

В. В. БРОНГУЛЕЕВ, Е. А. УСПЕНСКАЯ

ОБ ИСКОПАЕМЫХ ФОРМАХ ПОВЕРХНОСТЕЙ РАЗМЫВОВ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Вопрос о характере строения поверхностей размывов, обнаруживающихся в различных по возрасту карбонатных отложениях многих районов земной поверхности, представляет весьма существенный интерес. Литологическая однородность этих пород очень часто приводит к неправильному истолкованию подобных форм и к грубым искажениям не только стратиграфии соответствующих областей, но и их структуры и истории развития. Естественно, что подобные ошибки во многих случаях могут принести большой вред различным видам нашей практической деятельности. Вместе с тем, и в чисто теоретических вопросах они играют весьма заметную роль. Достаточно сказать, что правильно понятые формы ископаемых размывов дают возможность значительно более углубленно восстанавливать палеогеографическую обстановку тех районов, где они обнаруживаются. Постепенно накапливающиеся новые данные по этим вопросам позволяют в настоящее время вносить существенные поправки в некоторые широко распространенные представления. Например, многие из отечественных и зарубежных геологов рассматривают формы рельефа как явления временные, очень редко переходящие в ископаемое состояние. Причиной этого, с их точки зрения, служит постоянно действующий регулятор — абразия и перераспределение мощностей в результате, главным образом, волновых процессов. Хорошо известно, что идея компенсированных прогибов полностью опирается на эти представления. Между тем многочисленные новые данные заставляют настороженно относиться к указанным взглядам.

Очень долгое время подавляющее большинство ископаемых форм рельефа принималось в разных районах за следы тектонических процессов. Как правило, все резкие несогласные соотношения различных по возрасту отложений трактовались как соотношения, возникавшие в результате сбросов, надвигов, шарьяжей и т. д. Собранные данные позволяют высказать сомнение в правильности подобных оценок.

Примеры интересующих нас форм обнаруживаются во все большем и большем числе, в самых разнообразных отложениях и в весьма различных в геотектоническом отношении областях.

Очень интересные остатки ископаемых рельефов удалось установить во многих районах среднеазиатского хребта Каратау. Здесь эти формы оказались приуроченными к девонским и каменноугольным карбонатным породам.

Не менее интересные формы были обнаружены в районах Горного Крыма, где они захоронились в толще, главным образом, карбонатных отложений юрского и мелового возраста.

Ряд сходных форм удалось обнаружить на границе карбонатных отложений карбона и протерозоя в пределах западного погружения

Киргизского хребта, а также юрских и меловых породах Северного Кавказа и т. д.

По-видимому, подобные же образования в породах девонского и каменноугольного возраста указывались [2] и в районах платформенного типа, например, в пределах пермского Прикамья, а также и на юге Московской синеклизы.

В настоящей статье авторы ограничатся описанием ряда форм поверхностей размывов в карбонатных отложениях только хребта Б. Каратау и Крыма. Это ограничение объясняется, с одной стороны, небольшими размерами журнальной статьи, а с другой, необходимостью более подробной характеристики выбранных примеров.

ПРИМЕРЫ ФОРМ ИСКОПАЕМЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ РАЗМЫВОВ ХРЕБТА Б. КАРАТАУ

История развития взглядов на природу резких несогласий в залегании карбонатных отложений фаменского и турнейского ярусов хребта Каратау чрезвычайно сложна. Многочисленные исследователи, посетившие этот район, по-разному истолковывали эти соотношения; однако большинство их склонялось к мнению, что несогласия объясняются тектоническими факторами, а именно надвигами и шарьяжами. Наиболее полно такая точка зрения была высказана в работах В. В. Галицкого [6], который считал, что указанные структуры развивались как внутри фаменских и турнейских отложений, так и вдоль поверхности их раздела.

Проведенные в последние годы исследования¹ позволили установить, что эти взгляды являются ошибочными. Соотношения между отдельными толщами карбонатных пород оказались отнюдь не тектоническими и все их своеобразные черты обусловленными локальными, но в то же время весьма интенсивными размывами.

Обратимся к рассмотрению конкретных примеров.

Следы довольно значительной денудации были обнаружены в центральных районах хребта на контакте двух нижних свит фаменского яруса (хантагинской и хатынкамальской), принимавшихся ранее за остатки надвиговых чешуй. Здесь имеется большое количество обычно мелких неровностей — карманов и выступов, в породах подстилающей (хантагинской) свиты. Почти всюду эти неровности перекрываются различными по типу и составу брекчиями и конгломератами, которые, как было подробно рассмотрено в другой работе [5], являются по своему происхождению осадочными. Никаких следов тектонического соотношения между двумя указанными свитами яруса обнаружено не было.

Наибольший интерес представляют наблюдавшиеся в ряде мест своеобразные «притыкания» или прислоения горизонтов более молодой (хатынкамальской) свиты к более древним породам. На рис. 1 показана геологическая карта² одного из таких участков, расположенного к юго-западу от рудничного поселка Ачисай западнее долины р. Хатын-Камал. В данном случае имеет место очень своеобразная картина прислоения пород, долгое время объяснявшаяся результатом якобы имевшего здесь место надвига. В связи с тем, что предполагаемые автохтонные и аллохтонные части разреза оказались охарактеризованными различным комплексом фауны, возможность тектонической интерпретации строения данного участка по существу отпала. Очевидно, что мы имеем

¹ Стратиграфические и структурные работы В. В. Бронгулеева [4], а также палеонтологические исследования А. И. Золкиной, Р. Е. Алексеевой, А. И. Сидяченко [1], Х. С. Розман и др.

