

УДК 551.242.3(477.9)

## ИСТОРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТЕРРЕЙНА ГОРНОГО КРЫМА В СРЕДНЕЙ–ПОЗДНЕЙ ЮРЕ

© 1998 г. А. И. Вознесенский\*, А. Л. Книппер\*, А. С. Перфильев\*, Е. А. Успенская\*\*, А. В. Арешин\*

\*Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

\*\*Московская Геологоразведочная академия

Поступила в редакцию 29.11.96 г.

С целью увязки палеомагнитных и геологических данных в восточной части Горного Крыма были проведены полевые исследования, посвященные детальному изучению преимущественно верхнеюрских отложений и особенностям их тектоники. В результате были восстановлены палеогеографические обстановки для четырех временных срезов, которые позволяют говорить о том, что особенности осадконакопления и структуры этой части Горного Крыма могут быть объяснены результатом сближения и столкновения террейна Горного Крыма с выступом Скифской плиты. Это столкновение, начавшееся в позднем оксфорде, сопровождалось вращением террейна Горного Крыма в целом и структурной перестройкой внутри него.

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение геологии Горного Крыма имеет двухсотлетнюю историю. Оно связано с именами крупнейших геологов России. Однако, несмотря на, казалось бы, очень детальную изученность, до сих пор не удается создать единую тектоническую модель, приемлемую для всех исследователей. К настоящему времени имеют своих приверженцев две взаимоисключающие группы взглядов, существование которых связано с соответствующими воззрениями фиксизма и мобилизма.

Фиксистское направление представлено в фундаментальных работах М.В. Муратова и его последователей. Это направление предполагает конседиментационное развитие крупных прогибов и поднятий, запечатленных в современной структуре синклиналий и антиклиналий, усложненных дополнительными складками и разломами. Геологическое обоснование таких представлений отражено в восьмом томе "Геологии СССР" [4], в ряде обобщающих монографий [14, 15] и показано на геологических картах масштаба 1 : 200000 [3]. Рассмотренная группа тектонических моделей, наряду с целым рядом достоинств, не объясняет некоторые важные особенности геологии Горного Крыма. В частности, в рамках фиксистской модели трудно объяснить необычайно резкую смену многих разновозрастных фациальных комплексов вкрест простирания главных прогибов и поднятий и существование отчетливых постепенных переходов вдоль простирания этих структур. Не объясняет такая гипотеза и палеомагнитные данные, появившиеся в начале девяностых годов [17, 18]. По этим данным, в поздней юре Горный Крым испытал сложный разворот, что не могло не отразиться на

пространственном положении фациальных границ.

Широко распространенные в последние десятилетия мобилистские представления о покровно-складчатой природе складчатых поясов привели к попыткам радикально пересмотреть структуру Горного Крыма [6, 11, 12, 19, 21, 25]. В ряде работ Ю.В. Казанцева и его соавторов предлагается чисто шарьяжная модель строения, с многочисленными крупноамплитудными тектоническими покровами [6, 21]. Несколько иная, аккреционная, модель становления структуры обосновывается в работе В.В. Юдина [25]. Одним из определяющих фактов для создания такой модели, по мнению автора, является широкое распространение терригенных меланжей.

Еще одна модель предложена в работах В.С. Милеева и его соавторов [11, 12]. В ней предполагается наличие сравнительно малоамплитудных тектонических покровов, связанных с различными причинами, в том числе и с формированием коллизионной сутуры в северной части складчатого сооружения Горного Крыма.

Главный недостаток покровно-складчатых моделей – отсутствие за документированных, однозначно интерпретируемых тектонических покровов, в которых более древние отложения лежат на более молодых (напомним, что это наиболее типичный и доказательный вариант тектонических покровов). В предлагаемых указанными выше авторами примерах, как правило, более молодые отложения слагают тело покрова, а более древние – его постель. Эти модели не объясняют также отмеченные выше результаты анализа палеомагнитных данных. Авторы настоящей статьи трудно обвинить в "нелюбви" к тектоническим покровам.



Рис. 1. Географическое положение исследованного района и структурная схема.

Однако несмотря на все усилия, мы так и не смогли обнаружить ни одного обоснованного тектонического покрова в пределах изученной нами восточной части Горного Крыма.

Неоднозначность подхода в анализе структуры и истории развития Горного Крыма, а также последние данные палеомагнитных исследований и предопределяли задачи исследований коллектива авторов данной работы.

Первоочередным объектом исследований стала юго-восточная часть Горного Крыма, а основное внимание сосредоточено на особенностях строения верхнеюрского комплекса – его структуре, взаимоотношениям с ниже и выше лежащими отложениями и на особенностях его осадконакопления.

В основу работы положены опубликованные и фондовые материалы по этому району коллектива МГРИ (М.В. Муратова, Д.С. Кизевальтера, И.В. Архипова, В.В. Бобылева, М.В. Михайловой, Е.А. Успенской), а также Т.И. Добровольской (ИМР), С.В. Пивоварова, Л.С. Борисенко и других. За основу взята сводная геологическая карта верхнеюрского комплекса масштаба 1 : 50 000, составленная Е.А. Успенской в 1967 г.

В настоящей работе будет описан восточный сегмент складчатой системы Горного Крыма (рис. 1). Как мы увидим ниже, анализ геологических и палеомагнитных данных позволяет говорить о том, что в конце средней юры и в поздней юре этот сегмент представлял собой часть террейна, располагавшегося значительно южнее его современного положения. Ограничением террейна Горного Крыма в современной структуре является Северо-Крымский разлом, отделяющий его от Скифской плиты. Восточное продолжение террейна Горного Крыма перекрыто кайнозойскими терригенными отложениями Керченского полуострова, а западная и южная части скрыты под водами Черного моря.

## ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ

В пределах восточной части Горного Крыма широким распространением пользуются правые сдвиги, расчленяющие это складчатое сооружение на систему узких, протяженных широтно ориентированных полос, каждая из которых имеет вертикальное ограничение. С севера на юг это Туакская, Эчкидагская и Судакская сдвиговые пластины (см. рис. 1). Для такого рода структур лучше всего подходит термин “ломоть”. Однако это русское слово, имеющее гастрономический оттенок, в геологическом контексте звучит неблагозвучно, а его английский перевод – “slice” является термином и употребляется лишь в описании тектонических покровов, где он обозначает наименее крупный элемент чешуйчатой структуры. Поэтому в дальнейшем в тексте статьи, применительно к вышеупомянутой структуре мы будем употреблять термин “сдвиговая пластина”, в который мы вкладываем как морфологический (пластина), так и генетический (сдвиговая) смысл. Иногда для сокращения будет употребляться термин “пластина”, особенно в тех случаях, когда в фразе существует термин “сдвиг”. Наиболее крупный из сдвигов, ограничивающий с юга Туакскую пластину, по направлению на восток (юго-западнее пос. Коктебель) переходит в систему субмеридиональных надвигов, которые были выделены Д.С. Кизевальтером и М.В. Муратовым еще в 1959 г. [7]. Сопряженная система сдвига, переходящего в надвиги, представляет собой типичную динамопару в понимании А.И. Суворова.

Эти сдвиги редко удается наблюдать непосредственно в обнажениях. Сдвиг, разделяющий Эчкидагскую и Туакскую пластины, обнажается в почти вертикальной стенке на горе Эчкидаг. На ней видны отчетливые почти горизонтальные борозды скольжения.

Другой сдвиг, отделяющий Судакскую пластину от Восточно-Крымского прогиба, выполненного титонским флишем, наблюдался в районе Янышарской бухты. Этот разлом, несомненно, функционировал как в дотитонское, так и в послетитонское время.

В крутых обнажениях наблюдаются многочисленные сложные складки. В одних случаях эти складки имеют почти вертикальные шарниры и свидетельствуют о правобоковом сдвиговом перемещении. В других случаях видны сжатые, почти лежащие, складки с горизонтальными шарнирами. Можно предположить, что на раннем этапе подвижки носили сдвиговый характер, а позднее по ним же осуществлялись надвиговые перемещения. Комплексы, формирующие сдвиговые пластины, осложнены многочисленными более или менее протяженными субширотными складками [15].

Породы северного обрамления Туакской сдвиговой пластины слагают южное крыло Восточно-Крымского синклинали (в понимании И.В. Архипова, [1]). Они круто наклонены на север и по

равнению с более южными структурами образуют "... совершенно другую по масштабу и строению структуру" ([15], с. 115).

Для выявления особенностей развития структуры, которые основаны на палеофациальном анализе, нами были выбраны четыре возрастных среза, каждый из которых отвечает крупным эпохам в истории развития восточной части Горного Крыма. Эти интервалы (снизу вверх): бат-средний келловей; поздний келловей-ранний оксфорд; поздний оксфорд-ранний кимеридж; титон (берриас?). Для каждого из этих интервалов на основании карт фактического материала построены палеогеографические карты, учитывающие перемещение одних сдвиговых пластин относительно других (в современных координатах). Мы старались делать эти реконструкции на конец каждого из выделенных временных интервалов, хотя в некоторых случаях нам приходилось учитывать и более древние отложения. Все такие случаи оговариваются в тексте.

При подсчете латерального смещения по сдвигам мы допустили, что рифовые массивы оксфордского времени первоначально располагались в пределах одной палеогеографической зоны, а их восточная граница, фиксировавшая бровку склона, была относительно прямолинейна. Для определения амплитуды горизонтального перемещения рифовые постройки разных пластин были по сдвигам совмещены в единую меридиональную полосу примерно по долготе системы надвигов Туакской сдвиговой пластины. Соответственно оценивается перемещение остальных пластин относительно Туакской. Можно подсчитать, что Эчкидагская пластина относительно продвинута на восток на 2 км, а Судакская относительно Эчкидагской на 15-17 км. Это перемещение наиболее отчетливо устанавливается для временного интервала поздний келловей-ранний оксфорд. Установленная для этого времени величина перемещения по сдвигам принимается и для всех других временных срезов дотитонского этапа развития.

## ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ

Батско-верхнеюрские образования представлены отложениями морского бассейна, внутри которого выделяются две главные палеогеографические зоны: прибрежная и пелагиальная. Пелагиаль в свою очередь делится на внешнюю подзону, в которую попадает некоторое количество терригенного материала, и удаленную, внутреннюю, пелагиаль, для которой характерны преимущественно пелитовые породы. Вопрос о палеогеографическом положении вулканоплутонических и осадочных комплексов средней-верхней юры (Карадаг и его обрамление) будет рассмотрен отдельно.

### *Бат-средний келловей (рис. 2)*

**Прибрежная зона.** Характерно широкое распространение песчано-глинистых отложений. В нижней части разреза преобладают песчаники кварцево-олигомиктового состава. Песчаники первого типа мелко- и среднезернистые, с мелкой и крупной пологой однонаправленной косою или горизонтальной слоистостью. В основании косых серий часто присутствует гравий и мелкая галька кварца, олигомиктовых и кварцевых песчаников, кварцитов, сидерита и очень редко слюдяных сланцев. Слоистые песчаники иногда переслаиваются с неслоистыми песчаниками и алевролитами, сильно переработанными илоедами.

Другой тип песчаников представлен мелко- и среднезернистыми разностями с горизонтальной, косоволнистой и мелкой косою слоистостью. Эти песчаники обычно хорошо сортированы и часто переслаиваются с глинами, глинистыми известняками или алевролитами, содержащими разрозненные ооиды гидрогетита или железистого хлорита.

Рассмотренные отложения формировались в пределах открытого мелководного шельфа. Первый тип песчаников – при воздействии волнового процесса и приливно-отливных течений; второй тип песчаников – в более спокойных гидродинамических условиях.

Для верхней части разреза характерно переслаивание глин, алевролитов и песчаников. Глины алевитистые, не слоистые, иногда с прерывистой горизонтальной слоистостью. Глины содержат маломощные (до 25 см) прослои алевролитов и песчаников с горизонтальной, волнистой и косоволнистой слоистостью. Песчаники часто сидеритизированы. Эти породы накапливались в мелководных условиях шельфа в спокойных гидродинамических условиях при эпизодическом воздействии приливно-отливных и донных течений. Такое различие нижней и верхней частей разреза, вероятнее всего, связано с эвстатическим повышением уровня мирового океана, которое установлено для раннего келловей.

**Пелагиальная зона.** Внешняя (переходная) часть пелагиали представлена глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Глины обычно алевитистые, не слоистые или с прерывистой горизонтально-волнистой слоистостью. Они содержат линзы и прослои мелкозернистого олигомиктово-кварцевого песчаника массивного или с горизонтально-волнистой реже неясной мелкой косою слоистостью. Характерны мелкий растительный детрит, ходы илоедов и знаки струйных течений на подошве слоя. На ранне-среднекелловейском уровне в Судакской сдвиговой пластине среди глин встречаются линзы песчаников, выполняющих эрозионные врезы шириной до 60 м и мощностью до 8 м. Песчаники мелкозернистые с

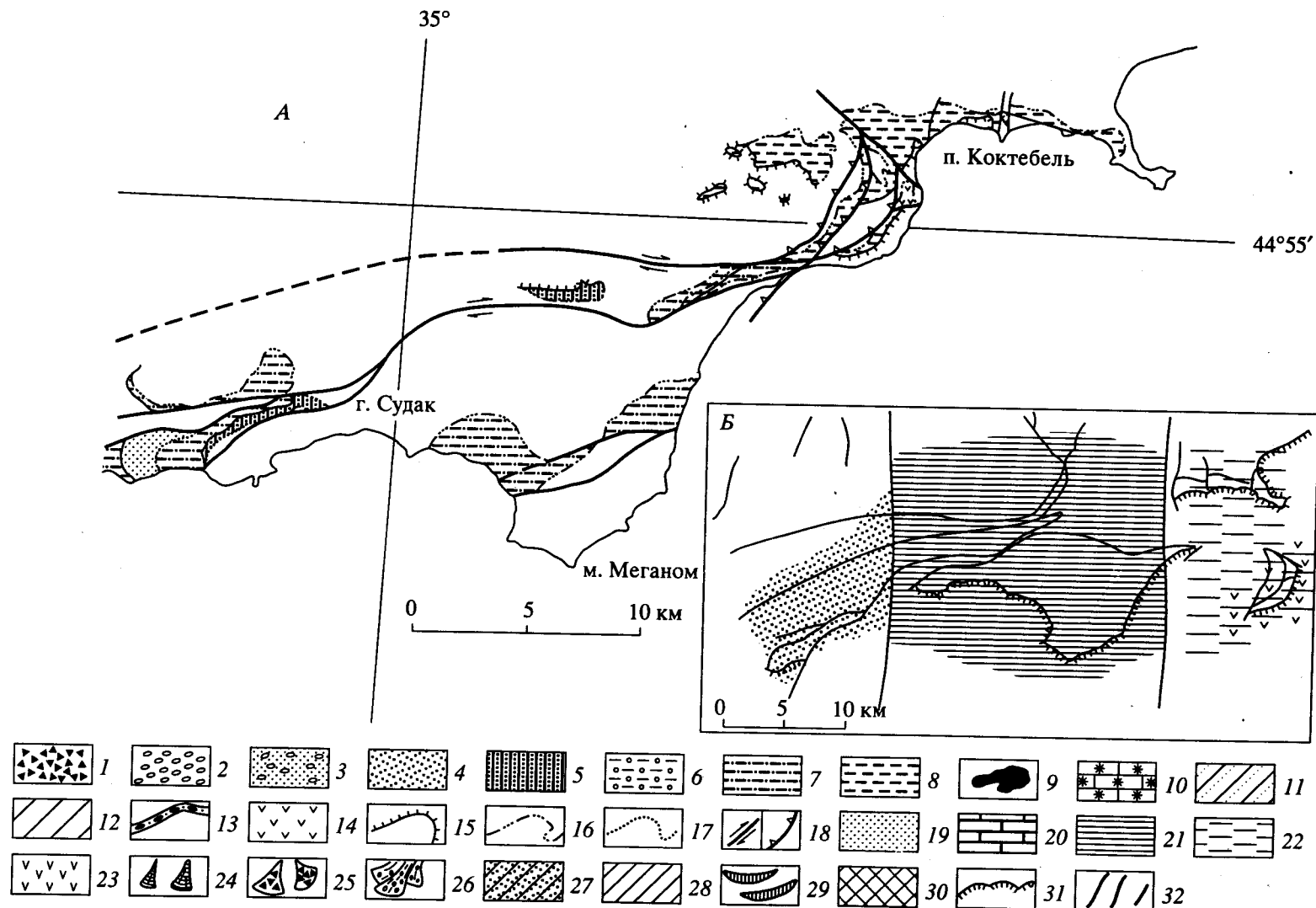


Рис. 2. Бат – ранний келловей: А – карта фактического материала, Б – палеогеографические реконструкции в современных координатах.

А: 1 – известняковые брекчии; 2 – конгломераты; 3 – конгломераты и песчаники; 4 – песчаники; 5 – песчаники с шамозитом; 6, 7 – переслаивание: 6 – глин, алевролитов и песчаников, 7 – глин и алевролитов; 8 – преимущественно глины; 9 – рифовые постройки; 10 – пестроокрашенные известняки; 11, 12 – флиш: 11 – песчано-глинистый, 12 – алевроито-глинистый; 13 – терригенные толщи с глыбами (янышарский горизонт); 14 – магматические породы и туфы; 15, 16 – границы осадочного комплекса: 15 – нижняя, 16 – верхняя; 17 – фациальная граница; 18 – разломы: а – сдвиг, б – надвиг; Б: 19, 20 – в прибрежной зоне: 19 – терригенные осадки, 20 – карбонатные отложения; 21, 22 – зоны пелагиали: 21 – внешняя, 22 – внутренняя; 23 – островодужные комплексы; 24 – конусы пластообразных потоков; 25 – предрифовые брекчии; 26–28 – части конусов выноса: 26 – проксимальные, 27 – медиальные, 28 – дистальные; 29 – островные кордильеры; 30 – суша. На рис. 2–5, Б: 31 – современная береговая линия; 32 – сеть сдвигов.

рупной косо́й слоистостью, биодетритом и расчленимыми остатками. Эти линзы, скорее всего, представляют собой дистальные части каналов тока на пологом склоне, а глины относятся к фоновым фациям этого склона.

Внутренняя часть пелагиальной зоны характеризуется почти исключительно алевритистыми глинами с многочисленными конкрециями железистого карбоната. Среди глин встречаются отдельные маломощные (до 10 см) прослои и линзы мелкозернистых массивных песчаников и алевролитов, часто сидеритизированных. Глины с сидеритами образовались в наиболее гидродинамически спокойной обстановке, максимально удаленной от источников сноса.

В целом для рассмотренного этапа характерны очень плавные и постепенные переходы между прибрежной и пелагиальной зонами. По-видимому, между ними отсутствовали тектонические или эрозионно-тектонические уступы. Судя по прерывности песчаников прибрежной зоны, такого уступа не было также между источником сноса (суша?) и прибрежной зоной.

