

Четвертое. Авторы не проводили специальных структурных и формационных исследований. О них нет даже упоминания в статье. Вместе с тем, не трудно заметить, что сближение гетерогенных формаций здесь является характерной чертой для размещения в пространстве разновозрастных вещественных комплексов.

И наконец, не применен такой эффективный инструмент, как фациальный анализ. Трудно понять, почему именно стратиграфы не использовали его при суждениях о глубинности осадконакопления, а потому приходится напоминать некоторые широко известные положения из этого учения, прямо свидетельствующие о выводе противоположном сделанному авторами. Так, как известно, определяющими признаками глубины морского палеобассейна, являются литологические и палеонтологические (Д. В. Наливкин, [1956]). К первым относятся: форма пласта, масштабы его площадного распространения и мощности, структура слагающих пласт пород, минералогический состав, примеси и пр. Например, глинистые осадки, скорее всего, свойственны глубоководным условиям, особенно, если они распространены на значительных площадях, при равнозначных мощностях. Если же площади развития их небольшие, а по простиранию они сменяются мелководными терригенными породами — это близбереговые глины; и т. д. Палеонтологические признаки включают: строение скелетных образований, массивность раковины, ее скульптуру, образ жизни отдельных групп и пр. Так, массивность раковин, толстостенность их свойственны формам, живущим на небольших глубинах и в условиях сильного движения воды (глубины порядка единиц и первых десятков метров). Тонкие, с неразвитым замком, с усложненной, но «нежной» скульптурой, гладкие раковины распространены в глу-

боководных зонах (около сотни метров и глубже). «С глубинами в несколько метров связаны банки, образованные толстостенными большими пентамеридами, продуктидами, стрингоцефалитами» [Наливкин, 1956, стр. 353], а как пример значительных глубин открытого моря цитированный автор приводит фаши остракодовых известняков с *Leperditia* [т. I, стр. 258].

Общеизвестные положения, к сожалению, проигнорированы исследователями, стратиграфическая специализация которых не может не базироваться на таких знаниях. Это тем огорчительнее, что явное заблуждение использовано для другого неверного соображения об автохтонности гор Крака, неадекватного, как видим, собранному ими материалу, не согласующегося с суммой имеющихся к настоящему времени данных по геологии региона, с уровнем современных геологических знаний. Очевидно, что аргументация выводов о структурном положении офиолитовых аллохтонов должна подкрепляться значительно более весомыми материалами и знаниями.

Литература: 1. *Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189. № 5. С. 1077–1080. 2. *Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Гафаров Р. А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале // Геотектоника. 1971. № 1. С. 96–102. 3. *Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 167 с. 4. *Маслов В. А., Якунов Р. Р., Артюшкова О. В., Мавринская Т. М.* Новые данные по стратиграфии палеозоя зоны массивов Крака (Южный Урал) // Ежегодник–1997 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: 1999 С. 29–36.

С. Е. Знаменский

СТРУКТУРА ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИНДЯК (Ю. УРАЛ)

Месторождение расположено в зоне Главного Уральского разлома в Учалинском районе в 70 км южнее г. Учалы. Оно относится к золото-сульфидной прожилково-вкрапленной формации, к золото-пиритовому минеральному типу. Изучением месторождения в процессе поисково-разведочных, эксплуатационных и научно-исследовательских работ занимались И. Г. Дубенко, Ш. Н. Кац, Г. А. Морозов, Г. А. Резвых, В. Ф. Созинов, К. А. Швалев, Н. И. и М. Б. Бородаевские [1, 2], И. С. Вахромеев [3], Ю. В. Казанцев [5], Ю. И. Новожилов [4] и другие геологи. Однако, несмотря на огромный объем выполненных исследований, литолого-фациальный состав и возраст рудовмещающих пород, структура и условия локализации оруденения Миндякского месторождения остаются дискуссионными.

По нашим данным разрез месторождения слагают (снизу вверх): 1) параавтохтон вулкаников ирендыкской свиты ($D_{1,2}$) перебуренной мощностью 350–400 м; 2) тек-

тоническая пластина карбонатного олистострома ($C_1 t-v$) мощностью 0–90 м; 3) тектоническая пластина меланжированных ультрабазитов и габбро мощностью 0–200 м; 4) тектоническая пластина мощностью 0–300 м, сложенная полимиктовым олистостромом (терригенно-серпентинитовым меланжем?) с олистолитами (тектоническими обломками?) ордовикских диабазов, ультрабазитов, габброидов, фтанитов, кремнистых сланцев и нижнекаменноугольных карбонатных пород; 5) тектоническая пластина терригенно-карбонатных отложений ($C_1 v$) мощностью 0–250 м; 6) тектоническая пластина меланжированных ультрабазитов и габбро мощностью 0–250 м; 7) тектоническая пластина карбонатного олистострома ($C_1 v$) мощностью 50–350 м; 8) тектоническая пластина вулканогенно-осадочных и кремнистых пород мощностью более 500 м, предположительно относящихся к колтубанской свите (D_3); 9) толща (тектоническая пластина?) известняков ($C_1 v_3-s$) мощностью более 200 м (рис. 1).

