

К.С. Иванов, В.Н. Пучков, И.А. Пелевин

К ГЕОЛОГИИ УЩЕЛЬСКИХ ГОР ЮЖНОГО УРАЛА

Все большее число исследователей Урала приходят к выводу о том, что крупнейшая структура Урала - Магнитогорская мегазона - это не просто симметричный субмеридиональный синклиниорий, а палеосистема: островная дуга - задуговое море. При этом слагающие ее вулканогенные, вулканогенно-осадочные и другие комплексы обнаруживают субширотную геолого-геохимическую зональность, где определяющим является расстояние до Главного Уральского глубинного разлома, который был в среднем палеозое падающей на восток (в современных координатах) зоной субдукции Заварицкого-Беньофа [2 и др.]. Для проверки этой гипотезы весьма важно всестороннее сопоставление геологических ком-

плексов, образующих западный и восточный "борта" (краевые части) Магнитогорской мегазоны.

Однако Магнитогорская зона изучена весьма неравномерно. Подавляющее большинство геолого-стратиграфических исследований проводилось в ее западной части [5,6,9 и многие другие], в то время как в восточной части находки фауны пока немногочисленны [6,1 и др.]. Поэтому результаты наших работ в Ущельских горах могут представлять интерес.

Ущельские (Шелудивые) горы располагаются на крайнем северо-востоке Магнитогорской зоны, в районе ее сочленения с Восточно-Уральским поднятием (зоной). Геология района ранее успешно изучалась В.А.Коротеевым, Л.Я. и Б.Л.Кабановыми, Г.Ф.Червяковским, В.В.Бабкиным, И.В.Чермениновой, Э.В.Шалагиновым и др. [4,3,11 и др.].

Ущельские горы протягиваются в субмеридиональном направлении на 20-25 км при ширине до 5-6 км; сложены они главным образом пироксеновыми и пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами базальтового и трахибазальтового состава, а также ритмично-слоистыми пачками туфопесчаников, алевролитов и др. На геологической карте Урала [10] эти образования отнесены к ирендыкской свите позднепалеозойско-раннедевонского возраста, такая же точка зрения в известной мере условно принималась Г.Ф.Червяковским [11]. Им, а позднее и Б.Л.Кабановым [3] эти образования были подразделены на два комплекса: нижний - туфогенно-осадочный и верхний - вулканогенный. Позже в нижнем комплексе в прослоях кремнистых туффитов были обнаружены [4,3] радиолярии, отнесенные Б.И.Садрисламовым к нижнему и среднему девону, вероятно, живету. Никаких других находок фауны здесь до наших работ не было.

Нами изучен хорошо обнаженный разрез по р.Курокан, юго-западнее пос.Сухтелинский, там, где река пересекает хребет в субширотном направлении, вкост простирания круто падающих толщ. Здесь по ее левому берегу с запада на восток и в целом по всей видимости снизу вверх по разрезу наблюдаются:

1. Непрерывные скальные выходы толщи турбидитов - переслаивающихся туфопесчаников, полимиктовых песчаников, алевропесчаников, кремнистых алевролитов и туффитов.

Для этой толщи типична градационная слоистость. Основания ритмов сложены грубо- и крупнозернистыми массивными зеленоватыми песчаниками, обломки в которых представлены глинисто-кремнистыми сланцами (размер этих фрагментов - до 2-4 см и более), основными и кислыми эффузивами, кварцем, полевыми шпатами, измененными пироксенами и др. Отмечаются редкие обломки мелкозернистых гранитов. Эти крупнозернистые песчаники постепенно сменяются в пределах ритмов слоистыми средне- и мелкозернистыми песчаниками и кремнистыми алевролитами. В верхней части ритмов преобладают кремнистые алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников, кремней, кремнистых туффитов. Кремнистые алевролиты и туффиты представляют собой светло-серые тонкослоистые породы, состоящие из кремнистой матрицы, которая содержит переменное, но достаточно большое количество туфогенного, обломочного материала преимущественно алевролитистой и меньшей размерности; для них характерна тонкая вкрапленность пирита, отмечаются радиолярии. Мощность таких трехчленных ритмов колеблется, чаще 1-1,5 м, но доходит и до 5-6 м.