² Индексация здесь несколько отличается от той, которая использовалась В. В. Бронгулевым в других работах по Каратау [4, 5].

здесь дело с резким выпадением карбонатных пород, выполнявших некогда довольно значительную депрессию тектонического рельефа. Выпадение осложнялось также, по-видимому, небольшими сингенетичными разрывными нарушениями. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие фациальных изменений пород при подходе их к борту депрессии. Небольшие изменения происходят лишь с типом слоистости, становящейся в данном месте несколько более тонкой. Наряду с этим констатируется и довольно отчетливое сокращение мощностей всех горизонтов. Однако полное их выпадение осуществляется очень резко,

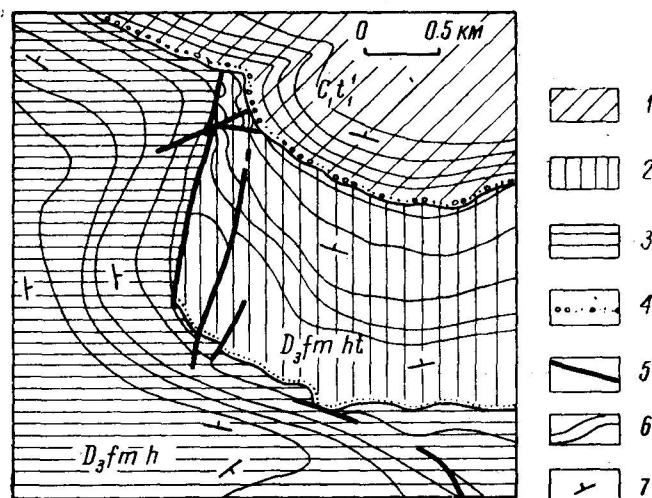


Рис. 1. Геологическая карта участка, расположенного к западу от долины р. Хатын-Камал.

1 — отложения нижнего турне; 2 — отложения хатын камальской свиты фаменского яруса; 3 — отложения хантагинской свиты фаменского яруса; 4 — брекчии и конгломераты; 5 — разрывные смещения; 6 — границы литологически различных горизонтов; 7 — элементы залегания слоев

в связи с чем в более ранние годы и возникала мысль о наличии здесь каких-то региональных надвиговых структур.

Большой интерес представляют многочисленные следы еще более резких локальных размывов, обнаруженных в основании третьей свиты фаменского яруса (куркейбайская свита). В большинстве случаев эти следы носят характер узких, но довольно глубоких (десятки и сотни метров) промоин, приуроченных очень часто к швам более древних разрывных нарушений. Промоины почти всюду заполняются карбонатными брекчиями или массивными неслоистыми известняками. Так например, к юго-востоку от Ачисая, на территории известного в литературе Джаманктайского рудного поля, породы этих двух нижних свит фамена в ряде мест оказываются взрезанными предкуркейбайскими денудационными процессами (рис. 2). Состав заполняющих депрессии брекчий преимущественно карбонатный и целиком местный. Вероятно заполнение происходило сразу же после размыва.

Сходная картина вдоль того же контакта наблюдается и к северо-западу от Ачисая во многих обнажениях левого борта долины р. Кенайрык. Одна из этих форм была описана нами ранее [4]. Здесь мы помещаем ее фотографию (рис. 3), сделанную, к сожалению, снизу, вследствие чего размыв кажется меньше, чем он есть на самом деле. Промоина выполнена в нижней части карбонатными брекчиями, сменяющимися сверху отчетливо слоистыми известняками. Мощность этих пород замет-

но увеличивается над осевой частью древней долины. Глубина последней достигает не менее 50—70 м.

По соседству с указанным обнажением располагается ряд аналогичных форм, несколько меньших по своим масштабам. Промоины, как и

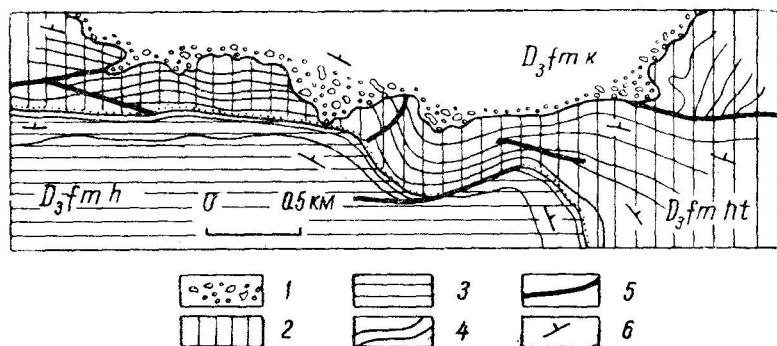


Рис. 2. Геологическая карта участка бассейна р. Улькенктай
 1 — брекчии и конгломераты куркебайской свиты фаменского яруса; 2 — отложения хатынкамальской свиты фаменского яруса; 3 — отложения хантагинской свиты фаменского яруса; 4 — границы литологически различных горизонтов; 5 — разрывные смещения; 6 — элементы залегания слоев