В современной структуре месторождения тектонические пластины смяты в линейные складки северо-восточного простирания (средний аз. пр. 30°): антиформу и две смежные с ней синформы. Рудоносной является антиформа. Она осложнена серией продольных взбросов, которые развиты в основном на северо-западном крыле складки. К числу наиболее крупных взбросов относятся Главный, Западный, Восточный и некоторые другие разломы. На северном фланге месторождения антиформа и взбросы ограничены по простиранию диагональным правосторонним сдвигом (ср. аз. пр. СВ 55°). На южной периклинали складки большинство продольных разломов блокируется северо-западным левым сдвигом (ср. аз. пр. 335°), южнее которого наблюдается резкое замыкание антиформы.

Золото-сульфидная минерализация локализована на северо-западном крыле складки в блоке, расположенном между Западным и Восточным разломами. Рудовмещающий блок на верхних горизонтах месторождения сложен интенсивно тектонизированным олистостромом (меланжем?) четвертой пластины. Тела прожилково-вкрапленных пиритовых руд концентрируются в узле пересечения его зонами сдвигов субмеридионального и близширотного восток-северо-восточного простирания. Положение отдельных рудных тел также контролируется узлами пересечения разноориентированных разрывов. При этом оруденение с промышленными содержаниями Au, как правило, развито в интервалах пересечения разрывами олистолитов ордовикских диабазов.

В истории развития структуры месторождения нами выделяются шесть основных стадий (от ранних к поздним):

1. Стадия формирования чешуйчатых надвигов, представленных в современной структуре пакетом деформированных пластин.

2. Стадия образования линейной антиформы и продольных взбросов северо-восточного простирания в условиях латерального сжатия по азимуту СЗ 300° в блоке-секторе сжатия, ограниченном с севера северо-восточным правым, а с юга — северо-западным левым сдвигами.

3. Стадия формирования субмеридиональных левых и близширотных восток-северо-восточных правых сдвигов в обстановке латерального сжатия по азимуту СЗ 310–320°.

4. Стадия реактивации разломов, сопровождавшаяся лиственитизацией пород, в условиях латерального растяжения и сбросовых или сбросо-сдвиговых смещений по разрывам.

5. Рудная стадия формирования северо-западных (аз. пр. 290–330°) левых и северо-восточных (аз. пр. 30–60°) правых сдвигов и взбросо-сдвигов, а также субширотных сбросов, повторной реактивации разрывов второй и третьей стадий и образования золото-пиритовых руд в условиях латерального близширотного сжатия и правосторонних смещений по рудоограничивающим Западному и Восточному разломам.

6. Послерудная стадия реактивации ранее заложенных разломов и образования малоамплитудных северо-западных и северо-восточных взбросов, надвигов и косых разрывов в режиме латерального северо-восточного сжатия.

Литература: 1. *Бородаевская М. Б., Беликова А. Г.* Золоторудное месторождение Миндяк // Геология главнейших золоторудных месторождений Урала. М.: Недра, 1952. С. 108–138 (Труды / НИГРИзолото; Т. 3). 2. *Бородаевский Н. И.* Материалы по методам изучения структуры и геологической перспективной оценки месторождений золота // Труды / ЦНИГРИ, 1960. Вып. 55. С. 35–54. 3. *Вахромеев И. С.* Геолого-структурные позиции месторождений в надвиговых зонах континентальной земной коры / БНЦ РАН. Уфа. 1992. 124 с. 4. *Новожилов Ю. И.* Особенности структуры и локализации оруденения в лиственитизированных породах месторождения Благодатного на Южном Урале // Труды / ЦНИГРИ, 1964. Вып. 62. С. 3–18. 5. *Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А. и др.* Структурная геология Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала. М.: Наука, 1992. 184 с.

А. П. Рождественский

НОВЕЙШИЙ ОРОГЕНЕЗ И ФОРМИРОВАНИЕ УРАЛЬСКИХ ГОР

Термин орогенез (горообразование) автором употребляется в его прямом этимологическом смысле, обозначающем тектонические и геоморфологические процессы, приводящие к образованию разномасштабных положительных (возвышенных) форм рельефа земной поверхности и их пространственных группировок.

Современные Уральские горы образуют крупный внутриконтинентальный горный пояс меридионального и субмеридионального простирания протяженностью более 2000 км. Характеризуются низко- и среднегорным рельефом, глубоким денудационным срезом, вскрывающим на поверхности сложно дислоцированные осадочные,

вулканогенно-осадочные, магматические и метаморфические породы палеозойского и допалеозойского возраста при ограниченном фрагментарном распространении мезозойских и кайнозойских отложений, за исключением маломощного покрова четвертичных образований. Уральский горный пояс находится в пределах Уральской палеозойской складчатой области, занимая ее западную миогеосинклинальную зону, характеризуется сложным рельефом и структурно-геоморфологической неоднородностью [11]. Вершинная поверхность пояса в меридиональном сечении неровная, волнистая вследствие чередования крупных участков поднятий и опусканий.