

Строение подсолевых горизонтов также достаточно полно, хоть и неравномерно просматривается на материалах отраженных волн. Как видно из рис. 1, при первичной интерпретации авторы использовали, в основном преломленные волны. Четко видно резкое погружение подсолевых отражающих горизонтов на восток (пикеты 105–110 км). Это погружение ложное, сформированное под влиянием погружения кровли соли. По преломленным волнам погружение на этих пикетах отсутствует. Далее на восток отражения выполаживаются, и на пикете 115 км образуют новое погружение, которое совпадает с картиной по преломленным волнам. Это погружение представляет собой бортовой уступ. При этом он является, по всей видимости, тектоно-седиментационным уступом. Такое предположение следует из того факта, что мощности между P_2 и P_3 не меняются и эти горизонты образуют значительный подъем перед погружением, а горизонт P_1 просто облекает эту структуру (см. пикет 115 км). Еще далее на восток горизонт P_3 или просто S , моноклинально погружаясь на восток, формирует в районе пикетов 120 км и 124 км структуры, напоминающие микрограбены, развитые в Башкирии, в пределах восточного склона Русской платформы.

Отражение от девонских отложений начинает прослеживаться в районе пикета 117 км, оно появляется над отражением S (ордовикскими отложениями). Структура типа микрограбена в районе пикета 124 км затрагивает

и девонские отложения и лежащие выше каменноугольные и артинские (отражения A и C). Такую же структуру, но менее отчетливую можно наблюдать в районе пикета 134 км и очень четкую — в районе пикета 140 км.

Далее на восток отражение A — кровля артинских отложений, а за ним и C , D и S ступенеобразно, по надвигам vzdвигаются на восток. Скважина 117 (пикет 200 км) в пределах передовых складок Урала вскрыла карбонаты каменноугольных отложений на глубине 2,5 км, а первый подсолевой горизонт A был выведен на поверхность еще ранее.

Таким образом, с определенной долей уверенности можно утверждать, что здесь мы имеем дело с новым типом структур в пределах Предуральяского прогиба, который предполагался нами ранее [3], но за неимением хорошего четкого материала не было возможности это доказать.

Литература: 1. *Светлакова А. Н.* Районирование территории по характеру проявления соляного тектогенеза // Ежегодник–1996 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1996. С. 133–135. 2. *Светлакова А. Н., Рачева Л. М.* Особенности сейсмической записи в условиях соляной тектоники // Ежегодник–1996 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1996. С. 136–141. 3. *Светлакова А. Н.* Геофизические аномалии как поисковый признак зон нефтенакопления // Ежегодник–1993 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1994. С. 175–177.

Т. Т. Казанцева

О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЗИЛАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ И АЛЛОХТОННОСТИ ГОР КРАКА

Авторы работы [4] на основании сбора конодонтовой фауны, в основном ордовикского и нижнедевонского возраста в кремнисто-терригенных породах внутри Кракинского аллохтона, сделали ошибочные выводы о последовательном углублении во времени бассейна осадконакопления территории северной части Зилайского синклинория и (на этом основании) автохтонном залегании гипербазитовых гор Крака.

Основанием для суждений о структурном положении гор Крака являются детальные материалы по геологии северного замыкания Зилайского синклинория, где располагается офиолитовый аллохтон из четырех гипербазитовых массивов. В течение нескольких лет, в конце шестидесятих годов, мы изучали геологию северной центриклинали названной структуры. Провели крупномасштабное картирование узловых участков и контактовых зон с привлечением большого объема горных выработок (масштаб 1:2000), послойно описали многие разрезы палеозойских отложений. Наиболее полные из них по западному крылу — рр. Кайнуй, Узьян, д. Кага и др., у северного замыкания — д. Новобельский, на восточном крыле — д. Шигаево и др. Собраны и проанализированы богатые коллекции различной фауны. Эти материалы, структурные и форма-

ционные исследования, а также анализ геофизических данных привели нас к выводу об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака. Этот вывод обоснован: а) тектоническим характером контактов массивов с окружающими породами; б) отсутствием следов термального воздействия гипербазитов на вмещающие толщи; в) тектоническим сближением гетерогенных формационных типов пород; г) различной степенью и характером дислоцированности; д) геофизическими и буровыми данными, согласно которым ультраосновные массивы являются бескорневыми телами; е) присутствием сложных зон меланжа в основании массивов.

