

Н. Л. ДОБРЕЦОВ

ГЛАУКОФАНОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ТРИ ТИПА ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

(Представлено академиком В. С. Соболевым 16 VII 1973)

Глаукофановый метаморфизм, выделяемый по появлению таких минералов и ассоциаций, как глаукофан+лавсонит (или эпидот), жадеитовый пироксен с кварцем, фенгитовая слюда, арагонит и др., характеризуется специфическими физико-химическими и тектоническими условиями (², ³, ¹¹, ¹⁴). Это условия высоких давлений (8—10 до 12—14 кбар) и низких температур (300—500°), недостижимые путем простого погружения под толщу осадков при обычном геотермическом градиенте (даже при очень низком градиенте порядка 7 град/км потребуются нереальные погружения на 50—70 км). В тектоническом отношении глаукофановый метаморфизм всегда приурочен к узким и протяженным (до 2000 км) линейным зонам, которые совпадают с крупнейшими офиолитовыми поясами и соизмеримы с океаническими глубоководными желобами. Эти пояса могут быть подразделены на два типа — близокеанические и внутриконтинентальные (³). Внутриконтинентальные пояса, широко распространенные внутри Азиатского материка, не имеют четкой связи с краевыми океаническими структурами и являются более древними, чем близокеанические, а именно рифейскими или ордовик-силурийскими.

По соотношению офиолитов (гипербазитов, габбро, базальтов) и глаукофановых сланцев можно выделить три случая. В первом офиолиты подверглись глаукофановому метаморфизму и входят как составная часть в метаморфический пояс. Во втором офиолиты не имеют связи с глаукофановыми сланцами и могут быть вообще неметаморфизованы. Наконец, в третьем (широко распространенном) случае в одном поясе пространственно совмещены глаукофановые сланцы (в том числе метаморфизованные офиолиты) и неметаморфизованные офиолитовые комплексы. Все эти три случая известны как в близокеанических, так и во внутриконтинентальных поясах. При совмещении глаукофановых сланцев и слабо метаморфизованных офиолитов последние, как правило, надвинуты на глаукофановые сланцы и могут считаться более молодыми, хотя и не всегда это очевидно. Слабометаморфизованные офиолиты обычно относятся к анортит-форстеритовой ассоциации, т.е. к комплексам, сформировавшимся при низких давлениях. Кроме того, могут быть выделены комплексы средних давлений. Гипербазиты (нередко с пиропом или жадеитовыми телами) и эклогиты, ассоциирующие с глаукофанизированными metabазальтами, образуют комплекс высоких давлений. Ниже рассмотрены соотношения этих трех комплексов на типичных примерах из близокеанических и внутриконтинентальных поясов на территории СССР.

В Пенжинском поясе Северо-Западной Камчатки (², ³) глаукофан-сланцевая кремнисто-метабазальтовая толща додевонского возраста перекрыта, вероятно, по надвигу стратифицированным комплексом плагиоклазовых гипербазитов, габбро и диабазов. В нижней глаукофан-сланцевой «пластине» установлена метаморфическая зональность, автономная по отношению к контактам перекрывающих гипербазитов — габбро. В лавсонит-глаукофановой зоне по набору ассоциаций и минералогическим «тер-

мометрам» определены температура 400—450° и давление 10—11 кбар. Метаморфические породы в целом слабо деформированы, сохраняются первичные текстуры с минералами жадеита, заместившего первичный анальцит. Фундамент (ниже глаукофановых metabазитов) не обнажен.

