

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Геологический факультет

А.М. Никишин, А.С. Алексеев, Е.Ю. Барабошкин,
С.Н. Болотов, Л.Ф. Копаевич,
М.Ю. Никитин, Д.И. Панов, П.А. Фокин,
Р.Р. Габдуллин, Ю.О. Гаврилов

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ БАХЧИСАРАЙСКОГО РАЙОНА КРЫМА

(учебное пособие по Крымской практике)

Под редакцией А.М. Никишина



**Издательство
Московского университета
2006**

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Геологический факультет

**А.М. Никишин, А.С. Алексеев, Е.Ю. Барабошкин,
С.Н. Болотов, Л.Ф. Копаевич,
М.Ю. Никитин, Д.И. Панов, П.А. Фокин,
Р.Р. Габдуллин, Ю.О. Гаврилов**

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ БАХЧИСАРАЙСКОГО РАЙОНА КРЫМА

(учебное пособие по Крымской практике)

под редакцией А.М. Никишина

Допущено УМС по «Геологии» УМО классических университетов в качестве учебного пособия для студентов вузов, обучающихся по направлению 511000 «Геология» и проходящих учебные геологические практики в Крыму

Опубликовано при финансовой поддержке
Федерального агентства по науке и инновациям Министерства образования и науки РФ и грантов: РФФИ 05-05-65157а, РФФИ 04-05-64503а, РФФИ 04-05-64420а, РФФИ 04-05-64424а, РФФИ 06-05-64167а, МК 7281.2006.5, НШ 5280.2006.5

**ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА**

2006

УДК 551.24.477.9

ББК 26.33

Н 62

Печатается по постановлению Ученого Совета

Геологического факультета МГУ от 27 апреля 2006 года

Редактор:

доктор геолого-минералогических наук, профессор А.М. Никишин

Рецензент:

доктор геолого-минералогических наук, профессор Н.В. Короновский

Н 62

Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н.,
Копаевич Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р.,
Гаврилов Ю.О.

Геологическая история Бахчисарайского района Крыма

(учебное пособие по Крымской практике). – М.: Изд-во МГУ, 2006. – 60 с.

ISBN 5-211-05260-9

Рассмотрены основные черты стратиграфии и геологического строения Бахчисарайского района Крыма. Дано описание истории формирования складчатого комплекса, осадочного чехла и этапа кайнозойского горообразования.

Для студентов и преподавателей геологических специальностей вузов.

ISBN 5-211-05260-9

© Никишин А.М., Алексеев А.С.,
Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н.,
Копаевич Л.Ф., Никитин М.Ю.,
Панов Д.И., Фокин П.А.,
Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О., 2006

Введение

В Горном Крыму в районе между населенными пунктами Бахчисарай-Скалистое-Научный-Верхоречье-Кудрино (рис. 1, 2, 3) уже десятки лет проходят учебные геологические практики студенты многих ВУЗов России, Украины и других стран. Этому региону посвящены публикации многих исследователей, среди которых особо следует отметить труды ученых МГГУ и МГУ (например, Муратов и др., 1969; Муратов, 1973; Мазарович, Милеев, 1989 а, б) и наших коллег по учебным практикам из Петербурга, Киева, Воронежа и других городов. Бахчисарайский район стал полигоном для разноплановых геологических исследований, однако до сих пор нет четких представлений о его геологической истории, и мнения геологов сильно различаются по этому вопросу. В данной работе мы не в состоянии изложить все исходные данные по геологии региона, поэтому сосредоточимся на анализе хроностратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений, основных несогласий и вещественного состава отложений и магматических пород. Рассмотрение геологической истории развития одного района Крымской Учебно-Научной Базы (традиционное название - Полигона) невозможно в отрыве от истории региона в целом, сведения по геологии и истории соседних областей и регионов мы будем привлекать в нашей работе по мере необходимости.

Основные структурные элементы

На рисунке 4 показана схема тектоники Крымского региона, а на рисунке 4 – геологические разрезы через район Горного Крыма, показывающие общее строение района. В Бахчисарайском районе выделяются три основных структурных единицы: складчатый комплекс (триас-верхняя юра), комплекс чехла (мел-эоцен) и синорогенный альпийский комплекс (приподнятый эрозионный рельеф и синорогенные осадки олигоцена-квартера). Внутри основных единиц, в свою очередь, выделяются несогласия разных масштабов (рис. 6).

1. Строение складчатого комплекса.

В строении складчатого комплекса выделяются две основные зоны: южная (Горнокрымская), сложенная главным образом нижнеюрскими гемипелагическими и пелагическими осадками, и северная (Лозовская или Эскиординская), образованная разнообразными комплексами верхнего триаса и нижней юры (рис. 7-11). Границей между этими зонами является крутой Бодракский разлом, но в региональном плане - это полоса надвигов, которые в разной мере вторично приобрели различный наклон (вплоть до субвертикального). Во всех зонах отложения сильно и многократно деформированы. Верхнетриасовые и нижнеюрские отложения присутствуют и в Лозовской и в Горнокрымской зонах. Их контакты нигде не установлены и, по-видимому, являются тектоническими. В Лозовской зоне на верхнетриасовых и нижнеюрских отложениях с резким угловым несогласием залегают вулканогенно-осадочные отложения верхнего байоса (Панов, 1997; Nikishin et al., 1998 а, б). В Лозовской зоне к верхнему триасу относятся салгирская и курцовская свиты и их аналоги, общей видимой мощностью в сотни метров. Курцовская свита и ее аналоги, карнийско-норийского возраста (рис. 8), представлены толщами разнообразных песчаников.

Салгирская свита обнажена в русле р. Бодрак у с. Трудолюбовка. Она представлена толщей терригенных турбидитов с преобладанием кварц-полимиктовых песчаников и слоистых алевролитов и глин. В песчаниках присутствует примесь вулканогенного материала. Возраст определен по находкам монотисов норийского яруса. Свита формировалась, возможно, в глубокой части подводно-дельтовой системы.

В Горнокрымской зоне к верхнему триасу отнесены терригенные флишевые отложения нижнетааврической свиты, которые обнажаются на южном берегу Крыма.

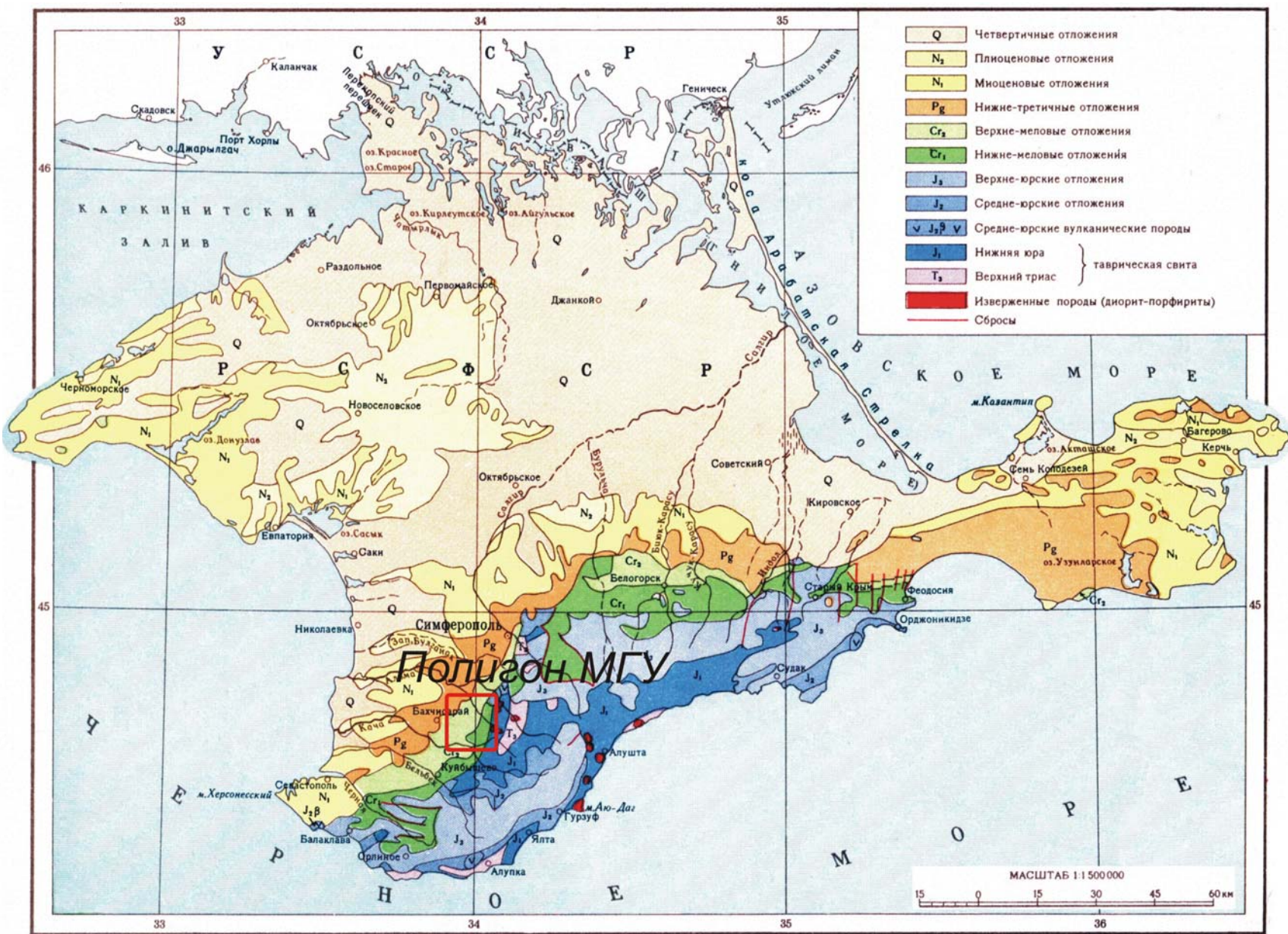


Рис. 1. Геологическая карта Крыма

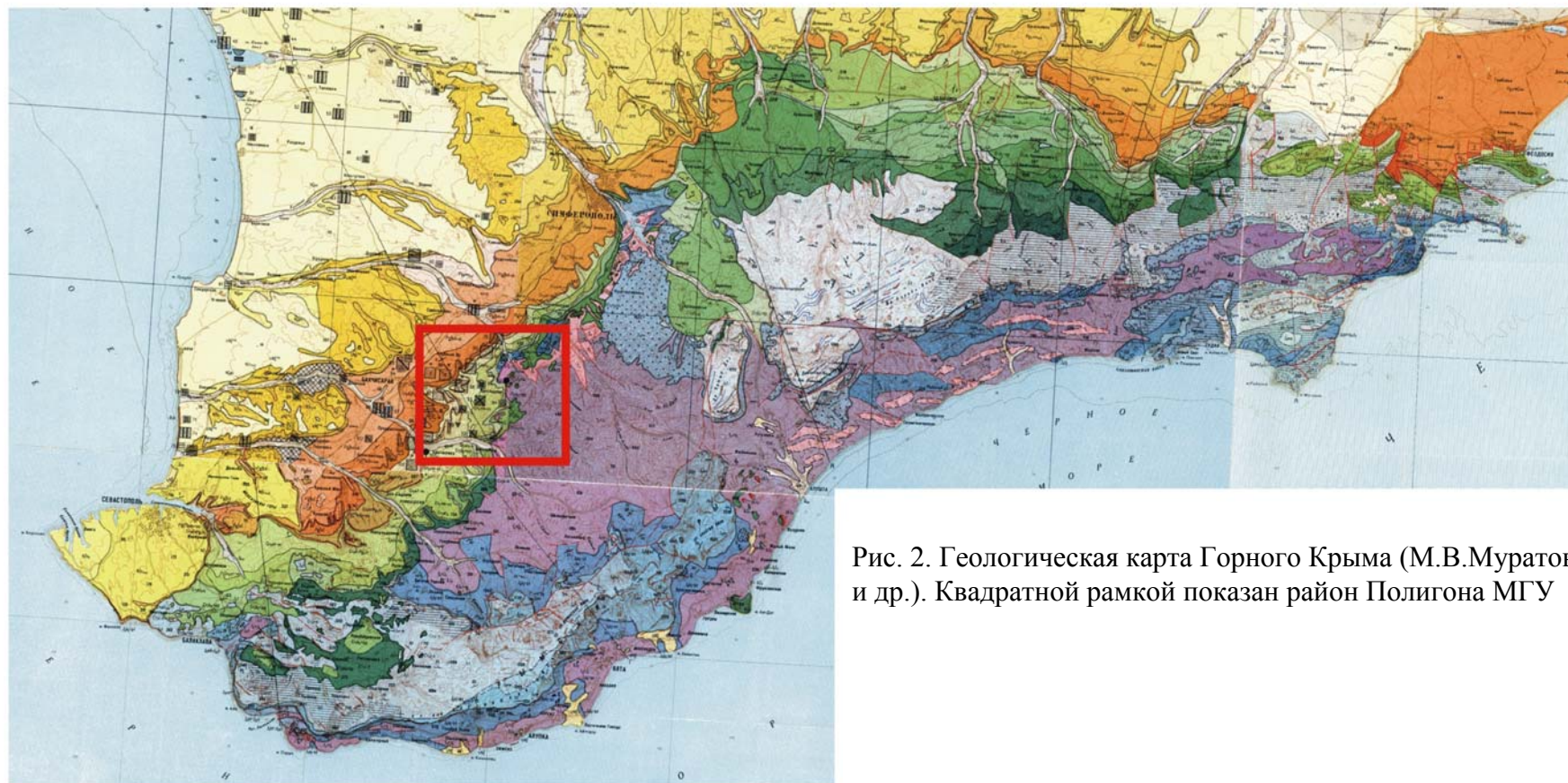


Рис. 2. Геологическая карта Горного Крыма (М.В.Муратов и др.). Квадратной рамкой показан район Полигона МГУ

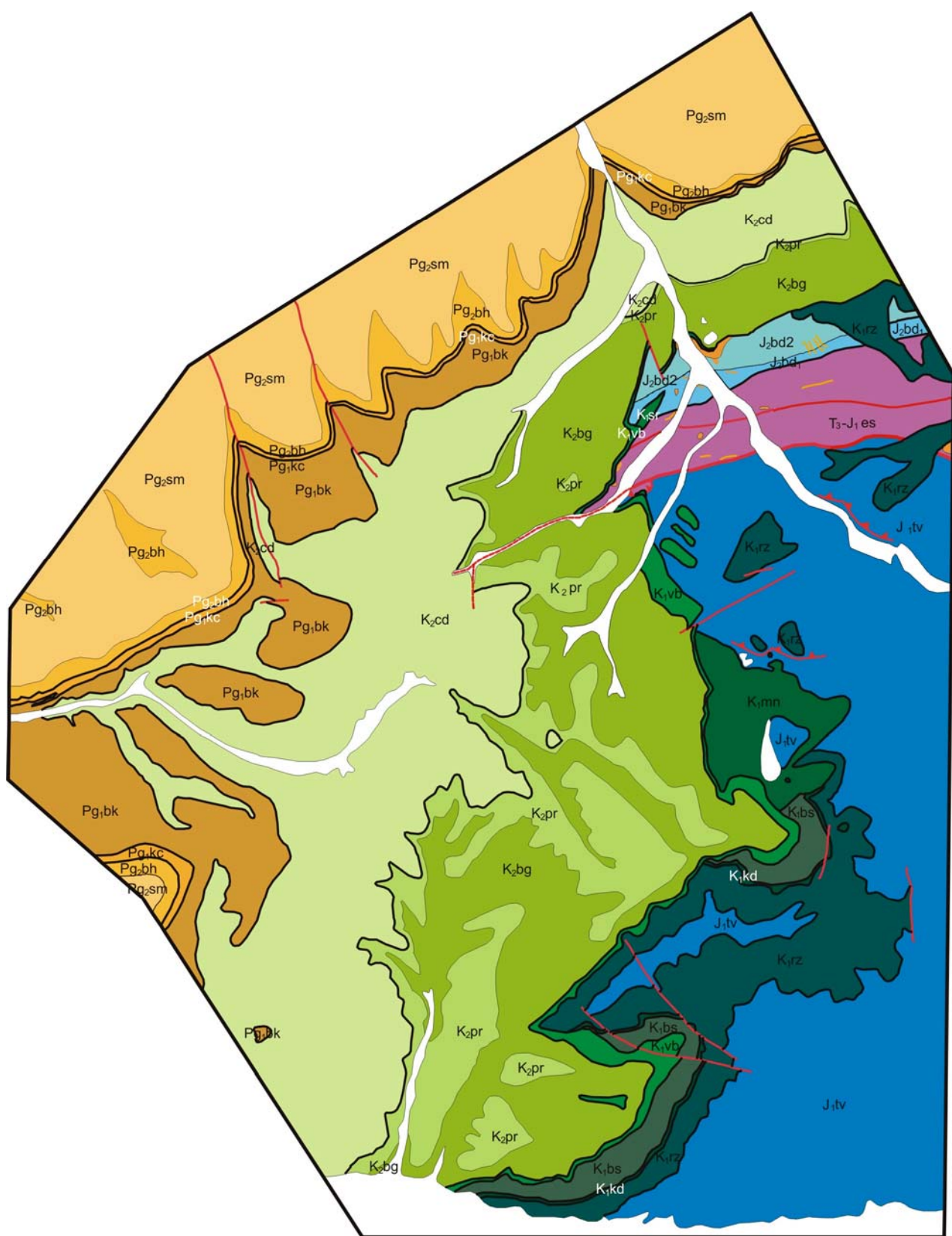
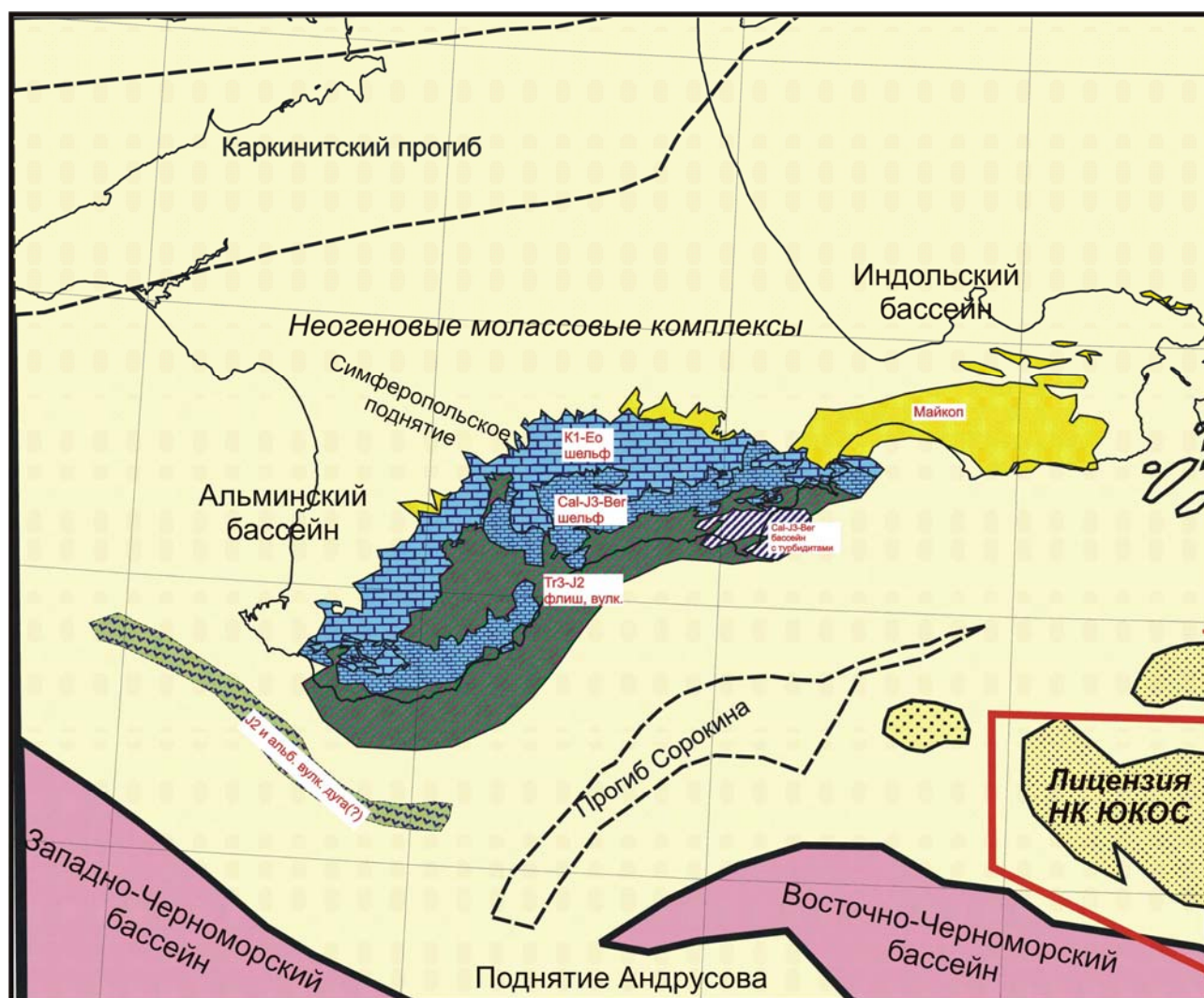


Рис. 3. Геологическая карта района Полигона МГУ



Условные обозначения:

-  Т3-У2 флиш, сланцы, песчаники, вулканиты
- Орогенія**
-  Келловей-У3-берриаский глубоководный комплекс с турбидитами
-  Келловей-У3-берриаский шельфовый комплекс с карбонатной платформой
- Орогенія**
-  К1-эоценовый шельфовый комплекс
-  У2 и альбская вулканическая дуга (?)

Рис. 4. Тектоническая схема Крымского региона

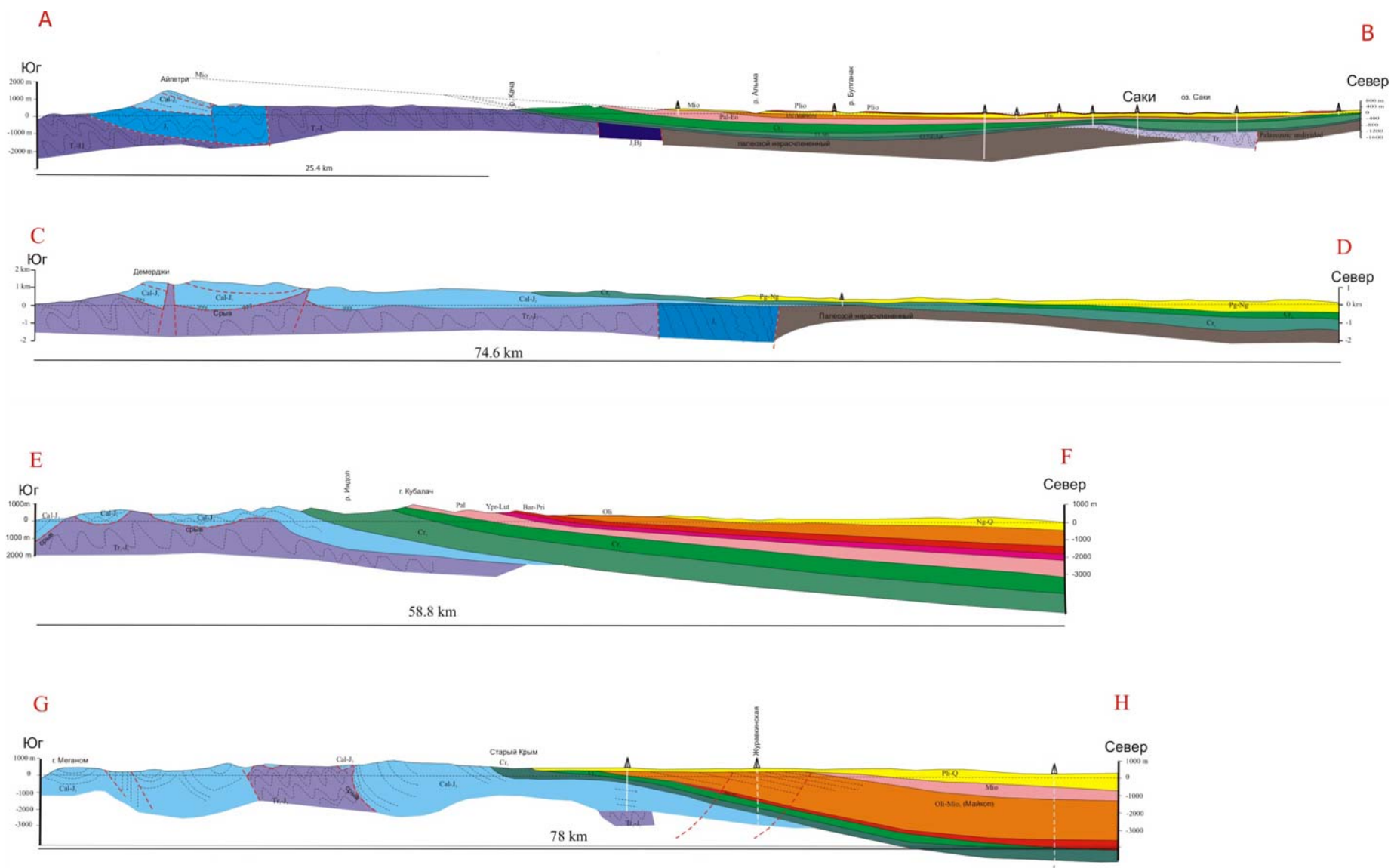


Рис. 5. Геологические разрезы через район Горного Крыма

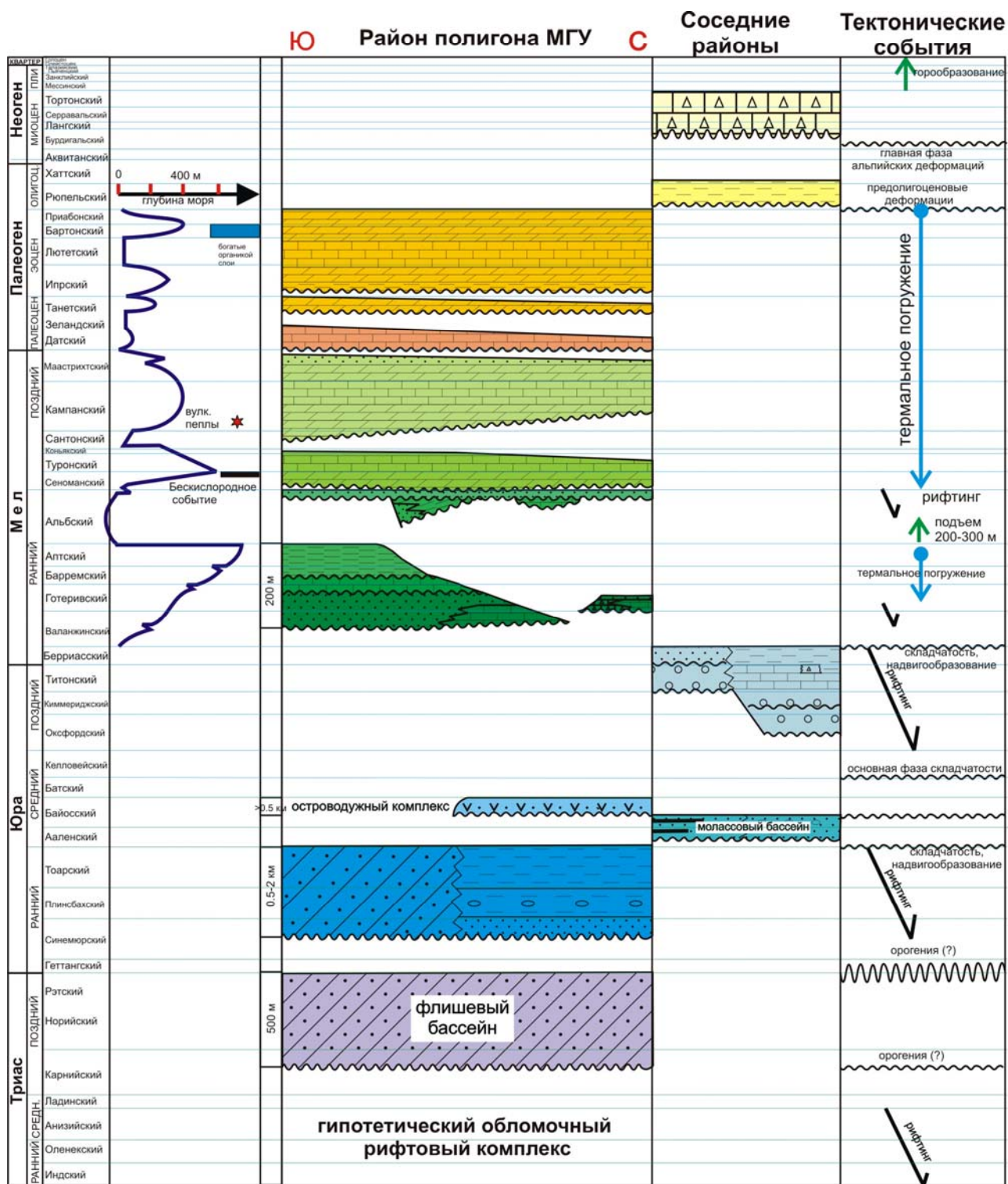


Рис.6. Хроностратиграфическая схема района Полигона МГУ, Бахчисарайский район (составил А.М. Никишин)

