

Н. И. МОСКОВЧЕНКО

РОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В РАЗВИТИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА

(Представлено академиком А. В. Пейве 19 VII 1974)

Решение вопросов геологии Альпийско-Гималайской складчатой системы во многом определяется исследованием докембрийских комплексов ее Гималайского сектора, в частности Индо-Памирской области, особенности строения которой приобретают принципиальное значение в свете современных геотектонических концепций развития системы. Данные по геологии (7) и метаморфизму указывают на гетерогенность Индо-Памирской области (рис. 1), отдельные массивы которой отличаются друг от друга петрогенетическими особенностями, возрастом и характером проявления процессов метаморфизма.

Материалы последних лет (1, 4, 5, 8), полученные для северо-восточной части Бадахшанского массива (Юго-Западный Памир), свидетельствуют о цикличности процессов тектогенеза и позволяют выделить три тектоно-метаморфических цикла, определивших структуру и петрологию пород ваханской серии. Каждый цикл отличается совокупностью последовательно развивающихся складчатых форм, а также условиями метаморфизма. I циклу (PR_1)² отвечает ранняя система складок ($IF_{1,2}$). Процессы метаморфизма протекали при изменении термодинамического режима от условий высокого P , типичных для эклогито-гнейсовых комплексов ($T \approx 700^\circ$, $P \approx 11$ кбар), к условиям гранулитов ($T \approx 900^\circ$, $P \approx 9$ кбар). II циклу (PR_{2-3} , возможно PZ) соответствует метаморфизм фации альмандиновых амфиболитов ($T \approx 600-700^\circ$, $P \approx 9$ кбар) и полимитгматизация (8). Этот цикл характеризуется системой складок $IF_{1,2,3,4}$ и заканчивается интенсивной бластомилонитизацией пород при $P \approx 6-7$ кбар. III цикл (MZ) привел к деформации структур I и II циклов в процессе формирования складок $III F$ и активизации процессов кислого магматизма, одновременных с метаморфизмом мезозойских осадков.

Опыт исследования полициклически развивающихся областей показывает, что при неоднократных тектоно-метаморфических процессах возникает сложная структура, поддающаяся расшифровке лишь специальными методами. При этом морфологически простые открытые складки, выявляющиеся наиболее отчетливо, образуются на поздних этапах развития и часто принимаются за первичные и единственные складчатые формы. На протяжении многолетних исследований Юго-Западного Памира всегда отмечалось противоречие между простотой складок первого порядка и сложностью мезоструктур. Однако утвердилось представление, что ведущая роль в тектонике этого региона принадлежит вертикальным движениям и образованию открытых складок с крутым залеганием осевых поверхностей (2, 3). Результаты применения методов структурного анализа (9, 13) позволяют утверждать, что эти складки относятся к структурам III цикла. Они деформируют как плоскости напластования, так и тектонически активные элементы I и II циклов развития — разные генерации кристаллизационной сланцеватости, линейности, мигматитовой полосчатости. Додеформационное положение сланцеватости, реставрируемое зеркалами первых складок III цикла ($III F_1$), в пределах Ваханского хребта близко к горизонтальному

и параллельно осевой плоскости предшествующих изоклинальных складок ($II F_4$), которые знаменуют конечную стадию II цикла и, в свою очередь, также наложены на ранее образованные складки. Пологое залегание кристаллизационной сланцеватости обусловлено либо ее развитием параллельно осевой плоскости ($II S_4$) одновременно со складками $II F_4$, либо деформацией ими ранних генераций сланцеватости. В отличие от структур III цикла, зеркала складок $II F_4$ нередко имеют крутое залегание, указывая на то,