Устанавливается прямая корреляционная зависимость между размером обломочных частиц и мощностью слагаемых ими прослоев. 50-55% мощности в сравнительно тонких ритмах и 55-65% в более мощных составляет нижний слой крупнозернистых песчаников. Отмечаются и двухчленные ритмы, у которых отсутствует верхняя, наиболее тонкозернистая часть, присутствуют также пачки, сложенные монотонными песчаниками. В верхней, третьей части ритмов переслаивание пород наиболее четкое и частое. Иногда здесь есть свои мелкие градационные микроритмы мощностью 10 - 15 см. Преобладает ровная прямая слоистость, и лишь в нижних частях в песчаниках иногда отмечается нечетко выра-

женная косая слоистость. Иногда среди совершенно не смятых песчаников наблюдаются отдельные причудливые смятые слои глинисто-кремнистых сланцев; по всей видимости, это проявления подводно-оползневых процессов. Принадлежность этих обломочных толщ к подводным тефроидным накоплениям островных дуг впервые была установлена В.А.Коротеевым и его коллегами [4].

В средней части этой толщи турбидитов, в верхней части одного из ритмов в прослое кремнистых туффитов, в 60 м по мощности западнее начала сплошных скальных выходов (у уреза воды в 20 м ниже начала плеса) нами найдены конодонты (точка 1140) *Palmatolepis hassi* Mull. et Mull., *P. sp.*, *Polygnathus sp.* и др. Этот комплекс характерен для среднего франа, доманикового и мендымского горизонтов (конодонты изучались В.Н.Пучковым и К.С.Ивановым). Конодонты в этом прослое весьма немногочисленны, но сохранность их хорошая (комплекс конодонтов, по всей видимости, не переотложенный).

Наиболее характерен азимут падения слоистости $100^\circ \angle 80^\circ$. Видимая мощность толщи турбидитов, включая ее фрагментарно обнаженную более западную часть, составляет не менее 350 м.

2. Пироксеновые и реже, пироксен-плагиоклазовые порфиристы базальтового и трахибазальтового состава, их туфы, лавобрекчии и туфоконгломераты. Преобладают крупнообломочные литокластические и кристаллокластические туфы пироксеновых порфиритов. Обломки в этих породах имеют размеры от 2 до 8 см, окатанность слабая; цемент близок по составу к обломкам. Структура обломков порфировая, вкрапленники авгита размером от 1-2 до 8-10 мм, имеют четкие кристаллографические формы и составляют 10-20% (до 25 %) породы. Присутствующие иногда вкрапленники измененного плагиоклаза имеют меньшие размеры. Отмечаются отдельные бомбы таких же порфиритов размером до 30 см. В туфоконгломератах наблюдаются обломки светло-серых кремнистых алевролитов из пачки 1. Присутствуют пачки туфопесчаников. Азимут падения слоистости $105^\circ \angle 80^\circ$. Мощность второй пачки 68 м. (Наиболее подробно эти породы описаны Б.Л.Кабановым [3]; мы разделяем точку зрения этого исследователя о несколько более молодом возрасте порфиритов по сравнению с толщиной турбидитов первого интервала, однако выделять здесь два разновозрастных комплекса не считаем целесообразным; химические анализы пироксеновых порфиритов показывают повышенные содержания K_2O (до 5,9%), MgO (до 10-13%) и низкие $-TiO_2$ (0,5-0,7%) [3]).

3. Туфопесчаники с прослоями светло-серых кремнистых туффитов и алевролитов, близкие к развитым в пачке 1. Туфопесчаники содержат отдельные обломки пироксеновых порфиритов размером до 20 см. Азимут падения слоистости $110^\circ \angle 80^\circ$. Мощность пачки 5,5 м.

4. Переслаивающиеся пироксеновые порфиристы, их туфы, туфопесчаники с подчиненными прослоями тонкослоистых кремнистых алевролитов и туффитов, туфоконгломератов. Преобладают грубозернистые туфопесчаники. Мощность пачки 53 м.

5. Крупнозернистые пироксеновые порфиристы с обильными вкрапленниками (до 40 % породы). Мощность 7 м.

6. Зеленоватые неяснослоистые туфопесчаники, кристаллокластические и реже литокристаллокластические туфы, аналогичные описанным в предыдущих интервалах. Мощность 32 м.

