

УДК 552.5:552.3 (575.3)

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА (ВОСТОЧНЫЙ СЕКТОР АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА)

© 2003 г. В. С. Лутков, В. И. Дронов, В. Е. Минаев, А. М. Бабаев

Представлено академиком Б.С. Соколовым 03.02.2003 г.

Поступило 07.02.2003 г.

Центральный Памир (ЦП), входящий в состав альпийской Афгано-Центральнопамирско-Ташкуртанской складчатой системы (рис. 1), характеризуется разнообразными и многоэтапными процессами осадконакопления, магматизма и метаморфизма (PR–KZ). Исключительная обнаженность, глубокие вертикальные врезы, хорошая геологическая изученность, прежде всего в пределах Таджикистана [1–5 и др.], а также сведения по составу кристаллического фундамента и глубинных ксенолитов [2, 5–7] позволяют использовать ЦП как полигон для исследования эволюции и генезиса внутриконтинентальных структур Альпийско-Гималайского подвижного пояса.

Рассматриваемая складчатая система протяженностью более 1500 км при ширине до 50–80 км контактирует с гетерогенными структурами Памира, Куньлуня, Каракорума (рис. 1). Внутри ЦП выделяются два блока, которые, как будет показано ниже, различаются интенсивностью и типом эндогенных процессов и толщиной земной коры – в восточном блоке она достигает 70–75 км [8].

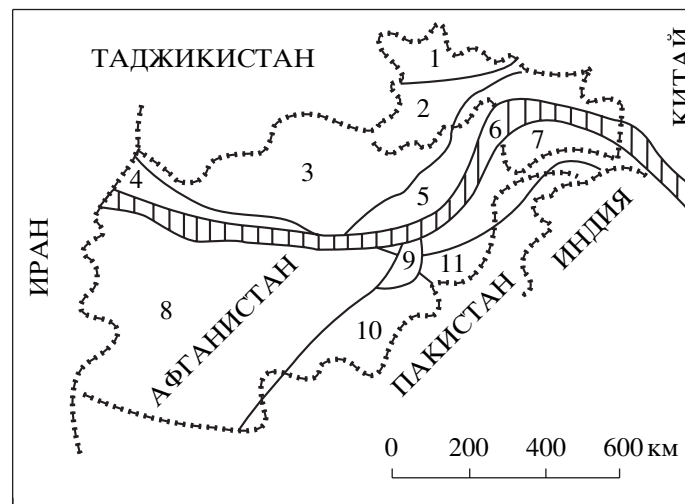
При изучении геологической истории ЦП главное внимание уделялось магматическим ассоциациям, поскольку они являются непосредственными индикаторами геодинамического режима и отражают изменения состава литосферы во времени. Древнейшие образования ЦП (рис. 2) представлены гнейсами, сланцами, мраморами, Na-метасоматитами и телами субщелочных (щелочных) метабазитов–пироксенитов и гнейсо-гранитов (зональный метаморфизм кианит-силлиманитовой серии [5]). U–Pb-возраст цирконов гнейсо-гранитов равен  $527 \pm 2$  млн. лет (PR<sub>3</sub>?–Є<sub>1</sub>); модельный возраст циркона, вероятно фиксирующий время становления метаморфического субстрата, составляет около 1.5 млрд. лет [9].

В PZ<sub>1-2</sub> ЦП представлял область накопления субплатформенных (парагеосинклинальных) терригенно-карбонатных толщ мощностью до 3–3.5 км. Вместе с тем в восточном блоке ЦП образовались бимодальная трахит-трахибазальтовая серия Є (1.5–2 км), а затем в O–S – толща (до 0.5 км) трахибазальтов [4]. В карбоне в южной части ЦП отлагались терригенные породы миогеосинклинального типа (1–3 км). В P–K формировались мелководные и континентальные осадки (до 3.7–6.5 км), в том числе латериты и бокситы, а затем красноцветы и тела субщелочных Ti-габбро K<sub>1</sub> и, наконец, субплатформенные известняки K<sub>2</sub>. Следует отметить, что на рассмотренном отрезке истории ЦП проявилось несколько фаз складчатости, но все они имели незавершенный характер и не сопровождались проявлениями магматизма [1].