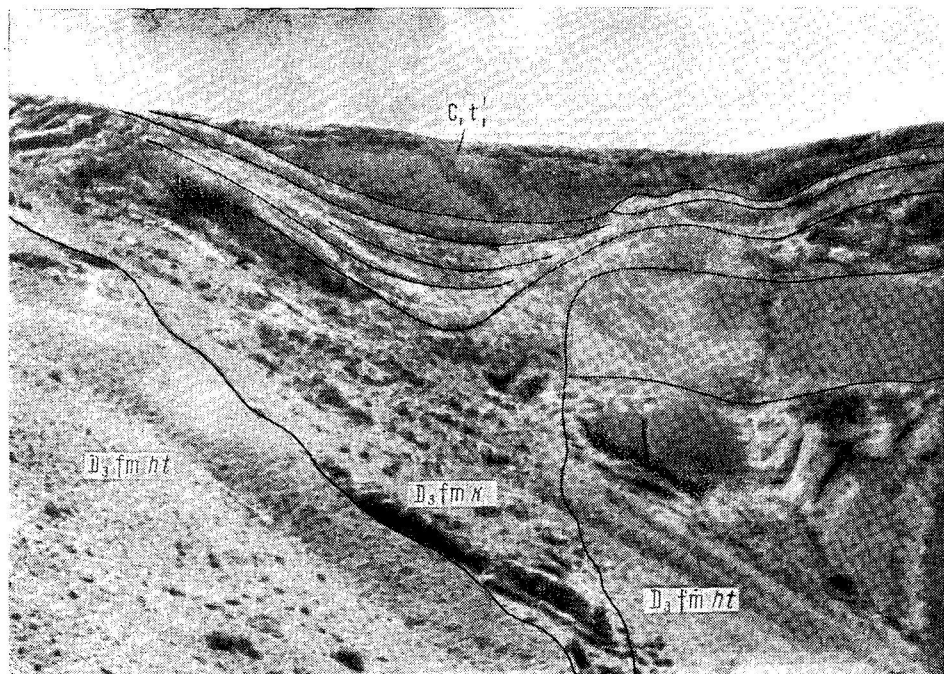


Рис. 3. Глубокая промоина в толще пород хатынкамальской свиты, выполненная брекчиями, слоистыми известняками и доломитами куркебайской свиты; верхи разреза слагаются породами нижнего турне. Левый борт оврага Кенайрык.

всюду в нижних частях, выполнены обломочным карбонатным материалом.

Не менее интересные формы размывов в зоне того же контакта можно наблюдать и в районе нижнего течения р. Джузумдык. Породы нижней, хантагинской свиты фамена образуют здесь ряд очень четких

антиклинальных и синклиналиных складок. В одной из последних сохраняются отложения куркебайской свиты, несогласно перекрывающие более древний комплекс и представленные как брекчии, так и залегающими выше известняками и доломитами. Обращает внимание прежде всего тот факт, что несмотря на несогласие в залегании обеих свит, породы и той и другой формируют синклиналь. В осевой части складки мощности брекчий оказываются несколько увеличенными (рис. 4)³. Наибольший интерес представляет явление наложения нескольких фаз размывов друг на друга, отмечающее определенную стадиальность этого процесса. В рассматриваемом случае имело место небольшое смещение зоны наиболее глубокой денудации.

Очень любопытные соотношения в пределах тех же районов Центрального Каратау были установлены далее между породами четвертой (амансайской) свиты фаменского яруса и его более нижними частями. В районе гор Аккоз горизонты трех нижних свит фамена, а также и породы более древней тюлькубашской свиты (D_3-2) резко несогласно перекрываются карбонатными брекчиями, а местами очень тонко-слоистыми известняками и доломитами амансайской свиты. Во многих случаях здесь наблюдаются выпадения довольно значительных по мощности комплексов этих слоев. Важно отметить, что такие выпадения многими считались доказательством их аллохтонного залегания. На рис. 5 изображен один из таких участков. Большая часть горизонтов хантагинской и хатынкамальской свит оказалась здесь размытой. Образовавшаяся при этом довольно глубокая депрессия древнего рельефа была заполнена трансгрессивно наслоенными известняками и доломитами. Непосредственно в контактовой зоне располагается маломощный горизонт брекчий из обломков подстилающих пород.

Как мы видели, такой характер прислонения является довольно типичным и, так как возраст пород в данном случае, так же как и в предыдущих, установлен палеонтологически, то предположение о наличии здесь каких-либо надвигов опять-таки отпадает.