7. Чередующиеся пачки тонкослоистых туфопесчаников, кремнистых туффитов и алевролитов и пачки туфопесчаников и подводно-оползневых брекчий. Последние сложены неокатанными несортированными фрагментами как вулканических, так и осадочных пород, среди которых преобладают пироксеновые порфиристы, кремнистые туффиты и туфопесчаники. Размеры обломков до 20-25 см и более, преобладают обломки размером 3-10 см по длинной оси; вытянуты они в одном направлении. Глинисто-кремнистые фрагменты иногда смяты. Цементом

служат более мелкие обломки и вулканогенный материал псаммитовой и меньшей фракции. Азимут падения слоистости $275^\circ \angle 65^\circ$. Мощность 16 м.

8. Далее к востоку на протяжении примерно 1 км идет хуже обнаженная та же толща пироксеновых порфиринов, их туфов, туфопесчаников и подводно-оползневых брекчий, аналогичная описанной в предыдущих интервалах. Здесь насчитывается пять прослоев кремнистых туфитов мощностью 0,5-1 м. Мощность интервала 8 составляет, по всей видимости, не менее 400 м.

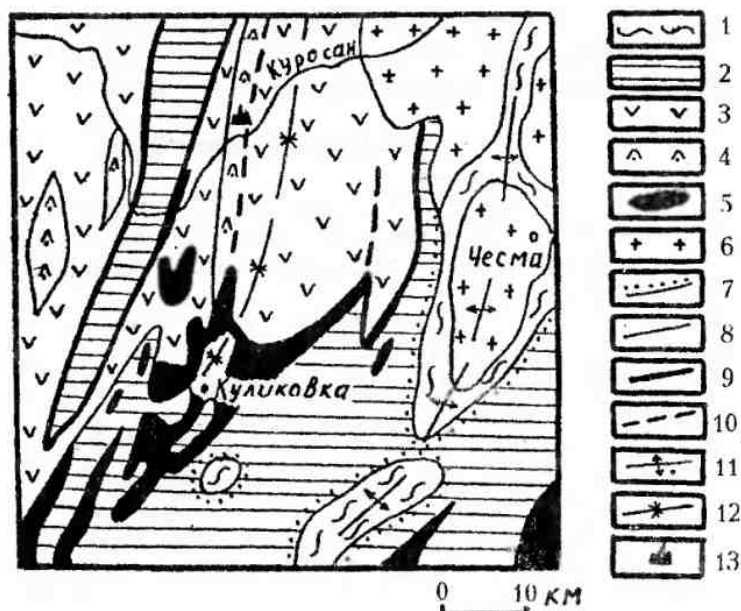
Приведенные данные впервые позволили надежно установить возраст вулканогенно-осадочной толщи Ущельских гор как среднефранский. Таким образом, она может в какой-то мере сопоставляться с колтубанской свитой более западных районов Магнитогорской зоны (а не с ирендыкской), что находит подтверждение в низкой титанистости и калиевом типе щелочности порфиринов обеих толщ. Не подтверждаются ранее высказанные представления [6 и др.] об отсутствии вулканитов во франских отложениях Магнитогорской зоны. В целом подтверждается отнесение толщ Ущельских гор к островодужной туфогенно-обломочной ритмично-слоистой формации средне-позднедевонского возраста [8]. Отметим, что толщи пироксеновых порфиринов, сходных с описанными, прослеживаются и далее на север, где их можно наблюдать, например, на левом берегу р. Миасс напротив д. Ялырово.

Описанный случай пересмотра стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ восточного борта Магнитогорского синклиория, связанный с находками конодонтов, позволил наметить важный вывод, впоследствии подтвержденный работами В.А. Маслова с сотрудниками. Очевидно, что разрезы восточного борта Магнитогорского синклиория существенно отличаются от хорошо изученных типовых разрезов западного борта, а их датировка не может быть основана лишь на литолого-петрографических сопоставлениях, без надежных фаунистических обоснований.

Тектоническое положение описываемой толщи весьма примечательно. Она развита в структуре, получившей название Куликовской (см. рисунок), и, по-видимому, венчает мощный (ориентировочно свыше 2,5 км) разрез эвгеосинклинальных комплексов, в основании которых первично лежали офиолиты; гиперба-

Схема тектонического строения района южного замыкания Куликовской синформы (северо-восточная часть Магнитогорской зоны).