Раннеорогенный этап отмечен в западном блоке излияниями (0.5–1.2 км) трахибазальтов (P<sub>1</sub>), а вслед за ними риодацитов (до 1 км). Орогенный этап (P<sub>1-2</sub>) ознаменовался внедрением крупных тел K–Na- и K-габбро-гранитоидных, монзонит-сиенитовых и других комплексов (34–61 млн. лет) [1–4, 10]. В P<sub>3</sub>–N<sub>1</sub> в связи с Индо-Евразийской коллизией началось горизонтальное смещение к север-северо-западу всего Памирского блока с формированием так называемых памирских дуг, с изменением морфологии и сокращением тектонических структур, с явлениями надвигообразования в осадочно-метаморфическом слое. В ЦП происходило формирование тектонических пластин и моноклинальных чешуй, причем в последних зажаты породы всего фанерозойского разреза, включая молассы N<sub>1</sub> [3].

Вместе с тем эти движения существенно не изменили относительного положения зон, сохранились основные черты первичной природы структурных элементов Памира, что подтверждается и типом эндогенных процессов коллизионно-орогенного этапа (N<sub>1</sub>–Q). Позднеальпийский зональный метаморфизм кианитовой серии сопровож-

Институт геологии  
Академии наук Республики Таджикистан,  
Душанбе



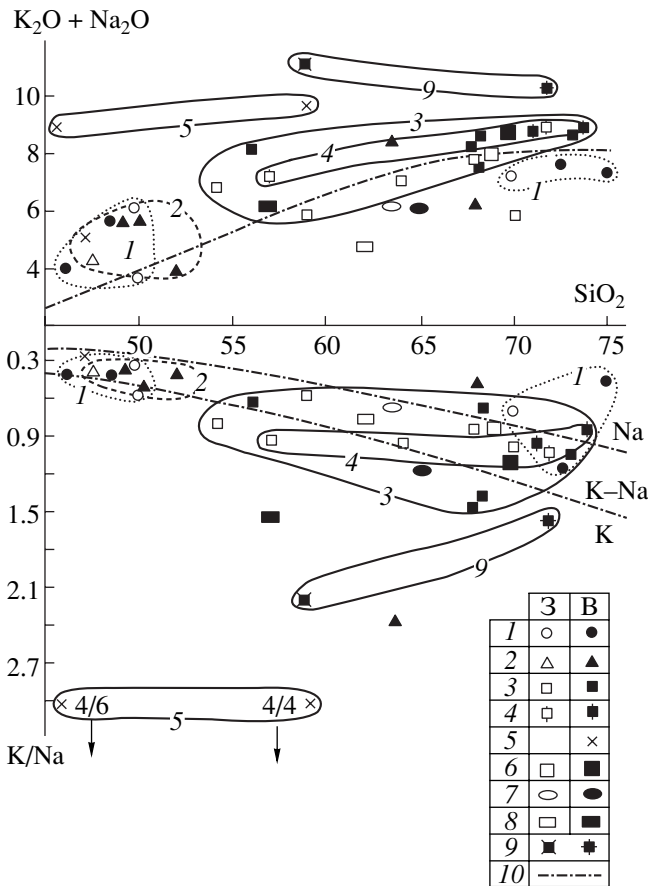
**Рис. 1.** Тектоническая позиция Центрального Памира в восточном секторе Альпийско-Гималайского пояса [1]. 1 – герциниды Тянь-Шаня; 2 – альпийская Афгано-Таджикская впадина; 3 – эпираннекиммерийская Северо-Афганская платформа; 4 – среднеальпийская Туркмено-Хорасанская область; 5 – поздние герциниды–ранние киммериды Северного Памира; 6 – ЦП (Афгано-Центральнопамирско-Ташкурганская альпийская складчатая система); 7 – киммериды Южного Памира; 8 – поздние киммериды Южного Афганистана; 9 – Кабульский стабильный массив; 10 – поздние альпиды Юго-Восточного Афганистана; 11 – позднекиммерийская Хиндурадж-Хазарская область.