В составе Кракинского шарьяжа мы выделяли три тектонические пластины [1]. К нижней из них отнесли зоны меланжа, в составе которого присутствуют породы ордовика, силура, нижнего и среднего девона, а также серпентиниты. В виде отдельных глыб наблюдались метаморфические сланцы верхнего рифея. Здесь, наряду с мелкими обломками, не превышающими долей метра, встречаются крупные глыбы, размерами до 800 м и более. Обычно блоки и глыбы различного возраста и фациального состава перемешаны между собой и несут следы интенсивного тектонического давления, разламывания

и милонитизации. Выше зоны меланжа располагается средняя тектоническая пластина, представленная гипербазитовыми массивами гор Крака. Эти горы сложены в различной степени серпентинизированными гарцбургитами, лерцолитами и дунитами. На поверхности гипербазитовых массивов встречаются отдельные выходы кремней, кремнистых сланцев, эффузивов силура, кварцевых и кварцитовидных песчаников, отнесенных нами к ордовику, иногда рифогенных известняков девона. Это, по нашему мнению, останцы верхней тектонической пластины.

На рис. 1 и 2 приведены изученные нами разрезы, расположение которых показано на геологической карте (рис. 3). Поскольку с детальным описанием их можно ознакомиться в фондовом отчете автора данной статьи 1969 г., а также в публикациях [1, 2, 3 и др.], отметим лишь основные, общие особенности их состава и строения. Ими являются:

- 1) однотипный литологический состав разновозрастных отложений палеозоя на западном и восточном крыльях структуры;
- 2) равнозначные мощности слоев одного возраста;
- 3) региональное развитие глинистых толщ силура с тонкими прослоями известняков, содержащих мелкие брахиоподы венлокского яруса;
- 4) наличие маломощной терригенной пачки ваяншинских слоев во всех разрезах, которые сейчас относятся к нижнему девону;
- 5) развитие на западном крыле и в пределах северной центриклинали под ваяншинскими терригенными толщами лудловских глинисто-карбонатных отложений, а на восточном — рифогенных известняков нижнего девона;
- 6) обязательное присутствие многочисленных остракод *Leperditia* в темных известняках вязовского горизонта;
- 7) рифогенный облик светлоокрашенных известняков бийского горизонта с богатой и разнообразной фауной кораллов, брахиопод, криноидей и пр.;
- 8) появление в афонинском горизонте тонкослоистых глинистых известняков с тентакулитами и стилиолинами;
- 9) рифогенный облик чешских известняков с крупными брахиоподами *Stringocephalus burtini Defr.* и колониальными кораллами;
- 10) присутствие барминских брахиоподовых ракушняка в верхней части франского яруса;
- 11) согласное налегание флиша зилаирской свиты на верхнефранскую карбонатную толщу;
- 12) моноклиналиное залегание палеозойских отложений от ордовика до фамена включительно, с погружением всех слоев внутрь структуры;
- 13) пологие углы наклона напластований в пределах северной центриклинали, более крутые — на западном крыле, и еще круче — на восточном;
- 14) единичные конседиментационные складки в отложениях бийских слоев.

Перечисленные особенности свидетельствуют о том, что:

1. Северная часть Зилаирского синклиория представляла собой в палеозое единую формационную зону, выполненную субплатформенным типом осадков.

2. Фиксируется последовательное обмеление бассейна осадконакопления от силура к верхнему девону. Некоторое углубление отмечено в вязовское и афонинское время, что согласуется с периодизацией тектонических событий на восточном склоне Ю. Урала.