#### *Поздний келловей–ранний оксфорд (рис. 3)*

**Прибрежная зона.** Для нее характерно сложное сочетание фоновых мелководных песчаников и прорезающих их подводных русел, которые заполнены грубообломочным материалом. Широко распространены рифовые постройки, сформировавшиеся как в междурусловых пространствах, так и на краевых частях русловых комплексов.

Фоновые песчаники относятся к кварц-полевошпатовым грауваккам. Песчаники от мелкозернистых до крупнозернистых и гравийных с разнообразными типами слоистости (горизонтальная, волнистая, мелкая и крупная косая, массивная). Зерна хорошо окатаны. В составе обломков преобладают кварц, плагиоклаз, обломки осадочных пород, реже встречаются обломки вулканитов. Иногда песчаники содержат прослои пудинговых конгломератов с уплощенной галькой (цемент составляет до 80%) и прослои не слоистых алевролитов. Встречаются включения крупных валунов песчаника и известняка до 1.5–3 м в диаметре.

Все эти породы накапливались в мелководье в обстановках пляжей, кос, прибрежных валов, баров, приливно-отливных каналов и т.д.

Подводные русла заполнены валунно-галечным материалом каменных потоков и конгломератов конусов выноса. В составе обломков преобладают песчаники и алевролиты триаса, нижней и средней юры, реже известняки, конкреции сидеритов и мелкая галька кварца, яшмовидных пород и кремней.

Очень типично для этих образований присутствие валунных слоев, сложенных слабо окатанными обрывками пластов песчаников, размер которых достигает одного метра. Эти валуны внутри слоя имеют самую разнообразную ориентировку, вплоть до поперечной по отношению к слою. Наряду с валунами встречаются и уплощенные гальки разной степени окатанности, иногда покрытые гидроокислами железа. В конгломератах и конглобрекциях часто наблюдается крупная прямая или обратная градационная слоистость, обычно слабо выраженная.

Конгломераты часто слагают крупные проградационные линзы, врезанные в подстилающие отложения или одна в другую. Мощность таких линз достигает 50 м при ширине вреза 100–300 м. В некоторых случаях среди конгломератов встречаются прослои песчаников и гравийных пород со структурными особенностями, характерными для осадков, переработанных волновыми и приливно-отливными процессами. Общая мощность конгломератовых толщ в канале достигает 300 м. В основании конгломератовых тел нередко появляются конгломераты с красноцветным гематитизированным цементом. Они выполняют выработанные западины палеорельефа.

Все признаки указывают на то, что конгломератовые тела заполняют подводные русла, которые имели достаточно крутой уклон. В них, наряду с обычными конгломератами заполнения, формировались каменные и дебризные потоки с признаками турбидного распределения грубообломочного материала. Это заставляет предполагать существование уступа (тектонического?) между областью транспортировки и областью накопления грубообломочного материала.

Изучение направлений следов транспортировки крупных валунов и глыб, измеренное по знакам струй в пределах одного русла (район с. Веселое) показывает направление переноса от 70° до 90°–130° (современные координаты).

Рифогенные известняки (прибрежные, лоскутные, краевые рифы; массивные, органогенно-обломочные, мелкодетритовые или пелитоморфно-органогеннообломочные, реже оолитовые или онколитовые) были подробно изучены М.В. Михайловой и Е.А. Успенской [13]. Внутри рифовых тел распространены линзы известняковых брекчий. Мощность известняков, слагающих рифовые тела, достигает 300 м.

Рифовые массивы окаймлены полосой предрифовой брекчий (пририфовый обломочный шлейф). Обычно это плотно сцементированная, несортированная, неокатанная крупнообломочная порода с органогенно-обломочным карбонатным цементом. При широком распространении пририфового шлейфа по его периферии карбонатные породы

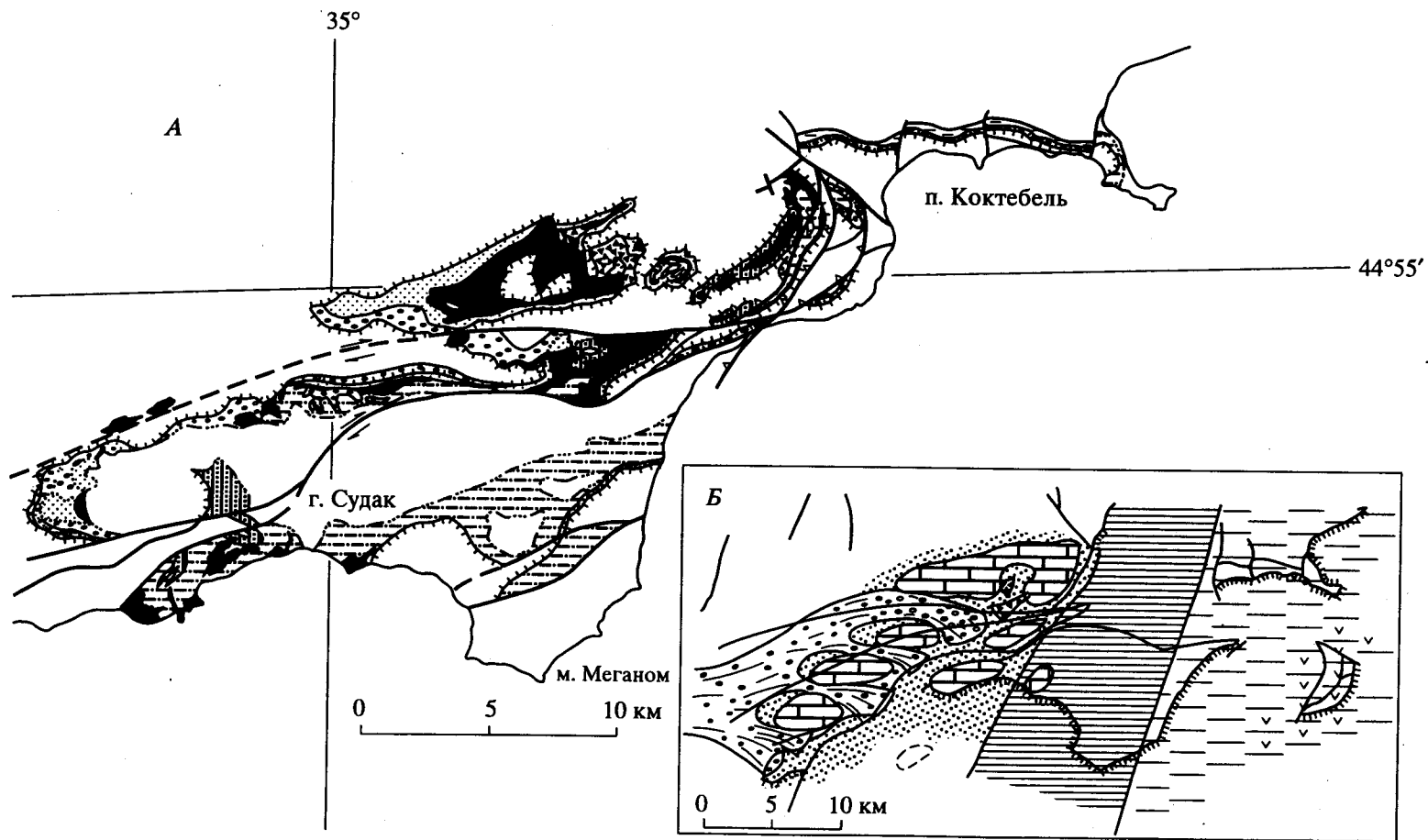


Рис. 3. Конец позднего келловея–ранний оксфорд: А – карта фактического материала, Б – палеогеографические реконструкции в современных координатах. Условные обозначения см. на рис. 2.

держат примесь или прослой терригенного материала.

Рифовые массивы распространены во всей прибрежной зоне. Они располагаются на фоне терригенных отложений, сравнительно удаленных от источников сноса (гора Сокол в Судакской сдвиговой пластине), на обломочных (преимущественно песчаных) породах подводных русел (гора Лягушка и Эчкидагской сдвиговой пластине) или непосредственно на деформированных образованиях таврической серии (гора Кызылаш в Туакской сдвиговой пластине). Важно отметить, что внешняя, восточная, граница распространения рифовых массивов в каждой из пластин резкая и распространенные восточнее терригенные образования внешней зоны пелагиали практически не содержат перемещенных рифовых тел.

**Пелагиальная зона. Внешняя (переходная) часть пелагиали,** как и в батско-келловейских отложениях, представлена в основном алевритовыми осадками с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. Как и на предыдущем этапе, среди этих отложений встречаются отдельные линзовидные тела более крупнообломочных пород (в основном песчаников), которые, скорее всего, представляют собой дистальные фации отложений подводных каньонов и русел, прорезающих прибрежную зону и выходящих во внешнюю пелагиаль.

**Внутренняя часть пелагиальной зоны** характеризуется преимущественным развитием глин с подчиненным количеством алевритистых глин. По своему характеру эти глины мало чем отличаются от глин внутренней пелагиали, которые были описаны для бат-келловейского этапа.

Особо следует рассмотреть верхнекелловейские отложения **янышарского горизонта**, который впервые был выделен Е.А. Успенской [22]. Этот стратиграфический горизонт отличается появлением грубообломочных брекчий и конгломератов. **Во внешней части пелагиальной зоны янышарский горизонт** сложен крупноглыбовыми брекчиями с размером глыб иногда более 10 м, щебнем или обломками известняков, реже песчаников. Обломки погружены в микститовую песчано-глинистую массу, в которой распространены текстуры, свидетельствующие об оползании рыхлого осадочного материала. Брекчии представляют собой подводно-оползневые образования, которые накапливались у подножья крутого уступа. **Во внутренней части пелагиали янышарский горизонт** сложен алевритистыми глинами с линзами слоистого алевролита и глинистого известняка с овоидами железистых хлоритов. В глинах в большом количестве присутствуют светлые серые конкреции карбоната с трещинами синерезиса, кальцитовым или баритовым ядром (кон-

креции антисептариевого строения). Среди этих отложений появляется много прослоев и линз мелкогалечных конгломератов с гальками песчаников, известняков и сидеритов. Материал конгломератов представлен исключительно продуктами местного перемыва.

