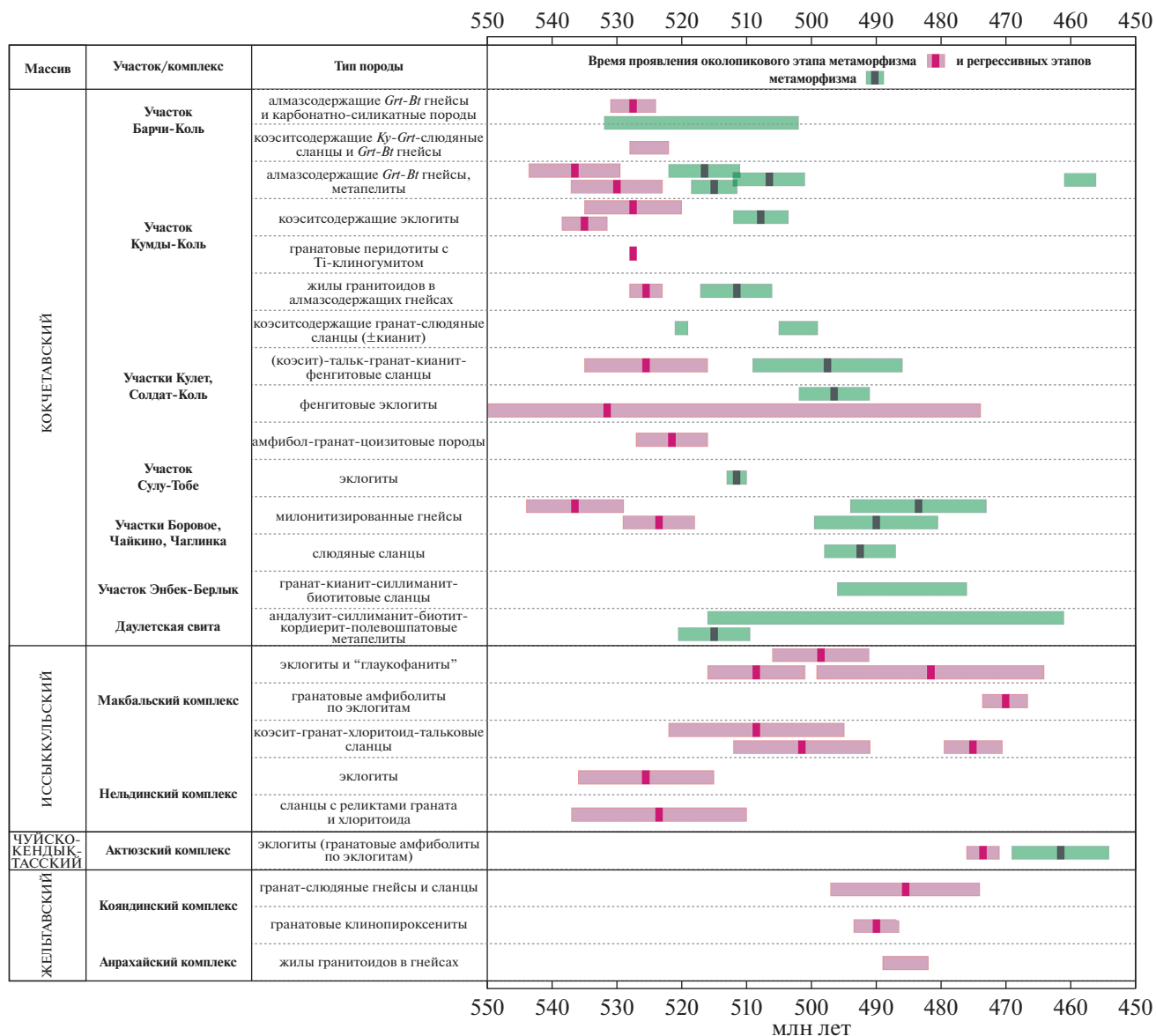
Однако в рассмотренных моделях не находится места внедрению в конце раннего—начале среднего кембрия (~515 млн лет) Канджайляуского гранитоидного плутона, прорывающего породы акджонской серии (Копорелко et al., 2012). Вещественный состав этого плутона изучен недостаточно и обстановки его формирования неизвестны. Также не рас-

сматриваются раннеордовикские (~470 млн лет) оценки околопикового возраста высокобарического метаморфизма, которые получены для гранатовых амфиболитов по эклогитам в макбальском комплексе (Rojas-Agramonte et al., 2013). Этот метаморфизм может быть связан с эволюцией позднекембрийско-раннеордовикского латерального ряда структур, включающих окраину Иссыккульского микроконтинента, бассейн с океанической корой (базальты терекской свиты верхнего кембрия) и Караарчинскую энсиматическую островную дугу (базальты, андезибазальты, андезиты караарчинской свиты верхнего кембрия) (Degtyarev et al., 2013).

#### *Чуйско-Кендыктасский и Жельтавский массивы*

Геодинамические модели формирования высокобарических комплексов Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского массивов целесообразно рассматривать совместно, так как в обоих случаях метаморфизм высоких давлений связывается с эволюцией Джалаир-Найманской офиолитовой зоны (Alexeiev et al., 2011; Kröner et al., 2012; Klemd et al., 2015; Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2019b). В ее строении участвуют раннекембрийские (520–525 млн лет) надсубдукционные офиолиты и контрастная серия, верхнекембрийские островодужные комплексы (сулусайская свита) и офиолиты с характеристиками N-MORB и E-MORB (ащисуйская свита) (Рязанцев и др., 2009; Дегтярев, 2012). Эти образования тектонически сближены и перекрыты нижнеордовикской флишевой толщей (Дегтярев, 2012).