Очень большое число размывов наблюдается на контакте турнейских и всех более древних отложений хребта, которые перекрываются первыми несомненно трансгрессивно. Во многих случаях следы таких размывов различаются с большим трудом, так как на размытые поверх-

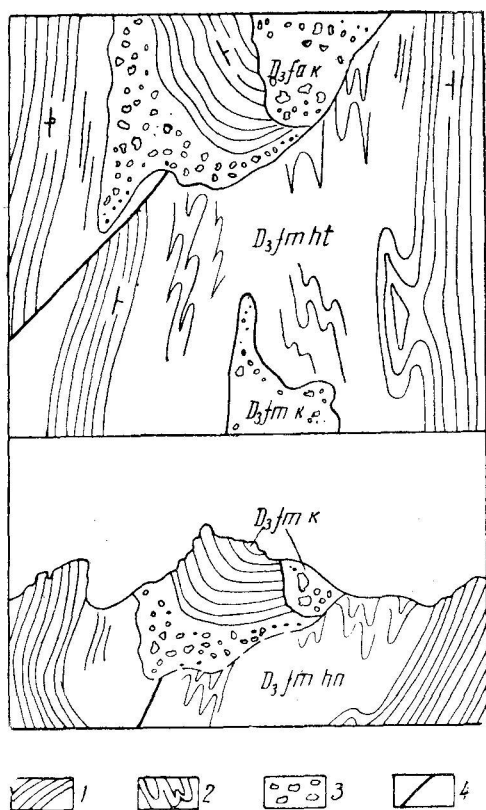


Рис. 4. Геологическая карта и разрез участка левобережья р. Икан-Су.

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — брекчии; 4 — разрывные смещения

³ Кстати сказать, эта особенность наблюдается почти всюду. Она свидетельствует об одновременности процесса складкообразования и накопления брекчий.

ности карбонатных пород ложатся опять-таки карбонатные породы, литологически нередко от них не отличимые. Швы таких контактов удается устанавливать лишь при детальном длительных работах. Ниже (рис. 6) помещено изображение одного из подобных несогласий.

Из всех известных нам примеров форм размывов в Каратау наибольший интерес представляют те, которые удалось зафиксировать в разрезах г. Сырнай. Размывы здесь произошли как перед отложением амансайской свиты, так и перед отложением пород верхнего турне.

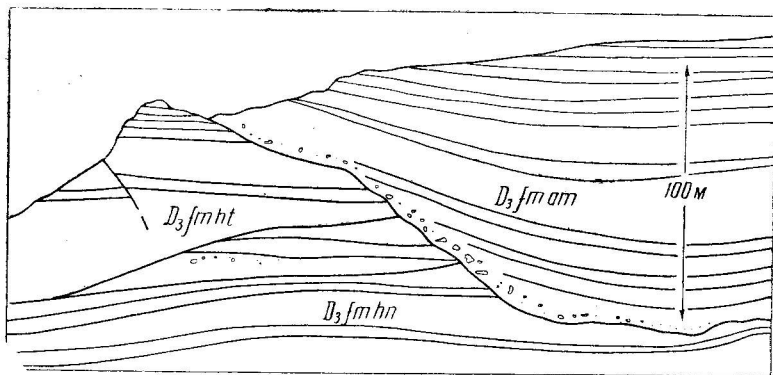


Рис. 5. Несогласное залегание амансайских доломитов и известняков на различных породах куркебайевской, хатынкамальской и хантагинской свит. Участок правобережья р. Аккуз

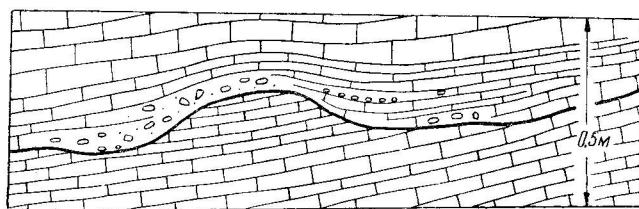


Рис. 6. Несогласный контакт фаменских и турнейских карбонатных пород в верховьях р. Бокай

Именно этот последний размыв и представляет, на наш взгляд, исключительный интерес. На рис. 7 помещена геологическая карта г. Сырнай. Породы нижней, хантагинской свиты фамена образуют довольно узкую и глубокую синклинали, названную нами сырнайской (нижний структурный этаж). Ось синклинали в указанных породах ориентирована с северо-запада на юго-восток. Резко несогласно на эти породы ложатся брекчии, доломиты и известняки амансайской свиты. Последние также образуют синклинали складку, однако значительно более расплывчатую. Обращает внимание тот факт, что простираение оси этой складки меняется — оно делается близким к широтному (во втором структурном этаже). На довольно узком пространстве вся толща пород амансайской свиты и частично более нижних слоев фаменского яруса в осевой части обеих наложенных друг на друга синклиналей является размывтой. Поперек этих форм проходит глубокая древняя долина, которую смело можно назвать каньоном. Долина оказывается полностью выполненной конгломератами и брекчиями, относящимися к основанию уже верхнего турне ($C_1 t_2$). В осевой части долины непосредственно на указанных обломочных породах располагаются темные тонкослоистые известняки того же возраста. Весьма любопытно, что этот последний комплекс пород также образует синклинали складку (уже в третьем структур-

ном этаже), ось которой, однако, ориентирована с юго-запада на северо-восток, т. е. почти перпендикулярно к простиранию оси складки в нижележащих девонских породах⁴.

Упомянутый выше каньон характеризуется почти отвесными бортами. Особенно крутым является его северо-западный борт, высота которого при современном эрозионном срезе достигает не менее 75 м.