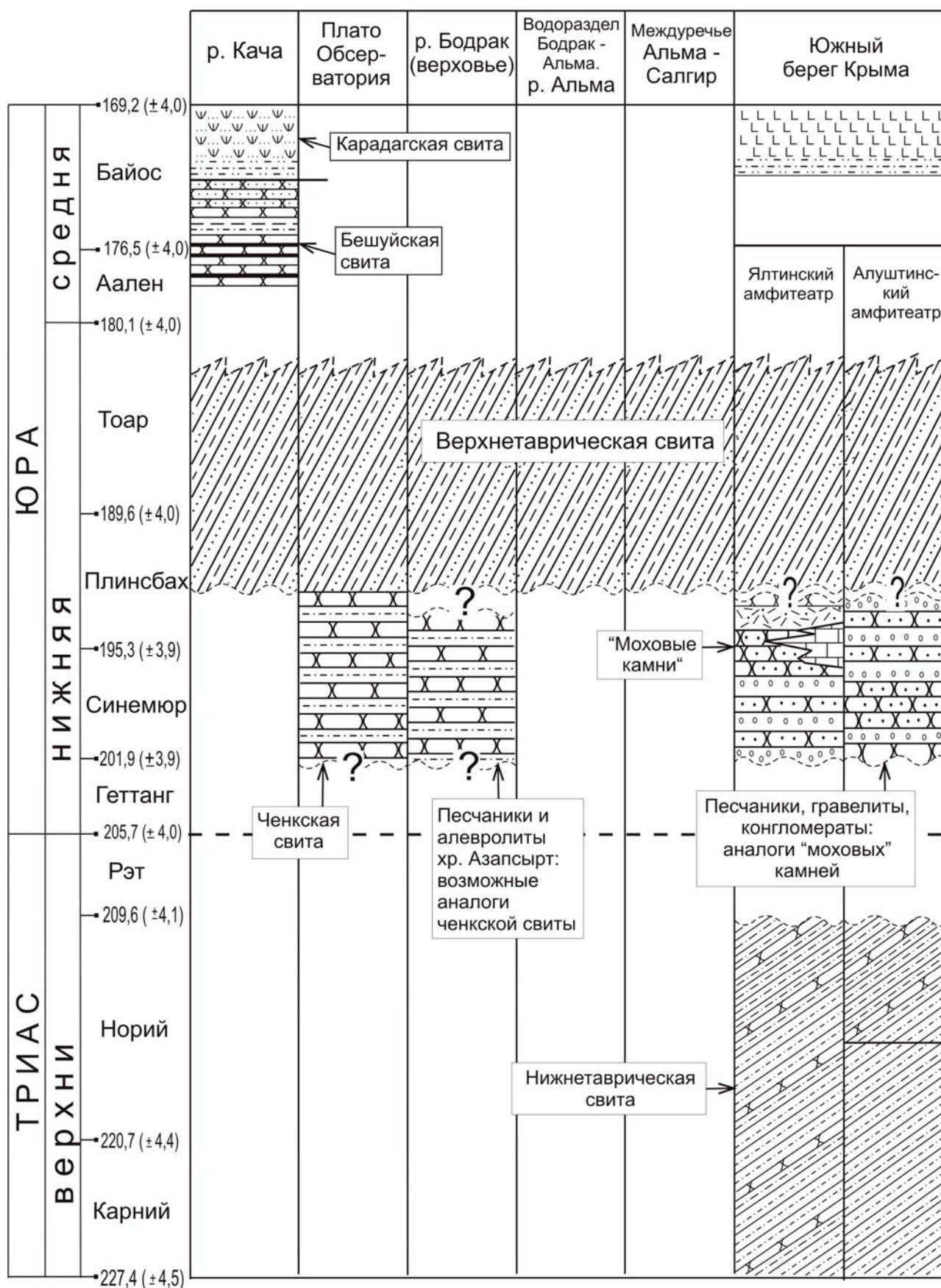


Рис. 7. Хроностратиграфическая схема отложений верхнего триаса и нижней-средней юры Горнокрымской зоны

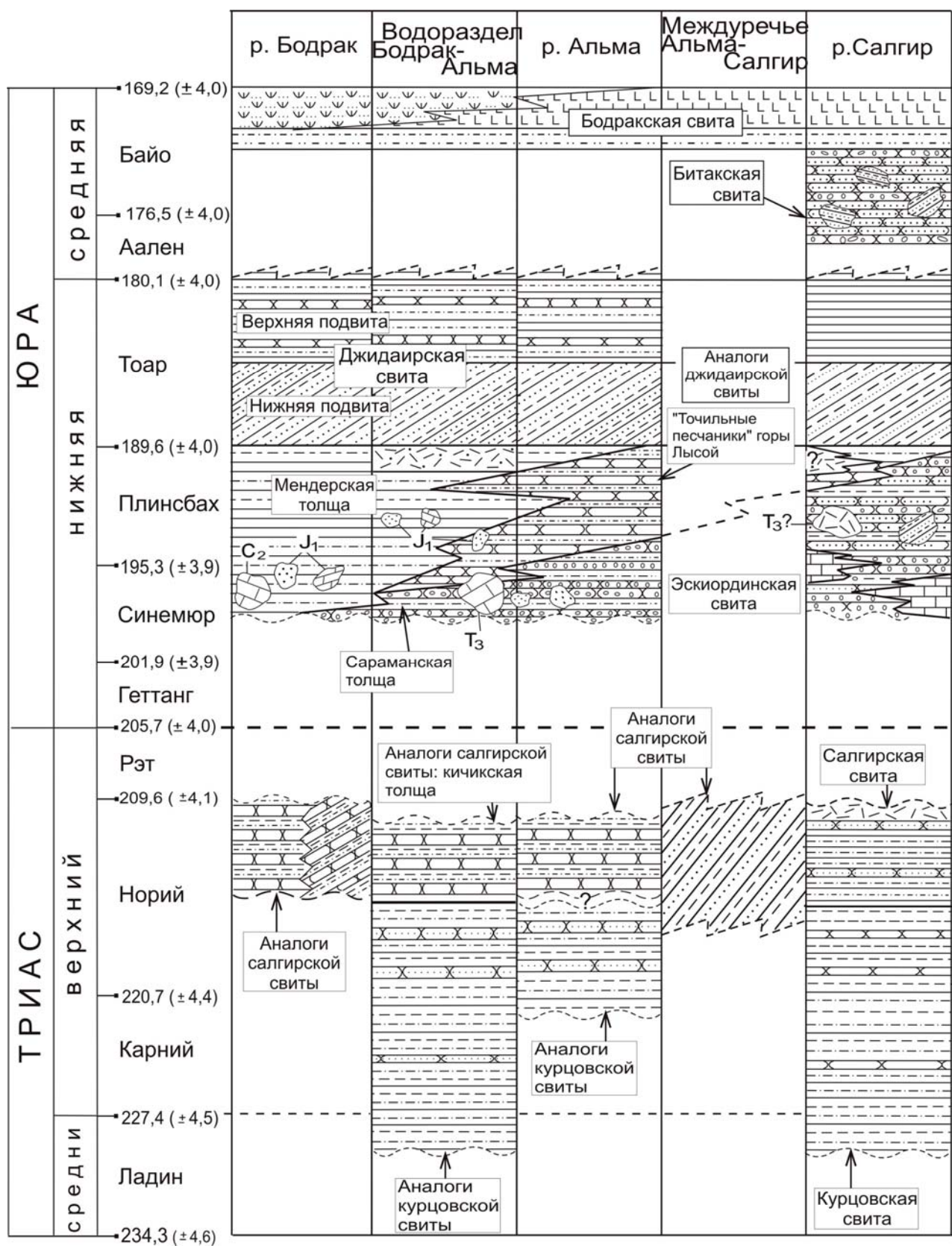


Рис. 8. Хроностратиграфическая схема отложений верхнего триаса и нижней-средней юры Лозовской зоны

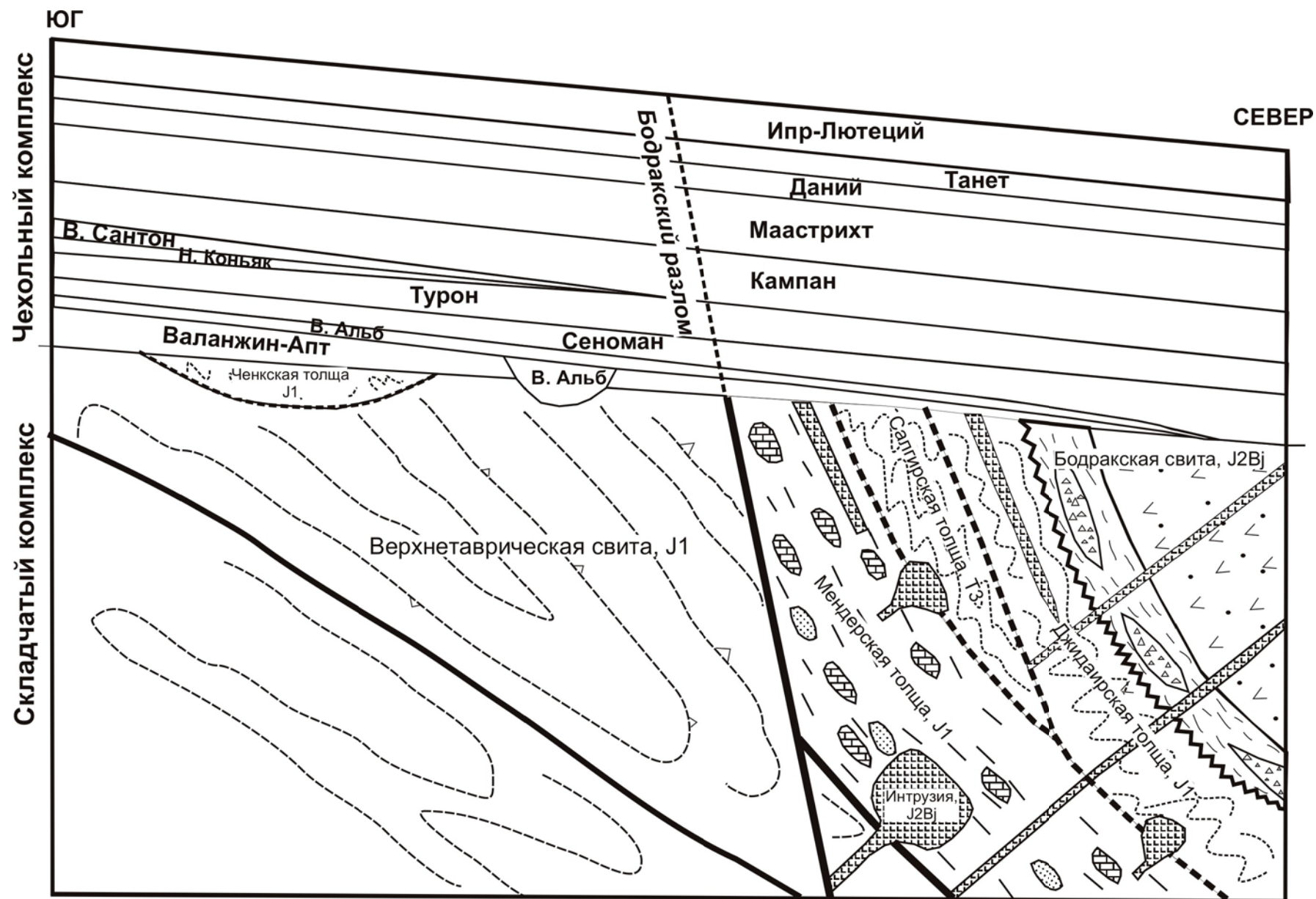


Рис. 9. Схема соотношения основных структурных единиц района Полигона МГУ

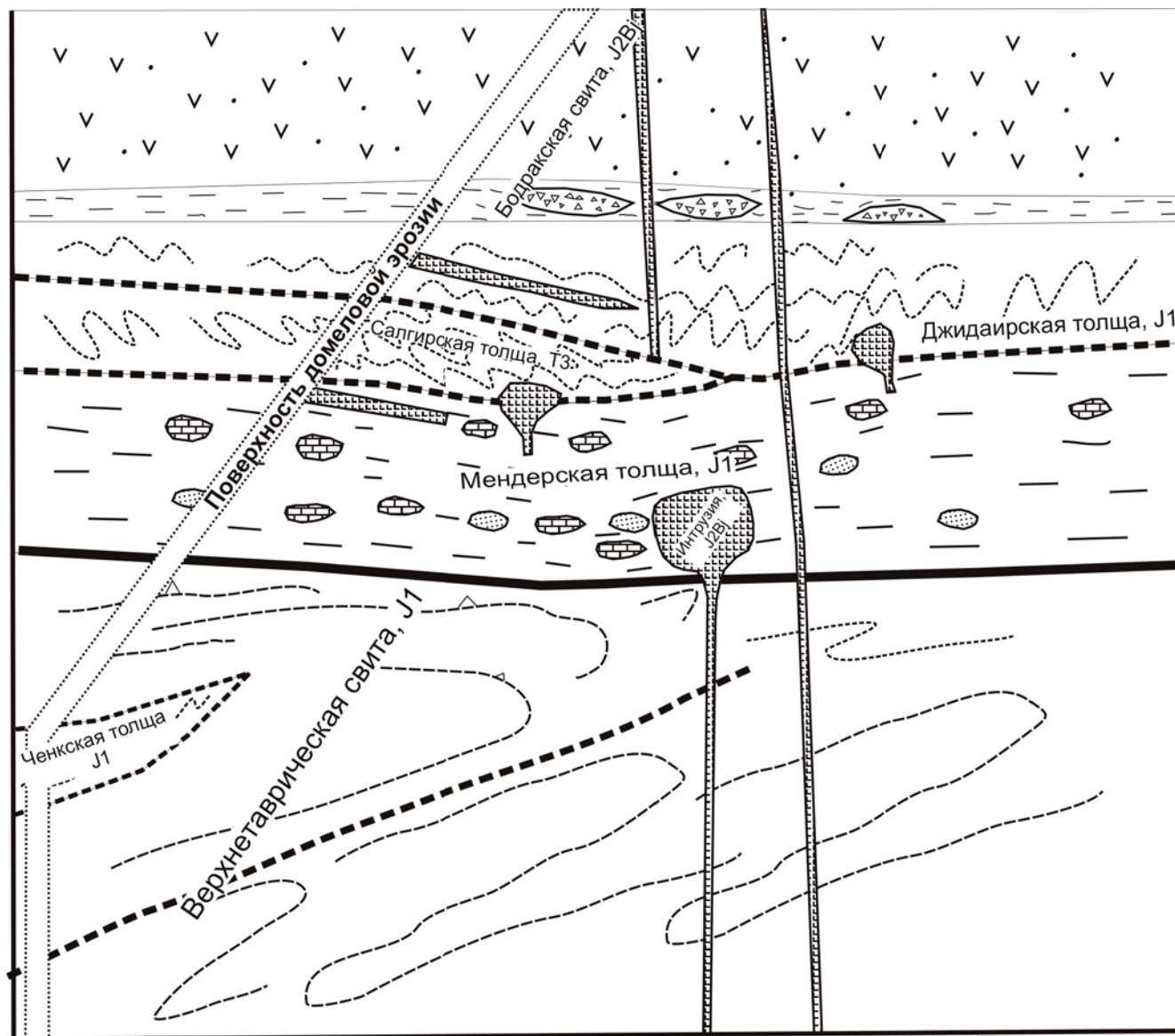


Рис. 10. Схематический разрез полигона МГУ для конца эпохи накопления бодракской свиты (байоса)

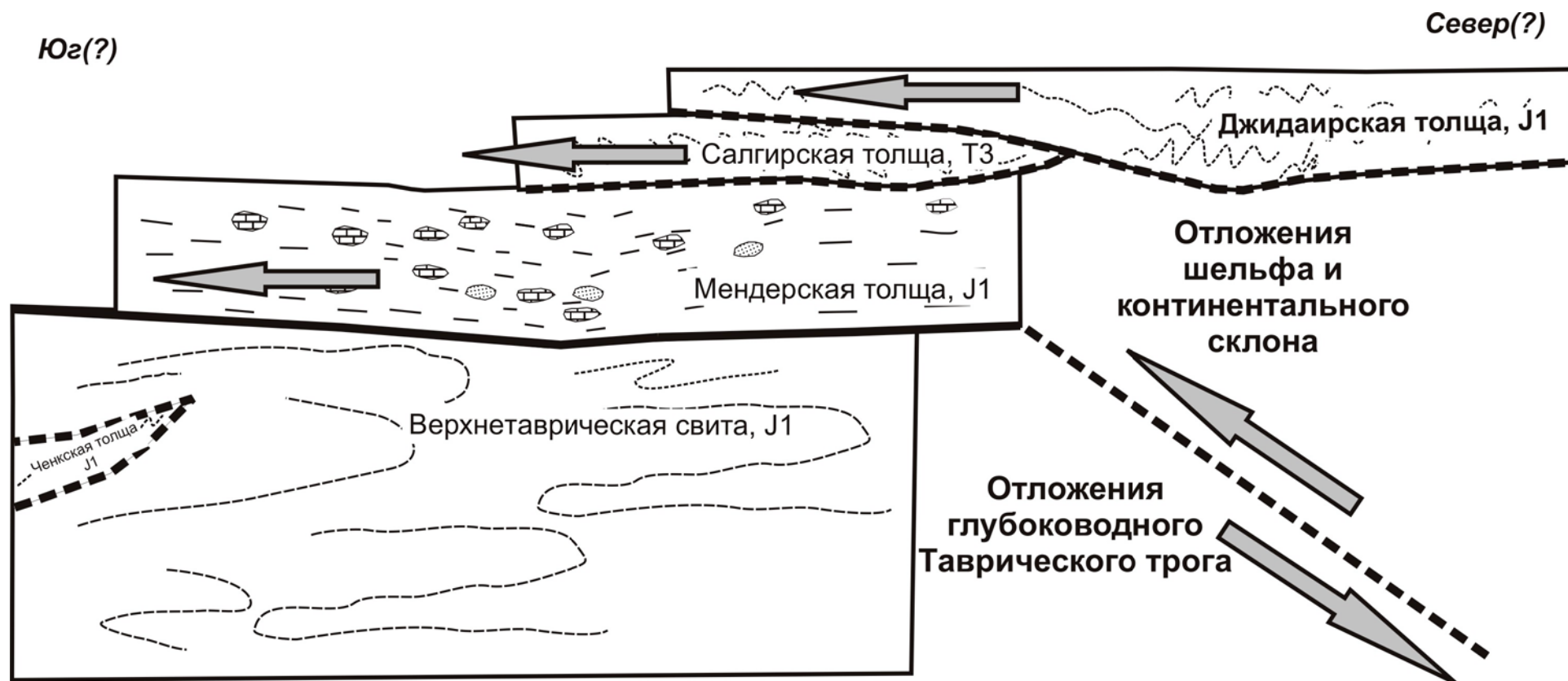


Рис. 11. Схематический разрез Полигона МГУ для предбайосского времени (для эпохи надвигания тектонических пластин эскиординской серии на отложения таврической серии)

В целом, отложения верхнего триаса Лозовской и Горнокрымской зон могут трактоваться как флишевый комплекс заполнения остаточного глубоководного бассейна на фоне его закрытия (Nikishin et al., 1998 a, b; 2001).

В Лозовской зоне к нижней юре относятся образования мендерской и джидаирской свит. Мендерская свита представлена толщей глин и алевролитов синемюр-плинсбахского возраста (матрикс) с многочисленными и разнородными глыбами других пород. Среди них имеется глыба мелководных среднекаменноугольных (нижнебашкирских) известняков, глыбы нижнепермских, среднетриасовых и верхнетриасовых мелководных известняков, глыбы синемюр-плинсбахских мелководных органогенно-обломочных известняков и кварцевых песчаников и т.д. Сам матрикс формировался в относительно глубоководной обстановке, так как не содержит бентосной фауны. Глыбы, вероятно, были оползневыми телами - олистолитами, перемещавшимися из мелководной зоны в более глубокую часть бассейна (Муратов, 1973) (рис. 12, 13). Тела нижнеюрских карбонатных пород интерпретируются как фрагменты "карбонатной платформы", отделившиеся от бровки мелководного шельфа и переместившиеся в виде олистолитов по глинистым отложениям континентального склона в более глубокую часть бассейна и захороненные в практически одновозрастном им матриксе. Не исключено, что формирование оползневых тел было стимулировано сбросовой тектоникой в бассейне, в ходе которой происходило расчленение внешней части «карбонатной платформы», а на плоскостях сбросов на дне моря обнажались отложения каменноугольно-триасового возраста.

Джидаирская свита представлена ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и глин с типичной мощностью ритмов по 5 - 15 см. Для песчаников характерны биоглифы в подошве слоев, разнообразные текстуры турбидитов и насыщенность растительным детритом. Вверх по разрезу джидаирские турбидиты переходят в толщу с горизонтами слоистых и массивных песчаников, переслаивающихся с пачками и слоями плотных глин. Джидаирская свита и вышележащие глинисто-песчаные отложения интерпретируются как относительно мелководные проксимальные турбидиты, возможно, образовывавшие глубоководные (до 500 м) части палеodelьтовой системы. По спорово-пыльцевым комплексам возраст джидаирской свиты, вероятнее всего, тоарский (Панов и др., 1994).

В Лозовской зоне за пределами района Полигона МГУ также имеются толщи разноцветных конгломератов, которые условно относятся к эскиординской свите нижней юры (вероятно, синемюра-плинсбаха). Образования мендерской, джидаирской и эскиординских свит и их аналогов совместно образуют комплекс шельфа, континентального склона и его подножья синемюр-тоарского возраста.

В Горнокрымской зоне к нижней юре относится верхнетааврическая свита. Она представлена ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Типичная толщина ритмов составляет 5-50 см. Нижняя часть ритмов сложена типичными терригенными турбидитами, с грациями состава пород от песчаников (реже – гравелитов) до аргиллитов и с разнообразными текстурами в песчаниках и алевролитах, а верхняя (если присутствует) - пелагическими осадками: аргиллитами и известковистыми аргиллитами. Состав песчаников преимущественно олигомиктовый, в гравелитах присутствуют обломки метаморфических пород и иногда - обильный детрит известковых скелетов бентосных организмов: криноидей, брахиопод, двустворок, мшанок. При формировании свиты источником сноса была область с сиалической корой, состоявшая в основном из гранитоидов и метаморфических пород (не вулканическая дуга). Мощность свиты превышает 2 км. В верхнетааврических турбидитах (в отличие от джидаирских) почти нет биоглифов и донной фауны, значит, они формировались на больших глубинах, чем одновозрастные образования джидаирской и мендерской свит. Она рассматривается как отложения дна глубоководного трога, на склонах которого образовывались породы мендерской и джидаирской свит. Скелетный детрит организмов выносился мутьевыми потоками из области мелководного терригенно-карбонатного шельфа. Верхнетааврическая свита имеет доказанный находками белемнитов и аммонитов плинсбах-тоарский возраст (Геологическое строение..., 1989б).