Высокобарический метаморфизм комплексов окраины Чуйско-Кендыктасского микроконтинента в раннем ордовике (~475 млн лет) в известных моделях связывается с закрытием Джалаир-Найманского бассейна с океанической корой и последующей коллизией с Жельтавским микроконтинентом. При этом предполагается, что в течение кембрия окраина Жельтавского микроконтинента была активной (Kröner et al., 2012; Klemd et al., 2015). Однако в пределах Жельтавского массива отсутствуют надсубдукционные комплексы кембрийского возраста. Кембрийские (~510 млн лет) гранодиориты и граниты с надсубдукционными характеристиками, развитые в северо-восточной части Анрахайского блока (рис. 4), отделены от комплексов Жельтавского массива выходами офиолитов (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018b). Поэтому более вероятна связь высокобарического метаморфизма актюзского и кеминского комплексов с коллизией Чуйско-Кендыктасского микроконтинента с Сулусайской островной дугой,



**Рис. 6.** Оценки времени проявления окологипсового этапа (розовый цвет) и более поздних этапов (зеленый цвет) метаморфизма, полученные для пород сверхвысоких, высоких и умеренных давлений в пределах Кокчетавского, Иссykkульского, Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского массивов (западный сегмент Центрально-Азиатского орогенного пояса). Темно-розовые и темно-зеленые области – рассчитанные возрастные кластеры; светло-розовые и светло-зеленые области – рассчитанные отклонения или приведенные интервалы значений.

комплексы которой распространены на юго-востоке Джалаир-Найманской зоны. Последующая коллизия Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского микроконтинентов привели к обдукции офиолитов в юго-западном направлении (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018b).

В модели, предложенной Д.В. Алексеевым (Alexeiev et al., 2011), высокобарический метаморфизм комплексов Жельтавского микроконтинен-

та (~490 млн лет) связывается с субдукцией океанической коры Джалаир-Найманского бассейна под активную окраину Жельтавского (Анрахайского) микроконтинента. Согласно этой модели, в процессе субдукции произошло тектоническое отчленение фрагмента континентальной коры Жельтавского микроконтинента, который вместе с океанической плитой был погружен на мантийные глубины, а затем, при продолжающейся суб-

дукции, по тому же каналу произошла эксгумация метаморфических комплексов на верхнекоревые уровни.

Согласно модели авторов настоящей статьи (Pilitsyna (Skoblenko) et al., 2018b, 2019a), высокобарический метаморфизм комплексов пассивной окраины Жельтавского микроконтинента связан с закрытием океанического бассейна, разделявшего Жельтавский и Актау-Илийский микроконтиненты, и субдукцией океанической коры и пассивной окраины Жельтавского микроконтинента под активную окраину Актау-Илийского микроконтинента. Образования пассивной окраины Жельтавского микроконтинента представлены метатерригенными породами кояндинского комплекса, среди которых присутствовали тела мафического состава. К комплексам океанического бассейна были отнесены в различной степени метаморфизованные фрагменты океанической литосферы (амфиболитизированные габбро, серпентинизированные шпинелевые перидотиты), развитые в северо-восточной части Анрахайского блока (рис. 4). Образованиями активной окраины Актау-Илийского микроконтинента считаются кембрийские (~510 млн лет) гранодиориты и граниты с надсубдукционными характеристиками на северо-востоке Анрахайского блока (рис. 4).

Таким образом, для построения геодинамических моделей формирования высокобарических комплексов Иссыккульского, Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского массивов имеется гораздо больше данных, позволяющих с разной степенью детальности восстановить латеральные ряды структур на этапах субдукции и коллизии. В то же время в связи с интенсивными аккреционно-коллизионными процессами комплексы многих структур этого ряда отсутствуют или представлены в сильно редуцированном виде. Вследствие крайней фрагментарности данных для высокобарических комплексов Ишим-Нарынского массива, на данный момент не может быть предложена какая-либо удовлетворительная геодинамическая модель их формирования. Тем не менее близость составов и структурного положения ключевых разностей метаморфических пород Ишим-Нарынского массива со сходными комплексами Казахстана и Северного Тянь-Шаня позволяют предполагать сходную идеализированную геодинамическую модель.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье рассмотрены результаты исследований раннепалеозойских высоко- и ультравысокобарических комплексов западной части Центрально-Азиатского пояса, проводившиеся в те-

чение последних тридцати лет. Эти комплексы участвуют в строении фундамента нескольких крупных массивов с докембрийской корой: Кокчетавского в Северном Казахстане (зерендинская серия), Иссыккульского в Северном Тянь-Шане (акджонская серия), Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского в Южном Казахстане (актюзский, кеминский и кояндинский комплексы), Ишим-Нарынского в Среднем Тянь-Шане (кассанская серия). Образование этих пород, представленных в основном эклогитами, гнейсами и сланцами, в некоторых случаях с реликтами коэсита и микроалмаза, связывается с субдукцией пассивной окраины микроконтинентов на мантийные глубины. Предполагается, что последующая быстрая эксгумация высоко- и ультравысокобарических комплексов, а также пород умеренных ступеней с разных глубинных уровней приводит к формированию пакета тектонических пластин, сложенного метаморфическими образованиями различного генезиса.