Вероятнее всего, образование янышарского горизонта отражает весьма важный момент в истории становления структуры. Если на предыдущем батско-среднекелловейском интервале переход от прибрежных фаций к пелагиали осуществлялся постепенно, то, начиная с позднего келловейя, на границе прибрежной зоны и пелагиали возник тектонический уступ, разделивший эти зоны. В позднекелловейское время, в период низкого стояния уровня моря, этот уступ фиксируется подводно-оползневыми брекчиями у подножья и размывом местного материала в более удаленной части бассейна.

В раннем оксфорде при общем повышении уровня моря верхняя кромка уступа ограничивает распространение рифов на восток. Иными словами, на рассматриваемом этапе сформировался шельф и континентальный склон, судя по сравнительно мелководным осадкам, довольно пологий. Вероятно, тектонический уступ отделял также зону шельфа от области сноса. Сравнение палеогеографических реконструкций для обоих выделенных этапов показывает, что граница между прибрежной зоной и пелагиалью находилась примерно в одном и том же месте (в пределах ошибки).

#### *Вулкано-плутонические и осадочные комплексы Карадага*

Вулкано-плутонические и осадочные породы Карадага и его обрамления стоят несколько особняком по отношению к анализируемым структурам. К ним относятся байос-келловейские отложения, которые по своему составу существенно отличаются от осадочных комплексов, рассмотренных выше. Подробное описание вулкано-плутонических образований можно найти в работах [2, 9].

Основание разреза Карадага сложено базальтами и андезито-базальтами. Вверх по разрезу и частично по простиранию они сменяются породами преимущественно андезитового и андезито-дацитового состава с многочисленными телами и линзами туфов, туфобрекчий и лавобрекчий. С ними сочетаются лахаровые потоки [10]. Еще выше лавовые потоки практически исчезают, замещаясь преимущественно неслоистыми пепловыми туфами, слоистыми туфами, переотложенными слоистыми тефроидами, туфопесчаниками и кремнистыми туффитами. Эта часть разреза в основном имеет дацитовый и андезито-дацитовый состав вулканогенной составляющей. Андезитовые и андезито-дацитовые вулканыты

прорваны многочисленными изометричными экструзивными телами дацитов и липаритов, а также дайками (нередко коническими) кислого состава.

Рассмотренный комплекс принадлежит фрагменту крупного вулканического аппарата центрального типа, включающего многочисленные экструзивные тела и мелкие аппараты-паразиты. Наличие лахаровых потоков свидетельствует о крутых склонах этой постройки, которая временами поднималась над уровнем моря. Не исключено, что вулканический аппарат сформировался на щитовом вулкане базальтового и андезито-базальтового состава [2].

В нижней части вулканогенного разреза обнаружена фауна байосского возраста, и большинство исследователей относит весь карадагский комплекс к байосу. На вулканических образованиях залегают глины, содержащие батскую и раннекелловейскую фауну. Однако эти глины включают многочисленные обломки и крупные глыбы-отторженцы вулканитов (скала "Шапка Мономаха" в западной части Карадагского массива), а также подводные лахаровые потоки. Глины раннего келловей с обломками вулканитов и линзами лахаров с обжигом перекрыты лавами и лавобрекчиями дацитов в восточной части массива (гора Кок-Кая). Таким образом, возраст этих вулканитов заведомо не древнее келловей, на что указывал еще М.В. Муратов [15].

Скорее всего, Карадагский комплекс представляет собой сложную и длительно живущую вулканическую систему. В подножье вулканических построек могли накапливаться глины, в то время как на самих постройках продолжалась (возможно, с перерывами) вулканическая деятельность.

Трудно предположить, что Карадагский комплекс входил в состав Судакской пластины. Эксплозивный материал подобного типа извержений обычно широко разносится вокруг вулканов, а осадки Судакской сдвиговой пластины не содержат прослоев и линз вулканической тefры. Вероятнее всего, Карадагский комплекс вместе с вмещающими его глинами с многочисленными обломками вулканитов и лахарами относится к самостоятельной сдвиговой пластине. Это подтверждает тот факт, что западнее пос. Коктебель осадочные породы Карадагского комплекса с глыбами вулканитов отделены от отложений Судакской сдвиговой пластины мощной зоной терригенного меланжа. Матрицей этого меланжа являются нацело тектонизированные и хлоритизированные породы таврической серии, включающие тектонические глыбы более молодых пород Судакской пластины и вулканитов. Этот меланж, вероятно, фиксирует зону сдвига, отделяющего Карадагскую сдвиговую пластину от Судакской.

Труднее определить первоначальное расположение пород Карадагского комплекса относительно других сдвиговых пластин. По характеру средне-верхнеюрских глин, вмещающих вулканиты Карадага, эта пластина ближе всего внутренней части пелагиали Судакской сдвиговой пластины (разрез Янышарской бухты к востоку от пос. Коктебель). В этом же разрезе в батских отложениях средней юры присутствуют пульверизационные гялокластиты базальтового состава, которые можно рассматривать в качестве удаленных фаций базальтов того же возраста Карадагского комплекса. Если такие сопоставления верны, то Карадагский комплекс первоначально располагался восточнее внутренней пелагиали Судакской сдвиговой пластины, а по разделяющему их сдвигу впоследствии произошло правобокое перемещение, как и по остальным сдвигам.

#### *Поздний оксфорд-ранний кимеридж (рис. 4)*

Для юго-восточной части рассматриваемой территории сохраняются те же палеогеографические зоны, что и для предыдущего этапа. Они представлены примерно теми же типами отложений. Внутренняя пелагиаль представлена преимущественно глинами. Во внешней пелагиали накапливались алевритистые глины, алевролиты и мелкозернистые песчаники. В прибрежной зоне фоновые песчаники прорезаны подводными руслами, которые заполнены валунно-галечным материалом каменных потоков и конусов выноса. Рифовые массивы прибрежной зоны продолжают непрерывное развитие рифов предыдущего этапа.

Тектонический уступ, возникший в позднем келловее, проявляется и в позднем оксфорде. Об этом свидетельствует появление грубых обвальных известняковых брекчий, поступающих во внешнюю зону пелагиали с рифовых массивов верхней бровки уступа. Во внешнюю пелагиаль попадают также грубообломочные валунники. Эти образования по составу глыб не отличаются от отложений подводных русел прибрежной зоны, но имеют глинистый цемент, элементы маятниковой градиционной слоистости и другие признаки, характерные для пастообразных (дебризных) потоков, образовавшихся при автокинетическом преотложении обломочного материала верхней кромки уступа. Отличие верхнеоксфордских образований, формировавшихся у подножья тектонического уступа, от более древних, видимо, связано с более высоким стоянием уровня моря. Существенно, что в отличие от более древнего этапа границы между палеогеографическими зонами ориентированы не субмеридионально (в современных координатах), а в направлении ЮЗ-СВ.

В северной части рассматриваемой территории закладывается новый структурный элемент,