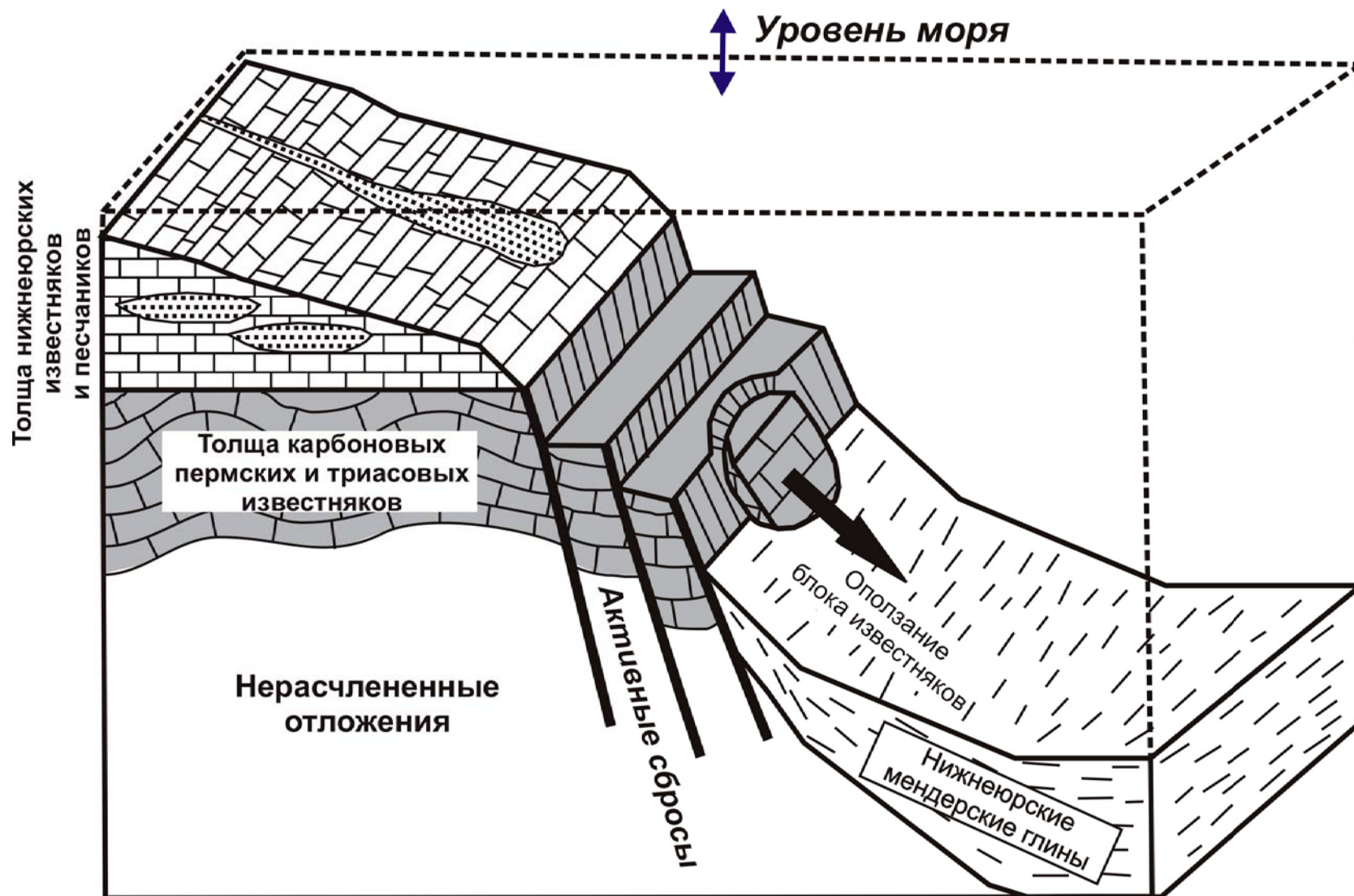


Рис. 12. Схема формирования блока карбоновых известняков в толще мендерских глин в ранней юре как результат крупного оползневого блока, сползшего со сбросового уступа в сторону подножья склона

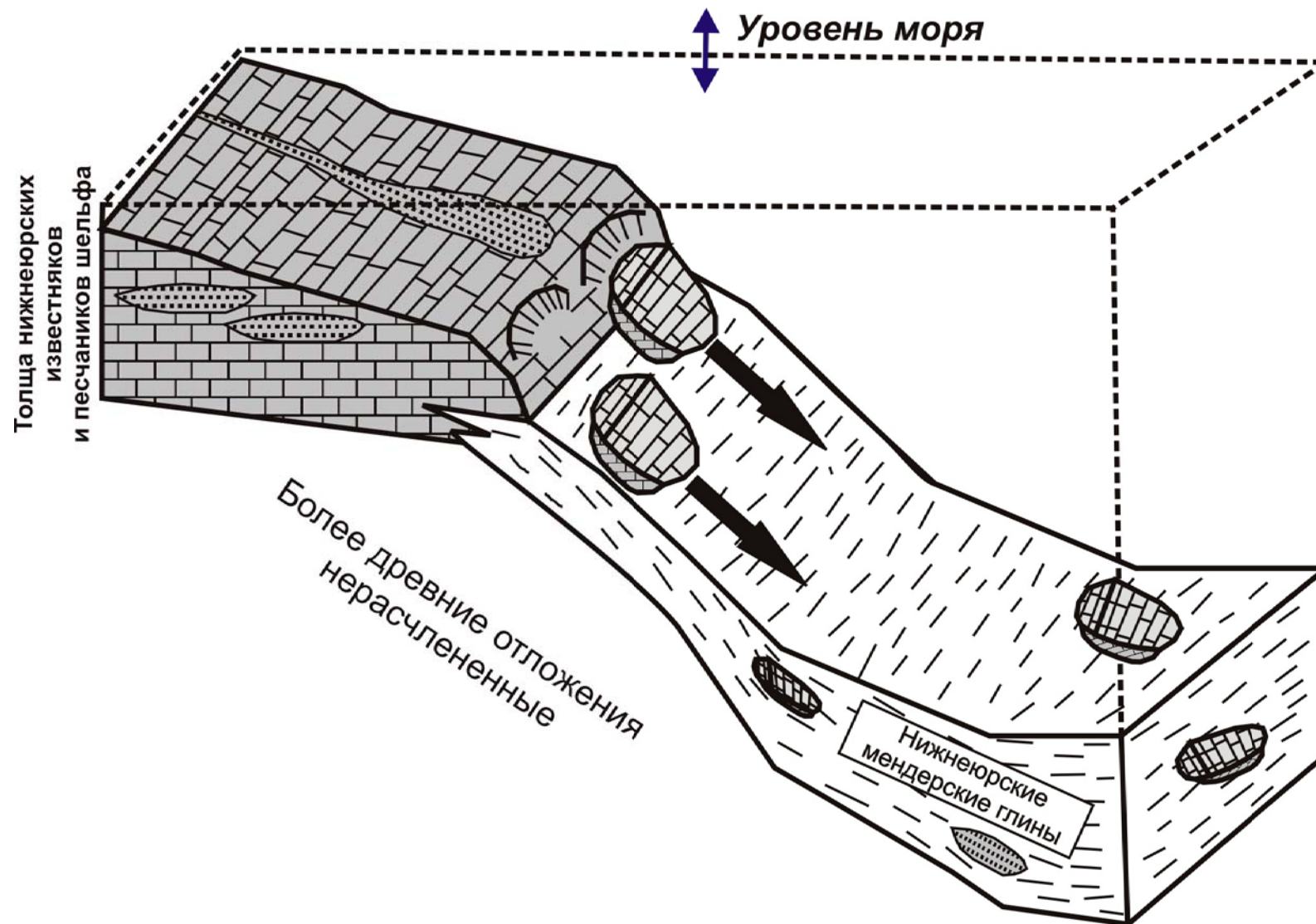


Рис. 13. Схема формирования блоков раннеюрских известняков и песчаников в толще мендерских глин в ранней юре как крупного оползневых блоков, сползшего в сторону подножья склона

В поле выходов верхнетааврической свиты имеются участки, сложенные образованиями ченкской толщи, развитые к югу от пос. Научный. Контакты между ними тектонические, в ченкской толще остатков фауны не найдено (лишь обнаружен отпечаток папоротника мезозойского возраста). Толща представлена в основном песчаниками с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов. Допускается, что ченкская толща первоначально подстилала верхнетааврическую свиту. Она интерпретируется как проксимальные турбидиты и отложения зерновых потоков. В этом случае ее образование соответствовало началу быстрого погружения верхнетааврического бассейна в синемюре-плинсбахе.

В Горном Крыму не известны отложения геттанга. В Степном Крыму, примерно на рубеже триаса и юры (Славин, 1986; Никишин и др., 1997), предполагаются орогенические движения, синхронные с аналогичными процессами в Предкавказье и в зоне Большого Кавказа. В пользу этого свидетельствуют заметные различия в минералогическом составе верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Горного Крыма (Косоруков, 1997; наши данные). Но, к сожалению, вряд ли представится возможность найти угловое несогласие между отложениями триаса и юры из-за с последующих тектонических деформаций и надвигообразования.

Отложения верхнего байоса залегают с резким угловым несогласием на породах верхнего триаса и нижней юры (Панов и др., 1994). В районе с. Трудолюбовка они состоят из двух толщ: нижней толщи аргиллитов с крупными линзами осадочных брекчий (отложений подводных грязе-каменных потоков) с обломками нижнеюрских пород и верхней, вулканогенно-осадочной толщи. Вулканогенно-осадочная толща включает в себя лавы андезибазальтов и базальтов, туфы, вулканогенно-осадочные турбидиты, образованные за счет размыва вулканических построек, ритмичные пачки обломочных потоков с перемытыми лапиллями, слои с переотложенными вулканическими бомбами, горизонты туфопесчаников и туфоаргиллитов. Комплекс отложений однозначно указывает на их формирование в обстановке вулканической островной дуги, сопряженной с глубоким бассейном (рис. 14). Детали строения этой дуги восстановить невозможно, но в целом она была подобна современной Курильской гряде. Зона желоба в позднем байосе располагалась южнее нашего района в современных координатах. С данной дугой связано большое количество интрузивных тел. Двигаясь от с. Трудолюбовка на юго-восток, мы наблюдаем все более глубокие части вулканической дуги (рис. 9, 10): в ее верхней части преобладают жерловые и субвулканические дайки и силлы бывших магмоподводящих каналов; ниже (в образованиях Лозовской зоны) преобладают диапирообразные тела микродиоритов (например, Первомайская и Джидайская интрузии), а еще южнее в Горнокрымской зоне преобладают дайки. Магматические породы преимущественно относятся к известково-щелочной серии.

Отложения байоса круто (до субвертикального залегания) наклонены в северо-западном направлении. Если вернуть отложениям байоса первичное субгоризонтальное залегание, то окажется, что они отлагались на системе субгоризонтальных тектонических пластин, сложенных вверху отложениями Лозовской зоны, а ниже - пластинами сложнодеформированных пород верхнетааврической свиты Горнокрымской зоны. Таким образом, в этом районе устанавливается фаза надвигообразования в допозднелозовское время, в аалене или на рубеже аалена и байоса (рис. 9–11). В свою очередь, деформированные отложения байоса со значительным угловым несогласием перекрываются в районе Симферополя байраклинскими конгломератами верхнего келловей (или титона-?) (Муратов и др., 1969). Из этого следует, что другая фаза регионального сжатия имела место примерно в предкелловейское время (Муратов и др., 1969; Никишин и др., 1997), во время которой были деформированы отложения байоса, а бывшие покровы Лозовской зоны приобрели крутое падение.

Отложения бата в районе Полигона отсутствуют, но они широко распространены в Горном Крыму. В региональном плане они связаны с отложениями байоса и надстраивают

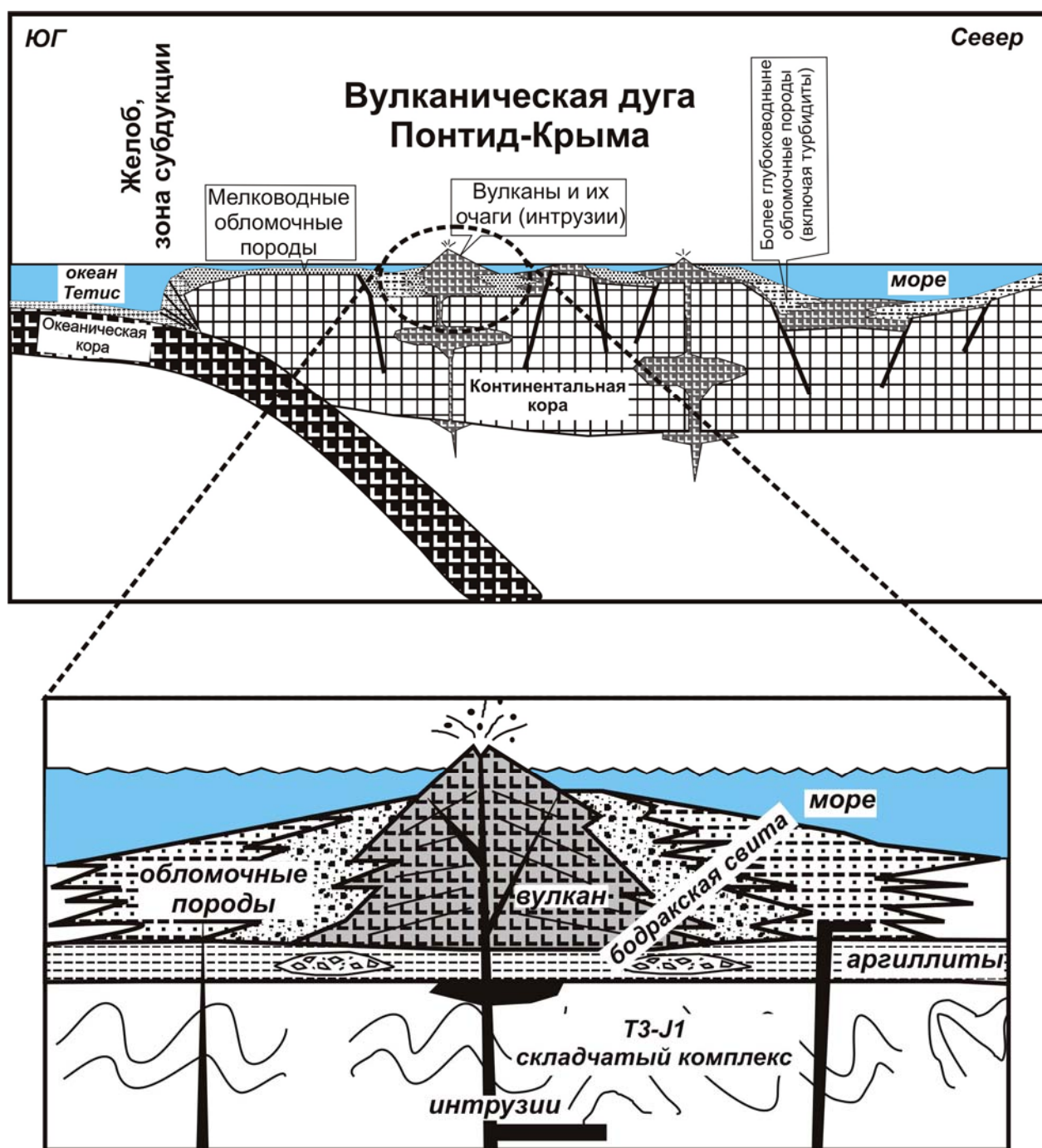


Рис. 14. Схема формирования среднеюрской вулканической дуги и бодракской свиты

его вулканогенно-осадочную толщу. Но для бата вулканизм не доказан. Бат представлен разнообразными обломочными породами, включая турбидитовые песчаники и толщи глин. Эти отложения накапливались в морских условиях на разных глубинах.

Есть проблема в разделении бата и келловей и соотношений между ними, так как литологически они часто имеют значительное сходство.

Отложения келловей-верхней юры-берриаса образуют цепочку выходов в полосе от Севастополя до Феодосии. Они слагают хорошо известные горы Первой гряды Крымских гор: Чатырдаг, Демерджи, Ай-Петри, Долгоруковская Яйла и др. Отложения образуют единый комплекс, несогласно залегающий на подстилающих породах. Подошва комплекса обычно бывает тектонически сорвана и ее характер является предметом дискуссий. Этот комплекс очень разнообразен по составу и образует фациальный ряд от континентальных и мелководно-морских образований до турбидитов относительно глубоководного бассейна. Выделяются несколько типичных фаций, которые все вместе обнажаются в восточной части Горного Крыма в районе Феодосии-Судака (рис. 15). Здесь можно выделить следующие типы фаций (осадков):

1. Толщи пестроцветных и сероцветных конгломератов и песчаников с грубой сортировкой. Они интерпретируются как прибрежно-морские конгломераты, аллювиальные отложения, конуса выноса с гор в морской бассейн, турбидиты. В целом, такого рода осадки типичны для областей с активным разломообразованием, с расчлененным рельефом. Их возраст келловей-оксфорд. Вероятно, данный обломочный комплекс формировался в рифтовом бассейне на стадии его быстрого прогибания и активного разломообразования.
2. Толщи шельфовых карбонатов, которые образовывали мелководную карбонатную платформу шельфе.
3. Тела известняковых рифовых массивов, формировавшихся на бровке мелководного шельфа.
4. Толщи обломочных турбидитов разных типов, накапливавшихся на дне относительно глубокого бассейна. В турбидитах находят и крупные олистолиты, сложенные верхнеюрскими рифовыми известняками.

Таким образом, полифациальный комплекс отложений келловей-верхней юры и берриаса формировался в глубоководном рифтогенном бассейне и на его плечах, в мелководных и прибрежных условиях.

Комплекс был неравномерно деформирован в предваланджинское и альпийское время и часто образует серии тектонических пластин (структур имбрикации). В связи с разнообразием фаций в комплексе и проблемами датировок разных толщ, в изучении данного структурно-вещественного подразделения имеется много дискуссионных проблем.

2. Модель формирования складчатого комплекса

В настоящее время не хватает данных для полного восстановления истории формирования складчатого комплекса Бахчисарайского района и Горного Крыма в целом. Поэтому мы базируемся на анализе комплексов отложений и истории фаз деформаций как Крыма, так и соседних регионов. Предположительно в раннем-среднем триасе в Горном Крыму были фазы рифтинга и пострифтового погружения (Славин, 1986; Никишин и др., 1997). Комплексы рифтогенных бассейнов этого возраста сохранились в Добрудже (Румыния), и, вероятно, в Центральном Понтиде (Турция, комплекс Кюре с пермотриасовыми офиолитами и глубоководными осадками).

Для верхнего триаса Горного Крыма характерны обломочные разнофациальные отложения, природу которых трудно интерпретировать. В Предкавказье в позднем триасе существовал вулканический пояс (ногайская серия и ее аналоги), сопряженный с зоной субдукции и аккреционной призмой, реконструируемыми в полосе Южного склона Большого Кавказа (дизская серия и ее аналоги) (Nikishin et al., 2001). Вполне вероятно, что

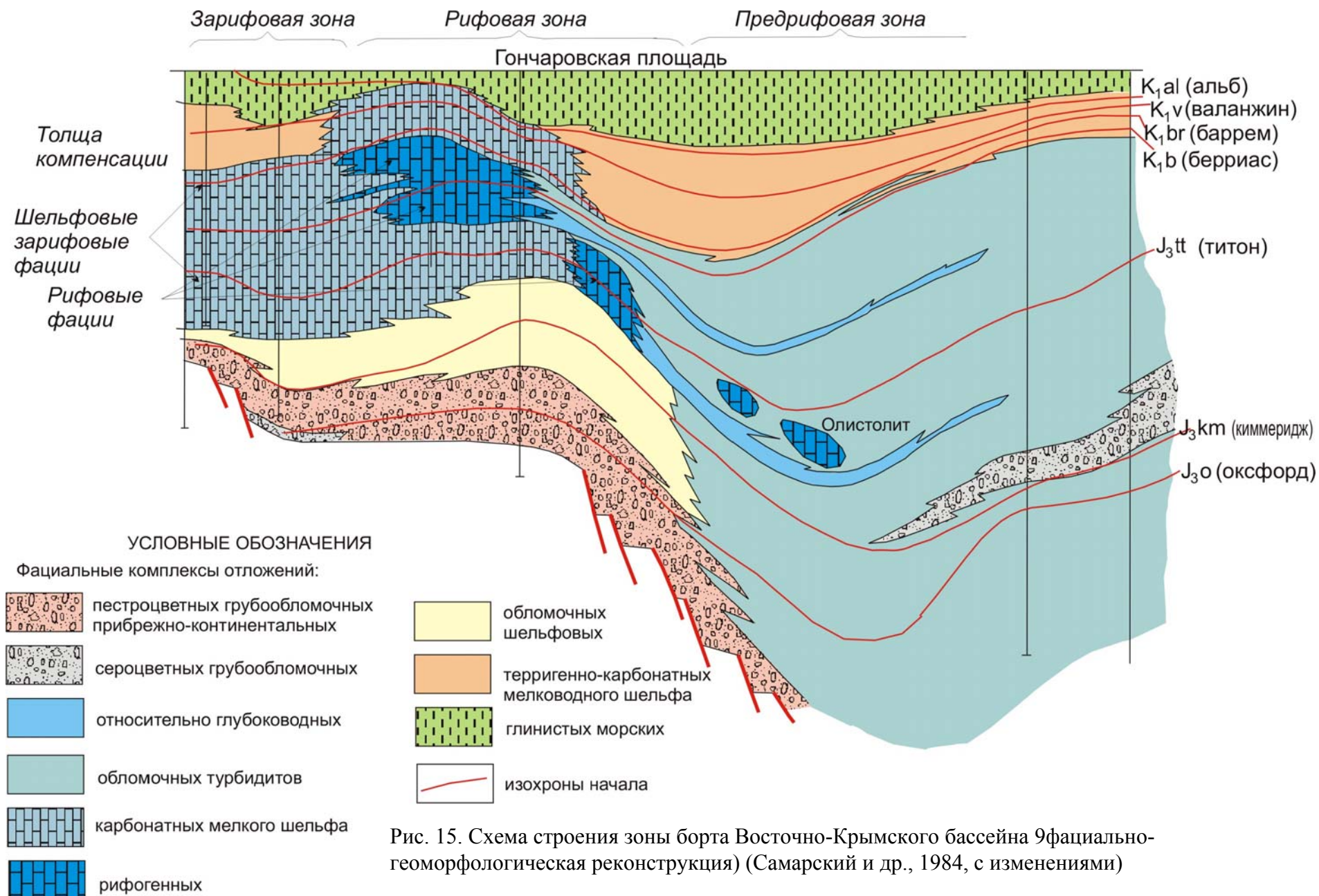


Рис. 15. Схема строения зоны борта Восточно-Крымского бассейна (фациально-геоморфологическая реконструкция) (Самарский и др., 1984, с изменениями)

верхний триас Горного Крыма образовывал комплекс аккреционной призмы над зоной субдукции или в остаточном задуговом бассейне, также над зоной субдукции. Основанием для таких выводов является присутствие вулканического материала в верхнем триасе и наличие поздне триасовых (?) известково-щелочных интрузий в Степном Крыму. То есть, возможно, субдукционный вулканический пояс протягивался от Восточного Предкавказья через Кубанский прогиб в Степной Крым. Соответственно, к югу от него предполагается существование активной континентальной окраины с желобом.

Примерно на границе триаса и юры субдукция на Большом Кавказе сменилась коллизией с континентальными террейнами. Вполне вероятно, что эта коллизия проявилась и в Горном Крыму. В пользу этого свидетельствует то, что в Степном Крыму данная орогения также фиксируется (Славин, 1986). Таким образом, можно предполагать, что в рэте-геттанге в Горном Крыму сформировался ороген.

В синемюре-плинсбахе, примерно вдоль коллизионной рэт-геттангской сутуры Большого Кавказа - Горного Крыма стал раскрываться рифтовый бассейн, максимум раскрытия которого приходится на тоар. В Горном Крыму на дне трога накапливалась верхнетааврическая свита, а на его борту – отложения мендерской и джидаирской свит и их аналогов. Дно трога, глубиной порядка 1-2,5 км было, вероятно, было образовано сильно утоненной континентальной корой.

Этот трог с юга ограничивался приподнятой зоной Понтид с шельфовым морским бассейном (и возможным поясом вулканитов - ?), южнее которой была зона субдукции океана Тетис с северным падением. Таким образом, раннеюрский глубоководный трог Горного Крыма имел задуговое рифтовое происхождение. В аалене-раннем байосе произошло сильное сжатие Таврического трога, в ходе которого комплексы северного шельфа и континентального склона были надвинуты на сам трог. Данная орогения сопровождалась образованием предгорного краевого Битакского прогиба и межгорного Бешуйского угленосного бассейна.

В байосе вдоль пояса континентальных террейнов Понтид и Закавказья образовался вулканический субдукционный пояс, который был частично наложен на ааленско-раннебайосскую складчатую зону. Примерно в предкелловейское время сжатие привело к складчатости, орогении и воздыманию, сопровождавшемуся опрокидыванием структуры к северу. В районе Трудолюбовки бывшие пологие покровы, в том числе и Бодракский разлом, приобрели крутые, до субвертикального, залегания.

В Горном Крыму осадки келловей-верхней юры распространены широко, однако возрастные датировки этих отложений дискуссионны. Предположительно, в келловее - поздней юре в зоне Южного Крыма образовался рифтовый бассейн, который углублялся к востоку, в сторону Феодосии-Судака. Отложения этого бассейна были разнофациальными. В нем выделяются зоны мелководной карбонатной платформы, рифовые краевые пояса, прибрежно-морские конгломераты, более глубоководные обломочные комплексы с олистолитами, пелагические отложения. Бассейн был сильно деформирован в конце берриаса, при этом интенсивность деформаций к востоку убывала.

Позднеюрская история Бахчисарайского района не известна, так как осадки этого возраста в районе Полигона отсутствуют. Можно лишь допустить, что в поздней юре прибрежные и мелководные осадки перекрывали данную территорию. Вначале мела перед валанжином компрессионные события в Горном Крыму привели к складчато-надвиговым деформациям и орогенезу, вероятно, проявившимся и в районе Полигона. Однако, следует отметить, что пока не ясны масштабы этих деформаций.

3. Геологическая история комплекса чехла

Разрезы мела-эоцена Бахчисарайского района были детально охарактеризованы ранее (Муратов, 1973; Мазарович, Милеев, 1989; Очерки..., 1997). Хроностратиграфия комплекса чехла показана на рис 5. Мел-эоценовые отложения распространяются далеко на север от

Горного Крыма, образуя чехол Скифской платформы (рис. 16, 17). В истории его формирования четко различаются три этапа: валанжин-аптский, ранне-среднеальбский и позднеальбско-эоценовый, которые, в свою очередь, делятся на стадии.

3.1. Валанжин-аптская трансгрессивная эпоха

Отложения валанжина-апта широко распространены на территории района практики. Этот комплекс отложений, в свою очередь, делится на три свиты: резанскую (валанжин-нижний готерив), коясджилгинскую (верхний готерив-верхний баррем) и биясалинскую (верхний баррем-апт), соответствующие отдельным стадиям развития. В целом, комплекс отложений валанжина-апта образует трансгрессивный осадочный цикл преимущественно терригенного состава.

Песчано-карбонатные отложения валанжина-нижнего готерива обнажаются с юга на север в районах гор Резаная-Белая, оврага Кояс-Джилга, гор Присяжная, Шелудивая, Длинная, Кермен, плато Кичик-Сараман. Петрографический состав песчаников соответствует кварцево-граувакковым, мезо- и олигомиктовым породам по классификации В.Н. Шванова (1987), с повышением содержания кварцевых обломков – «вызреванием» состава – вверх по разрезу (рис. 18). Эти отложения палеонтологически разделены на отложения валанжина и нижнего готерива (Барабошкин, 1997а).

Породы валанжина на юге имеют мощность до 40 метров, выклиниваясь в северном направлении (рис. 19). Они имеют сложный фациальный состав, меняясь с севера на юг от баровых косослоистых песчаников и песчаных известняков до сублиторальных песчаников, алевролитов и глин. Для этой толщи типично присутствие темпеститов; отложения изобилуют элювиальными и эрозионными перерывами. В целом, отложения валанжина представляют начальную, мелководную фазу широкой трансгрессии.

Отложения нижнего готерива на юге имеют мощность до 40 метров и почти полностью выклиниваются на севере. Нижний готерив представляет отличный пример сложно построенной разнофациальной толщи (Барабошкин, 1997б). На севере Полигона, в районе горы Большой Кермен и Первомайского карьера, нижний готерив залегает прямо на нижнем, складчатом комплексе и представлен толщей коралловых биогермовых известняков мощностью 3-8 метров, сменяющихся вверх переслаивающимися органогенно-обломочными известняками и песками. К югу и западу эта толща сменяется областью рифового шлейфа (до 11 м) с преобладанием обломочных карбонатов, образованных за счет размыва этой постройки. Еще южнее фация органогенно-обломочных известняков переходит в более глубоководную толщу чередования известковистых песчаников и алевролитов.

Таким образом, для раннего готерива выделяются как минимум три фациальные области: мелководная биогермная постройка на севере с палеоглубинами до 30-40 метров, относительно глубоководная область (глубиной до 100-300 метров) на юге с преобладанием песчаного материала и промежуточная между ними. Быстрое углубление бассейна с севера на юг, сильная изменчивость отложений по составу и мощности допускают возможность существования грабенообразной структуры на юге Полигона в валанжинское и готеривское время.