Исследования метаморфических комплексов высоких и сверхвысоких давлений позволили получить многочисленные  $P$ - $T$  оценки параметров формирования пород на пике метаморфизма, а также на регрессивной и в редких случаях прогрессивной стадиях. Для большей части изученных высоко- и ультравысокобарических пород получены оценки возраста, соответствующие времени проявления пикового этапа метаморфизма, а иногда и более поздних этапов диафореза на фоне их эксгумации (рис. 6). В то же время недостаток геохронологических и изотопно-геохимических данных о времени образования протолитов ключевых разностей пород, а также крайняя фрагментарность данных об их составах, обстановках формирования и источниках не позволяют предложить более надежные и детальные геодинамические модели эволюции рассмотренных комплексов в раннем палеозое. Подобные исследования являются актуальными и с точки зрения восстановления механизмов эксгумации подобных пород, которые до сих пор остаются слабо охарактеризованными.

*Благодарности.* Авторы признательны рецензентам Е.В. Склярору и С.А. Бушмину за ценные замечания и комментарии к работе. Авторы также выражают благодарность Д.В. Алексею, А.А. Третьякову и С.Ю. Скузоватову за помощь с материалами для обзора и конструктивные советы. А.В. Скобленко выражает признательность Д.С. Михайленко за поддержку в течение подготовки обзора.

*Источники финансирования.* Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-15-50131 “Экспансия”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулин А.А., Волков В.М., Шерба Г.Н. и др.* Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
- Абдулкабирова М.А.* Эклогиты Кокчетавского района // Вест. АН КазССР. 1946. № 2. С. 21–29.
- Алексеев Д.В., Худoley А.К., Дюфрейн С.Э.* Палеопротерозойские и неопротерозойские кварциты киргизского Северного Тянь-Шаня: обоснование возраста по результатам датирования обломочных цирконов // Докл. АН. 2020. Т. 491. № 2. С. 5–9.
- Апаяров Ф.Х.* Алмалысайский массив (строение, состав, возраст) и его значение как возрастного репера в каледонидах Тянь-Шаня. Геология и полезные ископаемые. Бишкек: Илим, 2009. С. 141–151.
- Бакиров А.Б.* Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с.
- Бакиров А.Б.* Особенности строения и условия формирования эклогитоносных метаморфических формаций Тянь-Шаня. Кристаллическая кора в пространстве и времени. Метаморфические и гидротермальные процессы. М.: Наука, 1989. С. 193–203.
- Бакиров А.Б., Максумова Р.А.* Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1433–1434.
- Бакиров А.Б., Киселев В.В., Ивлева Е.И., Лукашова Е.М.* О возрасте Касанского метаморфического комплекса // Изв. АН Республики Кыргызстан. 1996. № 1. С. 31–37.
- Бакиров А.Б., Тагири М., Сакиев К.С., Ивлева Е.И.* Нижний докембрий Тянь-Шаня и геодинамические условия его формирования // Геотектоника. 2003. № 5. С. 27–40.
- Бакиров А.Б., Тагири М., Такасу А. и др.* (U)HP террейны Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 2017. 232 с.
- Барулева О.А., Куллеруд К., Конопелько Д.Л.* Геохимия пород сверхвысоких давлений макбальского комплекса (Северный Тянь-Шань, Киргизия) // Материалы конференции “Современное состояние наук о Земле”. 1–4 февраля 2011. М.: Изд-во Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 2011. С. 189–192.
- Борисова Е.Ю., Бибилова Е.В., Добржинецкая Л.Ф. и др.* Геохронологическое изучение цирконов гранитоидов Кокчетавского алмазоносного района // Докл. АН. 1995. Т. 343. № 6. С. 801–805.
- Буслов М.М., Вовна Г.М.* Состав и геодинамическая природа протолитов алмазосодержащих пород Кумдыкольского месторождения Кокчетавского метаморфического пояса, Северный Казахстан // Геохимия. 2008. № 9. С. 955–964.
- Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В.* Новые данные о структурном положении и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрасте метаморфизма пород средних–низких давлений (даулетской свиты) Северного Казахстана // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 1. С. 82–86.
- Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В. и др.* Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия. 2008. № 4. С. 422–437.
- Де Граве И., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. и др.* Раннеордовикский возраст деформаций в Кокчетавской субдукционно-коллизииной зоне: новые структурные и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данные // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 445–455.
- Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Рязанцев А.В. и др.* Среднерифейские гранитоиды западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань): структурное положение, строение, обоснование возраста // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 2. С. 219–223.
- Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Третьяков А.А. и др.* Строение каледонид Киргизского хребта и тектоническая эволюция Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии–раннем палеозое // Геотектоника. 2014. № 6. С. 3–38.
- Демина Л.И., Талицкий В.Г., Коротеева Е.Ю.* Геодинамические условия образования эклогитов и гранатовых амфиболитов Макбальского брахиантиклинория (Северный Тянь-Шань). Очерки по региональной тектонике. М.: Наука, 2005. Т. 2. Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. С. 100–129.
- Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С. (ред.).* Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. 326 с.
- Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В.* Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. С. 1645–1666.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. и др.* Вендраннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизииной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 428–444.
- Ефимов И.А.* Об эклогитах Кокчетавской области как возможных источниках получения рутила // Изв. АН КазССР. 1962. № 3. С. 15–32.
- Ефимов И.А., Боровинская Л.Г., Найденов Б.М.* Эклогиты Южного Казахстана и их радиологический возраст // Проблемы металлогении Казахстана. Алма-Ата. 1983. С. 81–115.
- Жимулев Ф.И., Полтаранина М.А., Корсаков А.В. и др.* Структурное положение и петрология эклогитов позднекембрийско–раннеордовикской Северо-Кокчетавской тектонической зоны // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 2. С. 240–256.
- Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Травин А.В. и др.* Ранне-среднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения кокчетавского HP-УНР метаморфического пояса и Степнякской палеостроводужной зо-