В соответствии с новой региональной стратиграфической шкалой девонских отложений западного Урала ваяншинский и вязовской горизонты относятся к эмскому ярусу нижнего девона, а со второй половины бийского горизонта начинается эйфельский ярус среднего девона. К живетскому ярусу среднего девона относятся чувоской и чешский горизонты.

Что же послужило причиной ошибочности выводов авторов работы [4]?

Во-первых, фауна собрана в глыбах тектонического меланжа, описанного ими как разрез. О том, что это глыбы, можно судить, ознакомившись с «разрезами», приведенными в их статье. Целесообразно напомнить, что меланж представляет собой особую «смесь» из глыб разного размера, состава и возраста, образованную в процессе тектонического перемещения офиолитовых аллохтонов. Он описан Е. Бейли в 1952 г., в районе города Анкары. С тех пор это понятие хорошо известно и широко используется¹.

Во-вторых, сам по себе «точный» метод обнаружения отдельных видов фаунистических остатков (в данном случае конодонтов) полезен, но совершенно не достаточен для решения каких бы то ни было региональных, палеогеографических и структурных проблем. С помощью этого метода уверенно можно лишь определить геологический возраст породы в отдельных пунктах, не более того. Изучение же геологического разреза подразумевает, в первую очередь, выяснение последовательности напластований, их взаимоотношений между собой. Только в этом случае фаунистические данные будут являться ценным материалом для обоснования стратиграфических выводов. Приведенная в названной статье документация таких сведений не содержит.

В-третьих, предположение о смене нижнедевонских рифовых известняков разновозрастными, более глубоководными терригенно-кремнистыми осадками в восточном направлении вполне допустимо. Однако необходимо помнить, что рифы нижнего девона в северной части Зилаирского синклиория располагаются на восточном его крыле, а не на западном, как пишут авторы (рис. 3). А это уже совершенно другой случай, при котором заключение о палеогеографической обстановке накопления фаций приобретает иное понимание, касающееся их размещения в пространстве. Следовало бы иметь в виду и тот факт, что аналогичные по возрасту и составу известняки встречаются и на восточном склоне Ю. Урала, в западных зонах Магнитогорского синклиория, что является одним из свидетельств масштабности тектонических перемещений.

¹ Автор права, отстаивая аллохтонность массивов Крака. Однако мнение о том, что под гипербазитами находится только меланж, также не соответствует действительности — см. статью В. Н. Пучкова в Ежегоднике-1994 Института (Прим. отв. ред.).

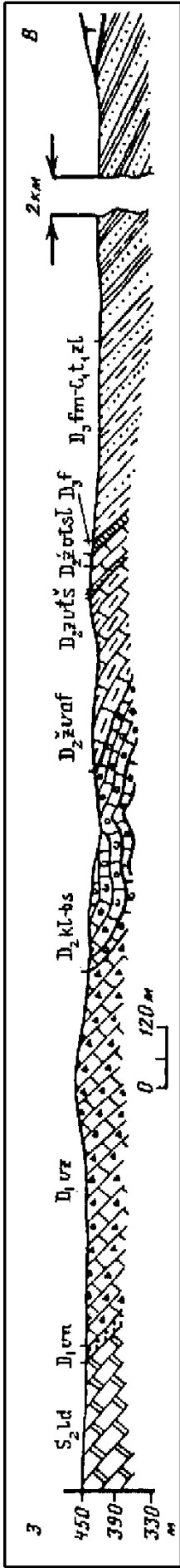


Рис. 1. Геологический разрез района д. Новобельский

Зилаирская свита: 1 – алевриты, граувакки, 2 – известняки барминского горизонта, 3 – известняки франского яруса, 4 – известняки чеславского горизонта, 5 – известняки чувовского горизонта, 6 – известняки афонинского горизонта, 7 – известняки кальцеолового и бийского горизонтов, 8 – известняки вязовского горизонта, 9 – песчаники ванышских слоев, 10 – доломиты лудловского яруса, S; 11 – сланцы венлокского яруса, S; 12 – кремни пландоверийского яруса, S; 13 – песчаники, O; 14 – песчаники ашинской серии, V; 15 – серпентиниты; 16 – стратиграфические границы; 17 – тектонические контакты.