Отложения верхнего готерива-нижнего баррема (коясджилгинская свита) залегают с перерывом на резанской свите. Они представлены регионально развитой конденсированной толщей цефалоподовых известняков общей мощностью до 2 метров. В ее разрезе выделяются три пачки: (1) коричневато-желтые оолитовые детритовые известняки с большим количеством остатков аммонитов, двустворок, брахиопод и морских ежей; (2) красные комковатые детритовые известняки с большим количеством аммонитов, двустворок, брахиопод и морских ежей; (3) розовые и серые микритовые известняки и известковистые глины с относительно меньшим количеством фауны. В целом, толща является примером пелагической фации типа "Ammonitico Rosso", она накапливалась на относительно больших глубинах (порядка 200-400 метров) в условиях теплого климата и на большом удалении от береговой линии.

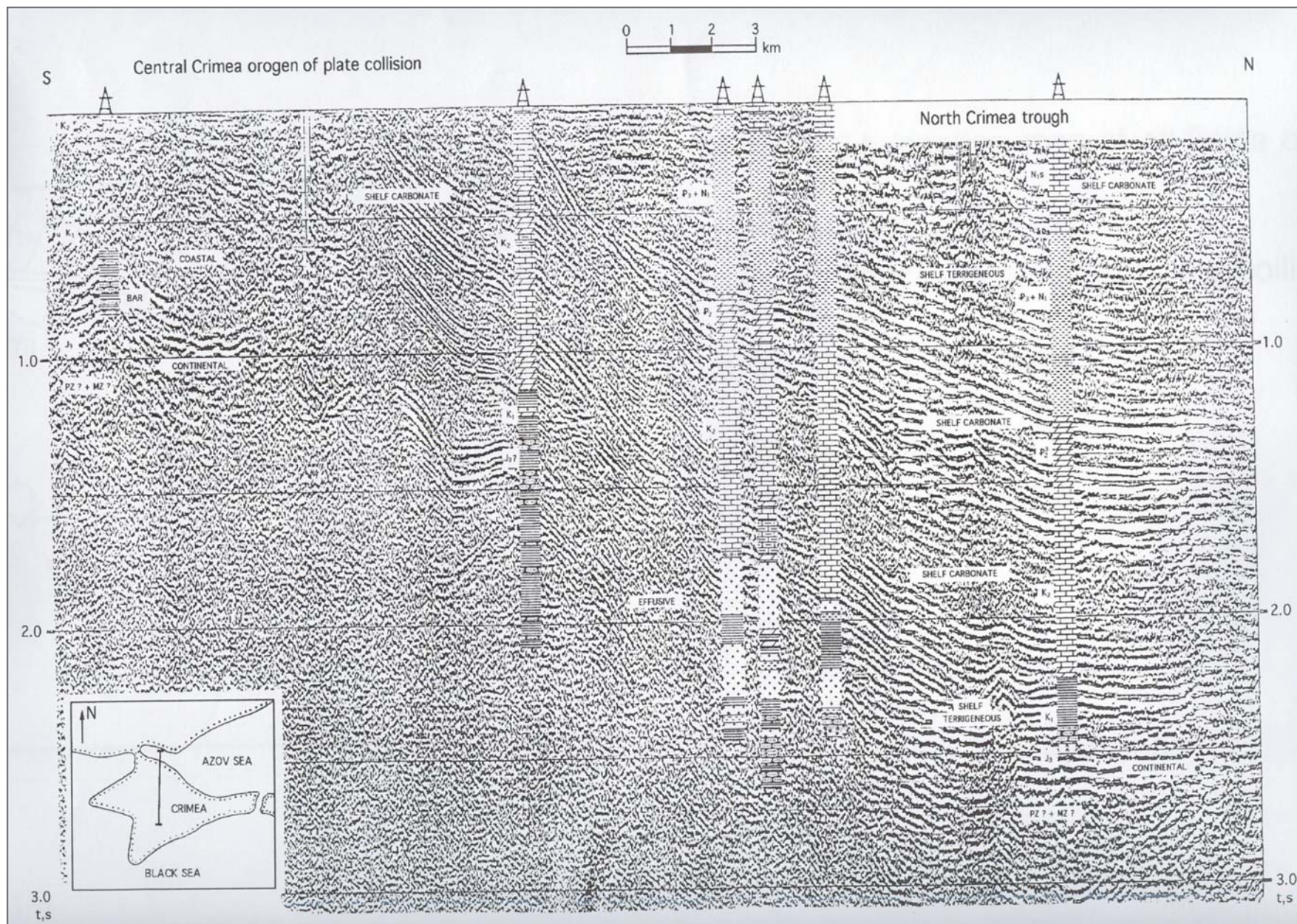


Рис. 16. Сейсмический профиль и скважины для Скифской платформы Крыма

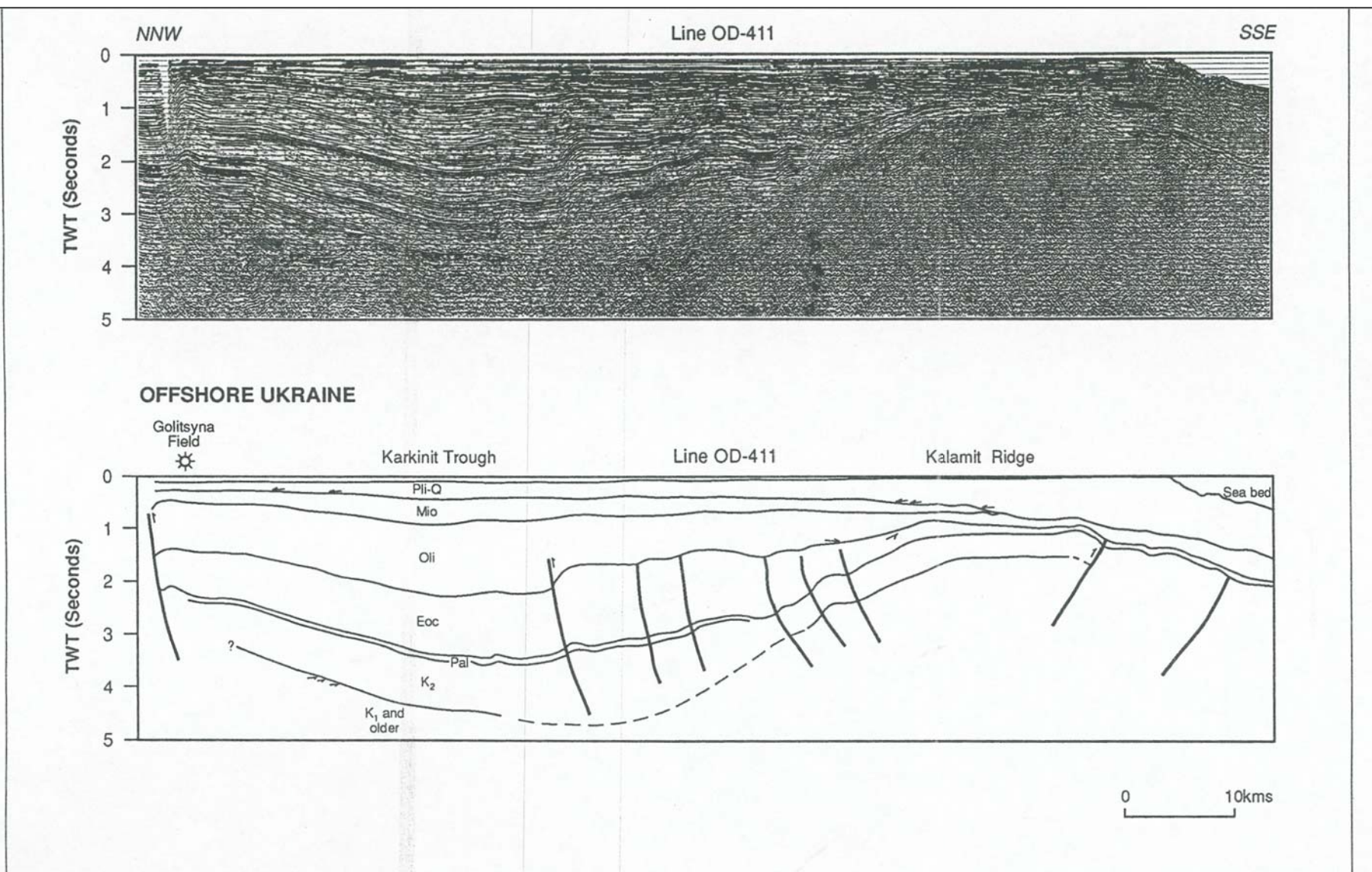


Рис. 17. Сейсмический профиль и его интерпретация для Одесского шельфа. Верхний мел-эоцен образуют пострифтовый чехол для альбского рифта (на профиле не различается). В олигоцене и неогене имели место инверсионные деформации Кры-

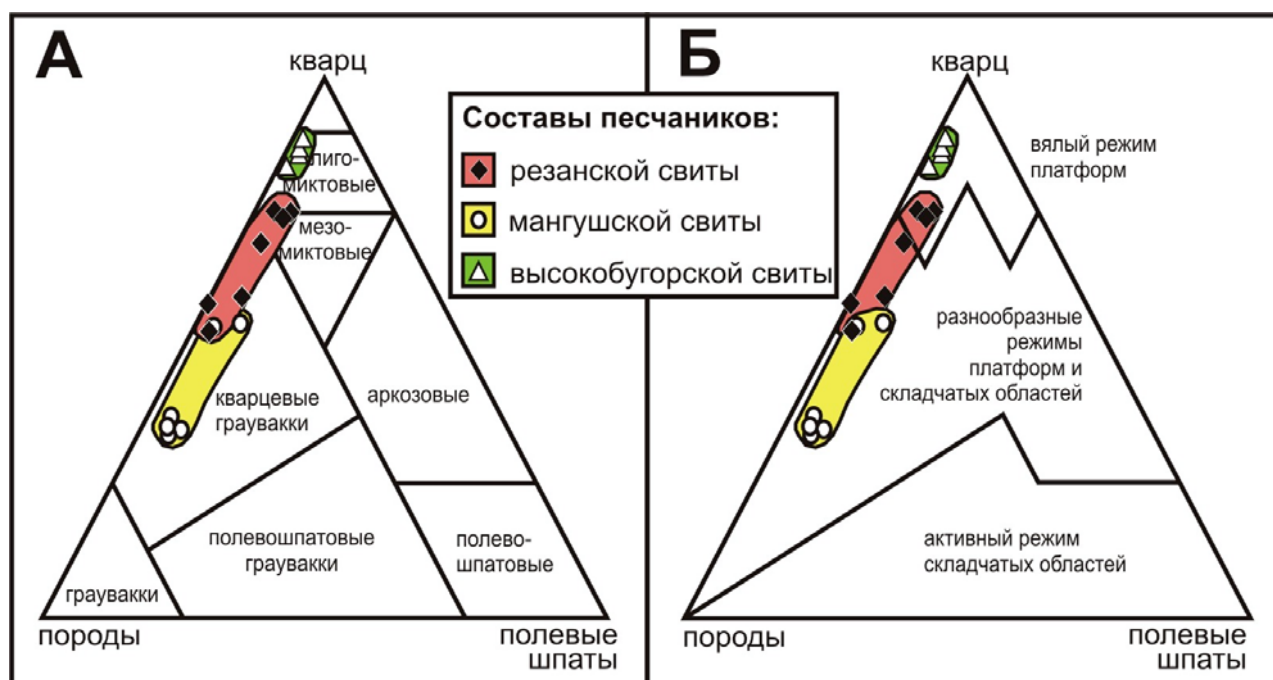
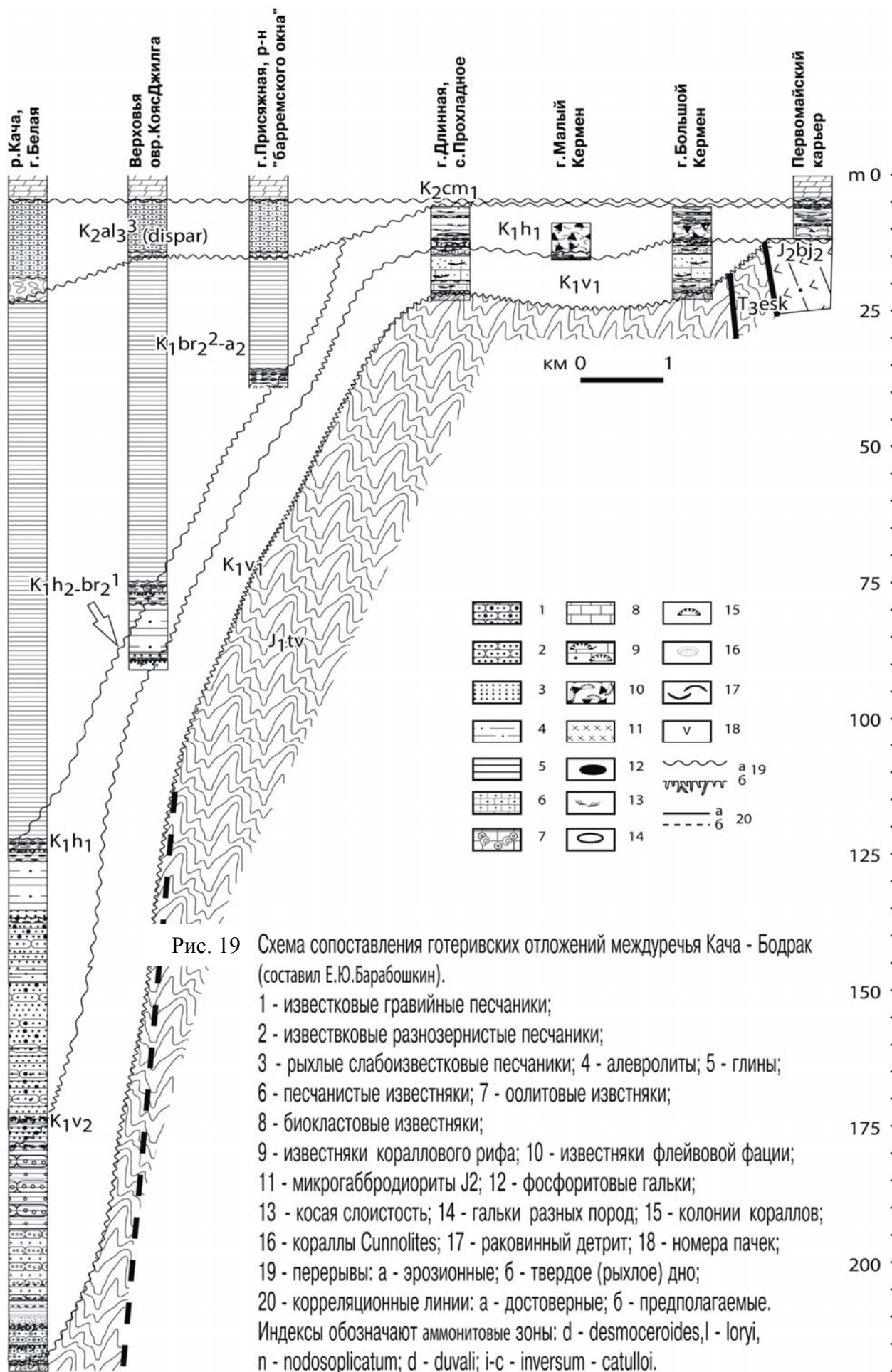


Рис. 18. Составы песчаников нижнемеловых отложений: А – на классификационной диаграмме (Шванов, 1987), и Б – на диаграмме тектонического режима (Шутов, 1972)

Биясалинская свита верхнего баррема-апта с размывом залегает на породах коясджилгинской. Ее отложения представлены однородной толщей слабо известковистых глин мощностью до 100 метров. В нижней части толщи глин, толщиной до 30 метров, изредка встречаются остатки морских лилий, брахиопод, усонюгих раков и кораллов, для более высоких горизонтов не характерна бентосная фауна, но встречаются остатки нектонных организмов: белемнитов, аммонитов, реже встречаются зубы акул. Глины содержат горизонты анкеритовых конкреций. Эти отложения формировались в относительно холодно-водных, глубоководных условиях (до 500-600 метров) в регионально выдержанной морской обстановке.

Данные по нижнемеловым отложениям Бахчисарайского района указывают на продолжительную, постепенно развивавшуюся морскую трансгрессию. Глубины моря с валанжина до апта увеличились от нуля до 400-600 метров (Барабошкин, Энсон, 2003). Такое углубление бассейна нельзя объяснить только эвстатическим повышением уровня Мирового океана, мы допускаем наличие фазы (или фаз) тектонического углубления бассейна, основная часть которого, вероятно, имела место в начале позднего готерива и в позднем барреме-апте. Вероятно, тектоническое погружение было обусловлено грабенообразованием, но четких тектонических признаков этого пока не обнаружено.

В региональном плане для всего Южного Крыма восстановить палеогеографию для валанжина-апта достаточно сложно в связи с проблемами возрастных датировок и взаимной увязки отложений удаленных друг от друга, а иногда и соседних районов. Но основные стадии развития вырисовываются в общем виде. Первая стадия – валанжин-нижний готерив. В это время вдоль северной части Горного Крыма образовался морской бассейн, наиболее глубокой частью которого была Белогорская впадина (рис. 20). К северу от нее формировались отложения вероятного возрастного аналога резанской свиты - косослоистые пески и песчаники, с подчиненными прослоями конгломератов, в том числе валунных, и глин (мазанская свита). Формирование этих отложений происходило в аллювиально-дельтовых условиях, сменявшихся обстановками прибрежной зоны моря. Таким образом, мазанская свита маркирует северное побережье морского бассейна. Южный край бассейна



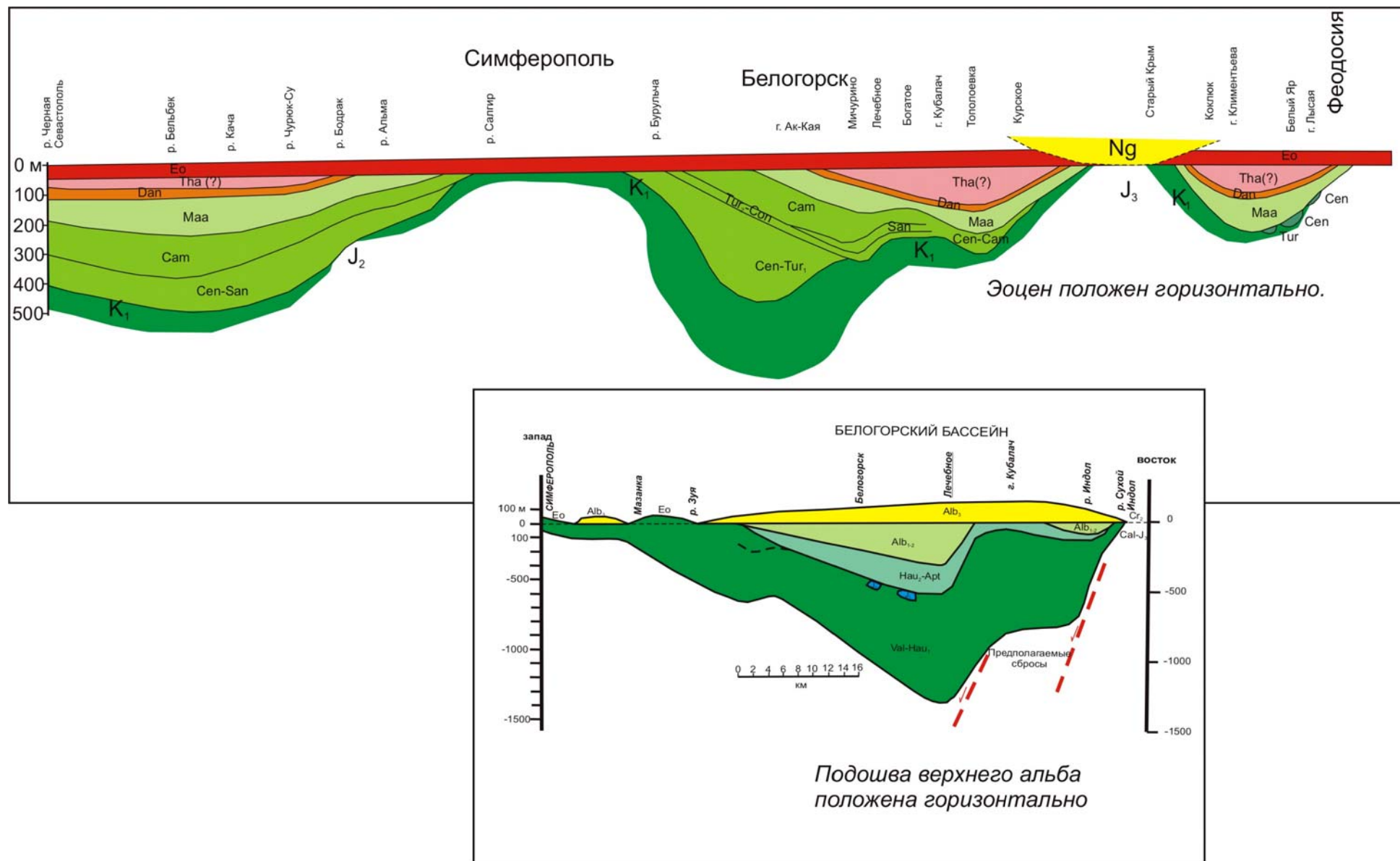


Рис. 20. Схематические разрезы осадочного чехла для Горного Крыма. Составил А.М. Никишин с использованием данных М.В. Муратова

четко не определен. Но в бассейне реки Танас у села Кизилровка в толще предположительно валанжина-раннеготеривского возраста имеются олистоплаки верхнеюрских известняков, поперечником более километра. Они, скорее всего, транспортировались с юга, из области их современного распространения. Так как оползание происходило вниз по склону, в сторону больших глубин, то ось бассейна должна была располагаться севернее полосы выходов этих олистоплаков. Для формирования таких крупных оползневых тел необходимы большие перепады высот рельефа, обусловленные тектоническими движениями. Скорее всего, в валанжине-раннем готериве вдоль полосы от Верхоречью до Белогорска образовался асимметричный в поперечном сечении рифтовый бассейн. Южное плечо рифта было приподнято и образовано в основном верхнеюрскими известняками и более древними отложениями. В области более пологого северного плеча была расположена аккумулятивная аллювиально-дельтовая равнина. Район Полигона МГУ располагался в северной прибортовой части этого палеорифта. В результате региональной трансгрессии на фоне пострифтового погружения региона, в позднем готериве-раннем барреме произошло выравнивание условий осадконакопления. Накопление отложений этого времени происходило в относительно глубоководном шельфовом бассейне, в активных гидродинамических обстановках, с благоприятными условиями для существования обильной биоты. Обстановки осадконакопления были выдержаны по территории, влияние источников сноса не устанавливается. Вышележащие отложения верхнего баррема-апта в региональном плане ложатся с несогласием на подстилающие отложения. Например, в районе с. Чернореченское северо-восточнее Балаклавы эти отложения заполняют ингрессивные котловины в верхнеюрских известняках. В ряде мест они залегают прямо на допозднеюрских отложениях. Значит, перед эпохой регионального формирования отложений глин восстанавливается фаза вертикальных дифференцированных движений, предположительно рифтовой природы. После фазы тектонических движений началось быстрое дифференцированное погружение большей части Горного Крыма до глубин 200-500 метров. Вероятно, это погружение также сопровождалось сбросообразованием, так как для ряда районов развития глин позднего баррема-апта характерны олистостромы, включающие крупные глыбы позднеюрских известняков (например, районы сс. Краснопещерное и Мраморное в области Салгирской депрессии).

В целом, для валанжин-аптского времени можно выделить два цикла рифтинга, однако восстановить детали геометрии этих палеорифтов пока не представляется возможным. Ось основного палеорифта, вероятно, проходила по линии Верхоречье-Мазанка-Белогорск, поэтому мы его назовем Верхореченско-Белогорским бассейном. Возможным его ответвлением был Салгирский бассейн (грабен).

3.2. Ранне-среднеальбская эпоха воздымания и рифтообразования

В районе Полигона отложения нижнего и среднего альба отсутствуют. Ближайшее место, где достоверно доказано присутствие отложений верхней части среднего альба, находится в районе г. Балаклавы. Предполагается их присутствие и в Восточном Крыму, в районе Белогорска (Друщиц, Кудрявцев, 1960).

В пределах Полигона МГУ наиболее древние отложения верхнего альба, известные как мангушская свита, обнажаются на территории с. Прохладное и в его ближайших окрестностях. Ее песчано-глинистые отложения выполняют эрозионную Мангушскую котловину. Выше нее трансгрессивно залегают отложения верхней части верхнего альба (высокобугорская свита), срезая более древние отложения чехла вплоть до пород складчатого фундамента. Время образования Мангушской котловины, контуры которой намечаются по данным бурения, приходится на ранний-средний альб, возможно – начало позднего альба. При ее формировании было эродировано около 100 метров баррем-аптских глин, около 2 метров цефалоподовых известняков верхнего готерива-нижнего баррема, до 75 метров пород валанжина-нижнего готерива; днище котловины частично врезано в дислоцированные породы верхнетаврической свиты. Учитывая это, мы оцениваем минимум величину эрозии в 200 метров. Для создания палеодолины такой глубины необходим возвышенный рельеф с

высотами не менее 250-300 метров. Если мы примем во внимание, что в апте глубина моря достигала 500-600 метров, то можно допустить, что в раннем-среднем альбе суммарная величина воздымания территории, с учетом неопределенности данных, составила порядка 400-800 метров. Такая амплитуда вертикальных движений не может быть объяснена только эвстатическими колебаниями уровня моря без привлечения тектонического фактора. Признаками тектонического воздымания можно считать полого- складчатые и моноклинальные структуры в отложениях неокома-апта. Путем снятия более поздних деформаций восстанавливаются наклоны слоев в доальбских отложениях от 0 до 10 градусов в восточном направлении. Теоретически возможны два варианта природы деформаций: (1) пологая складчатость вследствие сжатия, которое установлено в Балканидах Болгарии; (2) неоднородное воздымание территории, с пологим наклоном поверхностей блоков в связи с фазой растяжения (рифтинга) и подъема плечей палеорифтов (рифты апт-альбского возраста известны в Центральных Понтидах Турции и в Белогорском районе Крыма, но их история пока слабо изучена). В пользу последней версии косвенно свидетельствует синрифтовый вулканизм, начавшийся в среднем альбе (Лещух, 1992), следы которого известны в области Равнинного Крыма. Основные вулканические центры приурочены к полосе альбского Каркинитского рифта (рис. 21).

В региональном плане для всего Южного Крыма восстановить палеогеографию для раннего-среднего альба достаточно сложно в связи очень локальным распространением и плохой обнаженностью отложений этого возраста. Положение основного ранне-среднеальбского бассейна устанавливается в пределах Белогорского прогиба, в котором накопилось до 500-700 метров глин и обломочных пород (рис. 20). К югу от него намечается область поднятий, включавшая и Бахчисарайский район. Наиболее вероятно, что Белогорский бассейн испытал рифтовое погружение, а большая часть Горнокрымской зоны была относительно приподнятым плечом этого рифта. Вторым возможным ранне-среднеальбским рифтом является Салгирский грабен.