1,2 автохтонные комплексы: 1 - ордовикско-силурийские филлитовидные сланцы, 2 - каменноугольные отложения преимущественно терригенного и карбонатного состава; 3-5 аллохтонные комплексы: 3 - вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения нижнего ?-среднего девона, 4 - то же верхнего девона, 5 - тектонизированные офиолиты, меланж, 6 - граниты и граносиениты (отчасти внедрившиеся после шарьирования); 7 - трансгрессивные контакты; 8 - нормальные стратиграфические и интрузивные контакты, 9 - выход подошвы шарьяжа, 10 - прочие тектонические нарушения, 11 - Чесминское поднятие, 12 - Куликовская синформа, 13 - место сбора конодонтов



зит-габбровая часть последних превращена в меланж, развитый в виде подковообразной полосы в районе ст. Орловка и совхоза Углицкий. Промежуточное положение в разрезе - между офиолитами и описанной верхнедевонской толщей - занимают вулканиты и вулканогенно-осадочные отложения, представленные диабазовыми порфиритами, спилитами, вулканическими брекчиями, андезито-базальтовыми, отчасти андезитовыми и дацитовыми порфиритами, туфами, туфопесчаниками, туффитами, кремнистыми сланцами. Толща фаунистически не охарактеризована, но по аналогии с соседними районами [1,6] не выходит за пределы нижне-среднего девона. Описанные комплексы слагают четко индивидуализированную структуру, в целом синклинального характера, осложненную крупными простыми складками и разрывными нарушениями. Перекрывающих отложений неизвестно: структура эта по всей своей периферии отграничена разломами от структур, сложенных окружающими ее толщами каменноугольного возраста.

Каменноугольные (верхнетурнейско-серпуховские) отложения, представленные мощными (до 2000 м) терригенными и карбонатными толщами, с пачкой базальтоидов и туфов в средней части разреза, залегают в расположенном непосредственно восточнее Чесминском поднятии с резким разрывом на толще филлитизированных глинистых, углисто-глинистых, кремнистых, углисто-кремнистых сланцев с подчиненными прослоями кварцитов, песчаников, мраморизованных известняков; вблизи гранитных интрузий толща метаморфизована более интенсивно. Толща сопоставима по облику с расположенной южнее новооренбургской толщей, содержащей среднеордовикские конодонты.

Описанные взаимоотношения могут в принципе интерпретироваться двояко: либо девонские отложения в восточном направлении на расстоянии первых километров полностью исчезают (размытие?), либо они тектонически сближены, и тогда Чесминская структура - автохтонна, а Куликовская - аллохтонна. Последнее предположение более естественно и подтверждается Верхнеуральским профилем МОВ, который показал, что под плотными вулканогенными образованиями Куликовской структуры, имеющей синформный характер, залегают более легкие комплексы гранито-гнейсового основания и автохтонного чехла Суундукско-Челябинской зоны. Подобное пологое тектоническое нарушение, с надвиганием комплексов Магнитогорской зоны на Суундукско-Челябинскую, маркируемое зонами серпентинитовых тектонитов и меланжа, прослеживается на юг, выявляясь [7] на Чесменском и Богдановском профилях МОВ.

Статья подготовлена к печати при частичном финансовом содействии Российского фонда фундаментальных исследований (грант 94-05-16 296).

Список литературы

1. Иванов К.С., Пуцаев А.М., Пучков В.Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике восточного края магнитогорской зоны Урала // Новые данные по палеонтологии и биостратиграфии палеозоя Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С.49-51.
2. Иванов С.Н., Иванов К.С., Пучков В.Н. Формирование структуры Южного Урала в палеозое // Докл. АН СССР. 1985. Т.285, № 1. С.177-180.
3. Кабанов Б.Л. Вулканогенные образования Шелудивых гор // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 31-44.
4. Коротеев В.А., Кабанов Б.Л., Кабанова Л.Я. О природе обломочных образований Сухтелинской структуры Южного Урала // Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С.55-61.
5. Либрович Л.С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Л.; М.: ОНТИ НКТП, 1936. 208 с.
6. Маслов В.А. Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.

7. *Меньшиков Ю.П., Никишева Г.Н., Шарманова Л.Н. и др.* Геолого-геофизические разрезы восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория // Физические поля на медноколчеданных и железорудных месторождениях Урала. Свердловск, 1978. С.113-117.

8. *Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М. и др.* Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.

9. *Плюснина А.А.* Стратиграфия верхнедевонских отложений северной части Магнитогорского синклинория // Сов. геология. 1974. N 5. С.76-87.

10. *Соболев И.Д. и др.* Геологическая карта Среднего, Северного и восточной части Южного Урала. М.: ГУГК, 1967.

11. *Червяковский Г.Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.