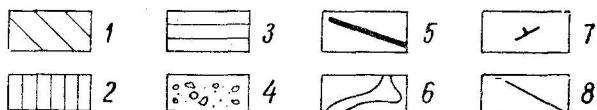
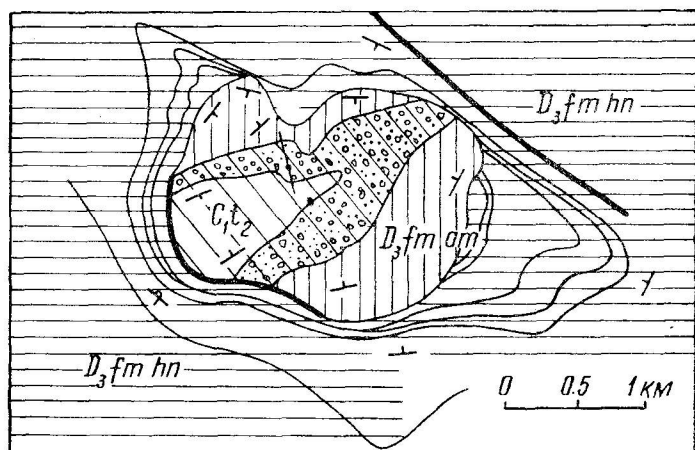
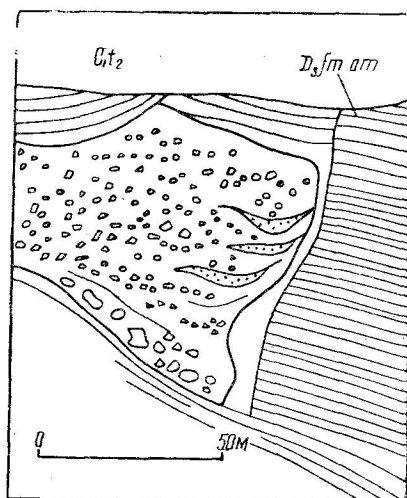


Рис. 7. Геологическая карта района г. Сырнай

1 — известняки и конгломераты верхнего турне; 2 — доломиты и брекчии амансайской свиты; 3 — известняки и мергели хантагинской свиты фаменского яруса; 4 — конгломераты и брекчии; 5 — разрывные смещения; 6 — границы литологически различных горизонтов; 7 — элементы залегания слоев; 8 — направление разреза, помещенного на рис. 8

Рис. 8. Общий вид контакта амансайских и верхнетурнейских отложений; левый борт оврага, пересекающего северный склон г. Сырнай



⁴ Здесь мы, таким образом, имеем дело с очень своеобразным, причем необычайно эффектным, примером несогласного взаимного наложения однопипных (синклинали), но разновозрастных структур.

Борта слагаются прочными амансайскими известняками и доломитами. В доступных наблюдению участках они не несут на себе никаких существенных следов выветривания. Свежесть пород может указывать на быстрый темп некогда произошедшего размыва и на очень быстрое захоронение промоины.

В толще заполняющих каньон грубообломочных пород наблюдается сортировка материала, выражающаяся в появлении довольно четких, толстых (от 0,5 до 1 м и более) слоев. В тех местах, где эти породы прилегают к древнему береговому обрыву, в них появляются линзы грубозернистых карбонатных песчаников и гравелитов, имеющих часто кирпично- и малиново-красную окраску. Линзы залегают неровно — концы их, примыкающие к борту каньона, отчетливо подняты вверх, т. е. как бы его облекают (рис. 8).

ПРИМЕРЫ ФОРМ ИСКОПАЕМЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ РАЗМЫВОВ КРЫМА

Многие исследователи, как например, А. А. Борисяк [3], А. С. Моисеев [7, 8, 9], Г. А. Лычагин и другие, считали, что в большом числе мест Южного Крыма между различными комплексами мезозойских отложений имеют место тектонические соотношения (сбросы, сдвиги и надвиги). Между тем эти взгляды не получили подтверждения последующими работами. Напротив, было установлено, что очень многие из предполагавшихся ранее тектонических контактов оказались контактами эрозионными, несущими следы происходивших некогда размывов.

Так например, весьма интересные соотношения наблюдаются между карбонатными и обломочными породами верхней юры и подстилающей их флишевой толщей таврической серии. Во многих местах района контакты этих отложений изображались как швы надвиговых нарушений. Основанием для этого служили большей частью своеобразные выпадения слоев верхнеюрских (оксфорд-лузитанских) известняков, имеющие, на первый взгляд, характер тектонических срезаний.

Детальные исследования дали возможность пересмотреть такую точку зрения. Удалось установить, что во многих местах происходит не срезание, а стратиграфическое выпадение оксфорд-лузитанских слоев. Никаких следов тектонических деформаций последних в контактовых зонах обнаружено не было. Напротив, все говорит о нормальном, спокойном захоронении, доверхнеюрского рельефа. Так, например, к северо-западу от Судака близ сел. Междуречья на довольно большом протяжении наблюдается очень своеобразное «притыкание» известняков и конгломератов оксфорд-лузитана к породам таврической серии (рис. 9), объяснявшееся ранее результатом их надвигания друг на друга.