- ны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 138–157.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н.* Венд Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1979. 251 с.
- Иванов К.С., Миколайчук А.В., Пучков В.Н. и др.* Офиолиты Срединного Тянь-Шаня: тектоническое положение и возраст // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 12. С. 1093–1098.
- Ивлева Е.А.* Гранаты из сланцевых пород Кассанского метаморфического комплекса // Изв. НАН КР. 2003. № 4. С. 111–117.
- Ивлева Е.А.* Производственный отчет “Коллизионные метаморфические комплексы”. 2010. г. Бишкек (неопубликованные данные).
- Козаков И.К.* Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. 272 с.
- Корсаков А.В., Шацкий В.С., Соболев Н.В.* Первая находка коэзита в эклогитах Кокчетавского массива // Докл. АН СССР. 1998. Т. 360. № 1. С. 77–81.
- Корсаков А.В., Травин А.В., Юдин Д.С. и др.* Турмалин как  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -геохронометр на примере метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Докл. АН. 2009. Т. 424. № 4. С. 531–533.
- Кушев В.Г., Виноградов Д.П.* Метаморфогенные эклогиты. Новосибирск: Наука, 1978. 112 с.
- Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М. и др.* Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир, 1999. 228 с.
- Летников Ф.А.* Образование алмазов в глубинных тектонических зонах // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 2. С. 433–435.
- Летников Ф.А., Костицын Ю.А., Владыкин Н.В. и др.* Изотопные характеристики красномайского комплекса ультраосновных щелочных пород (Северный Казахстан) // Докл. АН. 2004. Т. 399. № 6. С. 810–814.
- Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е. и др.* Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии–раннем палеозое // Геотектоника. 1997. № 6. С. 16–34.
- Михайлов Н.П. (отв. ред.).* Петрография Центрального Казахстана. Т. II. Основные и ультраосновные породы. М.: Недра, 1971. 360 с.
- Недовизин А.А.* Докембрий и кембрий Чу-Илийских гор и юго-восточной Бетпакдалы // Изв. АН КазССР. Сер. геологическая. 1963. Вып. 3. С. 54.
- Пилицына А.В., Третьяков А.А.* Новые данные о возрасте метаморфизма высокобарических гранулитов Жельтавского террейна (Южный Казахстан) // Материалы LI Тектонического совещания. 28 января–01 февраля 2020 г. М.: GEOS, 2020. С. 153–156.
- Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.* Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 564–591.
- Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.* Геохимические различия “мантийных” и “коровых” перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких/сверхвысоких давлений // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 99–119.
- Розен О.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А.* Обнаружение алмаза в связи с эклогитами докембрия Кокчетавского массива // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203. № 3. С. 674–676.
- Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Котов А.Б. и др.* Офиолиты Джалаир-Наиманской зоны (Южный Казахстан): строение разрезов, обоснование возраста // Докл. АН. 2009. Т. 427. № 3. С. 359–364.
- Соболев В.С., Лепезин Г.Г., Добрецов Н.Л. (ред.).* Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.
- Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А. и др.* Включение коэзита в цирконе алмазосодержащих гнейсов Кокчетавского массива – первая находка коэзита в метаморфических породах на территории СССР // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 1. С. 184–188.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б. и др.* Среднерифейские гнейсо-граниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 4. С. 511–515.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б. и др.* Палеопротерозойские анорогенные гранитоиды Жельтавского сиалического массива (Южный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Докл. АН. 2016. Т. 466. № 2. С. 196–201.
- Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В.* Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 4. С. 499–503.
- Шацкий В.С., Ягоутиц И., Козменко О.А. и др.* Возраст и генезис эклогитов Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 1993. № 12. С. 47–58.
- Шацкий В.С., Теннисен К., Добрецов Н.Л. и др.* Новые свидетельства метаморфизма сверхвысоких давлений в слюдяных сланцах участка Кулет Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1039–1044.
- Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л.* Изотопно-геохимические свидетельства коровой контаминации протолитов эклогитов Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 1958–1978.
- Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е.* Докембрийские террейны Центрально-Азиатского Орогенного пояса: Сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 1–32.
- Alexeiev D.V., Ryzantsev A.V., Kröner A. et al.* Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42. P. 805–820.
- Alexeiev D.V., Kröner A., Hegner E. et al.* Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz middle Tianshan: From



- arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin // *Gondwana Res.* 2016. V. 39. P. 261–291.
- Alexeiev D.V., Biske Yu. S., Djenchuraeva A.V. et al. Late Carboniferous (Kasimovian) closure of the South Tianshan Ocean: No Triassic subduction // *J. Asian Earth Sci.* 2019. V. 173. P. 54–60.
- Ballèvre M., Bosse V., Ducassou C. et al. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones // *C. R. Geosci.* 2009. V. 341. № 2–3. P. 174–201.
- Claoué-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S. et al. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // *Geology.* 1991. V. 19. № 7. P. 710–713.
- Cong B., Wang Q. The Dabie-Sulu UHP rocks belt: Review and prospect // *Chinese Sci. Bull.* 1999. V. 44. Article number: 1074.
- Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Tretyakov A.A. et al. Neoproterozoic to Early Paleozoic tectonic evolution of the western part of the Kyrgyz Ridge Caledonides (North Tianshan) // *Geotectonics.* 2013. V. 47. № 6. P. 377–417.
- Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Y., Tretyakov A.A. et al. Cambrian–Lower Ordovician complexes of the Kokchetav Massif and its fringing (northern Kazakhstan): Structure, age and tectonic setting // *Geotectonics.* 2016. V. 30. № 1. P. 71–142.
- Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A. et al. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: an overview // *Gondwana Res.* 2017. V. 47. P. 44–75.
- Dobretsov N.L., Sobolev N., Shatsky V.S. et al. Geotectonic evolution of diamondiferous parageneses, Kokchetav Complex, northern Kazakhstan: The geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic fold belt // *Island Arc.* 1995. V. 4. № 4. P. 267–279.
- Dobrzhinetskaya L.F. Microdiamonds – Frontier of ultrahigh-pressure metamorphism: A review // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. № 1. P. 207–223.
- Dobrzhinetskaya L.F., Braun T.V., Sheshkel G.C. et al. Geology and structure of diamond-bearing rocks of the Kokchetav massif (Kazakhstan) // *Tectonophysics.* 1994. V. 233. P. 293–313.
- Ernst W.G., Maruyama S., Wallis S. Buoyancy-driven, rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust // *Geology.* 1997. V. 94. № 18. P. 9532–9537.
- Ernst W., Hacker B., Liou J. Petrotectonics of ultrahigh-pressure crustal and uppermantle rocks – implications for Phanerozoic collisional orogens // Eds. J.W. Sears, T.A. Harms, C.A. Evenchick. *Whence Mt. Inq. Into Evol. Orog. Syst. A Vol. Honor Raymond A. Price.* Geol. Soc. Amer. Specia. Pap. 2007. V. 433. P. 27–49.
- Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M. et al. Formation of the Kokchetav subduction-collision zone (northern Kazakhstan): Insights from zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematics // *Gondwana Res.* 2015. V. 27. P. 424–438.
- Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y. et al. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Lithos.* 2003. V. 70. P. 61–75.
- Hermann J., Rubatto D., Korsakov A. et al. Multiple growth during fast exhumation of diamondiferous deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 141. P. 66–82.
- Jagoutz E., Shatsky V.S., Sobolev N.V. et al. Pb–Nd–Sr isotopic study of the Kokchetav Massif, the outcrop of the lower lithosphere // Eds. F.R. Boyd, H.O. Meyer, and N.V. Sobolev. *Workshop on diamonds (28th International Geological Congress): Washington, D.C.: Carnegie Institution Geophysical Laboratory,* 1989. P. 32–35.
- Kaneko Y., Maruyama S., Terabayashi M. et al. Geology of the Kokchetav UHP-HP metamorphic belt, northern Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 264–283.
- Kasymbekov A., Takasu A., Kabir M.F. et al. Metamorphism and K–Ar white mica ages of pelitic schists in the Makbal Complex, Kyrgyz Northern Tien-Shan // *Earth Science (Chikyu Kagaku).* 2020. V. 74. P. 47–64.
- Katayama I., Zayachkovsky A.A., Maruyama S. Prograde *P–T* records from inclusions in zircons from UHP-HP rocks of the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 417–427.
- Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D. et al. Ion microprobe U–Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 188. P. 185–198.
- Katayama I., Muko A., Iizuka T. et al. Dating of zircon from Ti-clinohumite – bearing garnet peridotite: Implication for timing of mantle metasomatism // *Geology.* 2003. V. 31. № 8. P. 713–716.
- Klemd R., Hegner E., Bergmann H. et al. Eclogitization of transient crust of the Aktyuz Complex during Late Palaeozoic plate collisions in the Northern Tianshan of Kyrgyzstan // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 925–941.
- Klemd R., Gao J., Li J.L. et al. Metamorphic evolution of (ultra)-high-pressure subduction-related transient crust in the South Tianshan Orogen (Central Asian Orogenic Belt): Geodynamic implications // *Gondwana Res.* 2015. V. 28. P. 1–25.
- Konopelko D., Klemd R. Deciphering protoliths of the (U)HP rocks in the Makbal metamorphic complex, Kyrgyzstan: Geochemistry and SHRIMP zircon geochronology // *Eur. J. Mineral.* 2016. V. 28. P. 1233–1253.
- Konopelko D., Kullerud K., Apayarov F. et al. SHRIMP zircon chronology of HP–UHP rocks of the Makbal metamorphic complex in the North Tianshan, Kyrgyzstan // *Gondwana Res.* 2012. V. 22. P. 300–309.
- Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V. et al. Garnet–biotite–clinozoisite gneiss: a new type of diamondiferous metamorphic rock from the Kokchetav Massif // *European J. Mineral.* 2002. V. 14. P. 915–928.
- Korsakov A.V., Hutsebaut D., Theunissen K. et al. Raman mapping of coesite inclusions in garnet from the Kokchetav Massif (Northern Kazakhstan) // *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy.* 2007. V. 68. № 4. P. 1046–1052.