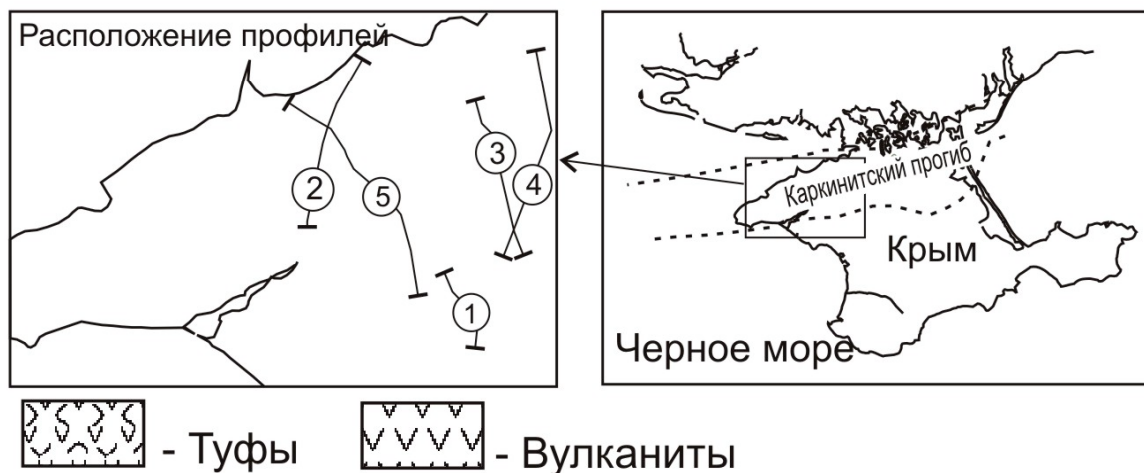
В целом, для раннего-среднего альба намечается эпоха регионального рифтинга с формированием многочисленных грабенов в полосе от Сиваша и Одесского шельфа на севере до Центральных Понтидов в Турции на юге.

3.3. Позднеальбско-эоценовая эпоха трансгрессий

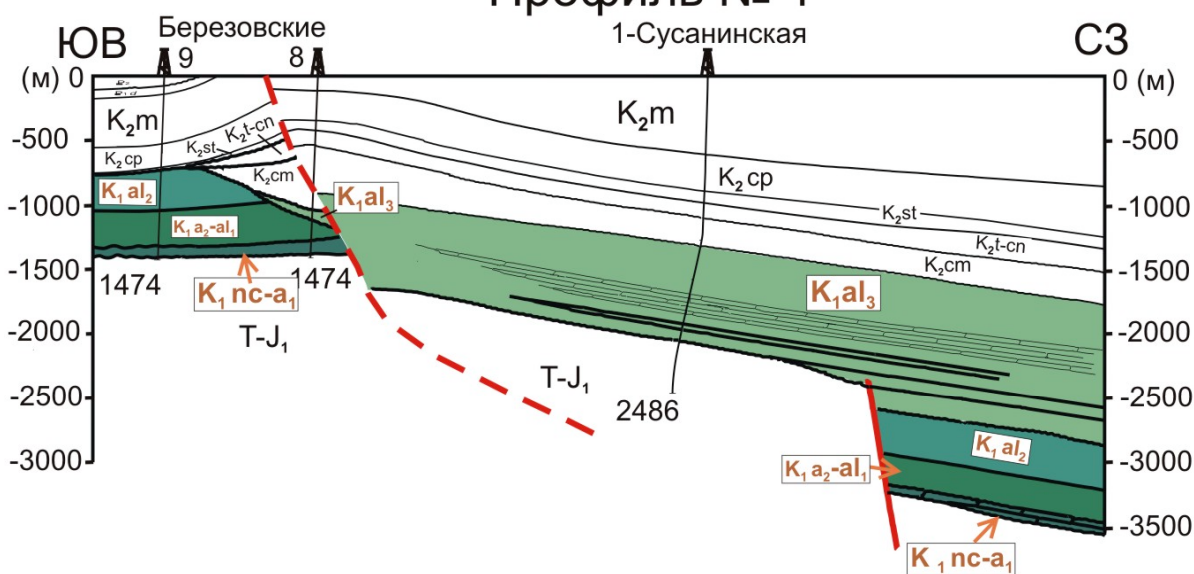
Начиная с позднего альба и до конца эоцена район практики подвергался нескольким эпохам трансгрессий, сменявшихся фазами регрессий. Можно выделить следующие циклы формирования чехла в это время: (1) поздний альб, мангушское время - формирование ингрессивного мангушского комплекса; (2) поздний альб, шаринское время – кратковременная трансгрессия с формированием мелководных карбонатов; (3) поздний альб, высокобугорское время – региональная трансгрессия с формированием преимущественно терригенного чехла; (4) сеноман-турон-коньяк – трансгрессивно-регрессивный цикл с формированием мелоподобных карбонатов; (5) поздний сантон-кампан-маастрихт – цикл трансгрессивно-регрессивного строения, с накоплением мелоподобных пород и песчаников в его конце; (6) датский трансгрессивно-регрессивный цикл с формированием известняковых калькаренитов; (7) региональная танетская трансгрессия с формированием мергелей; (8) ипр-позднеэоценовый трансгрессивно-регрессивный цикл с накоплением глинистых отложений и разнообразных карбонатов.

3.3.1. Формирование верхнеальбской мангушской ингрессивной свиты.

В домангушское время, предположительно – в раннем-среднем альбе, сформировалась мангушская эрозионная котловина (Мазарович, Милеев, 1989а). Вполне вероятно, что она образовалась вдоль альбского грабена, но строгих доказательств этого нет. Котловина, вероятно, формировалась как речная долина. В начале позднего альба в эту палеодолину, шириной до 2-3 км, с запада ингрессировало море, сформировав эстуарий (рис. 22). Его отло-



Профиль № 1



Профиль № 2

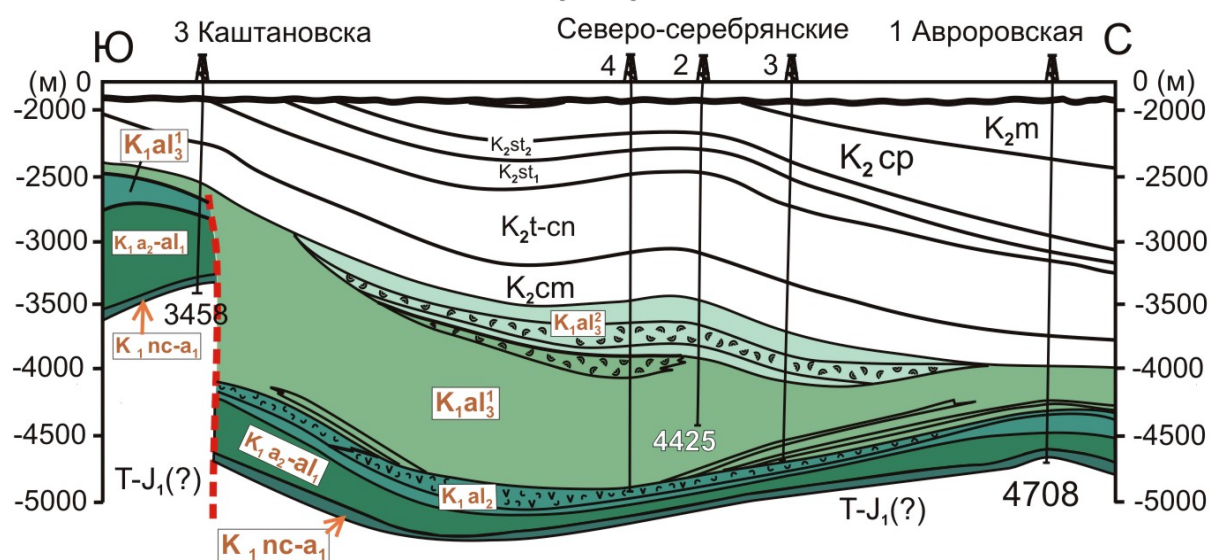
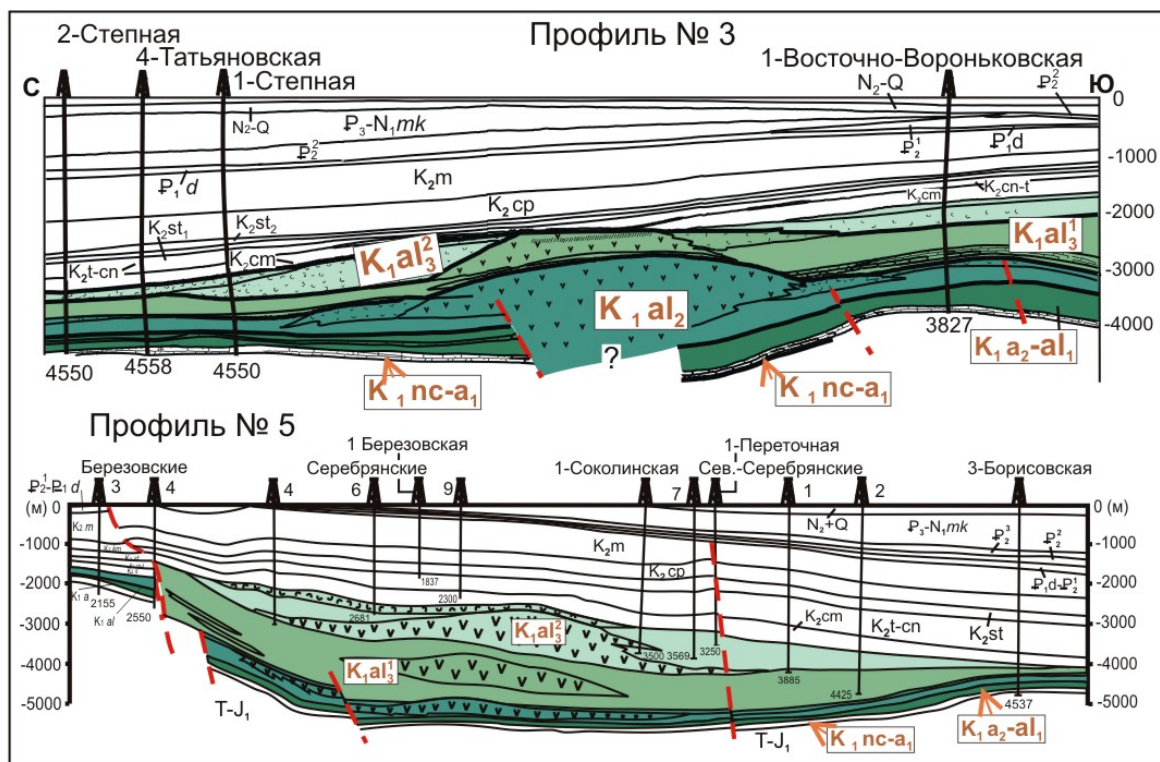


Рис. 21. Сейсмогеологические разрезы для Каркинитского бассейна (начало)



Профиль № 4

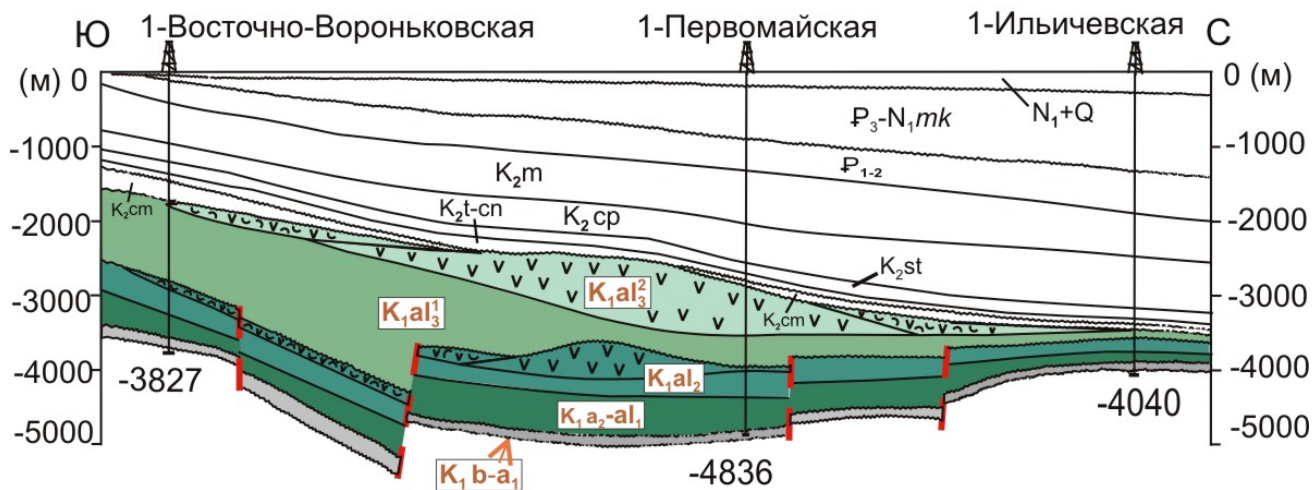
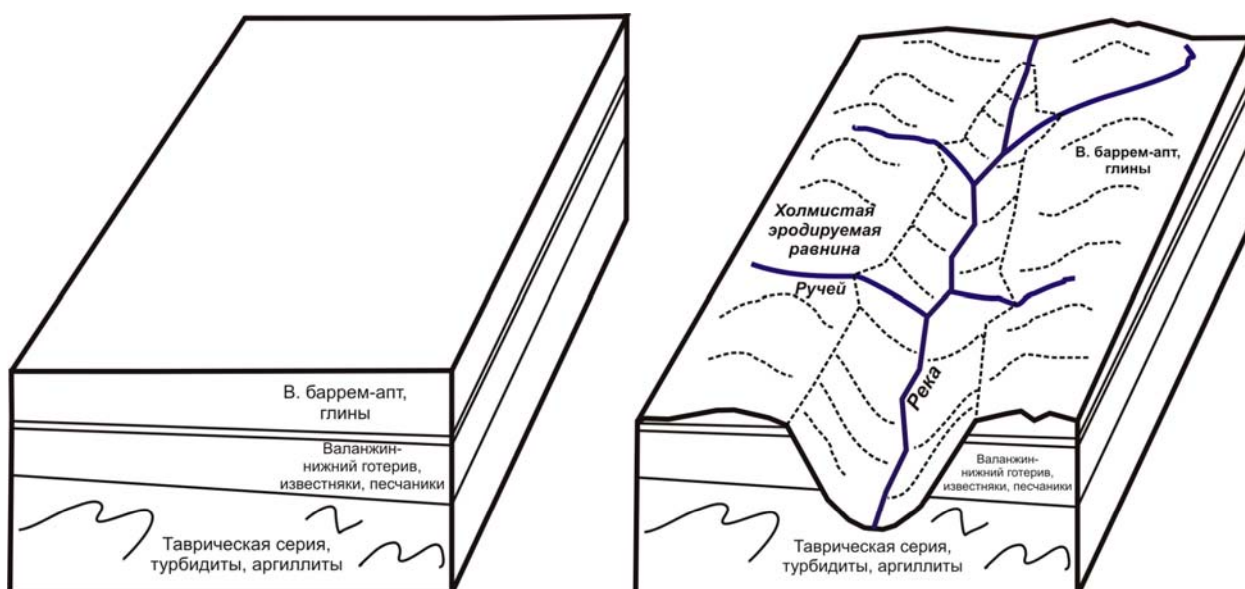


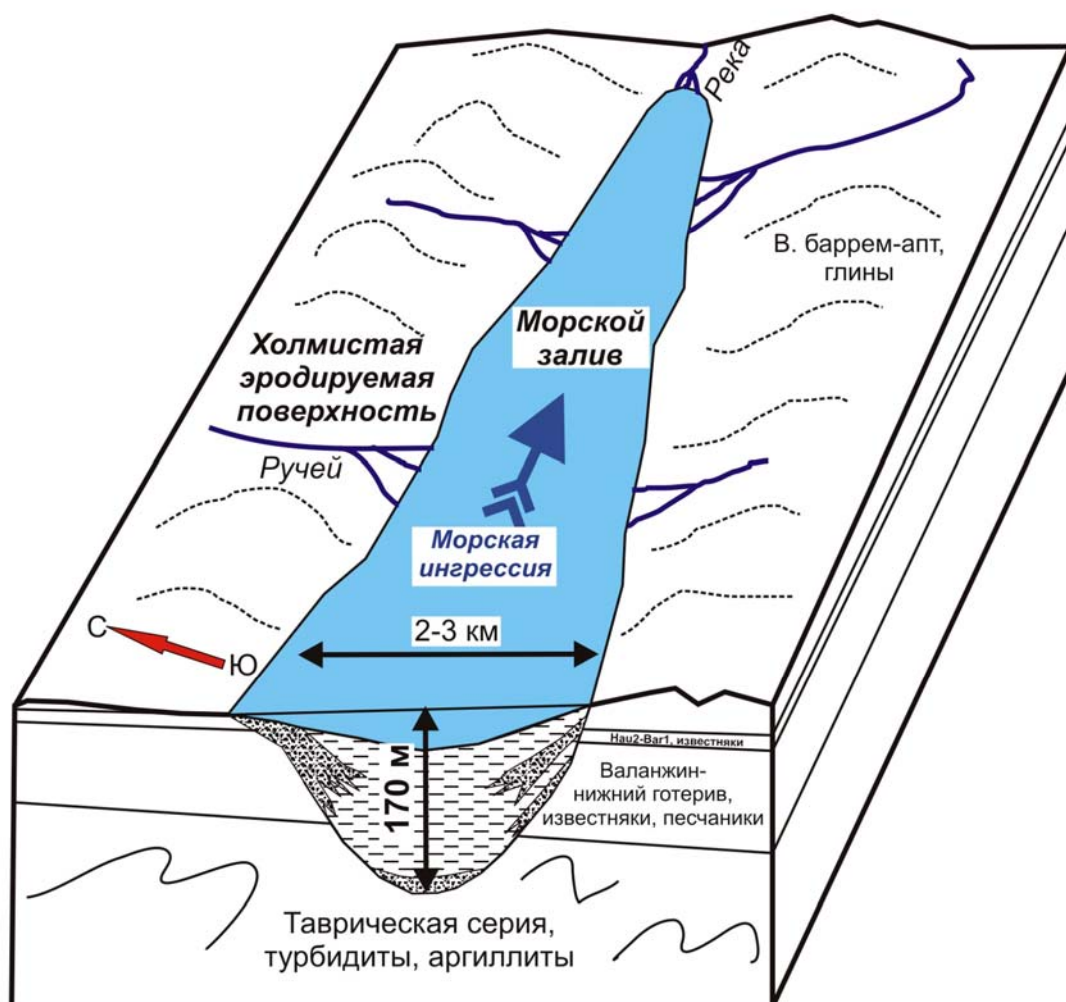
Рис. 21. Окончание

жения имеют терригенный состав. Для прибортовых фаций характерны мусорные плохосортированные песчаники, в состав которых входят перемытые фрагменты пород неокома прилегающих территорий. В песчаниках наблюдаются косослоистые серии. По составу обломочной части песчаники мангушской свиты наименее зрелые из нижнемеловых пород (содержание кварцевых обломков составляет 35,2–54,8%), что хорошо согласуется с данными об активизации тектонического режима во время образования свиты (рис. 18). С толщами песчаников связаны и горизонты с валунами: в глинисто-песчаном матриксе имеются гальки и валуны разной степени окатанности и различного состава. Размеры валунов достигают метра и более. Среди них встречаются плохоокатанные фрагменты пород берриаса-готерива-баррема, обломки известняков верхней юры, песчаников и алевролитов



А. Конец апта. Завершение(?) морской трансгрессии

Б. Домангушский альб, воздымание территории, формирование речной системы, эрозия



В. Поздний альб, мангушское время. Ингрессия моря, формирование мангушской свиты

Рис. 22. Схема палеогеографической истории мангушской свиты верхнего альба

таврической серии, валуны вулканитов средней юры, хорошо окатанная галька кварца, а так же обломки пород, в Горном Крыму не встречающихся: метаморфитов, кислых эффузивов, кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев и т.д. (Чернов, Янин, 1975). Состав и форма валунов и галек указывает на близкие источники размыва (первые десятки км). Центральная часть палеокотловины заполнялась глинистым материалом. Глины в разной мере алевритистые и неоднородные, с большим количеством растительных остатков. Плохая сортировка песчаников и конгломератов указывает на транспорт материала быстрыми водными потоками (горными речками и временными потоками типа селей) и накоплением отложений в условиях спокойноводного бассейна. Для мангушской свиты характерна морская и солоноватоводная фауна, указывающая на некоторую опресненность эстуария. Общая мощность мангушской свиты достигает 100 метров и заполненная ею котловина она имеет субширотное простирание.

В региональном плане для мангушского времени типичны ингрессивные серии осадков. Например, у села Партизанское (долина р. Альмы) в районе Красной горки формировалась сходная ингрессивная толща преимущественно песчаных осадков.

3.3.2. Формирование позднеальбской шаринской свиты

Шаринская свита распространена локально в виде отдельных линз в районе сел Трудолюбовка и Прохладное и залегает гипсометрически выше мангушской свиты, но их контакты не установлены. Стратиграфически она расположена между мангушской и высокобугорской свитами верхнего альба, но везде залегает на складчатом комплексе. Свита имеет мощность до 1-3 метров и представлена органогенно-обломочными бурыми известняками с обилием фрагментов стеблей морских лилий и раковин различных моллюсков. Для этих отложений типичны разноокатанные (1-5 см) гальки подстилающих пород складчатого комплекса. Предполагается, что после мангушской ингрессии произошла кратковременная трансгрессия, и мелкое море вновь заполнило небольшую пологую долину, однако детали этого явления трудно восстановить из-за редкости коренных выходов свиты. Формирование органогенно-обломочных известняков происходило в основном за счет остатков бентосных организмов.

3.3.3. Формирование позднеальбской высокобугорской свиты

Высокобугорская свита имеет региональное распространение в районе практики, но она выклинивается к северу за счет срезания сеноманом. Ее мощность на юге достигает 20 метров, а к северу сокращается до нуля. В южных и центральных районах в высокобугорской свите выделяются три пачки. Нижняя пачка представлена кварц-полимиктовыми плохосортированными песчаниками с рассеянной галькой кварца. Средняя пачка – известковистые кварц-глауконитовые песчаники с узловатыми стяжениями за счет неравномерного распределения карбонатного цемента. Верхняя пачка - сильно известковистые кварц-глауконитовые песчаники доходящие до песчано-алевритовых детритовых известняков. Песчаники высокобугорской свиты наиболее высокостарые из обломочных пород нижнего мела: содержание обломков кварца в них – 85,8-88,4% (рис. 18). Общая тенденция состоит в возрастании роли карбонатной составляющей породы вверх по разрезу. К северу роль известковистого цемента сокращается и породы фациально переходят в плохо сцементированные пески. Для свиты типичны крупные аммониты, брахиоподы, двусторчатые моллюски. Свита формировалась в условиях мелкого моря, глубина которого возрастала к юго-западу. В верхах свиты имеются эрозионные и элювиальные перерывы. В кровле, где ее верхняя часть сохранилась от эрозии, присутствует горизонт с перебитым туфогенным материалом андезитового состава. То есть, в конце альба вблизи территории Полигона имел место вулканизм. Предполагаемая вулканическая дуга располагалась южнее Севастополя, где в районе Балаклавы мощность позднеальбских туфов многократно возрастает и в Черном море драгированы вулканы вероятного альбского возраста (Шнюков и др., 1997).

В региональном плане для всего Южного Крыма верхний альб в целом образует трансгрессивную серию осадков. Например, в районе Белогорска верхний альб с размывом ложится на разновозрастные отложения нижнего мела (от готерива до среднего альба). В Бахчисарайском районе верхний альб лежит как на нижнемеловых, так и нижне-среднеюрских образованиях. Таким образом, к концу позднего альба устанавливается спад тектонической активности региона, что нашло свое отражение и в петрографическом составе песчаников (рис. 18).

Для позднего альба характерны признаки проявления вулканизма. В песчаниках верхней части свиты часто встречаются слабо измененные кристаллы плагиоклазов, пироксенов и амфиболов, иногда образующих прослои туффитов. Как отмечалось выше, в районе Балаклавы известны позднеальбские вулканогенно-осадочные породы с перемытыми лапиллями. Транспорт обломочного вещества шел с юга или юго-запада. В Черном море южнее Севастополя драгированием найдены андезиты, вероятно альбского возраста. Полоса их выходов интерпретируется как вулканическая дуга (названная массивом Ломоносова) и считается, что именно она поставляла пирокластический материал для Горного Крыма в позднем альбе. Позднеальбские туфопесчаники известны и на горе Кубалач в Белогорском бассейне. В целом, предполагается, что альбская вулканическая дуга прослеживалась южнее Крыма в Аджаро-Триалетскую зону Грузии. Район Горного Крыма, по крайней мере в позднем альбе, находился в задуговой тектонической обстановке.

3.3.4. Сеноман-турон-коньякская региональная трансгрессия

Между отложениями альба и сеномана имеется эрозионная граница. В основании выделяется слой, обогащенный глауконитом и содержащий гальку кварца. Разрез сеномана имеет трансгрессивный характер: песчано-алевритистые мергели вверх по разрезу переходят в глинистые мергели и, далее, в чистые и известковистые мергели. Мощность сеномана достигает 70-80 метров. В середине сеномана отмечен широко проявленный перерыв в седиментации. Для верхней части среднего сеномана характерно ритмичное переслаивание более темных и более светлых мергелей, которое интерпретируется как цикличность Миланковича связанная с эпохами похолодания и потепления. Вверх по разрезу сеномана количество бентосной макрофауны сокращается, что свидетельствует об общем углублении бассейна. Карбонаты сеномана содержат большое количество планктонных фораминифер, встречаются радиолярии, но основным породообразующим материалом является известковый нанопланктон. Для разреза верхов сеномана характерны микросбросы, с которыми связаны процессы оползания осадка и захоронения его в пониженных участках дна. Это свидетельствует о возможном конседиментационном растяжении бассейна. В средней части сеномана имеется прослой бентонитовых глин, который образовался по вулканическому пеплу. В конце сеномана выделяется линзовидный слой темных пород мощностью до 1–1,5 метра, обогащенных органическим материалом (до 10% органического углерода). Этот слой образовался в условиях бескислородного события в бассейне на глубине порядка 500–700 метров.

Отложения турона лежат с перерывом на породах сеномана, в отдельных обнажениях наблюдается эрозионная граница и слой обогащенный глауконитом.

В разрезе турона выделяются две пачки. Нижняя пачка представлена мелоподобными известняками и сильно известковистыми мергелями с конкрециями кремней разнообразной формы (мощность до 30 метров), в пачке макрофауна находится редко (в основном иноцерамы). Верхняя пачка сложена чистыми известняками со стилолитовыми швами и многочисленными раковинами брахиопод. Карбонаты турона имеют в основном планктоногенное происхождение.

На отложениях турона согласно залегают литологически аналогичные породы коньяка. В известняках коньяка больше раковин иноцеромов и остатков морских ежей. В целом, отложения сеномана-коньяка образуют единую осадочную секвенцию с максимумом углубления бассейна в конце сеномана-начале турона. Глубины бассейна могли достигать

400-700 метров. Если это так, то не только эвстатические колебания уровня моря, но и региональные тектонические процессы погружения способствовали углублению бассейна.

В региональном плане сеноман-турон-коньякская трансгрессия охватила всю часть Южного Крыма (хотя наличие отдельных островов не исключается). Эта трансгрессия была синхронной с главной фазой рифтового раскрытия Западно-Черноморского и Восточно-Черноморского задуговых глубоководных бассейнов. При этом в Западно-Черноморском бассейне в ходе спрединга формировалась океаническая кора, а в Восточно-Черноморском – сильно растянутая и утоненная континентальная кора (рис. 23, 24).