Детальные исследования последних лет позволили установить, что в районе рассматриваемого участка в контакте указанных пород никаких атрибутов надвига нет. Нет поверхностей притирания (зеркал скольжения), нет разлинзовывания, милонитизации, тектонических брекчий и т. д. Напротив, было замечено, что характер контакта здесь таков, что по существу исчезла возможность предположения каких-либо даже незначительных перемещений толщ друг по другу. Дело в том, что поверхность таврических пород оказалась размытой очень неровно. Во многих случаях на ней подобно зубцам выступают круто стоящие пласты очень прочных песчаников. Эти выступы облекаются карбонатными породами оксфорд-лузитана и обеспечивают тем самым своеобразное «шпоночное» сцепление пород.

Большой интерес представляет в данном случае и тот факт, что при своем подходе к зоне «притыкания», т. е. к зоне выпадения, породы оксфорд-лузитана не претерпевают сколько-нибудь существенных фациальных изменений. Они сохраняют свои общие черты и даже сравнительно мало меняют свою мощность.

Аналогичные соотношения в пределах того же контакта наблюдаются и в юго-западных районах Крыма. В частности, как это было уже указано М. В. Муратовым, на участке ялтинского амфитеатра констатируется последовательное выпадение из разреза горизонтов карбонатной толщи оксфорд-лузитана в контакте с флишевым комплексом средней юры. Как и в предыдущем случае, в зоне выпадения не наблюдается фациальных изменений пород. Сокращение их мощности хотя и происходит, но является очень незначительным. Таким образом, как и в

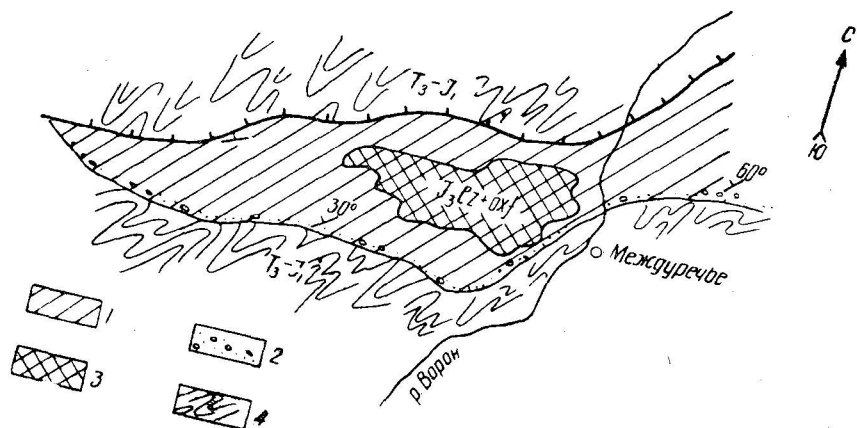


Рис. 9. Геологическая карта участка близ сел. Междуречье
 1 — слоистые известняки оксфорда-лузитана; 2 — конгломераты; 3 — рифевые известняки оксфорда-лузитана; 4 — песчано-сланцевый флиш таврической серии; линией с зубцами показан тектонический контакт толщ.

других местах, выпадение карбонатных пород осуществляется здесь крайне резко, но отнюдь не обуславливается тектоническими причинами (срезанием по надвигу и т. д.).

Весьма интересные соотношения были обнаружены и внутри мощной толщи верхнеюрских известняков, слагающих осевую, наиболее поднятую часть Главной гряды. Вдоль юго-западной части Горного Крыма четко прослеживаются следы глубокого размыва. Размыв обнаруживается на контакте оксфорд-лузитанских и кимеридж-титонских пород в зоне между Голубым заливом и мысом Айя, а также в окрестностях г. Балаклавы (в последнем случае оксфорд-лузитанские отложения представлены уже не известняками, а среднегалечниковыми конгломератами полимиктового состава, содержащими линзы известняков).

Следует указать, что оксфорд-лузитанские известняки, как правило, микрозернисты, весьма крепки и почти полностью лишены слоистости. В рельефе они образуют обычно отвесные гладкие высокие обрывы. Кимеридж-титонские известняки представлены относительно более рыхлыми обломочными разностями, нередко имеющими грубую слоистость. При выветривании они, в противоположность оксфорд-лузитанским породам, образуют мягко очерченные формы рельефа.

Контакт этих двух толщ, в связи со сказанным, является достаточно четким. Он представляет собой волнистую поверхность, наклоненную в целом к северу под углом 10—20°. Эта поверхность и осложнена большим количеством промоин, карманов, рытвин различных размеров и формы. Обычно к этим последним приурочиваются скопления грубооб-

ломочных кимеридж-титонских брекчий, скрепленных глинисто-карбонатным цементом красного цвета.