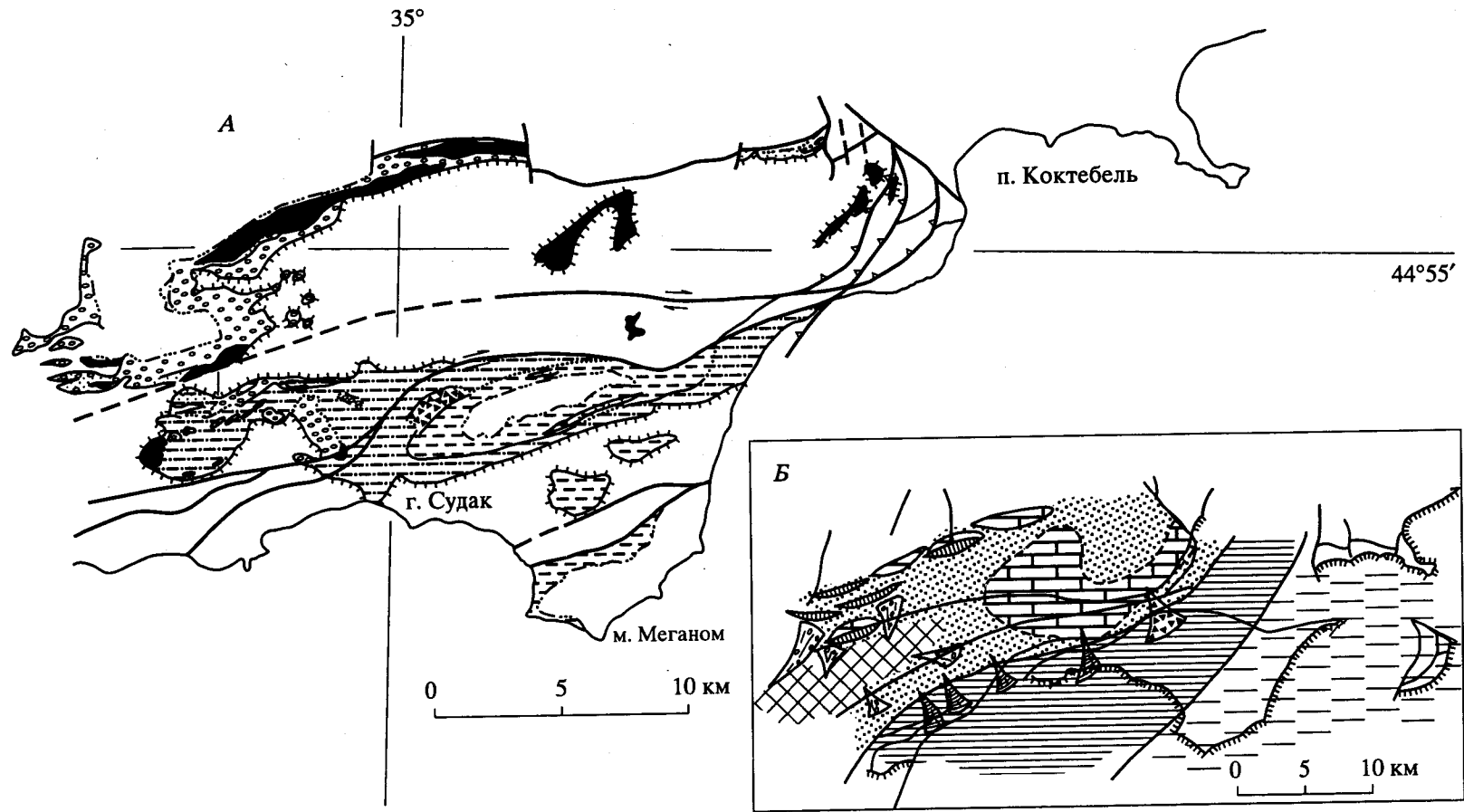


Рис. 4. Поздний оксфорд–ранний кимеридж: А – карта фактического материала, Б – палеогеографические реконструкции в современных координатах. Условные обозначения см. на рис. 2.

известный как Восточно-Крымский прогиб [15]. Своего расцвета эта структура достигла в титоне. На позднеоксфордско-кимериджском этапе южный борт этой структуры сложен преимущественно конгломератами и песчаниками. Песчаники являются фоновыми фациями, а конгломераты образуют проградационные линзы. Наибольшее развитие конгломераты получили в северо-западной части рассматриваемого региона, в районе пос. Ворон и Междуречье. Здесь выделяются по крайней мере два (возможно, три) проградационных цикла, отложения которых врезаются одни в другие и в подстилающие их породы таврической серии. Нижние части циклов сложены конгломератами с прослоями и линзами песчаников.

Конгломераты средне-крупногалечные и валунные, встречаются плоские гальки, ориентированные параллельно слоистости, чаще конгломераты плохо сортированы, а ориентировка обломков отсутствует. Обломки представлены местным материалом (преимущественно песчаники и в меньшей мере известняки). Встречаются единичные гальки вулканитов и аплитовидных гранитов. Конгломераты выполняют подводные русла потоков, частично переработанных морем. Встречаются отдельные дебризные потоки. В верхах проградационных циклов появляется много песчаников, выше которых нередко наблюдаются рифовые массивы. Проградационные циклы достигают 250–300 м мощности. По направлению на восток-северо-восток мощность отложений уменьшается. Количество конгломератов в этом направлении падает, и они слагают отдельные линзы среди песчаников. Песчаники вмещают крупные массивы рифовых известняков. Зоогенные и водорослевые известняки формировались и южнее песчанниковой полосы, залегая на более древних известняках.

В районе пос. Ворон и Междуречье (северо-западная часть рассматриваемой территории) были выявлены листрические сбросы. Всего были картированы три больших листрических сброса и множество мелких сбросов (палеооползней?) Листрические сбросы первично были наклонены на север, подчеркивая южный борт Восточно-Крымского прогиба. В современной структуре, за счет более позднего наклона всех пород на север, эти сбросы приобрели субвертикальное или даже крутое южное падение. Верхнеоксфордско-нижнекимериджские отложения вложены в террасы, созданные листрическими сбросами, и сингенетичны формированию этих структур. Поскольку сбросы захватывают не только верхнеюрские породы, но частично и подстилающие их образования таврической серии, наблюдается прислонение терригенных пород рассматриваемого комплекса к таврическим образованиям фундамента. Такое прислонение лучше всего видно южнее

пос. Ворон. Титонские толщи перекрывают и запечатывают листрические сбросы, что хорошо видно в районе пос. Междуречье.

Листрические сбросы фиксируют время заложения Восточно-Крымского прогиба, главным образом этап развития которого падает на более позднее время. Заложение этого прогиба предопределило образование тектонической перемычки между ним и распространенными южнее структурами (прообраз Туакского поднятия). Вероятнее всего в западной части этой перемычки на уровень размыва выходили породы фундамента, в то время как восточнее на ней могли накапливаться рифогенные известняки. Южный борт Восточно-Крымского прогиба ориентирован под острым углом (почти широтно) по отношению к северо-восточным границам разных палеогеографических зон южных структурных элементов.

#### Титон (рис. 5)

Фациальная зональность этого этапа существенно отличается от таковой бата-раннего оксфорда и фиксирует, но в значительно более ясной форме, перестройку общей структуры восточной части Горного Крыма тенденция к которой наметилась в позднем оксфорде-раннем кимеридже. В титонское время возникают широтно ориентированные конседиментационные структуры, такие, как Восточно-Крымский и Судакский прогибы, разделенные Туакским поднятием, границы которых уже не совпадают со сдвигами, разделяющими выделенные нами ранее сдвиговые пластины. Более того, при восстановлении фациальной зональности этого этапа уже нет нужды прибегать к сдвиговым перемещениям, что говорит о дотитонском возрасте большинства правых сдвигов. Это, однако, не исключает более поздних подвижек вдоль некоторых из них (например, разлом в южной части Восточно-Крымского прогиба к северу от Янышарской бухты).

Необходимо также отметить, что верхнекимериджские отложения в области Туакского поднятия и вдоль крыла Восточно-Крымского прогиба не установлены [22], что, очевидно, связано с их интенсивным размывом в титонское время.

Для описываемого этапа выделяются три генетические группы осадков: 1) проксимальная зона конусов выноса с песчано-конгломератовыми отложениями; 2) медиально-дистальная зона конусов выноса, где формируется флиш; 3) бассейновая зона (дно бассейна), где осаждаются глины и алевролиты. Эти породы являются фоновыми по отношению к отложениям двух первых генетических типов. Все эти три группы осадков сложно сочетаются по вертикали и горизонтали.

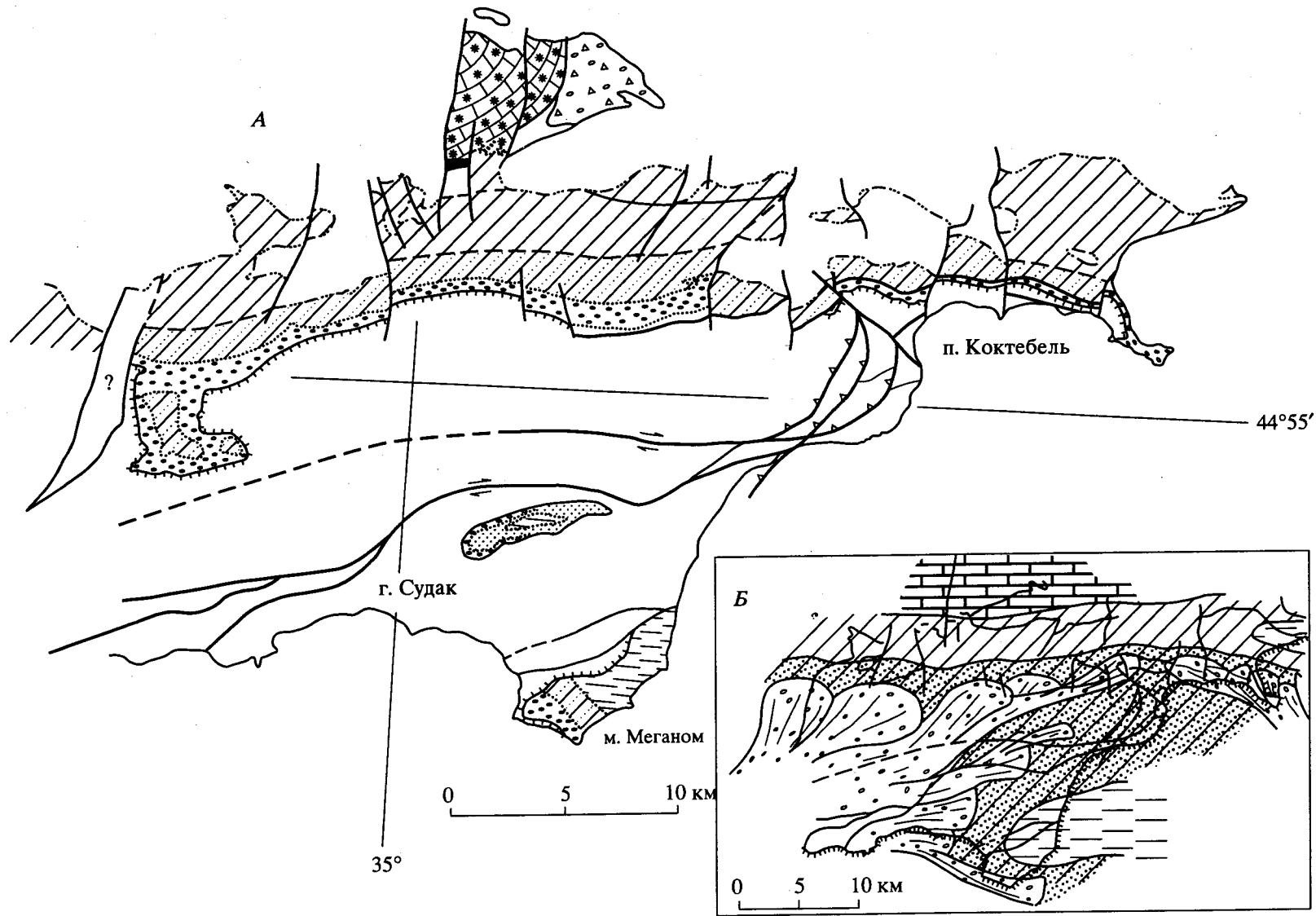


Рис. 5. Титон: А – карта фактического материала, Б – палеогеографические реконструкции в современных координатах. Условные обозначения см. на рис. 2.