- Kotková, J.* High-pressure granulites of the Bohemian Massif: Recent advances and open questions // *J. Geosci.* 2007. V. 52. P. 45–71.
- Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A. et al.* Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2017. V. 47. P. 28–43.
- Kröner A., Windley B.F., Badarch G. et al.* Accretionary growth and crust formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian–Nubian shield // “4-D Framework of Continental Crust”. Eds. R.D. Hatcher, M.P. Carlson, J.H. McBride, Geol. Soc. Amer. Memoirs. 2007. P. 181–209.
- Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E. et al.* Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd–Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: Evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 901–927.
- Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y. et al.* Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: zircon ages and Nd–Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the Southern Central Asian Orogen // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 272–295.
- Loury C., Rolland Y., Cenki-Tok B. et al.* Late Paleozoic evolution of the South Tien Shan: Insights from *P–T* estimates and allanite geochronology on retrogressed eclogites (Chatkal range, Kyrgyzstan) // *J. Geodynamics.* 2016. V. 96. P. 62–80.
- Maruyama S., Parkinson C.D.* Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the high-pressure–ultra-high-pressure metamorphic belt of the Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 439–455.
- Maruyama S., Liou J.G., Terabayashi M.* Blueschists and Eclogites of the World and Their Exhumation // *International Geol. Rev.* 1996. V. 38. № 6. P. 485–594.
- Masago H.* Metamorphic petrology of the Barchi-Kol metabasites, western Kokchetav ultrahigh-pressure–high-pressure massif, northern Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 358–378.
- Masago H., Rumble D., Ernst W.G. et al.* Low  $\sigma^{18}\text{O}$  eclogites from the Kokchetav Massif northern Kazakhstan // *J. Metamorph. Geol.* 2003. V. 21. P. 579–587.
- Masago H., Omori S., Maruyama S.* Counter clockwise prograde *P–T* path in collisional orogeny and water subduction at the Precambrian–Cambrian boundary: The ultrahigh pressure polydeformed schist in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Gondwana Res.* 2009. V. 15. P. 137–150.
- Medaris L.G., Beard B.L., Johnson C.M. et al.* Garnet pyroxenite and eclogite in the Bohemian Massif: Geochemical evidence for Variscan recycling of subducted lithosphere // *Geologische Rundschau.* 1995. V. 84. P. 489–505.
- Meyer M., Klemd R., Konopelko D.* High-pressure mafic oceanic rocks from the Makbal Complex, Tianshan Mountains (Kazakhstan & Kyrgyzstan): Implications for the metamorphic evolution of a fossil subduction zone // *Lithos.* 2013. V. 177. P. 207–225.
- Meyer M., Klemd R., Hegner E. et al.* Subduction and exhumation mechanisms of ultra-high and high-pressure oceanic and continental crust at Makbal (Tianshan, Kazakhstan and Kyrgyzstan) // *J. Metamorph. Geol.* 2014. V. 32. P. 861–884.
- Mühlberg M., Hegner E., Klemd R. et al.* Late Carboniferous high-pressure metamorphism of the Kassar Metamorphic Complex (Kyrgyz Tianshan) and assembly of the SW Central Asian Orogenic Belt // *Lithos.* 2016. V. 264. P. 41–55.
- Musiyachenko K.A., Korsakov A.V., Shimizu R. et al.* New insights on Raman spectrum of K-bearing tourmaline // *J. Raman Spectrosc.* 2019. P. 1–10.
- Ogasawara Y., Ohta M., Fukasawa K. et al.* Diamond-bearing and diamond-free metacarbonate rocks from Kumdy-Kol in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 400–416.
- Okamoto K., Liou J.G., Ogasawara Y.* Petrology of the diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 379–399.
- Orozbaev R.T., Takasu A., Tagiri M. et al.* Polymetamorphism of Aktyuz eclogites (northern Kyrgyz Tien Shan) deduced from inclusions in garnets // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2007. V. 102. P. 150–156.
- Orozbaev R.T., Takasu A., Bakirov A.B. et al.* Metamorphic history of eclogites and country rock gneisses in the Aktyuz area, Northern Tien-Shan, Kyrgyzstan: A record from initiation of subduction through to oceanic closure by continent–continent collision // *J. Metamorph. Geol.* 2010. V. 28. P. 317–339.
- Orozbaev R., Hirajima T., Bakirov A.B. et al.* Trace element characteristics of clinozoisite pseudomorphs after lawsonite in talc–garnet–chloritoid schists from the Makbal UHP Complex, northern Kyrgyz Tien-Shan // *Lithos.* 2015. V. 226. P. 98–115.
- Ota T., Terabayashi M., Parkinson C.D. et al.* Thermobaric structure of the Kokchetav ultrahigh-pressure–high-pressure massif deduced from a north-south transect in the Kulet and Soldat-Kol regions, northern Kazakhstan // *Island Arc.* 2000. V. 9. P. 328–357.
- Parkinson C.D.* Coesite inclusions and prograde compositional zonation of garnets in whiteschists of the HP-UHPM Kokchetav Massif, Kazakhstan: A record of progressive UHP metamorphism // *Lithos.* 2000. V. 52. P. 215–233.
- Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E. et al.* Eclogites and garnet clinopyroxenites in the Anrakhai complex, Central Asian Orogenic Belt, Southern Kazakhstan: *P–T* evolution, protoliths and some geodynamic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2018a. V. 153. P. 325–345.
- Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E. et al.* Multi-stage metamorphic evolution and protolith reconstruction of spinel-bearing and symplectite-bearing ultramafic rocks in the Zheltau massif, Southern Kazakhstan (Central Asian Orogenic Belt) // *Gondwana Res.* 2018b. V. 64. P. 11–34.
- Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E. et al.* Early Palaeozoic metamorphism of Precambrian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan; Central Asian Orogenic Belt): *P–T* paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications // *Lithos.* 2019a. V. 324–325. P. 115–140.
- Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Tretyakov A.A.* First find of phengite eclogites and garnet–glaucofan schists associated with jadeitites in the Kenterlau-Itmurundy serpentinite mélange (North Balkhash ophiolite zone; Central Kazakhstan) // Abstract Vol. 13th International Eclogite Conference. Eds. C. Mattinson, D. Castelli, S.W. Faryad et al. Petrozavodsk: KRC RAS, 2019b. P. 65.
- Ragozin A.L., Liou J.G., Shatsky V.S. et al.* The timing of retrograde partial melting in the Kumdy-Kol region // *Lithos.* 2009. V. 109. P. 274–284.