3.3.5. Поздний сантон-кампан-маастрихтский трансгрессивно-регрессивный цикл седиментации

Между ранним и поздним сантоном имела место эпоха подводного размыва осадочного чехла. На северной части территории были эродированы осадки коньяка и части турона, на юге величина эрозии была меньше. Соответственно, на севере новый новый цикл седиментации начался в раннем кампане, а на юге - в позднем сантоне. В подошве нового цикла осадков наблюдается поверхность хорошо выраженного хард-граунда. Позднесантонские отложения – глинистые известняки с глауконитом датируются находками остатков морских лилий рода *Marsupites*. Отложения кампана с несогласием ложатся на верхнесантонские и турон–коньякские известняки и начинаются с горизонта алевроитистых мергелей. Основная часть кампана представлена сильно известковистыми мелоподобными мергелями и известняками с малым количеством бентосной фауны и с редкими белемнитами. Известковый нанопланктон составлял основу для формирования карбонатного осадка. В кампане встречаются конкреции кремней. Мощность кампана на северо-западе составляет около 80-90 метров, а к юго-западу возрастает до 150-200 метров.

Отложения маастрихта ложатся согласно на породы кампана. Маастрихт, в целом, является примером регрессивной серии. В разрезе маастрихта выделяются четыре пачки: (1) мергели белые известковистые; (2) кремнеземистые мергели с окремнелыми ходами раков и губками; (3) кремнеземистые мергели алевроитистые с окремнелыми ходами раков и более редкими губками; (4) песчаники известковистые с многочисленными фрагментами раковин моллюсков и с устричными банками. Мощность маастрихта на северо-востоке составляет около 80 метров, а на юго-западе - около 100 метров. Разрез маастрихта представляет пример быстро происходящей регрессии моря с переходом осадков от отложений открытого шельфа к прибрежным осадкам. Это подтверждается не только вещественным составом пород, но и комплексами фораминифер и мелководных двустворок (Алексеев, 1989; Dhondt, 1999).

Таким образом, перед началом позднего сантона устанавливается резкое обмеление моря, на кампан приходится максимальное углубление бассейна (до 350–450 метров), а на маастрихт приходится фаза обмеления морского бассейна.

В низах кампана имеется несколько горизонтов монтмориллонитовых (так называемых киловых) глин, которые сформировались при подводном выветривании вулканических пеплов андезитового состава. Предполагается, что вулканический пепел поступал из Центральных-Восточных Понтид в Турции, в которых на кампан приходится максимум андезитового островодужного вулканизма.

В региональном плане между коньяком и поздним сантоном (или перед кампаном) имела место эпоха подводного размыва, а отдельные территории вероятно осушались. Это несогласие четко выражено, например, на Новоселовском поднятии. Предкампанские (или интрасантонские) вертикальные движения были обусловлены кратковременной фазой тектонического сжатия (субгерцинская фаза складчатости в Западной Европе).

Некоторое событие могло быть и перед маастрихтом. По крайней мере, в Восточном Крыму у г. Коктебель, на горе Клементьева относительно глубоководные алевроитистые известняки верхнего маастрихта ложатся с размывом на отложения нижнего мела.

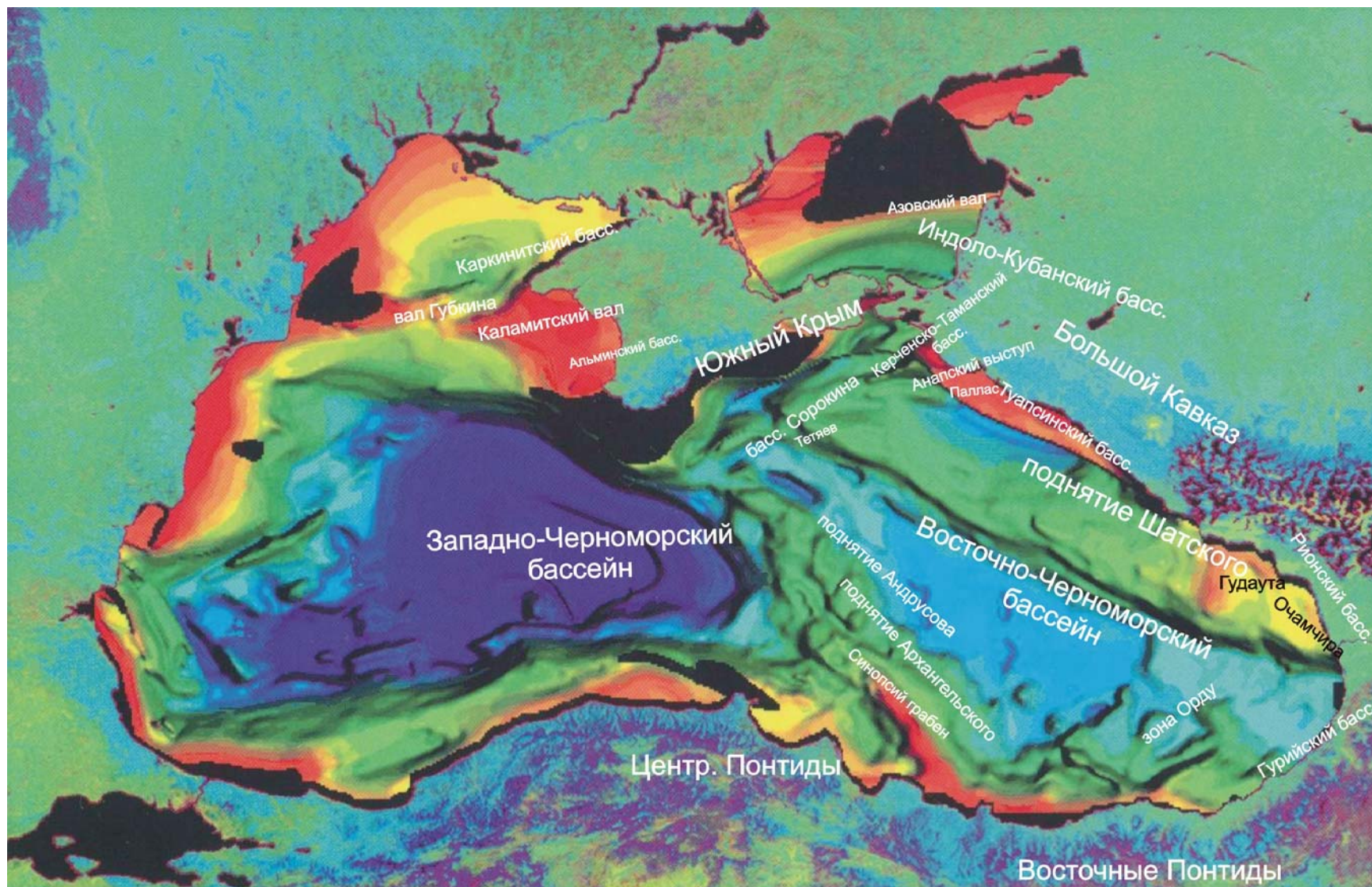


Рис. 23. На схеме дна Черного моря цветом показаны глубины, близкие к фундаменту (синее – глубоко, красное – мелко); для суши цветом показана топография. Даны названия основных структур и показан район исследований. Основано на карте А.Робинсона

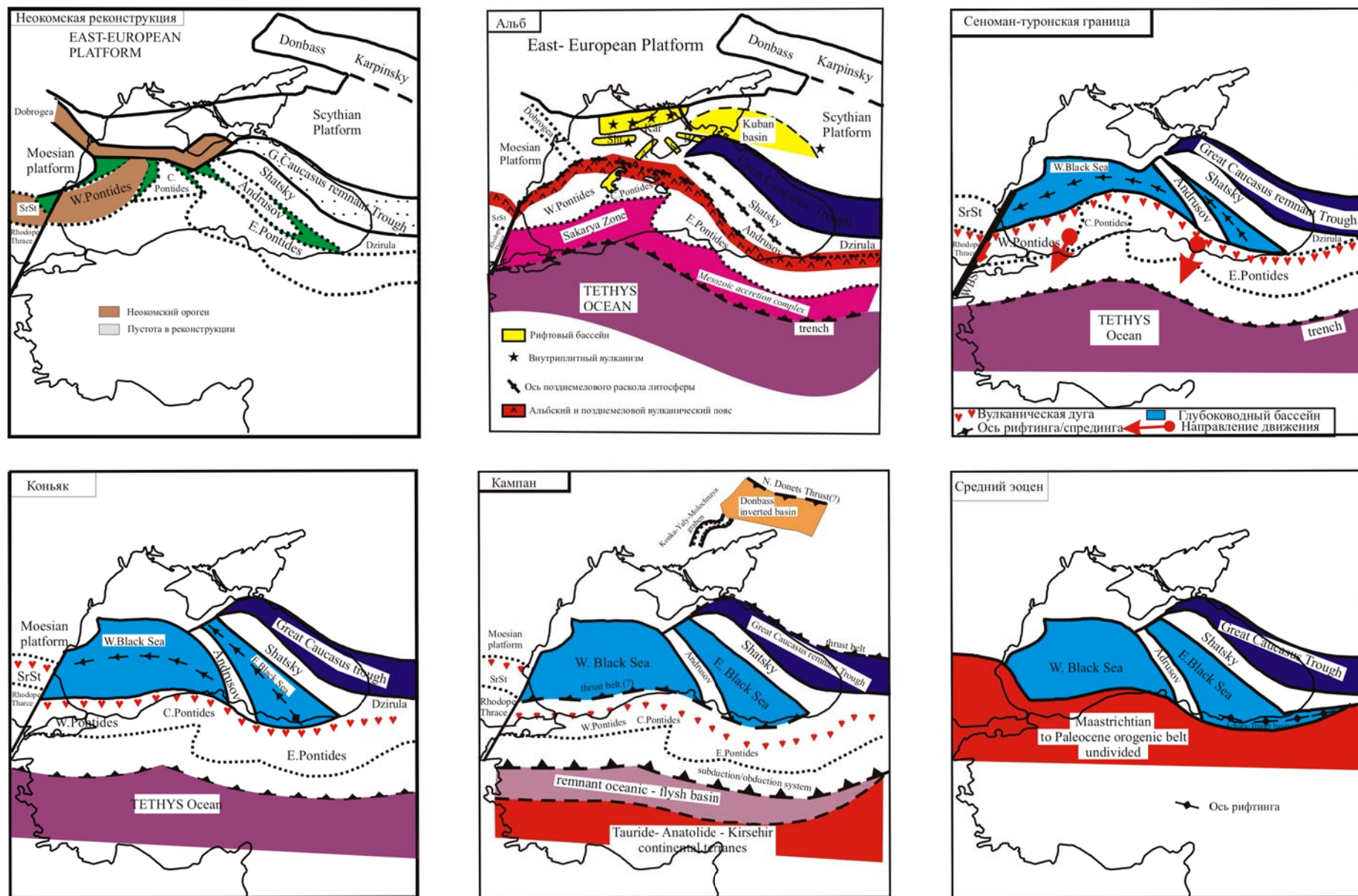


Рис. 24. История формирования Черноморского бассейна (Nikishin et al., 2003)

3.3.6. Датская региональная трансгрессия

Отложения дания с размывом лежат на породах маастрихта. В кровле маастрихта выделяется хорошо выраженный хардграунд, выше которого наблюдается слой, обогащенный глауконитом и с перемытой фауной маастрихта.

Отложения дания представлены серпуло-криноидно-мшанковыми органогенно-обломочными известняками (калькаренидами). Они формировались за счет измельчения скелетов криноидей, мшанок, серпул и других организмов при воздействии на дно штормовых волнений и донных течений.

Для дания типичны поверхности ненакопления и частичной эрозии осадка, выделяющиеся через каждые 30-70 см. В известняках встречаются конкреции кремней. Мощность датских известняков на западе достигает 40 метров, а на севере сокращается до 3-5 метров. Отложения верхнего дания отличаются от нижележащих осадков большей степенью окремнения и неравномерной цементацией. Отложения верхнего дания на севере отсутствуют.

Осадки дания формировались в условиях малоамплитудной региональной трансгрессии и относительно мелкого моря глубиной не более 50 метров. Именно на таких глубинах могло происходить дробление штормовыми воздействиями органических остатков.

В региональном плане датская трансгрессия охватила весь Южный Крым, но к востоку известняки фациально замещаются на мергели и песчанистые мергели.

3.3.7. Танетская региональная трансгрессия

Отложения танетского яруса с размывом залегают на нижележащих породах дания, при этом величина срезания нарастает к северо-востоку: на северо-востоке танет лежит на средней части разреза дания, а на западе - на верхнем дании.

В основании танета наблюдается поверхность типа хардграунд. В районе Бахчисарая в полном разрезе танета выделяется три горизонта: подгубковый, губковый и надгубковый. Общая мощность разреза – 15 метров. Подгубковый горизонт представлен мергелями с обилием крупных устриц и гастропод. Губковый горизонт насыщен остатками окремнелых губок в мергелях. Надгубковый горизонт представлен мергелями с малым количеством макрофауны, но с обильными мелкими планктонными фораминиферами. В целом, танет представлен трансгрессивной серией с постепенным углублением бассейна до 200–250 метров. На севере от послетанетской эрозии не сохранился надгубковый горизонт.

В региональном плане танетская трансгрессия охватила большую часть Южного Крыма, но отложения фациально разнообразны (мергели, глины, алевролитистые породы).

3.3.8. Эоценовый этап формирования чехла

Эоцен характеризуется непрерывным периодом формирования осадочного чехла, в котором различаются три эпохи: ранний ипр, поздний ипр-лутетий и бартон-приабон. В основании нижнего ипра (бахчисарайская свита) выделяется слой с конкрециями фосфоритов и с глауконитом. Отложения нижнего ипра представлены непрерывной серией осадков от известковистых глин до мергелей с рассеянными мелкими нуммулитами. Толща глин и известковистых глин с мелкими нуммулитами соответствует эпохе углубления бассейна до 200–300 метров, мощность толщи достигает 40 метров. На этой толще согласно с быстрым но постепенным литологическим переходом залегает толща нуммулитовых известняков верхнего ипра-нижнего лутетия (симферопольская свита) мощностью до 50 метров. Толща образована известняками в разной степени насыщенными нуммулитами. Типичные диаметры нуммулитов - 2–3 см. Часто встречается чередование слоев с разными преобладающими средними размерами раковин нуммулитов. Нуммулиты ориентированы разнообразно: есть слои с субгоризонтальным положением раковин, слои с их хаотической ориентировкой. Это указывает на разную роль штормовых воздействий при седиментации и глубины седиментации менее 50 метров. Нуммулитовые известняки образуют регионально протяженную нуммулитовую банку. Она прослеживается, по крайней мере, от Инкермана до

Феодосии. В известняках также встречаются остатки морских ежей, крупных двустворчатых моллюсков и брахиопод.

Нуммулитовая банка формировалась при обмелении бассейна до глубин менее 50 метров и менее. Нуммулитовые известняки вверх по разрезу переходят в известняки с редкими рассеянными нуммулитами, что свидетельствует об углублении бассейна на протяжении позднего лютетия.

Отложения бартона-приабона представлены мощной толщей однородных мергелей общей мощностью более 150 метров. Бартон представлен толщей переслаивания битуминозных темных и светло-коричневых мергелей. Приабон сложен серыми и зеленоватыми массивными биотурбированными мергелями. На бартон приходится максимум углубления бассейна до 350–400 метров с относительно “бескислородным” режимом на дне бассейна, что подтверждается практически полным отсутствием бентоса; на конец приабона приходится фаза регрессии в бассейне.

В региональном плане между палеоценом и эоценом в Горном Крыму сформировалось угловое несогласие. Эоцен с размывом залегает на отложениях от палеоцена до нижнего мела. Основные сформировавшиеся предэоценовые поднятия – это Симферопольское и Старокрымское (рис. 20). Величина предэоценовой эрозии в их пределах превысила 400–500 метров. Толща глин бахчисарайской свиты в ряде районов отсутствует (например, на горе Ак-Кая и в районе р. Зуя) и нуммулитовые известняки ложатся с размывом на разновозрастные подстилающие породы. Поэтому мы допускаем, что восходящие тектонические движения начались в конце палеоцена и завершились перед накоплением банки нуммулитовых известняков. Данные тектонические движения связаны с региональной фазой сжатия и во времени они синхронны с главной фазой складчатости и надвигания в Понтидах на севере Турции.

4. Синорогенный альпийский комплекс (приподнятый эрозионный рельеф и синорогенные осадки олигоцена-квартера)

Начиная с олигоцена район практики стал испытывать альпийские деформации и из бассейна осадконакопления стал трансформироваться в горную область. К северу от Горного Крыма осадки олигоцена-неогена образовывали молассовый чехол Скифской платформы (рис. 16, 17). Олигоцен-неогеновые отложения в районе практики не имеются и здесь мы эту историю изложим в схематизированном виде.

В Южном Крыму выделяются следующие синорогенные осадочные комплексы: олигоцен-нижний миоцен (майкопская серия), средний миоцен (тархан, чокрак, караган, конка и сармат), верхний миоцен (мэотис и понт), плиоцен (киммерий и куяльник) и квартал. Для альпийского времени в районе Южного Крыма можно выделить следующие основные тектонические зоны (рис. 4): Горно-Крымский ороген; краевой (предгорный) прогиб Сорокина, который расположен южнее Крыма в акватории Черного моря; Индольский краевой прогиб, который располагается к северо-востоку от Горно-Крымского орогена; Альминский краевой прогиб, который располагается к северо-западу от Горного Крыма (этот прогиб выражен слабо и выделяется условно); Симферопольское поднятие, которое разделяет Индольский и Альминский прогибы.

По данным анализа сейсмических профилей и скважин в Индольском и Альминском бассейнах олигоцен согласно ложится на эоцен (или имеющееся несогласие незначительно), при этом в Индольском бассейне в олигоцене имеются клиноформы с транспортом материала на юг. В прогибе Сорокина олигоцен разными горизонтами с размывом и с контактом подошвенного прислонения ложится на эоцен с клиноформами направленными на юг. В Горном Крыму и предгорьях ситуация различная. В районе с. Почтовое (гора Кизил-Джар) олигоцен согласно лежит на эоцене. В районе Белогорска (гора Ак-Кая) относительно глубоководные глины верхнего майкопа (примерно граница олигоцена-миоцена) с размывом ложатся на нуммулитовые известняки среднего эоцена. В олигоцене произошло резкое погружение и

углубление Индольского бассейна и бассейна Сорокина как краевых прогибов. Вероятно, в раннем олигоцене или на границе эоцена и олигоцена имела место сильная фаза сжатия и начала деформаций в Горно-Крымском орогене, при этом ороген сначала частично осушился (этим объясняется частичная предолигоценовая эрозия), а затем снова испытал погружение.

В краевых прогибах средний миоцен согласно ложится на майкоп. В Горно-Крымской зоне ситуация иная. В районе Севастополя-Инкермана-мыса Фиолент отложения тархана(?)–чокрака с размывом и угловым несогласием ложатся на породы с возрастом от эоцена до средней юры (при этом, в низах чокрака имеется переотложенная тарханская фауна) (рис. 25–27). Отложения тархана(?)–чокрака–конки образуют маломощную серию морских осадков. Предтарханское или предчокракское угловое несогласие указывает на то, что главная фаза альпийских деформаций в Юго-Западном Крыму с образованием пологих моноклиналий структур имела место до границы нижнего и среднего миоцена. Вероятно, с этого момента Горный Крым стал приподнятым островом. Сармат ложится с небольшим несогласием на подстилающих отложениях миоцена, но все это преимущественно морские осадки. В то время Горно-Крымский остров был окружен морским бассейном. Между сарматом и мзотисом намечается небольшое несогласие. Отложения понта, киммерия и куяльника (конца миоцена и плиоцена) образуют толщу таврской и береговской свит. Они прослеживаются вдоль берега Черного моря в виде обрывов от района Севастополя (Любимовки) до Берегового и далее. Отложения данных свит образуют предгорную молассу, в которой сочетаются мелководно-морские, лиманные и континентальные осадки.

Понт-плиоцен на суше к северу и западу от Горного Крыма ложится с небольшим несогласием и размывом на подстилающем миоцене. Это указывает на небольшую предпонтическую фазу деформаций сжатия.

В Горном Крыму плиоцен представлен массандровской свитой, которая вдоль южного берега Крыма образует комплекс склоновых осадков.

Четвертичные отложения (квартер) представлены в основном разнообразными аллювиальными комплексами речных систем, которые начинались в Горном Крыму.

Вопрос о масштабах альпийских деформаций в Горном Крыму пока определенно не решен. Наши работы в районе Мраморного карьера на севере плато Чатыр-Даг показали, что на породы нижнего мела надвинуты верхнеюрские известняки (рис. 28, 29). Вероятные модели надвиговых деформаций показаны на рис. 30. Время надвигания определено после апта-альба; наиболее вероятно, что деформации были в кайнозой в альпийское время. Можно обсуждать варианты деформаций на границе эоцена и олигоцена или в миоцене. В целом, в Горном Крыму масштабы альпийских складчато-надвиговых деформаций могли быть значительными и они проявились на всей Яйле от Балаклавы до Феодосии. Альпийские деформации, в целом, связаны с некоторым пододвиганием коры Черного моря под Крым.

Судя по региональным данным по синороженным альпийским осадкам Южного Крыма для района Полигона МГУ можно предположить следующий сценарий олигоцен-четвертичной истории. В майкопе в районе полигона накапливались морские маломощные осадки, при этом они с небольшим размывом залежали на отложениях эоцена. Главная фаза альпийских деформаций с образованием моноклиналий структуры и, вероятно, альпийского Бодракского разлома имела место на границе раннего и среднего миоцена (или до среднего миоцена в олигоцене-раннем миоцене - ?). Альпийский Бодракский разлом, вероятно, является взбросом, так как полевые данные указывают на то, что он сопряжен с пологой антиклинальной складкой, наблюдаемой в отложениях высокобугорской свиты на водоразделе оврагов Шара и Мендер. Эта фаза деформаций сопровождалась воздыманием территории. После этой фазы деформаций миоценовые морские трансгрессии вновь перекрывали район полигона (особенно сарматские трансгрессии). После сармата произошло осушение территории и началось ее воздымание. При этом скорость воздымания нарастала в южном и в юго-восточном направлении, в результате чего формировалась (или, точнее, доформировывалась) моноклиналий альпийская структура. Величина воздымания в районе

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ПОДТЕЛ	ЯРУС, ПОДЪЯРУС	ИНДЕКС	ВОЗРАСТ, (млн. лет)	МАСШТАБ, (м)	МОЩНОСТЬ, (м)	ЛИТОЛОГИЯ	КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ
ПАЛЕОГЕН	НЕОГЕН	ПЛИОЦЕН		Q			4-18		Глинистые пески, песчаники и изв-ки с прослоями галечников (прибрежный р-н).
			N ₂ ²	АКЧАГЫЛЬСКИЙ	N ₂ a	2,0			Массандровская свита (Ялта) Красноцветные галечные, щебенчатые отложения (пролювий предгорных равнин). Глыбы и блоки изв-ков. Кизилджарская толща галечников (<5м).
			N ₂ ¹	КИММЕРИЙСКИЙ	N ₂ k		п x 10 м		Область накопления обломочного мат-ла с юго-востока.
				ПОНТСКИЙ	N ₁₋₂ p	5,1			
			N ₃	МЭОТИЧЕСКИЙ	N ₁ m				
			САРМАТСКИЙ		N ₁ sr ₃				
					N ₁ sr ₂		50		Мелководные образования: раковинные, солитовые изв-ки с незначительными прослоями мергелей и глин, с многочисленной фауной моллюсков. Бренкия из костей млекопитающих.
					N ₁ sr ₁		40-50		Чередование песков и песчаников с подчиненными прослоями известняков и глин. В основании - кварцевые пески и песч. (К югу они залегают на юрских изв-ках.)
			СРЕДНИЙ	КОНКСКИЙ	N ₁ kn		25-30		Пачка изв-ков с прослоями песчаников, редими прослоями глин и мергелей.
				КАРАГАНСКИЙ	N ₁ kr		10-20		Известняки крист., ракушечные (>40%), глины. Пресноводные и наземные моллюски. В основании - известковый конгломерат.
				ЧОКРАКСКИЙ	N ₁ ch		20-25		Изв-ки ракушечн., детритус., песчаные. Прослойки песков, глин с галькой, конгломераты
				ТАРХАНСКИЙ	N ₁ t	14,4	>10		Устречники.
			НИЖНИЙ	МАЙКОП			<10		
							24,6		
							<10		Глины серые, неслоистые.
							200		Глины темно-серые, оскольчатые.
							300		Глины серые, песчаные, известковистые., с радиолариями
							400		
							100		Мергель серо-зеленый, в кровле - мелоподобный, сильно пиритизированный. Снизу вверх растет глинистость и песчаность. Верх (20 м) - бентосные фораминиферы; низ (82 м) - планктонные фораминиферы.
							500		Мергели св-коричневые.
							<100		Известняки мелоподобные. В средней части тонкие прослои глин. Мелкие фораминиферы.
							600		Известняки нуммулитовые, массивные, белые.
							~50		Мергели св-серые (<5м).
ПАЛЕОЦЕН	ЭОЦЕН	P ₂ ³	АЛЬМИНСКИЙ (~ приабонский)			42,0			Глины зеленовато-серые. В верхней части - отдельные губки.
			БОДРАКСКИЙ (~ бартонский)			50,5			
			СИМФЕРОПОЛЬСКИЙ (~ лютетский)			54,9			
		P ₂ ²	БАХЧИСАРАЙСКИЙ (~ ипрский)			60,2			
		P ₁ ²	КАЧИНСКИЙ (~ танетский)			65,0			
		P ₁ ¹	ИНКЕРМАНСКИЙ (~ монтецкий)						
ПАЛЕОЦЕН	ПАЛЕОЦЕН	P ₁ ¹	ДАТСКИЙ						Мергели массивные, белые, органогенно-детритусовые.
									Мергели серые, песчаные, сверху маломощные прослои детритусовых известняков.

Рис. 25. Разрез отложений палеогена и неогена в районе Севастополя–Инкермана (Сов Гео-Инфо, 2003)

практики составила около 1-1,5 км. На фоне этого воздымания заложились система основных речных долин и крупномасштабная эрозия сформировала современный рельеф.

На рисунке 31 показана схема кайнозойского развития орогена Южного Крыма.