**Проксимальная зона конусов выноса.** Конгломераты средне-крупногалечные с прослоями мелкогалечных, валунных и глыбовых отложений, мощность слоев и линз которых колеблется от одного до десяти метров. Породы не сортированы и в разной степени окатаны. Наряду с абсолютно не сортированными породами встречаются слои с отчетливой прямой, обратной и маятниковой градационной сортировкой. Иногда (пос. Ворон, Междуречье) среди конгломератов встречаются линзы и прослои глыбовых брекчий с размером глыб более 10 м в поперечнике. Окатанность материала разная: мелкая и средняя галька окатана, как правило, хорошо, крупная галька и валуны обычно средней, реже плохой окатанности. Крупные валуны обычно не окатаны, а лишь только оббиты, хотя и имеют часто изометричную форму.

Состав обломков существенно отличается от оксфордских. Первую группу галек и валунов составляют породы, встречающиеся в разрезах мезозоя Горного Крыма. Это органогенные, обломочные и пелитоморфные известняки, серые алевролитистые песчаники, кварц, кварцевые песчаники, витрокластические, кристаллокластические и смешанные зеленые туфы, а также туффиты, туфопесчаники и базальты. Ко второй группы обломков относятся серицитовые сланцы, кварциты, кварц-слюдяные сланцы, граниты и гранодиориты, яшмы и кремни. Эти экзотические породы в пределах Горного Крыма не обнаружены [8, 23, 24]. Цемент конгломератов песчано-глинистый, иногда полностью карбонатизированный, и его содержание меняется от 10 до 60%. Весь комплекс конгломератов образовался в условиях конусов выноса крупных потоков, впадавших в морской бассейн в обстановке достаточно значительного перепада глубин. Большая часть валунно-галечного материала не претерпела длительного переноса, что не касается обломков экзотических пород.

На изученной территории выделяются три крупных конуса. Первый из них располагается в южном борту Восточно-Крымского прогиба в районе пос. Ворон и Междуречье, где он слагает нижнюю часть разреза. Здесь внутри конуса выделяется ряд проградационных линз, мигрировавших в северном направлении. Нижние из этих линз срезают осадки верхнего оксфорда-нижнего кимериджа. Ряд каналов (гораздо меньшего масштаба), заполненных конгломератами конусов выноса, наблюдается вдоль южного борта Восточно-Крымского прогиба при прослеживании его на восток. В современном эрозионном срезе эти каналы выглядят как конгломератовые линзы внутри пород медиально-дистальной зоны.

Два крупных конуса выноса наблюдаются и в пределах Судакского прогиба. Первый из них Меганомский, второй расположен в районе пос. Ор-

джоникидзе. Именно в этих конусах встречаются наиболее грубые породы. В пространстве порода этих конусов ассоциируют как с толщами медиально-дистальной, так и пелагиальной зон, в которых они выпихивают глубокие каналы.

**Песчаники** мелко-крупнозернистые, массивные, часто с явной прямой градационной сортировкой. Эти породы содержат обломки фауны, растительный детрит, обломки веток, знаки струй в подошве слоя, реже текстуры оползания. Как правило, пачки песчаников имеют линзовидную форму с мощностью слоев до 1 м и длиной линз до 50 м.

Песчаники часто переслаиваются с конгломератами, гравелитами и неслоистыми плохо сортированными алевролитами или содержат отдельные валуны и гальку, состав которой такой же, как и в вышеописанных конгломератах. Нередко отложения этого типа слагают градационные циклы, основание которых сложено конгломератами, средняя часть гравелитами и песчаниками, а верхняя алевролитами и мергелистыми глинами (фоновыми отложениями бассейновой зоны). Прекрасным примером может служить Манджильская синклиналь, где устанавливаются 4 таких проградационных цикла. Конгломераты нижнего из этих циклов в западной центриклинали складки выпихивают глубокий канал в глинах нижнего кимериджа. По направлению на восток конгломераты основания каждого из выделенных циклов постепенно срезают нижележащие титонские породы и располагаются прямо на до-титонских осадках, так что в восточном окончании Манджильской синклинали присутствуют отложения лишь самого верхнего цикла.

Многочисленные замеры направлений перемещения обломочного материала, произведенные по знакам струй, показывают, что транспортировка обломочного материала была направлена на СВ 40–60° (в современных координатах).

Можно считать, что описываемые отложения образовались в краевых частях русел мелких потоков и по периферии проксимальных частей конусов выноса непосредственно на их продолжении в морской бассейн.

**Медиально-дистальная зона конусов выноса.** Отложения этого генетического типа широко распространены в Восточно-Крымском прогибе и местами в периферической части конгломератовых конусов выноса в Судакском прогибе. В принципе это флишоидные толщи, внутри которого могут быть выделены три группы отложений.

**Часто переслаивание песчаников, алевролитов и глин** (через 0.05–0.25 м). Песчаники мелкозернистые, в основании среднезернистые гравийные, с горизонтальной, волнистой, мелкой косой, косволнистой, иногда конволютной слоистостью и градационной сортировкой материала в пределах

оя. В ритме выше по отчетливому контакту сменяются крупнозернистыми алевролитами, не слоистыми, часто с градационной сортировкой материала. Далее в ритме они переходят в глинистые мелкозернистые алевролиты или алевритистые глины, серые и зеленовато-серые, обычно слоистые. Иногда в ритмах ниже песчаников встречаются линзы разнозернистых гравелитов мощностью до 0.5 м, длина линз более 5.0 м) с отчетливой градационной сортировкой материала, с резким нижним контактом и знаками струйных течений в подошве слоя. Иногда гравелиты залегают в ритмах беспорядочно как под песчаником, так и в алевролитах. В разрезах встречаются пачки, лишенные прослоев песчаников и алевролитов. Пачки ритмичного переслаивания представляют собой отложения краевых частей потоков (иногда близких по типу к автокинетическим), в дистальных и межконусных пространствах конусов. Направление течений и транспортировки обломочного материала, замеренное по знакам струйных течений СВ 50–70° (район с. Междуречье, в современных координатах).

Алевритистые глины (с линзами калькаренинов) зеленовато-серые неслоистые или с прерывистой горизонтальной слоистостью. Характерно наличие линз гравелитов и песчаников (кальцирудиты и калькаренинты мощностью 0.05 м и длиной линз 10–50 м) с очень отчетливой прямой, почти маятниковой градационной сортировкой материала, с разрывом на нижнем контакте и знаками струйных течений на подошве слоя. В нижней части наиболее мощных слоев гравелитов встречается обильная мелкая галька и щебень серых и красноватых известняков, а также окатанные обломки фауны и сидерита. Иногда в самом основании ниже галечного прослоя залегает маломощный слой известнякового песчаника, представляющего собой отложения ковра волочения зернового потока (мощность 0.01–0.05 м). Этот комплекс отложений образовался у основания склона края карбонатной платформы или системы биогермных построек из эпизодических автокинетических потоков зернового типа. Максимальное распространение эти отложения имеют в верхней части титонского разреза по северному борту Восточно-Крымского флишевого прогиба.

Ритмичное переслаивание алевролитов, глин и глинистых мергелей. Алевролиты, обычно плохо сортированные, неслоистые или с прерывистой горизонтальной слоистостью, с отчетливой градационной сортировкой материала. Вверх по слою постепенно, но быстро переходят в алевритистые глины, массивные неслоистые, иногда сильно карбонатные. Достаточно часто алевролиты сильно сидеритизированы, в таком случае в них проявляется более отчетливая слоистость. В пачках подобного двучленного ритмичного переслаивания беспорядочно встречаются линзы

известняковых гравелитов и песчаников мощностью до 0.5 м. Максимальная карбонатность в ритме отмечается в разрезах титона в восточной части Восточно-Крымского прогиба. Происхождение отложений аналогично предыдущему типу.

В пределах Восточно-Крымского прогиба эти породы слагают верхнюю часть титонского разреза.

Пелагиальная зона. Глины алевритистые зеленовато-бурые, обычно неслоистые, иногда со скорлуповатой отдельностью, карбонатные. В глинах встречаются редкие тонкие (до 0.05 м) прослои алевролитов мелкозернистых с прерывистой горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью, часто сильно сидеритизированных, иногда – округлые сидеритовые конкреции. Глины образовались в наиболее спокойной гидродинамической обстановке впадин дна бассейна, межконусовых пространств или на большом удалении от береговой линии.

Отложения этого типа встречены в крайней восточной части Восточно-Крымского прогиба, а также в центральной части Судакского прогиба. В Манджильской синклинали алевритистые глины являются фоновыми осадками, в которые вырвались медиальные части конусов выноса и накопление которых восстанавливалось каждый раз после становления конуса.

## ОБСУЖДЕНИЕ

В настоящем разделе мы попытаемся восстановить основные этапы развития восточной части Горного Крыма в батско-титонское время, вытекающие из анализа только геологических фактов, и сопоставить их с данными палеомагнитных исследований, полученных Д.М. Печерским и его соавторами [17, 18].

### *Геологические данные*

Как это видно из приведенного материала, в восточной части Горного Крыма в батско-титонское время четко выделяются два принципиально различных седиментологических этапа, разделенных структурной перестройкой, начавшейся на рубеже раннего и позднего оксфорда.