- Rojas-Agramonte Y., Herwartz D., García-Casco A. et al.* Early Palaeozoic deep subduction of continental crust in the Kyrgyz North Tianshan: Evidence from Lu-Hf garnet geochronology and petrology of mafic dikes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. V. 166. P. 525–543.
- Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V. et al.* Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 957–974.
- Root D.B., Hacker B.R., Gans P.B. et al.* Discrete ultrahigh-pressure domains in the Western Gneiss Region, Norway: Implications for formation and exhumation // *J. Metamorph. Geol.* 2005. V. 23. № 1. P. 45–61.
- Schertl H., Sobolev N.V.* The Kokchetav Massif, Kazakhstan: “Type locality” of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 63. P. 5–38.
- Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A.* Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav Massif N Kazakhstan // Eds. R.G. Coleman, X. Wang. *Ultrahigh Pressure Metamorphism.* Cambridge University Press, 1995. P. 427–455.
- Shatsky V.S., Yagoutz E., Sobolev N.V. et al.* Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 137. P. 185–205.
- Shimizu R., Ogasawara Y.* Diversity of potassium-bearing tourmalines in diamondiferous Kokchetav UHP metamorphic rocks: A geochemical recorder from peak to retrograde metamorphic stages // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 63. P. 39–55.
- Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Ragozin A.L. et al.* Ubiquitous post-peak zircon in an eclogite from the Kumdy-Kol, Kokchetav UHP-HP massif (Kazakhstan): Significance of exhumation-related zircon growth and modification in continental-subduction settings // *Island Arc.* 2021. In press.
- Sobolev N.V., Shatsky V.S.* Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: A new environment of diamond formation // *Nature.* 1990. V. 343. P. 742–746.
- Sobolev N.V., Schertl H.-P., Valley J.R. et al.* Oxygen isotope variations of garnets and clinopyroxenes in a layered diamondiferous calcisilicate rock from Kokchetav Massif, Kazakhstan: a window into the geochemical nature of deeply subducted UHPM rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 162. P. 1079–1092.
- Stepanov A.S., Hermann J.* Geochemistry of UHP-anatexis: fractionation of elements in the Kokchetav gneisses during melting at diamond-facies conditions geochemistry of ultrahigh-pressure anatexis: Fractionation of elements in the Kokchetav gneisses during melting at diamond-facies conditions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2014. V. 167. P. 1002.
- Stepanov A.S., Rubatto D., Hermann J. et al.* Contrasting *P-T* paths within the Barchi-Kol UHP terrain (Kokchetav Complex): Implications for subduction and exhumation of continental crust Contrasting *P-T* paths within the Barchi-Kol UHP terrain (Kokchetav Complex): Implications for subduction and exhumation of continental crust // *Amer. Mineral.* 2016. V. 101. № 4. P. 788–807.
- Tagiri M., Bakirov A.B.* Quartz pseudomorph after coesite in garnet from a garnet-chloritoid-talc schist, Northern Tien-Shan, Kirghiz SSR // *Proceedings of the Japan Academy, Series B.* 1990. V. 66. P. 135–139.
- Tagiri M., Yano T., Bakirov A. et al.* Mineral parageneses and metamorphic *P-T* paths of ultrahigh-pressure eclogite from Kyrgyz Tian Shan // *Island Arc.* 1995. V. 4. P. 280–292.
- Tagiri M., Takiguchi S., Noguchi T. et al.* Intrusion UHP metamorphic rocks into the upper crust Kyrgyz Tien-Shan: *P-T* path and metamorphic age of the Makbal Complex // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2010. V. 105. P. 233–250.
- Takasu A., Orozbaev A.B.* Variety of chemical compositions of amphiboles from eclogites in the Aktuz area, northern Kyrgyz Tien-Shan // *Geoscience Rept. Shimane Univ.* 2009. V. 28. P. 51–63.
- Terabayashi M., Ota T., Yamamoto H. et al.* Contact metamorphism of the daulet suite by solid-state emplacement of the Kokchetav UHP-HP metamorphic slab // *International Geol. Rev.* 2002. V. 44. № 9. P. 819–830.
- Theunissen K., Dobretsov N., Shatsky V.S. et al.* The diamond-bearing Kokchetav UHP massif in Northern Kazakhstan: exhumation structure // *Terra Nova.* 2002. V. 12. № 4. P. 181–187.
- Togonbaeva A., Takasu A., Bakirov A.Z. et al.* 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 // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2009. V. 104. № 2. P. 77–81.
- Togonbaeva A., Takasu A., Kamei A. et al.* 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 // *The 117th Annual Meeting of the Geological Society of Japan.* The Geological Society of Japan, Toyama. 2010a. P. 136.
- Togonbaeva A., Takasu A., Tagiri M. et al.* Newly described eclogites from the Neldy Formation, Makbal district, Northern Tien-Shan, Kyrgyzstan // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2010b. V. 105. P. 80–85.
- Tsujimori T., Sisson V.B., Liou J.G. et al.* Very-low-temperature record of the subduction process: A review of worldwide lawsonite eclogites // *Lithos.* 2006. V. 92. P. 609–624.
- Yamamoto J., Maruyama S., Parkinson C.D. et al.* Geochemical characteristics of metabasites from the Kokchetav Massif: Subduction zone metasomatism along an intermediate geotherm // Eds. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maruyama. *The Diamond-Bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan.* Tokyo, Japan: Universal Academy Press, Inc., 2002. P. 363–372.
- Yui T.-F., Chu H.-T., Hwang S.-L. et al.* Geochemistry of garnetiferous Ti-clinohumite rock and talc-kyanite-phengite-almandine schist from the Kokchetav UHP terrane, Kazakhstan: An insight to possible origins of some chemically unusual UHP rocks // *Lithos.* 2010. V. 118. P. 131–144.
- Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G. et al.* Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *J. Metamorph. Geol.* 1997. V. 15. P. 479–496.
- Zhang R.Y., Liou J.C., Sobolev N.V. et al.* Tale of the Kulet eclogite from the Kokchetav Massif, Kazakhstan: Initial tectonic setting and transition from amphibolites to eclogites // *J. Metamorph. Geol.* 2012. V. 30. P. 537–559.
- Zhang R.Y., Li X.H., Yui T.F. et al.* U-Pb geochronology of zircon and rutile from the Kokchetav metamorphic belt, northern Kazakhstan, and its tectonic implications // *Eur. J. Mineral.* 2016. V. 28. № 6. P. 1203–1213.