дался в ядрах гнейсовых куполов Na-метасоматозом и гранитообразованием (11–20 млн. лет) [2–5, 9, 10]. В отличие от синколлизийных двуслюдяных гранитов Южного Памира–Каракорума и Высоких Гималаев, граниты ЦП недосыщены Al и обогащены щелочами, вплоть до появления собственно щелочных гранитов. После них внедрились тела фергуситов–карбонатитов–сиенитов N. В отличие от предшествующих магматитов они не несут следов тектонических деформаций, а их дайковые пояса пересекают сформированные позднеальпийскими коллизийными движениями структуры Центрального и Южного Памира [2, 4]. Данная серия сочетает в себе признаки внутриплитных (континентально-рифтогенных) и межплитных (коллизийных) ассоциаций [2, 7]. В  $N_2$ –Q-время происходил резкий рост скорости накопления и грубозернистости молассоидов, что отражало процессы новейшего орогенеза, в изученном регионе амагматичного, и формирование современных горных систем.

Разновозрастные формации ЦП (PR–KZ) формировались в обстановке мио(пара)геосинклинального, орогенного (коллизийно-орогенного) и субплатформенного (континентально-рифтогенного) режимов, в условиях чередования режимов растяжения и сжатия. Уже в PR проявлены субщелочные метавулканы и щелочные габброиды; подобные формации повторяются затем в  $PZ_{1-2}$ ,  $K_1$ ,  $P_1$  и  $N_1$ . Специфичны и образования орогенного и коллизийно-орогенного режимов ( $P$ – $N_1$ ): среди них широко проявлены субщелочные граниты, монзонит-сиенитовые и сиенито-

вые серии. В целом преобладают полихронные, нередко бимодальные субщелочные базитовые и щелочно-салические образования, и в этом плане ЦП близок к структурам палеорифтогенного типа [7]. Кроме того, в  $PZ_1$ –KZ выражена латеральная зональность ЦП: с запада на восток возрастают щелочность и калиевоность магматических, в том числе разновозрастных, пород (рис. 2). Наблюдается также двукратное проявление однотипного зонального метаморфизма кианитовой серии – в  $PR_3$ – $\epsilon_1$  и в  $N_1$  [2, 4, 5]. Длительное унаследованное развитие привело к формированию особой петрографической (геохимической, металлогенической) субпровинции ЦП, выделяющейся среди других регионов Памира [2].

Особенности геологических формаций ЦП во многом являются следствием ранней консолидации земной коры и ее повышенной проницаемости для мантийных расплавов и флюидов. Характер эволюции ЦП, развивавшегося на зрелой континентальной коре, кроме отмеченных выше признаков, подтверждается обнаружением в гранитоидах ксенолитов раннедокембрийских(?) гранулитов серии умеренных давлений (7 кбар, 730–820°C) [5, 6]. Тип и интенсивность процессов магматизма и метасоматоза указывают на значительную и длительную переработку мантийными расплавами и флюидами литосферы региона, которая началась не позднее PR и продолжалась до KZ. Это нашло подтверждение при изучении ксенолитов в трубках фергуситов N: они представлены мантийными флогопит-гранатовыми вебстеритами (до 35–40 кбар), клинопироксенитами, са-