Наиболее крупные промоины были обнаружены в районах Шайтан-Мердвеня, перевала Байдарские ворота и Ласпинской бухты. Крутые борта этих ископаемых промоин как раз и наводили на мысль о их тектоническом образовании. Однако попытки обнаружить наличие разрывных нарушений не увенчались успехом. Были установлены лишь разнообразные формы прислонения. Кимеридж-титонские карбонатные породы, очень мало меняясь фациально, «упирались» в крутые борта промоин (рис. 10). В них происходила лишь некоторая концентрация

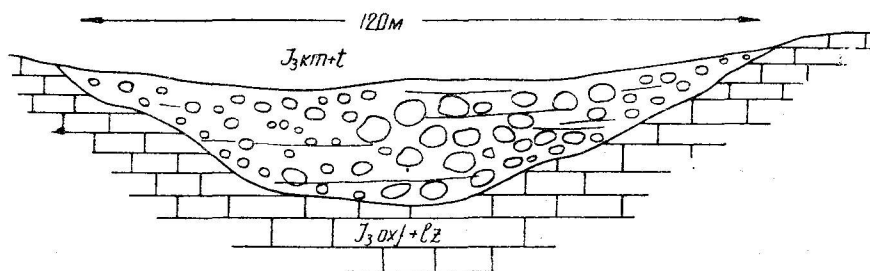


Рис. 10. Схема взаимоотношения известняков оксфорд-лузитана и обломочных карбонатных пород кимеридж-титона к востоку от перевала Байдарские ворота в южных обрывах Главной гряды

наиболее крупных обломков в прибортовых и центральных частях. Естественно, что никакими тектоническими причинами этих фактов объяснить нельзя.

Вероятно, происхождение большинства описанных форм связано с древней эрозионной деятельностью. На это указывают форма их поперечного сечения и характер расположения в плане. Интересно, что поверхности описываемого контакта несут на себе следы погребенного

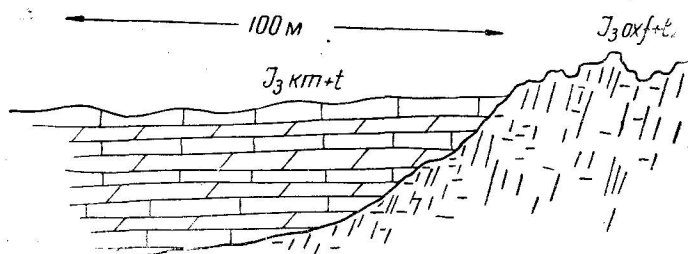


Рис. 11. Схема взаимоотношения массивных известняков оксфорд-лузитана и тонкослоистых мергелистых известняков кимеридж-титона. Район урочища Беш-Текне в юго-западной части Айпетринской Яйлы

докимериджского карста. Иногда промоины, связанные с древним карстованием, бывают заполнены более тонким материалом. Так, в районе урочища Беш-Текне близ Голубого залива (рис. 11) депрессия рельефа заполнена тонкозернистыми глинистыми известняками кимеридж-титона, заместившими здесь обломочные фации.

Не менее интересные примеры форм размывов были обнаружены, наконец, в зоне контакта верхнеюрских и нижнемеловых отложений в районе Байдарской долины. Среди преобладающих глинистых осадков в толще нижнего мела присутствуют и карбонатные породы, главным

образом в грубообломочных фракциях. Поверхность, на которую ложатся эти породы, характеризуется большой сложностью. Амплитуды до мелового рельефа измеряются, по-видимому, несколькими сотнями метров. Во многих местах глубокие депрессии этого рельефа заполняются грубообломочными карбонатными брекчиями. Характерным является почти прямое (без подгибов) прислонение последних к бортам соответствующих впадин. Хорошим примером являются соотношения данных пород на северо-восточных склонах Караби-Яйлы в пределах Молбайской долины (рис. 12). Брекчии валанжина состоят здесь из

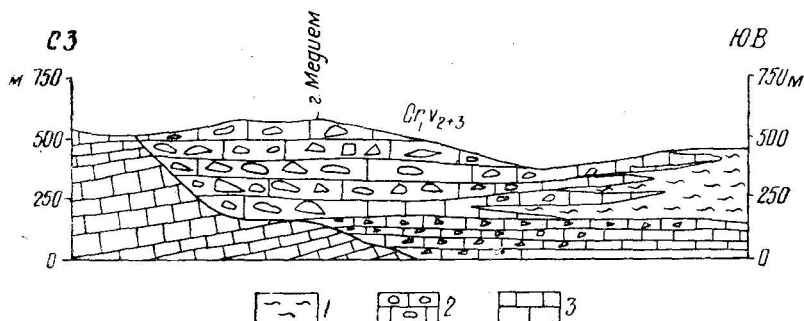


Рис. 12. Схема взаимоотношения кимеридж-титонских и нижнемеловых глинисто-карбонатных пород. Район Молбайской котловины
1 — глины; 2 — известняковые брекчии; 3 — известняки

крупных глыб кимеридж-титонских известняков размерами иногда до 1—2 м в диаметре, сцементированных карбонатным и карбонатно-глинистым материалом. Поверхности прислонения, ориентированные в сторону Молбайской долины, являются весьма крутыми. Поскольку обломки не несут на себе следов сглаживания, можно считать, что их транспортировка была ничтожной. Вероятно на месте современной северо-восточной окраины Караби-Яйлы располагалась область сильно поднятого участка суши, откуда и происходило поступление разрушающихся юрских известняков. Указанные соотношения хорошо видны на рис. 12.

ВЫВОДЫ

Приведенные примеры ископаемых форм поверхностей размывов в карбонатных толщах позволяют, как нам кажется, сделать некоторые общие выводы.