5. История развития рельефа

Результаты анализа рельефа Юго-западного Крыма с использованием водораздельных междуречных геоморфологических профилей в комплексе с изучением речных долин Бельбека, Качи, Бодрака, Альмы и учетом данных предыдущих исследований позволяют выделить ряд этапов планации рельефа, тесно связанных с соответствующими им отложениям неогена-антропогена Внешней гряды гор и Альминской впадины (рис. 32):

Рис. 26. Хроностраиграфия и основные тектонические события в районе Юго-Западного Крыма в кайнозое (составил А.М. Никишин)

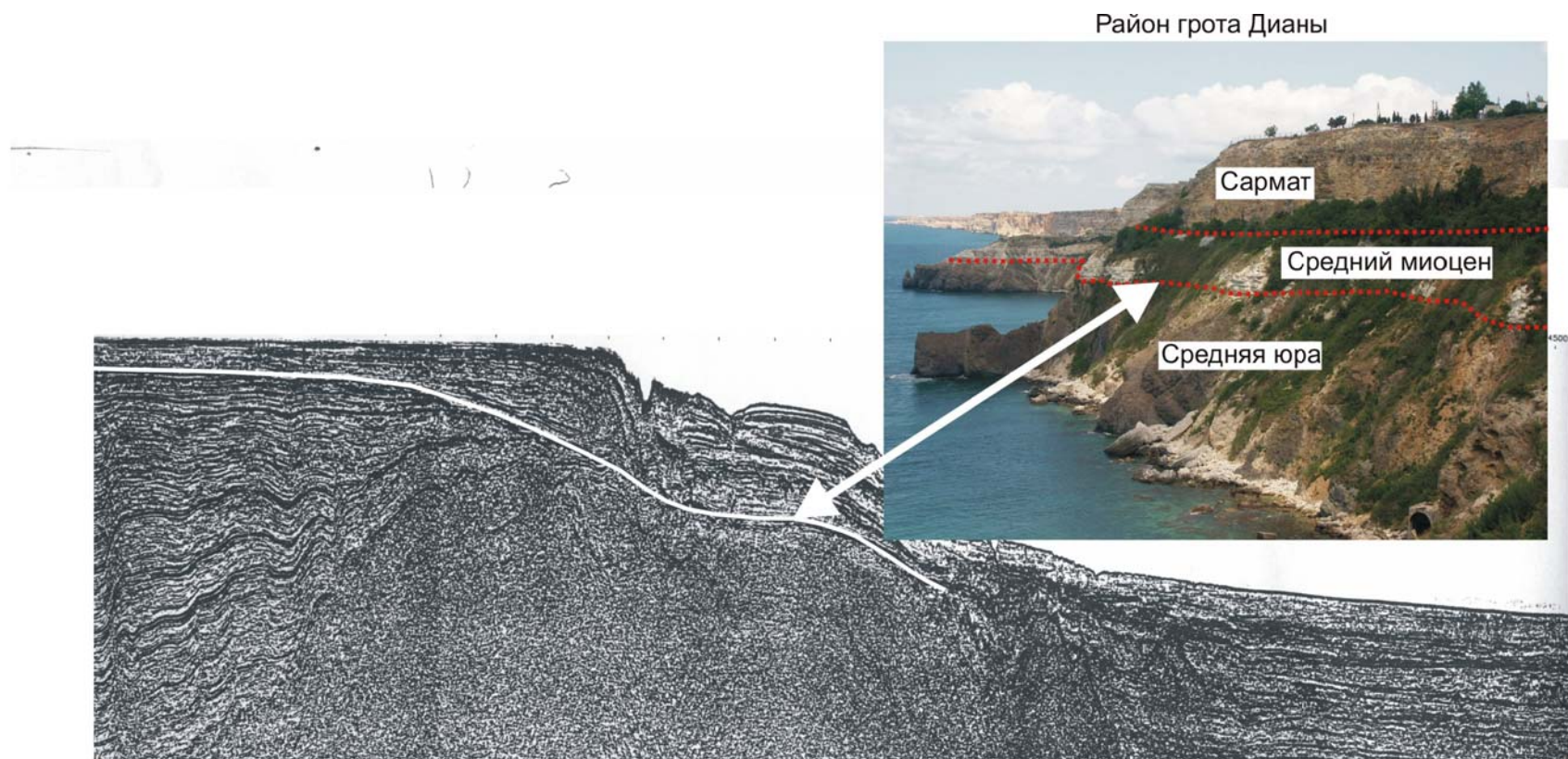


Рис. 27. Главные альпийские деформации в Юго-Западном Крыму имели место перед средним миоценом. На сейсмическом профиле четко видно предсреднемиоценовое несогласие. Профиль проходит западнее Севастополя. В обнажении в районе мыса Фиолент видно, что средний миоцен ложится на деформированную среднюю юру

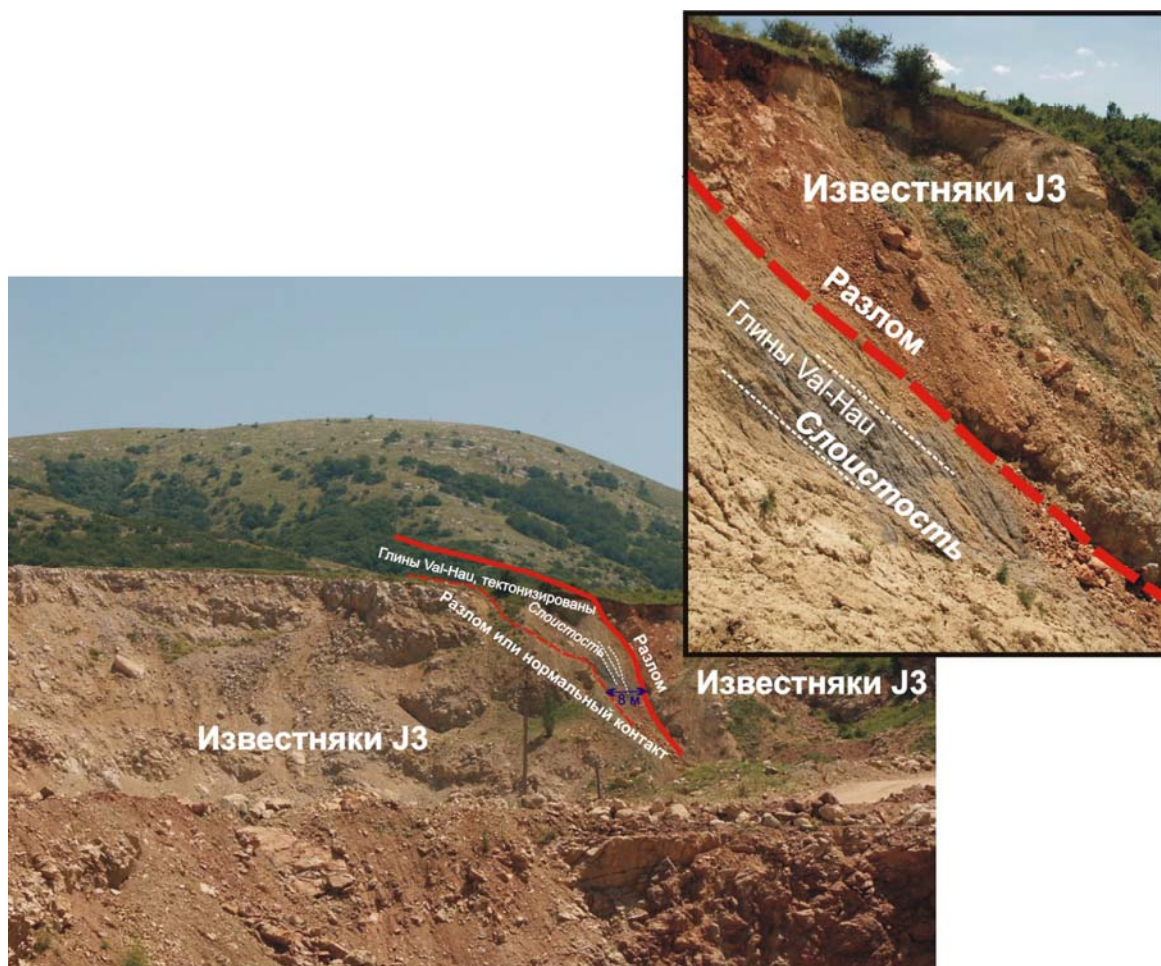


Рис. 28. Схема строения предполагаемого тектонического клина нижнемеловых отложений в известняках верхней юры в Мраморном карьере.
Справа - фото контакта детальнее

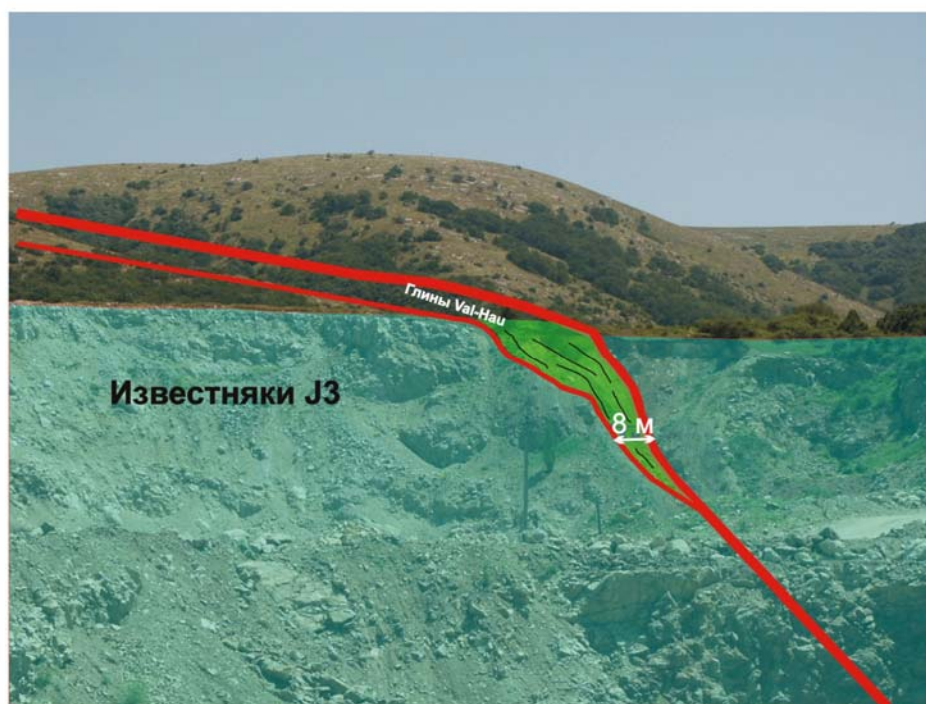


Рис. 29. Геологическая интерпретация обнажения. Меловой клин слева имеет изначально эрозионный контакт (с возможным вдольконтактовым срывом), а справа - явный тектонический контакт

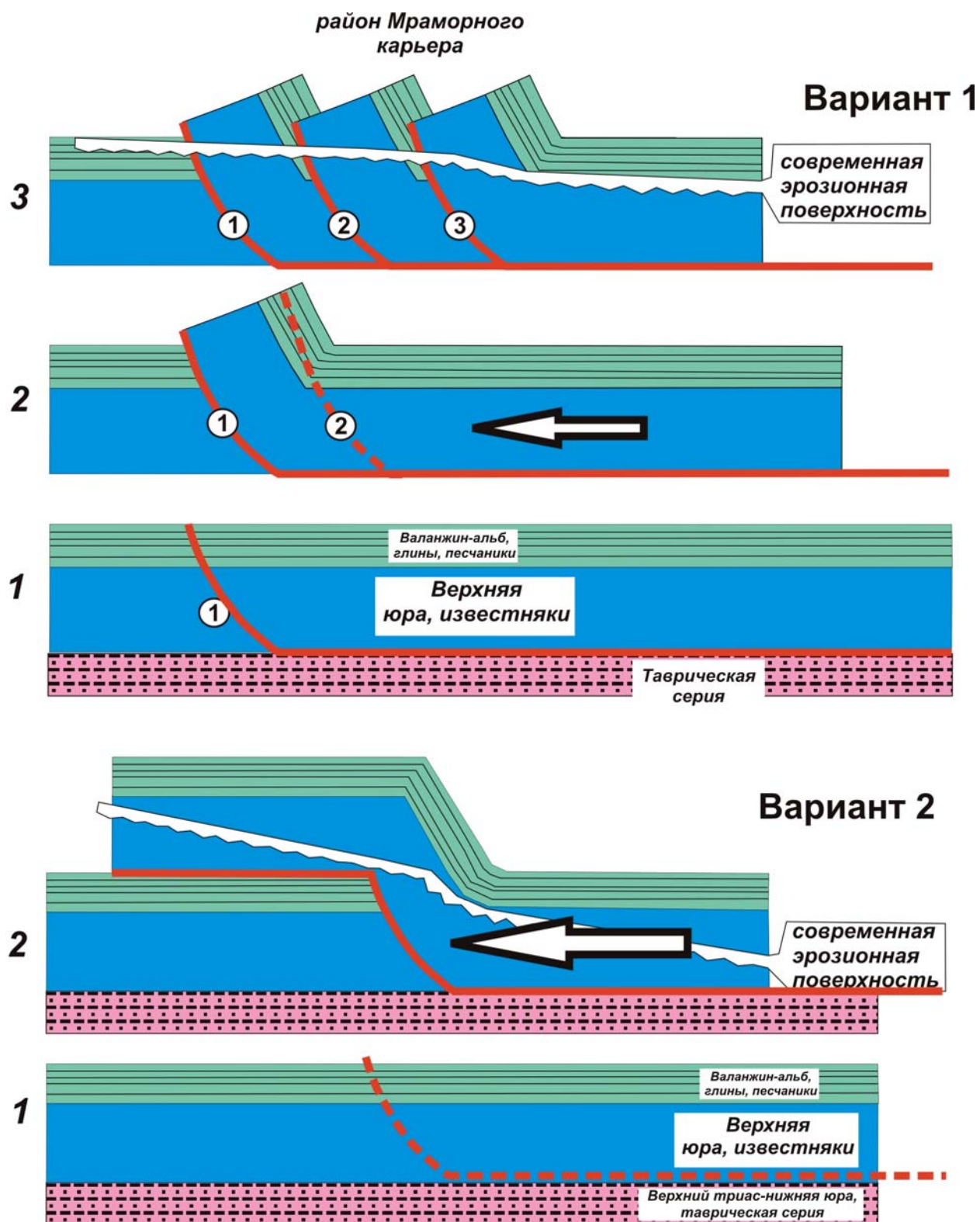


Рис. 30. Вероятный характер надвиговых деформаций в районе северной части плато Чатыр-Даг. Время деформаций не определено: после альба и, вероятно, в кайнозое (на границе эоцена и олигоцена или в миоцене). Цифры (1–3) – стадии процесса, цифры в кружочках – последовательность образования надвигов

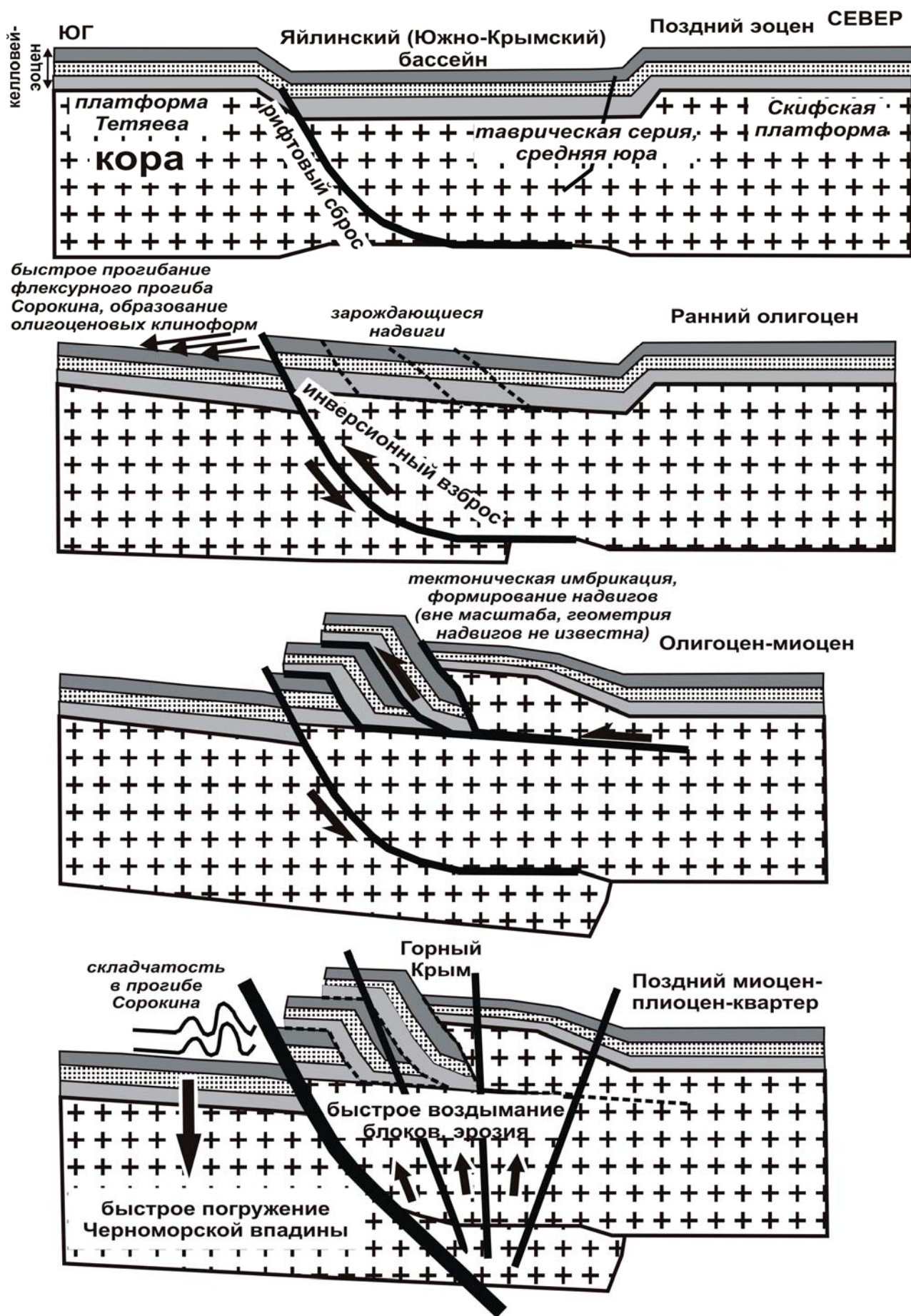


Рис. 31. Внемасштабная модель альпийской тектоники Южно-Крымского орогена; отложения олигоцена и выше не показаны

II

III

IV

V

VI

VII

VIII

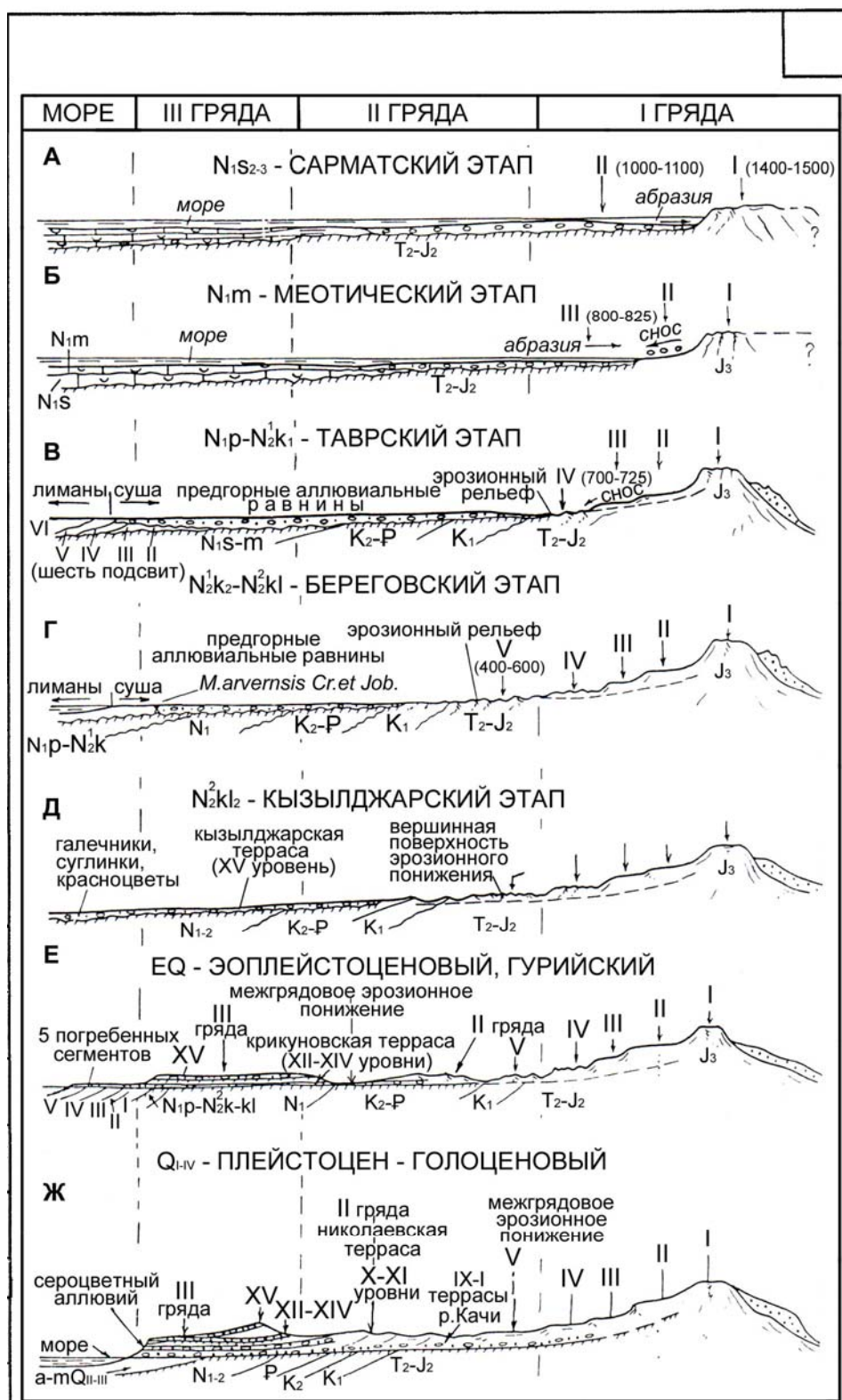


Рис. 32. Этапы формирования рельефа Юго-Западного Крыма

- I. Досарматский этап.
- II. Сарматский этап.
- III. Меотический этап.
- IV. Понт-раннекиммерийский (таврский) этап.
- V. Позднекиммерийский-раннекузальникский (береговский) этап.
- VI. Позднекузальникский (кызылджарский) этап.
- VII. Эоплейстоценовый (гурийский) этап.
- VIII. Плейстоцен-голоценовый этап.

I. Досарматский этап. К досарматскому этапу формирования рельефа Крыма относятся вершинные поверхности первого яруса рельефа Главной гряды гор с абс.выс. от 1400 до 1550 м. Вопрос о происхождении и возрасте формирования рельефа этого уровня остается дискуссионным и определяется одними авторами как позднеюрский-раннемеловой, позднесарматский, или даже понтический. Нами вслед за М.В.Муратовым условно принимается среднемиоценовый возраст первого вершинного уровня планации рельефа Горного Крыма по наличию несогласия в основании караганского региояруса.

II. Сарматский этап. Формирование второго яруса рельефа Главной гряды гор с абс.выс. 1000–1100 м М.В.Муратовым относится к позднему миоцену и позволяет начинать орогенный этап в Крымском секторе альпийской области с времени формирования углового несогласия в основании отложений среднего сармата Внешней гряды гор. С поверхностью несогласия сопоставляется абразионная поверхность второго яруса рельефа Главной гряды гор, врезанная на 200–300 м ниже вершинной поверхности с абс. выс. 1400–1500 м, имеющей среднемиоценовый или более древний возраст рельефа. На значительной площади Юго-западного Крыма невысокий рельеф среднемиоценовой островной суши был абразионно срезан в процессе развития трансгрессии на рубеже раннего-среднего сармата. Величина абразионного среза соответствует высоте денудационного уступа, разделяющего первую и вторую поверхности планации Главной гряды гор, и составляет от 300 м на юге (плато Чатырдаг) до десятков метров на севере, в пределах Внешней гряды, соответствуя величине перерыва.

Островная досреднесарматская суша в пределах ее ныне сохранившихся фрагментов, судя по плато Бабуган, представляла собой абразионную сравнительно одновысотную поверхность. Она может быть реконструирована на значительном протяжении Главной гряды от г.Ай-Петри, где ее северный край проходит вдоль южных обрывов Яйлы до массива Каратау на востоке. По имеющимся фрагментам останцовых поверхностей достаточно легко реконструируется ее северное обрамление от плато Чатырдаг к массивам Тирке и Каратау, где хорошо сохранился денудационный уступ, который можно воспринимать как древнюю береговую линию. В восточной части плато Ай-Петри (горы Бедене-Кыр и Ай-Петри) сохранились участки денудационного уступа, в соответствии с которыми суша в сармате пересекала Главную гряду гор и уходила в юго-западном направлении. К северу от островной суши в пределах Юго-западного Крыма и Внешней гряды гор, также как и к югу от неё, располагался мелководный морской бассейн. Здесь накапливались средне- и позднесарматские мелководные органогенно-обломочные и терригенные осадки, ныне сохранившиеся в пределах Внешней гряды, где они с размывом ложатся на мелководные среднемиоценовые и раннесарматские отложения.

Следует полагать, что в значительной мере галечно-гравийный материал в процессе абразии островной суши в условиях мелкоморья не испытывал значительного переноса и оставался вблизи абразионного уступа по мере его формирования в процессе развития трансгрессии, фациально замещаясь на песчаники и ракушняки к северо-западу, что фиксируется в разрезах Внешней гряды. Абразии подвергались главным образом отложения мела, палеоцена и эоцена, в меньшей мере – верхнеюрские карбонатные отложения. К северу от линии плато Ай-Петри – плато Чатырдаг последние в значительной степени были уничтожены еще в середине берриаса-позднем альбе, при формировании эрозионного рельефа

того времени. На этом участке ширина абразионной поверхности по верхнеюрским отложениям была близка к таковой в пределах современных плато Ай-Петри и Чатырдаг, составляя от 5 до 7 км. Северо-западнее, вплоть до Внешней гряды в полосе шириной 25–30 км абразии подвергались главным образом меловые и палеогеновые терригенно-карбонатные отложения, при практически полном отсутствии верхнеюрских пород в разрезах сармата Внешней гряды.

III. Меотический этап. Выделение меотического этапа развития рельефа Юго-западного Крыма связано с расширением в это время глубоководной впадины Черного моря, когда в ее пределах мелководные сарматские известняки и ракушечники с размывом и несогласием сменились гравийно-галечными отложениями меотиса, переходящими затем во второй половине меотического века в тонкослоистые безкарбонатные глубоководные глины. Резкое погружение Черноморской впадины, произошедшее в конце миоцена, и связанное с ним формирование континентального склона привело к резкому сокращению Крымской островной суши, ее разобщению на отдельные массивы. К северу от нее, в пределах Юго-западного Крыма, была сформирована новая абразионная поверхность, врезанная в сарматскую на 150–200 м. Формирование этой поверхности следует связывать с меотической трансгрессивной фазой, последовавшей после некоторого сокращения бассейна, и сохранением мелководных условий к северо-западу от островной суши. На северном склоне Главной гряды это третий уровень планации рельефа с абс. выс. 800–825 м. Он наиболее отчетлив на северном уступе Нижнего плато Чатырдага, где его поверхность, выработанная в массивных известняках титона, прекрасно сохранилась. Существование на южном склоне Верхнего плато Чатырдага поверхностей выравнивания с абс. выс. 800–850 м, сходных с таковыми северного обрамления Нижнего плато Чатырдага, свидетельствует о возможном разобщении в это время островной суши между плато Бабуган и Чатырдаг в пределах перевала Кебит-Богаз.