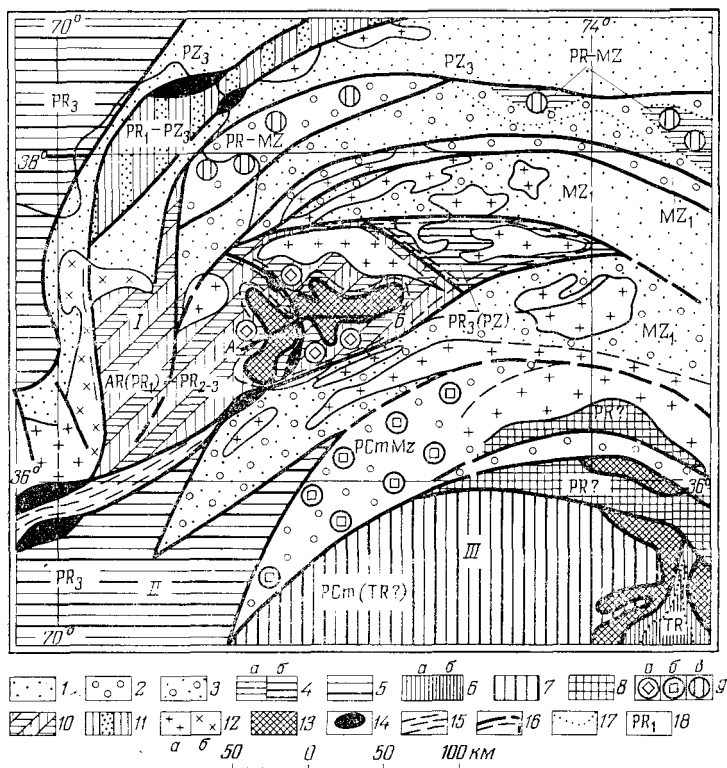


Рис. 1. Схема тектоно-метаморфического расчленения северной части Индо-Памирской области. Режим метаморфизма: 1 – низкотемпературные фации ката- и эпигенетических преобразований, переходящие к фации зеленых сланцев; 2 – фация зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовая фация, нерасчлененные; 3 – области зонального метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации; 4–8 – амфиболитовая фация: 4 – андалузит-силлиманитовый тип, низкотемпературные субфации (а) и высокотемпературные (б), 5 – области проявления зонального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, 6 – кианит-силлиманитовый тип, низкотемпературные субфации (а) и высокотемпературные (б), 7 – проявления зонального метаморфизма амфиболитовой (частично эпидот-амфиболитовой) фации кианит-силлиманитового типа, 8 – амфиболитовая фация, не расчлененная по давлению. Последовательность процессов: 9 – реликты раннего метаморфизма – гранулитовой фации (а) и амфиболитовой (б, в), не расчлененной по давлению (б) и повышенного давления (в); 10 – области проявления полиметаморфизма; 11 – области развития разновозрастных метаморфических комплексов. Магматические породы: 12 – граниты (а), грациодориты (б); 13 – диориты и габброиды, метаморфизованные; 14 – гипербазиты. 15 – зоны бластомилонитизации. 16 – тектонические границы достоверные и предполагаемые. 17 – границы зон метаморфизма. 18 – возраст метаморфизма

что до образования $II F_4$ структура пород ваханской серии, по крайней мере на части территории, представляла собой систему сжатых складок с субвертикальными осевыми поверхностями, которые после деформации $II F_4$ приобретали горизонтальное положение. Ранние складки присутствуют в виде реликтов замковых частей, зажатых среди пород, рассланцованных параллельно $II S_4$, и отличаются от $II F_4$ ориентировкой осей. Вдоль $II S_4$ происхо-

дят срывы складок разных генераций на крыльях, локализация жил гранитов и бластомилонитизация, что создает впечатление слабонарушенного горизонтального залегания пород. Фактические же структурные соотношения пород, сформированные к концу II цикла, оказываются намного сложнее и отражены на рис. 2. На востоке водораздельной части Ваханского хребта складчатая структура пород ваханской серии срезается пологим контактом, вдоль которого осадочные толщи перекрываются комплексом пород

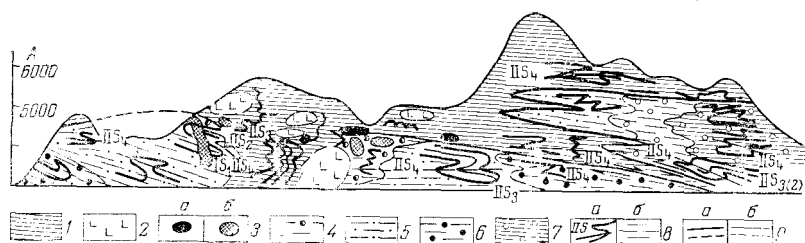


Рис. 2. Схематичный разрез через водораздельную часть Ваханского хребта (Юго-Западный Намир). Комплекс магматических пород: 1 — породы основного состава, метаморфизованные и мигматизированные; 2 — магнезиты; 3 — гипербазиты (а) и амфиболитизированные эклогиты (б). Комплекс осадочных пород, толщи с преобладанием указанных компонентов разреза: 4 — гранат-биотитовые гнейсы с кванитом и силлиманитом; 5 — биотитовые гнейсы и амфиболиты; 6 — гранат-биотитовые гнейсы, ритмичнослоистые амфиболовые и диопсидовые сланцы, мраморы; 7 — сланцы основного состава, мраморы, глиноземистые гнейсы. 8 — складки I_F и II_F и следы их осевых плоскостей (а) и сланцеватость IIS (б). 9 — контакты тектонические достоверные и предполагаемые (а) и интрузивные или стратиграфические, достоверные и предполагаемые (б)