Для первого этапа (бат-ранний оксфорд) характерна обстановка мелководного морского бассейна (см. рис. 2), прибрежная часть которого располагалась на западе, а пелагическая – на востоке (здесь и далее в современных координатах). Область перехода одной части бассейна в другую, очень расплывчатая в бате-раннем келловее, становится более резкой в позднем келловее-раннем оксфорде, что, очевидно, связано с формированием склона – тектонического уступа между внутренней и внешней частями морского бассейна

(см. рис. 3). Для этого времени типично появление рифовых построек на верхней бровке склона, а также интенсивный размыв прибрежных конгломератовых толщ, накопившихся вдоль подножья приглубого берега, и перенос обломочно-материала вглубь литорали дебризными потоками вдоль подводных русел. Нагромождение обломочного материала во внешней части бассейна приводит к формированию подводных нектонических поднятий, на вершинах которых создается благоприятная обстановка для формирования рифовых построек. Каменные потоки иногда выходят за пределы внешней части прибрежной зоны бассейна и врываются в область пелагического осадконакопления, используя при своем движении межрифовые понижения.

Материал обломков, главным образом, местный и возник за счет разрушения пород таврической серии и среднеюрских отложений, известных в настоящее время в пределах складчатой системы Горного Крыма. Лишь в основании батских отложений В.И. Лебединский и Т.И. Добровольская [8] указывают на присутствие одиночных галек экзотических пород. Граница между внутренней и внешней частями морского бассейна для всего этого этапа ориентирована в меридиональном направлении – поперек простирания складчатых структур восточной части Горного Крыма. В это время влияние на распределение фаций широтно ориентированных структур, выделенных М.В. Муратовым [15] (Восточно-Крымский прогиб, Туакское поднятие, Судакский прогиб), не чувствуется.

Начиная с позднего оксфорда, картина осадконакопления существенно меняется, что, в первую очередь, относится к положению границы между прибрежной и пелагической областями (см. рис. 4). Она приобретает СВ–ЮЗ простирание. К ЮВ от этой границы продолжают накапливаться пелагические толщ, а к СЗ и вдоль нее осадконакопление близко к картине предыдущего этапа. На севере области начинает формироваться новая структура – Восточно-Крымский прогиб [1], южная граница которого сечет границы фациальных зон предыдущего этапа. Листрические сбросы южного обрамления этой структуры свидетельствуют о том, что она возникла в условиях растяжения. Одновременно оформляется и широтное Туакское поднятие (суша?), обрамлявшее с юга Восточно-Крымский прогиб. Снос с этого поднятия приводит к формированию конусов выноса (иногда очень крупных), сложенных обломками только местных пород. По существу, отложения этих подводных конусов выноса относятся к категории “синрифтовых”.

Еще один мощный источник сноса возник в позднем оксфорде к ЮЗ от исследованной территории, в пределах современного Черного моря [5, 23, 24]. Мощные позднеоксфордские кону-

сы выноса, связанные с размывом этой горной системы, переполнены обломками экзотических пород [23, 24] и слагают глубокий карман в районе г. Демерджи. Однако конусы этого возраста, содержащие обломки экзотических пород, не проникают далеко на восток вглубь Восточно-Крымского прогиба. Вся эта перестройка в характере осадконакопления происходила в условиях высокого стояния уровня моря, и, следовательно, формирование суши в области Туакского поднятия и гипотетического поднятия на ЮЗ могут быть связаны только с тектоническими причинами (сжатие?).

Итак, седиментологические и структурные данные дают основание утверждать, что позднеоксфордское–раннекимериджское время является началом существенной структурной перестройки.

Эта перестройка была окончательно завершена в титоне (см. рис. 5). В это время по-прежнему сохраняется косая (СВ–ЮЗ) граница между областью пелагического осадконакопления (на ЮВ) и поднятым участком бассейна (на З и СЗ), возникшим за счет расширения Туакского поднятия (см. рис. 5). Это обстоятельство было подмечено уже давно [15, 16]. Область этого поднятия, погруженного под уровень моря, служила ареной транспортировки мощных дебризных потоков, как бы перехлестывавших через эту зону и захоронившихся как в области пелагиали, так и в пределах южного борта Восточно-Крымского прогиба. При восстановлении фациальной зональности титонского этапа нет нужды прибегать к сдвиговым перемещениям, что говорит о дотионском возрасте большинства сдвигов.

Итак, анализ геологических данных дает возможность говорить о том, что в середине поздней юры в истории развития восточной части Горного Крыма произошел существенный перелом, выразившийся в структурной перестройке и изменении характера осадконакопления. Начавшись в позднем оксфорде–раннем кимеридже, эта перестройка завершилась к началу титона. В это время происходила следующая цепь событий:

1. Граница между прибрежной и пелагической зонами морского бассейна меняет ориентировку с долготной на северо-восточную (см. рис. 2 и 3).

2. Возникает система правых сдвигов, расчленившая изученную территорию на серию сдвиговых пластин, подвижки вдоль большинства из которых прекратились к началу титона.

3. Происходит заложение и формирование новых структур, ориентированных широтно (Туакское поднятие и Восточно-Крымский прогиб), т.е. вдоль простирания современной складчатой структуры Горного Крыма, окончательное оформление которых уже ясно чувствуется в титоне.

4. В пределах акватории современного Черного моря в середине оксфорда начинает оформляться горная страна, ставшая сушей уже в позднем оксфорде. Вдоль подножья этой области, названной Уакским поднятием [15], или Черноморским срединным массивом [20], формировались обширные эпицентры, обломочный материал которых в условиях падения уровня моря затем перемещался эбрызными и суспензионными потоками на север и северо-восток вглубь бассейна.

Таким образом, позднеоксфордское–раннекипериджское время характеризуется всплывшей тектонической активностью, которая контрастно выделяется на фоне вялой картины движений в батско–раннеоксфордское время.

Полученные нами данные в целом близки к воззрениям М.В. Муратова [15, 16] и его сотрудников (И.В. Архипов, Е.А. Успенская) на характер развития этой части Горного Крыма в поздней юре и наличие крупной предтитонской перестройки. Однако появление нового седиментологического фактического материала позволяет трактовать этот этап развития совсем с иных позиций.

Следует также отметить, что полученный при исследовании фактический материал не подтвердил воззрения Ю.В. Казанцева на покровное строение района. Самые тщательные поиски шарьяжных перекрытий внутри изученной части структуры успехом не увенчались. Может быть, крупные поверхности отслаивания здесь и существуют, но тогда они находятся на более глубинном уровне.

#### *Палеомагнитные данные*

С начала 90-х годов на территории Горного Крыма группой Д.М. Печерского проводились палеомагнитные исследования, результаты которых опубликованы в двух работах [17, 18]. На первом этапе этих исследований были проанализированы среднеюрские магматические породы западной (мыс Фиолент) и восточной (Карадаг) частей Горного Крыма. Было установлено, что, согласно доскладчатым компонентам остаточной намагниченности, эти вулканиты находились примерно на 25° с.ш. и имели запад-северо-западное простирание (300°), являясь, по мнению цитированных авторов, продолжением островной дуги Малого Кавказа. Судя по ориентировке палеомагнитных векторов, среднеюрские комплексы были впоследствии развернуты по часовой стрелке на 100°–120°. Расстояние между ними и Евразией (Скифской плитой) в байосе составляло примерно 17° или 2000 км в сечении Крыма.

Для уточнения времени разворота были проанализированы образцы осадочных пород верхней юры и нижнего мела. Полученные данные привели этих авторов к выводу, что среднеюр-

ская вулканическая дуга практически оставалась на месте (примерно равное магнитное наклонение), но претерпела в бате–келловее разворот относительно Евразии на 120° по часовой стрелке. Сближение Горного Крыма с Евразией произошло за счет движения последней к югу и завершилось к середине мела. Столкновение Горного Крыма и Скифской плиты сопровождалось обратным (против часовой стрелки) разворотом восточной части Горного Крыма на 15°, а западной – на 10°. В дальнейшем происходил общий дрейф Горного Крыма и Скифской плиты как единого целого на север в их современное положение.

Как нам представляется, эти исследования не могут не учитываться при любых построениях, касающихся истории формирования складчатой системы Горного Крыма.

Поскольку настоящая статья посвящена только восточной части Горного Крыма и ее истории в конце средней юры и в поздней юре, то интерпретация событий будет дана только для этого временного интервала.