**Рис. 2.** Породы магматических и метаморфических комплексов западного (З) и восточного (В) блоков Центрального Памира на диаграмме щелочи-SiO<sub>2</sub> (мас. %). 1-6 – вулканические и плутонические комплексы этапов эволюции ЦП [1-4]: 1 – PR-Є<sub>1</sub>, 2 – PZ<sub>1</sub>-K, 3 – P, 4,5 – N<sub>1</sub>-Q (4 – гранитоиды, 5 – щелочные базиты), 6 – орогенные гранитоиды (P-N<sub>1</sub>); 7 – метаморфические комплексы [5, 6]; 8 – ксенолиты гранулитов в гранитоидах (З) и щелочных базитах (В) [5, 7]; 9 – монзонит-сиенитовая (P) и щелочно-гранитовая (N<sub>1</sub>) серии Ташкурганской зоны [10]; 10 – границы полей пород субщелочного-щелочного и нормального рядов (в верхней части рисунка) и полей пород Na-, K-Na- и K-типов (в нижней части рисунка). По изученным комплексам дан их средневзвешенный состав с учетом площадей или объемов пород, по бимодальным сериям – средний химизм главных типов пород.

нидиновыми эклогитами, глиммеритами и нижнекоровыми санидин-плагиоклазовыми эклогитами, гранат-гиперстеновыми (до 20 кбар), кианит-гранатовыми и другими гранулитами [2, 7]. Особое значение для понимания природы ксенолитов и литосферного разреза региона в целом имеет обнаружение во всех минералах мантий-

ных и коровых пород первичных расплавных включений [11]. В связи с хорошей сохранностью последних всю калиевую пироксенит-эклогит-гранулитовую серию пород можно рассматривать как новообразованную литосферу региона, возможно, сформированную в MZ-KZ.

Образование сверхмощной земной коры в восточном секторе Альпийско-Гималайского пояса традиционно увязывается с сдвоением коровых разрезов в обстановке континентальной коллизии. На наш взгляд, не исключено и иное объяснение данного явления. Продукты фракционирования мантийных пикрит-базитовых расплавов повышенной щелочности (санидин-плагиоклазовые эклогиты, гранулиты), судя по данным геотермометрии, кристаллизовались в основном в районе границы М и в низах коры. При этом могло происходить наращивание нижней коры снизу в соответствии с моделью магматического андерплейтинга [7, 12]. Подъем крупных масс мантийных расплавов, вероятно связанных с подлитосферными источниками типа плюмов, мог также вызвать альпийский метаморфизм и гранитообразование в земной коре региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дронов В.И. В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 123-133.
2. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая / Под ред. Р.Б. Баратова, В.В. Могаровского, В.С. Луткова. Душанбе: Дониш, 1978. 343 с.
3. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центральный Памир) / Под ред. Ю.М. Соколова. Л.: Наука, 1981. 304 с.
4. Петрология Таджикистана / Под ред. В.А. Павлова. Душанбе: Дониш, 1988. 243 с.
5. Буданова К.Т. Метаморфические формации Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1991. 336 с.
6. Лутков В.С., Могаровский В.В. // Геохимия. 1999. № 6. С. 574-581.
7. Лутков В.С., Луткова В.Я. Литосферный разрез киммеридо-альпид Южного Памира: мантийные и нижнекоровые включения в неогеновых щелочных базитах. Душанбе: НПИЦентр, 1998. 272 с.
8. Памир-Гималаи. Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1982. 175 с.
9. Горохов И.М., Дюфур М.С., Неймарк Л.А. и др. // Стратиграфия и геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 20-34.
10. Geological Evolution of the Karakorum and Kunlun Mountains. Beijing: Seismol. Press, 1996. 288 p.
11. Chupin V., Kuzmin D., Touret L. In: XIV Eur. Current Research on Fluid Inclusions. Nancy, 1997. P. 74-75.
12. Toft P.B., Hills D.V., Haggerty S.E. // Tectonophysics. 1989. V. 161. № 3/4. P. 213-231.