Прежде всего мы оказываемся вправе заключить, что во многих местах целый ряд резко несогласных контактов в указанных отложениях, считавшихся ранее тектоническими, представляет собой лишь остатки тех или иных древних форм рельефа. Очевидно, что далеко не всегда эти формы оказываются срезанными последующими денудационными процессами.

Отмечавшаяся выше свежесть подобных форм свидетельствует о скорости их образования и о меньшей скорости их консервации. Вероятно, такой темп того, и другого процессов является очень важным фактором, обеспечивающим возникновение и главное сохранение подобных структур.

Чрезвычайно существенной особенностью рассматриваемых образований является большая сложность в их конфигурации. Захороняться, как мы видели, могут в равной мере и широкие и узкие депрессии. Их поперечный профиль может быть достаточно прихотливым; в ряде случаев борта древних долин могут быть не только крутыми, но и отвесными, и пожалуй даже нависающими. Таким образом, сам по себе факт резко несогласных соотношений в крутых и даже вертикаль-

ных контактах каких-либо толщ вовсе еще не является доказательством их тектонических соотношений.

Далее, многие из охарактеризованных нами примеров свидетельствуют о возможности очень быстрых и главное резких выпадений соответствующих (более молодых) карбонатных толщ, без каких-либо или с очень небольшими следами их фациальных изменений. Во многих случаях такие породы, как известняки, доломиты или мергели, при подходах к отмелым частям соответствующих водных бассейнов приобретают более тонкую слоистость. Этот факт постоянно следует иметь в виду при работе среди указанных карбонатных отложений. Изменение типа слоистости в сторону ее утонения свидетельствует о приближении мелководья. Данная особенность может рассматриваться как своеобразная реакция карбонатных пород на изменения фациальных условий. Вместе с тем нужно отметить, что указанная смена типа слоистости способна возникать далеко не во всех случаях, и есть примеры, когда толстослоистые известняки при подходе к бортам древних впадин оставались совершенно неизменными. По-видимому, это обстоятельство находится в связи со средней глубиной соответствующих водных бассейнов.

Нужно отметить, наконец, что кажущееся естественным сокращение мощностей отложений в краевых частях тех или иных древних промов во многих случаях может быть очень незначительным и даже отсутствовать вовсе. В некоторых из приведенных выше примеров подобные соотношения имели место. Таким образом наличие совершенно прямых подходов слоев (без изменения их мощностей) более молодого комплекса к слоям комплекса более древнего отнюдь еще не является доказательством их тектонических (например, по сбросам) соотношений. Они могут являться результатом простого захоронения неровностей древних рельефов и нормальных прислонений к бортам соответствующих впадин и выступов.

Последний, причем значительно более общий вывод, который может быть сделан при анализе изложенных данных, касается проблемы, отмеченной в начале настоящей статьи. Действительно, широко распространенная в последние годы идея о полном или о почти полном выравнивании рельефа земной поверхности при соответствующих трансгрессиях морских бассейнов и, следовательно, о необходимости постоянного усреднения мощностей при неоднократных переотложениях осадков, с точки зрения изложенных данных, требует существенных оговорок и корректив. Дело в том, что предполагающееся выравнивание древних рельефов происходит далеко не всегда. В определенные этапы истории развития тех или иных областей земной коры возникающие неровности рельефа могут без сколько-нибудь существенных изменений подвергаться длительной консервации. Естественно, что наличие таких реликтовых рельефов прямо указывает на отнюдь не обязательное, как думают многие, их выравнивание и на якобы постоянно действующий процесс переотложения осадков в связи с многократным их перемывом.

Следствием такого заключения является необходимость постоянного введения поправок к так называемому «закону компенсации» отложений и к тем различным выводам, которые обычно делаются при анализе их мощностей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Р. Е. Алексеева, А. И. Сидяченко. Биостратиграфия фаменских отложений Центрального и Юго-Восточного Каратау. Известия высших учебных заведений, № 2, 1959.
2. Бириня Л. М. Труды МФ ВНИГРИ, вып. 2, 1951.
3. Борисяк А. А. Байдарская и Коккозская долины и южный берег у Фороса. Геол. ком. 1903, ИТК, т. XXXIII, 1904.

4. Бронгулеев В. В. Основные черты строения и развития среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1957.
5. Бронгулеев В. В. и Стихотворцева Н. А. Происхождение карбонатных брекчий фаменского и турнейского ярусов хребта Б. Каратау. Сов. геол., № 3, 1958.
6. Галицкий В. В. Тектоника Центрального Каратау. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир. отд. геол., т. XIV(4), 1936.
7. Моисеев А. С. К геологии юго-западной части Главной гряды Крымских гор. Материалы по общей и прикл. геологии, вып. 89, 1930.
8. Моисеев А. С. Геологический очерк газифицирующего источника Аджи-су. К вопросу о газоносности Горного Крыма. Труды геол. бюро газовых м-ний, вып. 2, 1932.
9. Моисеев А. С. Основные черты строения Горного Крыма. Труды Ленинградского об-ва естествоиспытателей, № 1, 1935.
10. Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. 2, 1949.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт геофизических методов разведки
(ВНИИ Геофизика)
Московский геологоразведочный институт
им. С. Орджоникидзе