Разрез верхней «пластины» в обобщенном виде можно себе представить следующим образом (снизу вверх). 1. Плагноклазсодержащие перидотиты; в северо-западной части комплекса они подстилают габбро, на юго-востоке интрузируются ими и сохраняются только как реликтовые тела. 2. Полосчатые габбро, местами габбро-амфиболиты, горблендиты, иногда «диориты» и трондjemиты. 3. Анортозиты и лейкократовые габбро-нориты. 4. Габбро-диабазы. 5. Диабазы и базальты, сменяющие габбро-диабазы без отчетливых интрузивных соотношений. В верхней части появляются прослойки туфов, туффитов и кристаллических известняков, вероятно, девонского возраста. Еще выше с размывом и конгломератами в основании залегает мощная нижнекаменноугольная терригенная толща. Породы верхней «пластины» подверглись лишь зеленокаменному изменению, соответствующему пренит-пумпеллитовой фации. И первичные анортит-форстеритовые, и пренитовые зеленокаменные ассоциации свидетельствуют о низких давлениях. Возраст глаукофанового метаморфизма по K—Ar-датам 330—350 млн лет и, возможно, близок ко времени надвигания верхней «пластины». Однако несомненно, что зафиксировано «постметаморфическое» положение верхних офиолитов, которые сформировались в совершенно иных условиях, чем нижняя пластина.

Аналогичные соотношения в породах разного возраста установлены в Калифорнии ^(1, 10, 11, 14), на о-вах Новой Зеландии, Новой Гвинее ⁽¹¹⁾ и в других местах.

На Южном Урале устанавливается иная ситуация. Офиолитовый комплекс, залегавший, по-видимому, в основании эвгеосинклинального раннепалеозойского (O—D₁) Магнитогорского прогиба, надвинут с запада на более древнюю (рифейскую) глаукофан-сланцевую максютовскую серию, содержащую, в свою очередь, многочисленные тела эклогитов и метаморфизованных гипербазитов ^(2, 3). Последние тесно ассоциируют с эклогитами, содержат жадеитовые и лавсонит-пироксен-гранатовые (анортозитового состава) породы. «Верхний» офиолитовый комплекс относится здесь к комплексам средних давлений и представлен серпентинизированными шпинелевыми гарцбургитами с подчиненными телами альбитизированных габбро-амфиболитов, иногда с гранатом. Выше их располагаются зеленокаменные диабазы ордовика и силура, местами (на участке Ташла) подвергшиеся второму этапу глаукофанового метаморфизма (одновременно с надвигом?). Глаукофановый метаморфизм нижежащей максютовской серии был, несомненно, более древним (рифейским) и достигал высоких ступеней метаморфизма. Судя по ассоциациям в сланцах (альмандин+жадеит+кварц, дистен+альмандин+кварц) и составам сосуществующих минералов ⁽³⁾, $T \approx 550^\circ$, $P = 13-15$ кбар. К западу от максютовского комплекса обнажается миогеосинклинальный разрез рифея — венда (суванякский комплекс и др.). Судя по лежащим и опрокинутым к востоку складкам в максютовской серии и взаимоотношениям с суванякским комплексом, вендско-рифейские миогеосинклинальные толщи были надвинуты на восток на максютовскую серию, т. е. в противоположную сторону по сравнению с надвигами в нижнем палеозое.

Еще более сложная картина устанавливается на противоположном конце зоны Главного Уральского разлома — на Полярном Урале. Здесь в разных местах обнажаются три «пластины», сложенные различными комплексами пород. Самая нижняя западная пластина, надвинутая на миогеосинклинальные или переходные разрезы западного склона Урала, сложена метаморфическими комплексами пород высоких давлений. Около массива Пай-Ер (Войкар-Сыньинского) это гранат-глаукофановые породы и диафторированные эклогиты ⁽⁴⁾; у Рай-Иза это в основном глауко-

фан-зеленосланцевый комплекс (по данным А. П. Казака и Ю. Е. Молдаванцева), отделенный от гипербазитов меланжем; в Хадатинском районе (5, 9) обнажается комплекс с гранат-глаукофановыми сланцами (р. Щучья) и более высокотемпературный марункеусский комплекс, содержащий пироповые перидотиты, гранатовые пироксениты («пироповые эклогиты» по (9)), эклогиты и гранатовые амфиболиты габброидного состава. Разрез нижней пластины, как и на Южном Урале, по-видимому, может быть реконструирован следующим образом (снизу вверх): марункеусский перидотит-эклогитовый комплекс, его возможный аналог — фундамент Уфалейского массива; гранат-глаукофановый сланцевый комплекс, сходный с максютовской серией; глаукофан-зеленосланцевый метабазальтовый комплекс (Рай-Из, северная часть района р. Щучьей).