основного состава — мигматизированными амфиболитами, гранат- и амфиболсодержащими гранитогнейсами с будинами шпинелевых пироксенитов, амфиболитизированных эклогитов, а также метагаббро и метамангеритов. Отмечается незначительное содержание мраморов и диопсидовых сланцев. Представляется, что перекрывающий комплекс сложен фрагментами офиолитовой серии и продуктами глубинного плавления базальтовых пород⁽¹¹⁾, претерпевших последующий метаморфизм и деформации. По направлению к контакту интенсивность деформации II_F возрастает, и главным структурным элементом становится сланцеватость IIS₄. По мере удаления от контакта в осадочном комплексе выявляются ранние деформированные складки. В комплексе ортопород также сохраняются реликты предшествующих складок, причем структура будин всегда автономна относительно любых генераций складок, сминающих мигматитовую полосчатость II цикла метаморфизма. Противоположный рисунок II_F, определяемый взаимным расположением пара- и ортопород относительно контакта, и локализация складок в зоне этого контакта указывают на то, что складкообразование связано с перемещением ортопород внутри осадочных толщ в восточном направлении. К западу, в зоне Даршайского разлома⁽³⁾, установлены другие соотношения рассматриваемых комплексов. Контакты различных магматических образований друг с другом и с осадочными толщами интрузивные. Во втором случае они имеют крутое залегание и секут складки I_F. Складки II_F здесь менее напряженные, вследствие чего лучше сохраняются предшествующие структуры. Два типа соотношений комплекса осадочных пород с магматическим комплексом показывают, что структура последнего имеет корневую часть, в пределах которой преобладают первично интрузивные соотношения, и перемещенную, где контакт с осадочными породами тектонический. Формирование ортопород в корневой зоне отвечало условиям метаморфизма I цикла. На протяжении II цикла совместный метаморфизм и деформации пород обоих комплексов завершились экструзией мигматизированных ортопород в более пластичные осадочные толщи с одновременным развитием складок II_F и всех сопутствующих им явлений. В ре-

зультате этих движений произошло горизонтальное тектоническое расслоение докембрийских образований и была сформирована структура покровного типа.

Рассмотренные явления в плане структурных соотношений комплексов, их связи со складчатостью и метаморфизмом отражают особенности, присущие Западно-Гималайскому синтексису (¹⁰, ¹²), и показывают, что процессы, аналогичные тектоническому выжиманию пород офиолитовой серии в покровные структуры (⁶), могли иметь место в относительно древние геологические эпохи.

Институт геологии и геохронологии
докембрия
Академии наук СССР
Ленинград

Поступило
11 VII 1974

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Р. Б. Баратов и др., Изв. АН СССР, сер. геол., № 6 (1973). ² Б. П. Бархатов, Тектоника Памира, Л., 1963. ³ А. Г. Давыдченко, Матер. по геологии Памира, в. 2 (1964). ⁴ Г. М. Другова, Н. И. Московченко, Матер. второго среднеазиатского регионального петрографического совещания, 1971. ⁵ И. А. Зотов, ДАН, т. 177, № 5 (1967). ⁶ А. В. Пейве, Геотектоника, № 4 (1969). ⁷ Ю. С. Перфильев, В. М. Моралев, Геотектоника, № 4 (1971). ⁸ И. С. Седова и др., В кн.: Специфика раннедокембрийского магматизма, Л., 1972. ⁹ В. В. Эз, В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000, в. 4, Л., 1972. ¹⁰ A. Gansser, Eclog. Geol. Helv., v. 52, № 2 (1959). ¹¹ D. H. Green, Tectonophysics, v. 13, № 1-4 (1972). ¹² P. Misch, Am. J. Sci., v. 247 (1949). ¹³ F. S. Turner, L. E. Weiss, Structural Analysis of Metamorphic Tectonites, N. Y., 1963.