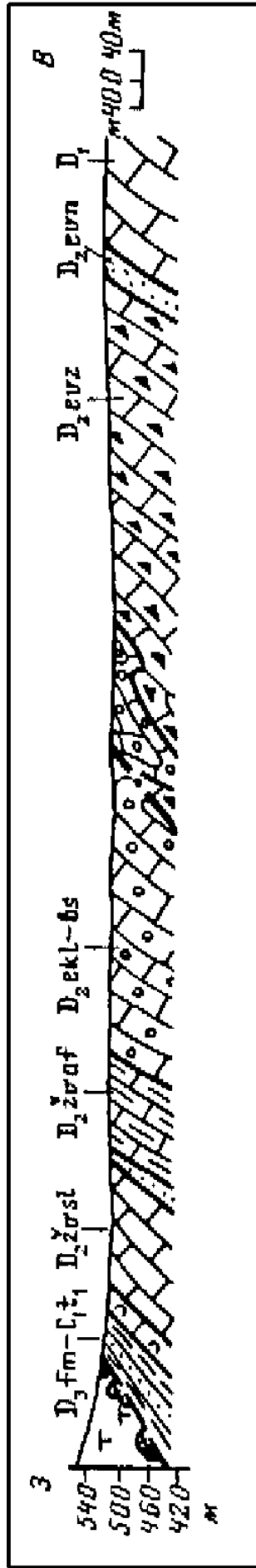


Рис. 2. Геологический разрез района д. Шигаево

Условные обозначения см. на рис. 1

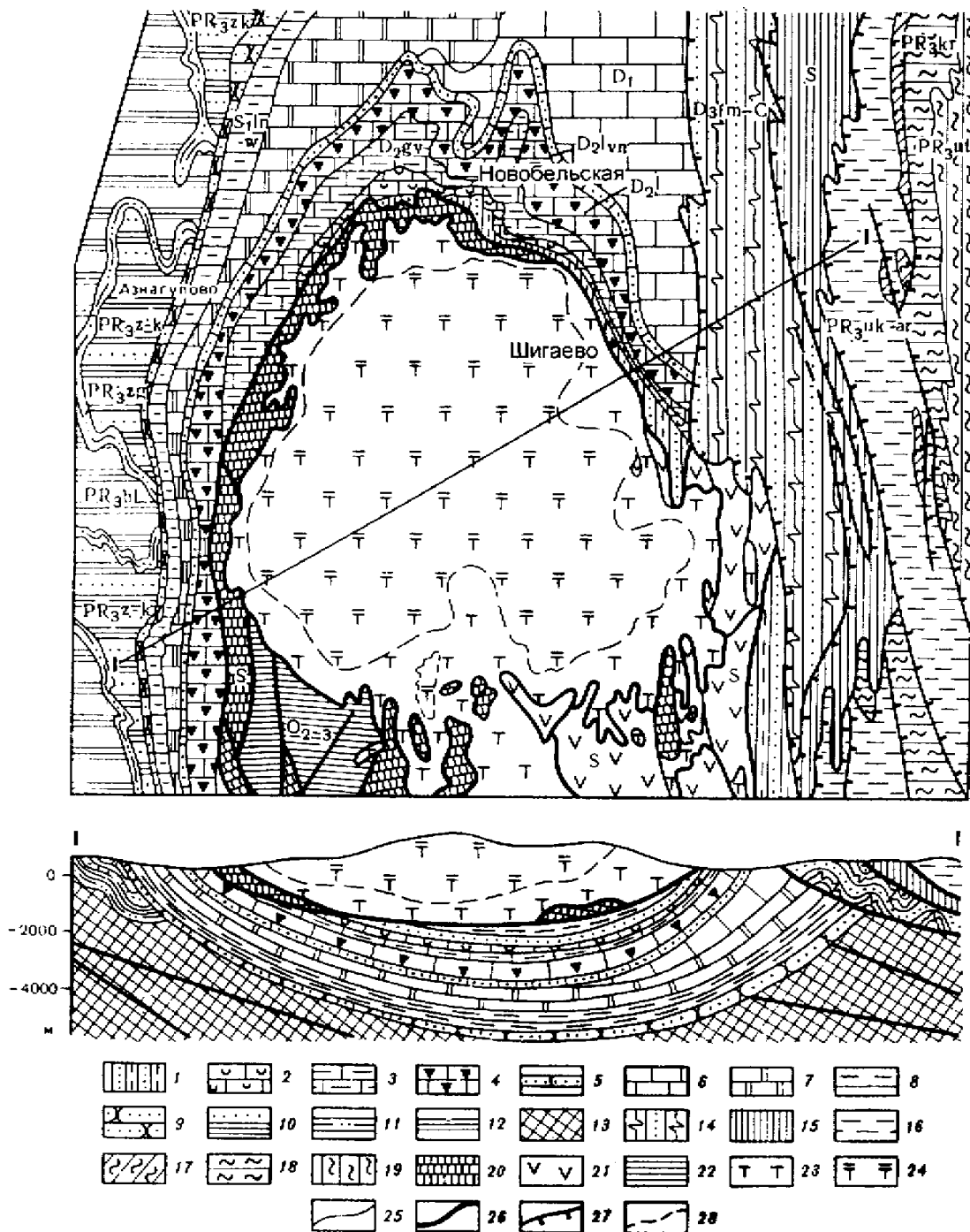


Рис. 3. Схематическая геологическая карта района северного замыкания Зилаирского синклиория (массив Северный Крак) и геологический разрез по линии I-I (с использованием материалов Н. Ф. Решетникова, 1966 г.)

Осадочные комплексы Башкирского антиклинория и Зилаирского синклиория: 1–зилаирская свита верхнего девона–нижнего карбона–граувакки и аргиллиты; 2–франкий ярус–известняки; 3–живетский ярус–известняки; 4–эйфельский ярус–известняки; 5, 6–нижний девон: 5–аргиллиты, песчаники; 6–рифогенные известняки; 7, 8–силур: 7–известняки, доломиты, 8–глинистые сланцы; 9–средний и верхний ордовик–кварцевые песчаники; 10–13–верхний протерозой: 10–зигазино-комаровская свита–алевролиты, песчаники, сланцы, 11–зигальгинская свита–песчаники, 12–белекейская свита–сланцы, песчаники, конгломераты, 13–сюрюнзякский комплекс–сланцы, кварциты, основные эффузивы. **Аллохтонные комплексы антиклинория Уралтау:** 14–зилаирская свита–граувакки, сланцы; 15–палеозой–кремнистые и глинистые сланцы; 16–19–верхний протерозой (?): 16–уکشук-арвякская свита–сланцы слюдяные, хлорито-слюдяные, слюдяно-кварцевые, кварциты; 17–мазаринская свита–сланцы эпидото-мусковито-полевошпато-кварцевые; 18–курташская свита–кварциты слюдяные; 19–уткальская свита–сланцы хлорито-слюдно-графитистые, кварцево-слюдистые, кварциты. **Аллохтонные комплексы Кракинского шарьяжа:** 20, 21, 22–палеозой: 20–кремнистые сланцы, 21–эффузивы; 22–песчаники и сланцы; 23–серпентиниты; 24–гипербазиты. Прочие обозначения: 25–стратиграфические границы; 26–границы шарьяжных пластин; 27–надвиги; 28–границы между гипербазитами и серпентинизированными гипербазитами.

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).