На эту пластину надвинуты с востока, иногда с типичным меланжем вдоль плоскости надвига, нижнепалеозойские офиолиты, которые предположительно можно подразделить на две пластины — «среднюю» и «верхнюю». Средняя пластина на Пай-Ере сложена шпинелевыми гарцбургитами, дунитами (в том числе пегматоидными), антигорит-форстеритовыми, энстатитовыми породами, с телами жадеитовых пород, окруженных оторочками флогопита, роговой обманки, пироксенов, претерпевшими интенсивный диафорез (4-6). По простирацию южнее в этой пластине появляется «пироксенито-габброидный» комплекс с характерными гранат-плагноклаз-пироксеновыми эклогитоподобными породами и гранатовыми амфиболитами. На Рай-Изе «средняя» пластина сложена шпинелевыми гарцбургитами и дунитами, содержащими на юго-востоке характерные энстатитовые породы и гранатовые амфиболиты. В Хадатинском районе это массив Сыум-Кеу и примыкающий к нему «габбро-гнейсовый» малыкский комплекс, представленный в основном дупироксеновыми гнейсами основного состава (иногда с гранатом) гранулитовой фации (5). Верхняя пластина слагает большую часть массива Пай-Ер (Войкар-Сыпчинского) с примыкающими с юго-востока плагногранитами, и юго-восточную часть массива Рай-Из. Для этих пород характерна оливин-анортитовая фация низких давлений, смена (снизу вверх) гипербазитов габброидами и далее плагногранитами, тесная взаимосвязь габбро-амфиболитов низких давлений (с куммингтонитом, без граната) с эффузивами ордовика. Эти породы аналогичны верхней пластине в Пенжинском поясе, Калифорнии и других местах, которые трактуются как разрез океанической коры (7, 10). Сходные случаи легко обнаружить и в других поясах, в частности в Южно-Тяньшанском (3), Санбогава (Япония), Альпах (12-11).

Одним из дискуссионных вопросов, требующих, по нашему мнению, уточнения, является характер офиолитовых комплексов низких давлений. Совокупность данных — характер ассоциаций (низкие давления и высокие температуры), петрохимические особенности (эвкритовый или высокоглиноземистый тип), залегание в основании и вулканогенных, и миогеосинклинальных разрезов, надвинутых как со стороны континента (Пенжинский пояс, Калифорния), так и океана (Санбогава, Япония), или же со стороны рифтовых вулканогенных прогибов типа Уральских зеленокаменных синклинориев, — все это позволяет предположить, что офиолитовые комплексы низких давлений представляют собой не океаническую кору, а фундамент вулканических поднятий типа островных дуг.

Гипербазиты давно подразделяются на три типа по давлению, характеризующему магматическую стадию оливин-анортитовой, шпинелевой и пироповой фаций (8). Мы предлагаем аналогичное подразделение в более широком смысле для офиолитовых комплексов в целом, так как офиолитовые комплексы низких, средних и высоких давлений формировались *in situ* в разных зонах, хотя нередко высмещены благодаря крупным надвиговым перемещениям. Совокупность данных позволяет предположить, что офиолитовые комплексы высоких давлений соответствовали краевым глубоководным желобам вдоль границы океанов или внутриконтинентальных риф-

тов типа Красного моря или Палеоурала, а офиолиты низких давлений — фундаменту островных дуг (вулканических поднятий или их склонов). Сказанное иллюстрируется схемой (рис. 1), где показано, что первичное залегание этих комплексов соответствовало разным $P-T$ -градиентам во всем разрезе офиолитов и характеризует как магматическую стадию, так и наложенный (особенно на верхнюю часть разреза) метаморфизм (хотя