К востоку от плато Чатырдаг и к югу от с.Перевального вероятно существовал залив, тесно связанный с эрозионным расчленением Салгирской котловины (гора Бал-Кая с абс. выс. 800 м). Восточнее абразионные поверхности с абс. выс. 800–850 м протягиваются вдоль северных пологих склонов плато Долгоруковское и Караби. Активизация погружения Черноморской впадины в миоцене привела также к дифференцированным неотектоническим подвижкам в пределах Крымской островной суши. Это выразилось, прежде всего, в смещениях сарматских абразионных поверхностей, разобщении некогда единой поверхности на ряд останцовых массивов за счет смещений по Краевому взбросу, проходящему вдоль северных склонов Главной гряды, по сбросу в западной части плато Ай-Петри, по ограничениям Салгино-Октябрьской глубинной зоны, смещениям по разрывам между плато Северное и Южное Демерджи, между массивом Тирке, плато Орта-Сырт и плато Караби. Вероятно в это же время происходят смещения и по разрывам, осложняющим водоразделы Главной гряды гор (Ялтинский, Никитский, Гурзуфский и др.). Прежде единая островная суша распадается, по меньшей мере, на два участка, имеющих сложные контуры, в значительной мере контролируемые разрывными нарушениями. К северо-западу и юго-востоку от нее в пределах абразионной поверхности формировались грубообломочные фации меотиса, замещавшиеся далее в сторону Внешней гряды гор на песчано-глинистые отложения. Абразией частично были вскрыты и срезаны не только отложения мела-палеогена, но и породы таврической серии и средней юры в узкой полосе к северо-западу от островной суши. В миоцене Крымская островная суша имела скалистый характер с крутыми абразионными берегами и уплощенными водоразделами, причем высота рельефа достигала 500–650 м абс. выс. в центральной осевой части (Никитский и Бабуганский блок). На этом этапе впервые начинают формироваться глыбовые накопления в южных приобрывных частях Главной гряды гор между Ялтой и Алуштой, соответствующие начальным этапам отступления бровки уступа. Прибрежно-морские условия в пределах Юго-западного Крыма сохраняются к северу от островной суши вплоть до начала плиоцена, когда здесь начинается осушение территории и формирование таврской свиты.

IV. Понт-раннекиммерийский (таврский) этап. После регрессии шельфовых зон Черного моря в конце миоцена, связанной с прогибанием глубоководной впадины и падением уровня моря, раннепонтическая трансгрессия обусловила накопление оолитовых и ракушечных известняков в Равнинном Крыму. Позднемиоценовая регрессия привела также к значительному расширению Крымской островной суши, наступлению этапа эрозионного расчленения ранее сформированных абразионных поверхностей, и, прежде всего, миоценового, третьего уровня планации (абс. выс. 800–825 м), активному выносу обломочного материала по впервые заложившимся речным долинам северных склонов Крымских гор. В это время на месте Внутренней (Второй) гряды формируются обширные, слабо врезанные в мел-палеогеновые отложения ложбины стока, переходящие далее к северо-западу в пологие аллювиально-пролювиальные равнины, смыкающиеся с подпорно-лиманной береговой зоной. В пределах предгорий Юго-западного Крыма, в южной части Альминской впадины, на месте Внешней гряды в это время начинается накопление понт-киммерийской таврской свиты. В ее составе выделяется шесть подсвит, разделенных несогласиями и сильно фациально изменчивых. Существует мнение о преимущественном пролювиальном генезисе таврской свиты, однако высокая степень окатанности русловых галечников дальнего сноса из пород верхней юры, их тесная связь с предгорно-пойменными горизонтально-слоистыми супесями значительной мощности свидетельствует о наличии подпора со стороны морского бассейна и указывает на лиманный характер формирования отдельных интервалов разреза таврской свиты. Многочисленные горизонты красноцветных почв, формировавшиеся в условиях жаркого климата и расслаивающие лиманные суглинки с присутствием солоноватоводных остракод, свидетельствуют о периодическом затоплении и осушении мелкоморья, существовавшего в пределах современной Внешней гряды гор.

Эрозионное расчленение абразионной миоценовой поверхности, прежде всего, сопровождалось врезанием овражно-балочной сети в выше расположенный абразионный уступ на северных склонах островной суши, совпадающий с выходами среднеюрских терригенных отложений, затем врезанием в верхнеюрские известняки водоразделов. Подтверждением этого служит изменение состава галечников таврской свиты в разрезах по долине р.Булганак, где имеет место отчетливая смена галечников из зеленых песчаников средней юры вверх по разрезу на галечники из верхнеюрских известняков.

К югу от устья р.Бельбек в нижних частях таврской свиты в составе гравийно-галечного материала преобладают кварц и кремнь, сменяющиеся вверх по разрезу аргиллитами и известняками в соответствии с последовательным смывом продуктов миоценовой абразии юрских и меловых пород, а также последующим врезанием овражно-балочной сети в подстилающие породы.

Эрозионное расчленение северных склонов островной суши привело к их постепенному выполаживанию, формированию IV яруса рельефа, фрагменты которого с абс.выс. 700–725 м сохранились на северных склонах Главной гряды в нескольких местах – это выположенные гребни нижнемеловых отложений в левобережье р.Бельбек к юго-западу от с.Голубинка, гора Чуку в междуречье Бельбека и Качи, северные склоны гор Чучели и Черной в верховьях р.Альмы.

Юго-восточные склоны Крымской островной суши, в связи с близостью базисов эрозии, выходящие к понтическому бассейну, испытали существенно более энергичное эрозионное расчленение, наиболее значительное в пределах миоценового абразионного уступа.

Смещение крупных отторженцев к югу от современной Главной гряды свидетельствует о создавшейся ко времени конца нижнего плиоцена (или началу среднего) асимметрии Крымских гор. Большая часть южного крыла Крымского свода в эту эпоху, очевидно, уже была опущена и погружена под уровень Черного моря. Генетически скалы-отторженцы представляют собой оползневые массивы, частью огромных размеров, отделенные от материнских известняков трещинами и сползшие по аргиллитам таврической серии под действием силы тяжести на значительное расстояние от коренных выходов. Такому оползанию способствовало наличие разрывов, параллельных обрывам Главной гряды гор.

Наиболее полно об этом пишет М.В.Муратов (1954 г.): «Подготовленные длительным выветриванием и трещиноватостью отдельные массивы верхнеюрских известняков по краю невысокой горной гряды в результате её поднятий и развития новой эрозионной среды потеряли устойчивое равновесие, отчленившись от края этой гряды, они сместились вниз по ложбинам, образовав грандиозные отторженцы нижней части массандровских отложений. Смещению их способствовало глинистое основание подножья гор, а отрыв, возможно, происходил при сейсмических толчках, которые могли сопровождать процесс поднятия Крыма в конце понта». Покрывающие и частично одевающие, их щебнистые накопления, из-под которых эти массивы выступают иногда частично, имеют, несомненно, различное происхождение. Массандровские брекчии слагают сейчас плоские наклонные водоразделы, в которые врезаны современные долины и овраги. В современном эрозионном рельефе в поперечном сечении древних ложбин стока отчетливо видно, что щебнистые накопления утолщаются к центру и утоняются в стороны, образуя заполнения пологих ложбин стока. Последние спускаются довольно полого от гор в сторону моря. Нижние части ложбин частично уходят под уровень моря (Симеиз, Гурзуф), в других местах они подрезаны абразией и заканчиваются обрывом (Никитский мыс).

Материал в ложбинах накапливался в результате обрушения, осыпания, в отдельных случаях временными водными потоками, многократно вовлекаясь в оползневое движение. Об этом свидетельствует слабо окатанный характер и несортированность обломочного материала, так же как и нагромождения щебня с отдельными крупными глыбами, что свойственно, в том числе, для отложений селевых потоков. Это типичные накопления, формировавшиеся в условиях аридного и достаточно жаркого климата, что подтверждается характерной окраской щебня в красный цвет, обусловленной процессами образования красноземов. Массандровские брекчии слагают сейчас плоские наклонные водоразделы, в которые врезаны современные долины и овраги. Как показывают их соотношения с обрывами нагорий Главной гряды, они не могли бы образоваться в современную эпоху, так как отделены от обрывов и ущелий, которые их когда-то снабжали обломочным материалом, крупными продольными депрессиями эрозионного происхождения, что указывает на их значительную древность.

Возраст массандровских отложений точно не установлен. Для его оценки приходится увязывать условия их залегания по отношению к элементам рельефа, а также учитывать климатические условия, обусловившие красноцветность. Морфологически накопления связаны с выполнением самых древних ложбин стока в рельефе Южного берега, сформировавшихся до образования современной речной сети. Судя по условиям залегания и распространению массандровские накопления представляют собой самый древний горизонт грубообломочных образований среди сходных континентальных отложений Южного берега. Эти данные, а также наличие красноземов в их разрезах привели к сопоставлению массандровских накоплений с таврской свитой и к предположению об их плиоценовом, понт-раннекиммерийском возрасте.

V. Позднекиммерийский-раннекуяльникский (береговский) этап. Выделение позднекиммерийского-раннекуяльникского этапа развития рельефа Крымской суши обусловлено наличием отчетливо выраженного углового несогласия в основании береговской свиты, вполне обособленной от подстилающей ее таврской. На этом уровне прослеживаются размыты и несогласия в разрезах Индоло-Кубанского прогиба между нижним и средним киммерием, между азовским и камышбурунским горизонтами, что связано с тектонической активизацией Крымского орогена. Фаза орогенеза привела к существенному сокращению контуров бассейна по сравнению с понтическим, размыву более древних отложений. Таким образом, накоплению лиманных отложений береговской свиты предшествовал размыв и локализация речных врезов в северной части Альминской впадины, связанные с поднятием Горного Крыма.

В осевой части Крымского острова располагается в это время низкогорный рельеф с абс.выс. от 400 до 700 м, большую часть которого занимают фрагменты средне-позднемиоценовых абразионных поверхностей.

На западе начинается процесс эрозионного «откапывания» погребенного раннемелового рельефа Байдарской котловины, с формированием antecedентно развивающейся долины р.Пра-Черной в пределах растущего Чернореченского поднятия.

Новое поднятие Крымской суши привело к эрозионному расчленению полого-холмистого рельефа ее северных склонов, сформированных в таврский этап планации, останцы которого ныне сохранились на абс. выс. 700–725 м (г.Чуку у с.Высокое на Бельбек-Качинском междуречье, фрагменты денудационных поверхностей на северном склоне Главной гряды). В пределах Южного эрозионно-денудационного межгрядового понижения в это время вырабатывается пологосклонный рельеф, имеющий на севере слабо выраженный квестовый характер водоразделов и сохранившийся ныне на абс. выс. 400–600 м. Севернее формируются широкие плоские долины в пределах Внешней гряды гор, устьевые части которых смещаются к северу вслед за смещением лиманов и мелкоморья и занимают центральную часть Альминской впадины, формируя пестроцветную береговскую свиту.

VI. Позднекузальникский (кызылджарский) этап. Кызылджарский этап соответствует времени формирования аллювия кызылджарской террасы (XV в последовательности террас речных долин), срезающей таврскую и береговскую свиты, которые она перекрывает. Грубый аллювиальный состав галечников с преобладанием в разрезе верхнеюрских известняков свидетельствует об активизации речного стока во время их формирования, эрозионном расчленении северных склонов Главной гряды. Эрозионные поверхности кызылджарского, VI этапа планации рельефа в пределах Южной эрозионной ложбины занимают внутридолинное положение на абс.выс. 500–550 м и эрозионно расчленяют водоразделы пятого, береговского этапа формирования рельефа. Севернее поверхности VI уровня планации приобретают водораздельное положение, срезают гребневые водоразделы Внутренней гряды и приобретают аккумулятивный характер, несогласно залегая на отложениях сармата Внешней гряды гор. В береговых разрезах они с размывом залегают на отложениях таврской свиты.

Таким образом, речные долины кызылджарского этапа в пределах Южного эрозионного понижения были врезаны на глубину 100–150 м в пологосклонный рельеф береговского этапа планации. Севернее с.Высокое (Бельбек-Качинское междуречье) в отложениях нижнего и частично верхнего мела формировался невысокий квестовый рельеф. К северу от него за счет выполаживания продольного профиля и расширения речных долин Бельбека, Качи, Альмы, Булганака формировались равнины или наземные дельты. Они располагались на месте Северного эрозионного понижения и полого перекрывали Внешнюю гряду гор, распространяясь далее к северу в пределы центральной части Альминской впадины.

VII. Эоплейстоценовый (гурийский) этап После формирования кызылджарской аллювиальной наклонной равнины в эоплейстоцене унаследовано развиваются речные долины северного склона Юго-западного Крыма. Впервые в рельефе формируются речные долины Бельбека, Качи, Бодрака и Альмы. Возникают в рельефе Вторая и Третья гряды гор, которые располагались в то время южнее их современного положения, а также Северное Межгрядовое эрозионно-аккумулятивное понижение, их разделяющее. В пределах кызылджарской наклонной равнины возникает сложный овражно-балочный рельеф, а в придолинных участках формируются XIV, XIII и XII крикуновские речные террасы и их уровни, которые ныне хорошо сохранились в рельефе в правом борту долины Булганака на междуречье с долиной Салгира.

Заложение речных долин в это время происходило в соответствии с общим уклоном предгорий в северо-западном направлении, а линии стока оказались приуроченными к зонам разрывных нарушений.

В позднем плиоцене-эоплейстоцене в процессе сводового поднятия Горного Крыма после окончания последней меотической трансгрессии и расширения Крымской суши закладывается эрозионная сеть северного склона Юго-западного Крыма. Она оказалась приуроченной к ослабленным тектоническим зонам северо-западного направления и начала закладываться вдоль них. Вся последующая история развития речной сети Юго-западного

Крыма – это глубинная (донная) эрозия речных долин по этим основным генеральным направлениям, обусловленным тектоническим планом структур.

По результатам геоморфологического анализа можно выделить семь направлений основных палеодолин, с которыми совпадают в той или иной мере современные долины северного склона Юго-западного Крыма. Они унаследовано развиваются в последующее время вдоль генеральных направлений стока палеодолин, причём в результате длительного эрозионного расчленения имели место неоднократные процессы речного перехвата, которые в конечном итоге и создали наблюдаемую сейчас современную эрозионную сеть.

VIII. Плейстоцен-голоценовый этап. На рубеже эоплейстоцена и плейстоцена меняются климатические обстановки. В террасах вышележащих, относящихся к эоплейстоцену (гурию), в разрезах фиксируются красноцветные почвы, характерные для засушливого аридного климата. В более низких террасах плейстоцена красноцветность отсутствует, обстановки меняются на более прохладные и влажные, преобладает сероцветный характер аллювиальных накоплений. Судя по морфологии долин, их ширина в это время была значительной, достигая нескольких километров.

В течение плейстоцен-голоценового этапа квестовые гряды отодвигаются далее к северу и занимают положение близкое к современному. В рельефе появляется хорошо выраженное Северное межгрядовое эрозионно-аккумулятивное понижение, в пределах которого формируются обширные поверхности XI и X террас выполняющих его днище. Это обусловлено влиянием эпох оледенений Русской равнины, чередующихся с межледниковьями, которые имели ведущее влияние на развитие экзогенных процессов, формирование рельефа и четвертичных накоплений Юго-западного Крыма. С северо-западных склонов Второй гряды в районе с. Чистенькое, Ливадки, вдоль трассы железной и автомобильной дорог на поверхность этих террас ложатся обширные делювиальные шлейфы, формировавшиеся в холодных перигляциальных условиях оледенения. Вероятно, в это же время, аналогичным образом выглядит и долина р. Пра-Бодрака, которая располагалась юго-западнее, параллельно долине р.Альмы и впадала в Чёрное море у пос.Песчаное. Упомянутые выше два уровня террас раннего плейстоцена хорошо сохранились в пределах междуречья и принадлежали широкой долине р.Альмы, совпадавшей с современной долиной Булганака.

В межледниковье, на рубеже раннего и среднего плейстоцена, в момент эрозионного расчленения и формирования уступа X террасы русло Альмы в процессе боковой эрозии, отклонившись к западу, прорезало низкий водораздел в Межгрядовом понижении, изменило направление течения с северо-западного на юго-западное, сместившись в долину Пра-Бодрака.

Эрозионное расчленение сниженного междуречного водораздела обеими долинами у с.Приютное Свидание проходило в мягких отложениях бартонского яруса. Произошло изменение бассейнов водосбора долин, в результате которого большая часть бассейна р.Альмы, в пределах северных склонов Первой гряды, южного Межгрядового эрозионного понижения и Второй гряды гор перешла к среднему течению Пра-Бодрака. С этого момента начинается интенсивное эрозионное расчленение долины Бодрака в ее нижней и средней части ниже по течению от с.Почтовое в пределах Третьей гряды. Одновременно с этим долина Булганака получила резко уменьшившийся бассейн водосбора, располагающийся в пределах южных склонов Второй гряды гор.

В течение среднего плейстоцена в условиях холодного перигляциального климата, который соответствует днепровскому и московскому оледенениям Русской равнины, в речных долинах Юго-западного Крыма формируются IX-V террасы, на поверхности которых в Межгрядовом эрозионном понижении в районе с.Почтовое, Самохвалово, в междуречье Качи и Альмы, ложатся обширные делювиальные шлейфы.

Дважды в позднем плейстоцене в пределах Горного Крыма распространялась перигляциальная обстановка с многолетней мерзлотой, что связано с влиянием равнинных оледенений – калининского и осташковского. В течение позднего плейстоцена формируются уровни IV, III и II террас долин Бельбека, Качи, Альмы, Бодрака и Салгира, а также делювиальные шлейфы, которые их перекрывают. Формирование террас и делювиальных

шлейфов происходило в перигляциальной обстановке позднего плейстоцена, сопровождавшегося формированием пологосклонного рельефа.

В это время продолжается эрозионное расчленение овражно-балочными врезами северного Межгорного эрозионного понижения в пределах бассейна Булганака. Эти эрозионные врезы возникают в среднем плейстоцене и унаследовано продолжают развиваться в позднем плейстоцене.

Моментам оледенений Русской равнины, когда крупные массы воды концентрировались в пределах суши в ледниковых щитах, соответствуют регрессии Чёрного моря, понижение базисов эрозии речных долин, врезание приустьевых их частей. Глубокая регрессия Чёрного моря имела место на рубеже раннего и среднего плейстоцена, когда врезы речных долин на современном шельфе составляли 60–70 м ниже уровня моря, в среднем плейстоцене глубокие регрессии – 40–100 м соответствуют днепровскому и московскому оледенениям Русской равнины.

В позднем плейстоцене валдайскому (калининскому) оледенению соответствует регрессия – 100–110 м от современного уровня, отложения которой выполняют глубокие эрозионные врезы. Наибольшей регрессия Чёрного моря была совсем недавно, во время ошашковского оледенения Русской равнины до отметок 110 м. У южного берега Крыма на современных глубинах 80–100 м обнаружены галечники барьерных береговых форм, возраст которых составляет 17–18 тыс. лет назад, причём максимум регрессии относится к ещё более позднему времени 12–14 тыс. лет назад. Влияние изменения базиса эрозии речных долин Юго-западного Крыма за счёт регрессивно-трансгрессивных циклов Чёрного моря, приводившее соответственно к попятной эрозии и затем к активной аккумуляции материала в трансгрессивном цикле, не распространялось далеко вверх по долинам за пределы Третьей гряды, поскольку этому препятствовало наличие обширных оползневых накоплений в Третьей гряде гор.

В пределах горной части Юго-западного Крыма, в условиях перигляциального климата, повышенного жидкого и твёрдого речного стока, преимущественной боковой эрозии русла в это время происходило формирование аллювиальных свит речных террас повышенной мощности перстративного типа, делювиальных шлейфов, перигляциальных оползней-потоков, выполаживание рельефа в условиях многолетней мерзлоты. В Горном Крыму процессы преимущественной эрозии и аккумуляции в долинах определялись, прежде всего, величинами твёрдого и жидкого стока, т.е. климатическими причинами. Тектонический фактор приводил лишь к выведению сформированных аллювиальных свит террас из-под воздействия речной эрозии, формированию террасовых уступов той или иной высоты.

Межледниковьям соответствуют трансгрессии Чёрного моря, имевшего связь с Мировым океаном, малая водность крымских рек, и как следствие этого, эпохи врезания речных долин в горах и предгорьях, формирование эрозионных уступов речных террас, расчленение рельефа. В приустьевых частях речных долин (реки Чёрная, Бельбек, Кача, Альма и др.), где в ледниковья имели место глубокие эрозионные врезы, в межледниковья происходило их заполнение ингрессирующими морскими водами, а также заполнение аллювиальным материалом, поступающим со стороны суши. Всё вышеизложенное прекрасно иллюстрируется современными межледниковыми условиями: трансгрессивным положением уровня Чёрного моря, ингрессивным, подпрудным характером приустьевых частей речных долин (Севастопольская бухта и устье Чёрной, уплощенные и широкие днища Бельбека, Качи и Альмы), преобладанием процессов врезания и расчленения склонов в горной части Крыма.

В голоцене, в условиях послеледникового теплого климата формируется I терраса и пойма долин рек Юго-западного Крыма.

Литература

- Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма // Друщиц В.В., Кудрявцев М.П. (Ред.). Труды всесоюз. науч.-иссл. газового ин-та (ВНИИГаз). М., Гостоптехиздат, 1960. 701 с.
- Барабошкин Е.Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья р.Кача–Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1997а. №3, с.22–29.
- Барабошкин Е.Ю. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача - Бодрак // Е.Е.Милановский (ред.) Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геол. науч.-учеб. центра им. проф. А.А.Богданова Вып.1. М., Изд-во геол. ф-та МГУ, 1997б, с.27–53.
- Барабошкин Е.Ю., Энсон К.В. Палеобатиметрия валанжинско – аптского бассейна Горного Крыма по индексам прочности раковин аммонитов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2003. № 4, с.8–17.
- Гаврилов Ю.О., Копаевич Л.Ф. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 4, с.3–14.
- Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. // Мазарович О.А., Милеев В.С. (Ред.). М., МГУ, 1989а. 168 с.
- Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. (стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метосоматические образования) // Мазарович О.А., Милеев В.С. (Ред.). М., МГУ, 1989б. 156 с.
- Косоруков В.Л. Ассоциации глинистых минералов среднетриасово-среднеюрских пород бассейна р. Бодрак, Горный Крым // Очерки геологии Крыма. Милановский Е.Е. (Ред.). Труды Крымского геол. науч.-учеб. центра им. проф. А.А.Богданова Вып.1. М., Изд-во геол. ф-та МГУ, 1997, с. 88-95.
- Лещух Р.Й. Нижня крейда заходу і Півдня України. Київ, Наукова Думка, 1992. 208 с.
- Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. М., Недра, 1973. Т. 2. 191 с.
- Муратов М.В., Архипов И.В., Гуревич Б.Л., Соллогуб В.Б., Гордиевич В.А., Черняк Н.И., Миклухо-Маклай А.Д., Шалимов А.И., Логвиненко Н.В., Снегирева О.В., Успенская Е.А., Лычагин Г.А., Маслакова Н.И., Волошина А.М., Горбач Л.П., Немков Г.И., Голубничая Л.М.. Геология СССР. Т.8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М., Недра, 1969. 575 с.
- Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю., Брунэ М.-Ф., Ершов А.В., Клутинг С., Копаевич Л.Ф., Назаревич Б.П., Панов Д.И. Мезозойско - кайнозойская история и геодинамика Крымско - Кавказско – Черноморского региона // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1997. №3, с.6–16.
- Панов Д.И. К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1997. №3, с.43–49.
- Панов Д.И. и др. Новые данные о геологической структуре триасовых и юрских отложений Лозовской зоны в Крыму в бассейне реки Бодрак // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1994, № 3, с. 19–29.
- Самарский А.Д., Полухтович Б.М., Попадюк И.В., Хныкин В.И. Основные черты глубинного строения Восточно-Крымского синклиория по новым геолого-геофизическим материалам // Геология и геохимия горючих ископаемых, 1984, Вып. 62, с. 1–9.
- Славин В.И. Геологическая история Крымского полуострова в триасовом периоде // Бюлл. МОИП, Сер. Геология, 1986, Т. 61, № 6, с. 46–50.
- Чернов В.Г., Янин Б.Т. Конгломераты мангушской толщи верхнего альба Крыма и условия их образования // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1975, № 2, с. 45–56.
- Шнюков Е.Ф. и др. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев, НАНУ. 1967. 288 с.

Nikishin, A. M., Cloetingh, S., Bolotov, S.N., Baraboshkin, E.Y., Kopaevich, L.F., Nazarevich, B.P., Panov, D.I., Brunet, M.-F., Ershov, A.V., Il'ina, V.V., Kosova S.S., Stephenson, R.A. Scythian platform: chronostratigraphy and polyphase stages of tectonic history // S. Crasquin-Soleau & E. Barrier (eds), Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms. Me'moires du Muse'um National d'Histoire Naturelle. Paris, 1998a, 177, pp. 151–162.

Nikishin, A. M., Cloetingh, S., Brunet, M.-F., Stephenson, R., Bolotov, S.N., Ershov, A.V. Scythian Platform and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic and dynamics. // S. Crasquin-Soleau & E. Barrier (eds), Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms. Me'moires du Muse'um National d'Histoire Naturelle. Paris, 1998b, 177, pp. 163–176.

Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Panov, D.I., Nazarevich, B.P., Brunet, M.-F., Stephenson, R.A., Bolotov, S.N., Korotaev, M.V., Tikhomirov, P. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain // P.A. Ziegler, W. Cavazza and A.H.F. Robertson, S. Crasquin-Soleau (eds), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Me'moires du Muse'um National d'Histoire Naturelle, 2001, 186: 296–346.

Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.-F., The Black Sea Basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling // Sedimentary Geology. 2003, Vol. 156, p. 149–168.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
1. Строение складчатого комплекса	3
2. Модель формирования складчатого комплекса	20
3. Геологическая история комплекса чехла	22
3.1. Валанжин-аптская трансгрессивная эпоха	23
3.2. Ранне-среднеальбская эпоха воздымания и рифтообразования	29
3.3. Позднеальбско-эоценовая эпоха трансгрессий	30
3.3.1. Формирование верхнеальбской мангушской ингрессивной свиты	30
3.3.2. Формирование позднеальбской шаринской свиты	34
3.3.3. Формирование позднеальбской высокобугорской свиты	34
3.3.4. Сеноман-турон-коньякская региональная трансгрессия	35
3.3.5. Поздний сантон-кампан-маастрихтский трансгрессивно-регрессивный цикл седиментации	36
3.3.6. Датская региональная трансгрессия	39
3.3.7. Танетская региональная трансгрессия	39
3.3.8. Эоценовый этап формирования чехла	39
4. Синорогенный альпийский комплекс (приподнятый эрозионный рельеф и синорогенные осадки олигоцена-квартера)	40
5. История развития рельефа	42
Литература	56

Учебное издание

Анатолий Михайлович Никишин
Александр Сергеевич Алексеев
Евгений Юрьевич Барабошкин
Сергей Николаевич Болотов
Людмила Федоровна Копаевич
Михаил Юльевич Никитин
Дмитрий Иванович Панов
Павел Анатольевич Фокин
Руслан Рустемович Габдуллин
Юрий Олегович Гаврилов

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ
БАХЧИСАРАЙСКОГО РАЙОНА КРЫМА**
(учебное пособие по Крымской практике)

Подписано в печать 22.05.2006. Формат 60х90/8
Бумага офс. №1. Печать РИЗО. Уч.-изд. л. 8,0
Тираж 200 экз. Заказ №

Ордена «Знак Почета» Издательство Московского
университета.
125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.

Отпечатано с оригинал-макета в отделе оперативной
печати геологического факультета МГУ.
119992, Москва, Ленинские горы.