Палеомагнитные данные позволяют говорить о том, что в начале средней юры область, в которой формировались осадочные и магматические комплексы восточной части Горного Крыма, отстояла от южного края Скифской плиты примерно на 2000 км (см. выше). Если это так, то Горный Крым представляет собой террейн, примкнувший к южному краю Евразийской плиты не ранее самого конца юры – начала мела. Вопрос о времени разворота террейна Горного Крыма на 120° по часовой стрелке решается неоднозначно. Палеомагнитные данные говорят о том, что его вращение произошло в конце батского века (в келловее?). В таком случае это явление никак не зафиксировано в геологической летописи. Нам представляется, что это вращение не могло не сопровождаться геологической перестройкой внутри террейна Горного Крыма. Если это предположение справедливо и разворот террейна Горного Крыма может быть установлен геологическими методами (например, перестройкой структуры и характера осадконакопления, изменением ориентировки границ между фаціальными зонами, формированием горных сооружений), то вращение произошло несколько позже. Оно началось в оксфорде и завершилось к началу титона. На это вращение ушло примерно 4 млн. лет, т.е. 35°–40° за один миллион лет или 0.037° за 1000 лет.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наши представления об истории развития террейна Горного Крыма в конце средней юры–поздней юре показаны в табл. 2. Можно думать, что террейн Горного Крыма в конце средней юры–раннем

**Таблица.** Схема формирования структуры и история осадконакопления террейна Горного Крыма в конце средней юры и в поздней юре

	<p><b>а</b> <b>Конец позднего келловея.</b> Прибрежная зона (точки), пелагическая зона (штрихи), островная дуга (галочки).</p>
	<p><b>б</b> <b>Конец раннего оксфорда.</b> Возникновение склона (уступа) между прибрежной и пелагической зонами, формирование рифовых массивов ("кирпичи") на верхней бровке склона и каменных потоков ("капли"); отсутствие вулканической активности.</p>
	<p><b>в</b> <b>Граница раннего и позднего оксфорда.</b> Начало столкновения террейна Горного Крыма с выступом Скифской плиты, сопровождаемое разворотом террейна Горного Крыма по часовой стрелке и формированием сдвиговых пластин.</p>
	<p><b>г</b> <b>Конец раннего киммериджа.</b> Продолжение столкновения террейна Горного Крыма с выступом Скифской плиты, завершение его разворота по часовой стрелке и формирования сдвиговых пластин, возникновение горной страны в ЮЗ-ной части террейна Горного Крыма (сжатие) и начало образования Восточно-Крымского прогиба на его северо-востоке (растяжение).</p>
	<p><b>д</b> <b>Начало титона.</b> Продолжение столкновения террейна Горного Крыма с выступом Скифской плиты; окончательное оформление Восточно-Крымского прогиба при отрыве "ломтя" террейна Горного Крыма и его вращении против часовой стрелки на 15°; продолжение воздымания горной страны на юго-западе террейна Горного Крыма, ее размыв, падение уровня Мирового океана и перенос прибрежного обломочного материала вглубь бассейна дебризными и мутьевыми потоками.</p>

Примечание. Подробное объяснение см. в тексте. Положение стран света нормальное.

оксфорде представлял собой относительно просто построенный участок окраины континента (микроконтинента?), в котором его мелководная часть – внутренний шельф – располагалась на коре сиалического типа и находилась на юге (см. табл., а). Севернее находился неглубокий пелагический бассейн (украинное море?), окаймлявшийся с севера вулканической дугой среднеюрского – келловейского возраста, максимум магматизма в которой падает на байосское и раннекелловейское время. Границы между этими палеогеографическими областями были или широтными, или же, если учесть палеомагнитные данные по ориентировке вулканической дуги, имели ЗСЗ–ВЮВ простирание [18]. Не исключено, что с севера дуга обрамлялась зоной субдукции, в которой поглощалась литосфера океанического типа, отделявшая дугу от Скифской платформы. В конце позднего келловея магматизм затухает; расположение прибрежной и пелагической зон остается прежним (см. табл., б). В начале позднего оксфорда террейн Горного Крыма вступает во взаимодействие с краем Скифской плиты, которая все это время дрейфо-

вала в южном направлении (см. табл., в). Давление выступа платформы на террейн приводит к его вращению по часовой стрелке и образованию правых сдвигов как внутри него, так и по его обрамлению (см. табл., в). В результате вращения, которое происходило в позднем оксфорде–раннем киммеридже, батско-нижеоксфордские комплексы меняют пространственное положение и мелководные отложения оказываются теперь на северо-западе, а пелагические и островодужные – на юго-востоке (см. табл., г). Расклинивание террейна Горного Крыма выступом Скифской плиты приводит еще к двум следствиям, существенно изменившим его строение.

Во-первых, в результате сжатия внутри уже развернутого террейна, в его южной части в начале позднего оксфорда происходит формирование горной системы, размыв которой и обусловил поступление обломочного материала (как местного, так и экзотического), транспортировавшегося в северном и северо-восточном направлениях. Можно предполагать, что граница складчатого сооружения была дискордантна по отношению

структурно-фациальным зонам, созданным к началу позднего оксфорда.

Во-вторых, продолжение расклинивания террейна Горного Крыма в титоне и начало его разрушения сопровождалось отрывом "ломтей" террейна и их вращением против часовой стрелки на 15°, т.е. навстречу Скифской плите (см. табл., д). С тылу этих "отщепов" образуются зоны растяжения, в одной из которых формируется Восточно-Крымский прогиб.

Не следует думать, что этап "столкновения" террейна Горного Крыма и Скифской плиты завершился в титоне. Восстановление полной картины аккреции требует дополнительного изучения осадочных серий неокома, в частности, западной части Горного Крыма в целом.

В настоящей работе даны предварительные результаты работ и их возможная интерпретация.

Осуществление работы и в особенности полевых исследований 1993–1995 гг. стало возможно лишь благодаря финансовой поддержке ОГПТГН РАН и секции наук о земле РАН. Мы искренне благодарим руководителей этих организаций академиков РАН В.А. Жарикова и Н.П. Лаврова. В 1995–1996 гг. исследования были поддержаны грантом 89100 фонда Сороса и отчасти грантом 93-05-8934 РФФИ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов И.В.* Кимеридж-титонский флиш Горного Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 6. С. 18–24.
2. Вулканы Карадага / Довгаль Ю.М., Радзивил В.Я., Токовенко В.С. и др. / Ин-т геол. Наук. Киев: Наук. думка, 1991. 102 с.
3. Геологическая карта Горного Крыма. Масштаб 1 : 200 000 / Ред. Н.Е. Деренюк, М.В. Ванина, М.Е. Герасимов, Составил С.В. Пивоваров. Киев: ЦТЭ м-ва геологии УССР, 1984.
4. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. I. Геологическое описание. М.: Наука, 1969. 576 с.
5. *Добровольская Т.И.* Палеогеографическая обстановка в Крыму во время накопления мезозойских конгломератов // Материалы научной конференции геологического факультета, Львов. ГУ, Львов: Львов. ГУ, 1966. С. 28–29.
6. *Казанцев Ю.В.* Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.
7. *Кизевальтер Д.С., Муратов М.В.* Длительное развитие геосинклинальных складчатых структур Восточного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1959. № 5. С. 16–34.
8. *Лебединский В.И., Добровольская Т.И.* Гранатсодержащие породы в гальках юрских конгломератов Горного Крыма // Минерал. Сб. Львов. ГУ. 1965. № 19. Вып. 1. С. 114–118.
9. *Лебединский В.И., Макаров Н.Н.* Вулканизм Горного Крыма. Киев: Изд-во АН УССР. 1962. 208 с.
10. *Лебединский В.И., Шалимов А.И.* Ископаемый лахар на Карадаге и особенности структуры массива Кок-Кая // Докл. АН СССР. 1967. Т. 172. № 6. С. 114–118.
11. *Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю., Розанов С.Б., Шалимов И.В.* Об аллохтонном залегании верхнеюрских отложений Горного Крыма // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 4. С. 497–500.
12. *Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю., Шалимов И.В.* Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 22–31.
13. *Михайлова М.В., Успенская Е.А.* Юрские биогермные массивы Судакско-Карадагского района / Путеводитель экскурсий четвертой палеозоологическо-литологической сессии РИО АН МССР / Кишинев: Ин-т геологии и полезных ископаемых, 1966. С. 14–20.
14. *Муратов М.В.* Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор. М.-Л., 1937. С. 12–122. (Тр. МГРИ; Т. 7.)
15. *Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 207 с.
16. *Муратов М.В., Архипов И.В., Успенская Е.А.* Стратиграфия, фации и формации юрских отложений Крыма // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1960. Т. 35. Вып. 1. С. 87–97.
17. *Печерский Д.М., Диденко А.Н., Сафонов В.А., Тихонов Л.В., Цельмович В.А.* Петромагнитная и палеомагнитная характеристика среднеюрского вулканизма Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. № 3. С. 85–104.
18. *Печерский Д.М., Сафонов В.А.* Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре–раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96–105.
19. *Попадюк И.В., Смирнов С.Е.* Проблемы структуры Горного Крыма. Традиционные представления и реальность // Геотектоника. 1991. № 6. С. 44–56.
20. *Славин В.И., Яранов Д.* Срединные массивы Европейской части альпийской геосинклинальной области // Структура земной коры и деформация горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 137–149.
21. Структурная геология Горного Крыма / Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю.

- Аржавитин П.В., Бехер Н.И., Терехов А.А., Попович С.В. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 152 с.
22. Успенская Е.А. Стратиграфия. Юрская система. Верхний отдел // Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Наука, 1969. С. 114–155.
23. Чернов В.Г. Палеогеографические исследования верхнеюрских отложений района г. Демерджи в Крыму // Сб. НСО Геологического факультета МГУ. 1963. № 4. С. 3–108.
24. Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов г. Демерджи в Крыму // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1971. № 2. С. 18–28.
25. Юдин В.В. Новая модель геологического строения Крыма // Природа. 1994. № 6. С. 28–31.

### Middle–Late Jurassic History of the Eastern Crimean Mts. Terrane

A. I. Voznesensky\*, A. L. Knipper\*, A. S. Perfiliev\*, E. A. Uspenskaya\*\*, and A. V. Areshin\*\*<sup>1</sup>

\*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

\*\*Moscow Geological Exploration Academy

To correlate paleomagnetic and geologic data available for the eastern part of the Crimean Mts., we performed detailed field studies focused on Upper Jurassic deposits and their tectonic features. As a result, paleogeographic environments were restored for four time slices. These reconstructions suggest that depositional and structural features of this part of the Crimean Mts. could result from convergence and collision of the Crimean Mts. terrane and a salient of the Scythian plate. This collision, which began in the late Oxfordian, involved a rotation of the Crimean Mts. terrane as an entity and structural rearrangement within it.