## Early Palaeozoic High-Pressure and Ultrahigh-Pressure Complexes of the Western Part of the Central Asian Orogenic Belt: Ages, Compositions and Geodynamic Models of Formation

A. V. Skoblenko<sup>1</sup> and K. E. Degtyarev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

In the structure of the western part of the Central Asian Orogenic Belt, including Kazakhstan, Kyrgyzstan and NW part of China, a number of the large Precambrian massifs are identified. These massifs are framed by deformed and dismembered Palaeozoic ophiolites, island arc and flysch formations. The basement of the massifs is commonly made up by diverse metamorphic complexes, and some of them have been undergone by high- and ultrahigh-pressure metamorphism in Early Palaeozoic at ~480–530 Ma. The indicated metamorphic formations are observed from the Zerendy series of the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan); Akdzhon series of the Issyk-Kul massif (Northern Tien Shan); Aktyuz, Kemin and Koyandy complexes of the Chu-Kendyktas and Zheltau massifs (Southern Kazakhstan and Northern Tien Shan); Kassan series of the Ishim-Naryn massif (Middle Tien Shan). A review of the results of the comprehensive studies of the structures, compositions and metamorphic evolution of the high- and ultrahigh-pressure, and to lesser extent moderate-pressure formations, comprising the metamorphic complexes of these massifs, has been presented. During the last 30 years of the research, numerous *P-T* assessments, characterizing the near-peak and/or post-peak retrograde conditions, or occasionally *P-T* paths of the prograde stages, have been calculated for the key rock types. For the major part of the studied high- and ultrahigh-pressure rocks the near-peak and/or post-peak ages of metamorphism have been estimated. The problems arising while reconstructing of the geodynamic models of formation of the high- and ultrahigh-pressure complexes known from the different massifs of the western part of the Central Asian Orogenic Belt, have been considered. It is shown that the detailed information on the compositions, ages and formation settings of the protoliths for the studied ultrahigh-, high- and moderate-pressure varieties is needed for the reliable model construction. Moreover, the structures and compositions of the Palaeozoic complexes, framing the observed Precambrian massifs, should be taken into consideration as well.

*Keywords:* high-pressure metamorphism, Central Asian Orogenic Belt, review, eclogite, geochronology, *P-T* paths, protoliths, geodynamics, Kazakhstan, Tien Shan