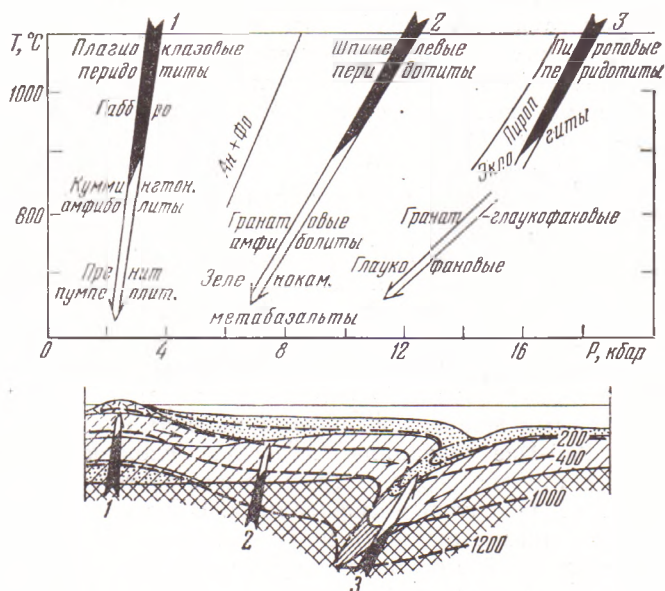


Рис. 1

бывает трудно отличить глаукофановый метаморфизм *in situ* от последующего, связанного, например, с надвиганием или «всасыванием»). Стрелки 1 — 3 и штриховка на нижнем разрезе показывают разные типы офиолитового «фундамента» и соответствующие им изменения P и T . Для типа 3 давление не соответствует весу вышележащих пород. Залитая часть стрелок соответствует магматическим породам. Точки на нижнем разрезе — вулканогенно-осадочные толщи. Надвигание офиолитовых глаукофан-сланцевых поясов не могло быть, однако, слишком большим. Эти пояса по геофизическим и геологическим данным представляют собой в современной структуре крутопадающие зоны, которые часто служат непроницаемой преградой для более поздних даек и гранитоидных интрузий. В целом картина оказывается более сложной, чем представляется в упрощенных моделях «глобальной» тектоники.

Институт геологии и геофизики
Сибирского отделения Академии наук СССР
Новосибирск

Поступило
9 VII 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Э. Г. Бейли, М. К. Блейк, Геотектоника, № 3, 17 (1969); № 4, 24 (1969). ² Н. Л. Добрецов, В сборн. Орогенические пояса, докл. сов. геологов к XXII сессии Международн. геол. конгр., пробл. 3, «Наука», 1968. ³ Н. Л. Добрецов, Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис, Новосибирск, 1973. ⁴ Н. Л. Добрецов, Л. Г. Пономарева, В сборн. Матер. по генетич. и эксп. минералогии, № 3, Новосибирск, 1965. ⁵ Ю. Е. Молдаванцев, В кн. Проблемы петрологии Урала, Тр. Инст. геол. и геохим. Уральск. фил. АН СССР, Свердловск, в. 100, 1973. ⁶ Г. Н. Савельева, В сборн. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Востока Европейск. части СССР, № 7, Сыктывкар, 1972, стр. 180. ⁷ А. В. Пейзе и др., ДАН, т. 203, № 6 (1972). ⁸ В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев, Геология и геофизика, № 12 (1972). ⁹ Н. Г. Удовкина, Эклогиты Полярного Урала, «Наука», 1970. ¹⁰ E. G. Bailey et al., U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 700-C, 70 (1970). ¹¹ R. G. Coleman, J. Geophys. Res., v. 76, 1242 (1971). ¹² Dal Piaz et al., Mem. Geol. Soc. Ital., v. 3, 49 (1972). ¹³ W. G. Ernst, Contrib. Mineral. Petrol., v. 34, 43 (1971). ¹⁴ W. G. Ernst et al., Geol. Soc. Am. Mem., v. 124, 276 (1970).