

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



На правах рукописи

Гайдаленок Ольга Владимировна

**СТРУКТУРА КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ЗОНЫ СКЛАДЧАТЫХ
ДЕФОРМАЦИЙ АЗОВО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА**

Специальность 25.00.01 – Общая и региональная геология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук

В.Г. ТРИФОНОВ

Москва – 2020

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Геологический очерк Керченско-Таманского региона	10
1.1. История геологического изучения Керченско-Таманского региона.....	10
1.2. Основные взгляды на тектонику Керченско-Таманского региона.....	11
1.3. Общая характеристика и структурное обрамление Керченско-Таманской зоны	14
1.4. Стратиграфия Керченско-Таманской складчатой зоны	19
Глава 2. Новейшая складчатая структура Керченско-Таманской зоны	32
2.1. Сегмент I.....	32
2.2. Сегмент II	32
2.3. Сегмент III.....	34
2.3.1. Геологическое строение Динской антиклинали	38
2.3.2. Геологическое строение антиклинали пос. За родину.....	49
2.3.3. Геологическое строение синклинали Таманского залива по данным непрерывного сейсмического профилирования.....	75
2.4. Сегмент IV	83
2.5. Сегмент V	84
Глава 3. Поперечные зоны нарушений Керченско-Таманской складчатой зоны ..	85
3.1. Поперечная зона нарушений на западной границе Керченско-Таманской складчатой зоны	85
3.2. Поперечная зона нарушений на западной границе Таманского сегмента Керченско-Таманской складчатой зоны	87
3.3. Поперечные зоны нарушений на восточной границе Таманского сегмента Керченско-Таманской складчатой зоны	88
3.4. Поперечная зона нарушений на восточной границе Керченско-Таманской складчатой зоны	99
Глава 4. Южное обрамление Керченско-Таманской складчатой зоны	102
Заключение	112
Список литературы	113

Введение

Актуальность работы. Диссертация посвящена решению актуальной тектонической задачи – исследованию продольной неоднородности строения и развития крупных тектонических зон и ее геологическому выражению. В качестве объекта исследования выбрана Керченско-Таманская зона новейшего складкообразования Азово-Кубанского прогиба. Выбор этого объекта обусловлен не только относительно высокой изученностью, хорошей обнаженностью и прочими благоприятными природными условиями, но и сложившейся политической ситуацией. В связи с присоединением Крыма к России со всей остротой встал вопрос об обновлении наших представлений о соотношении структур Крыма и Кавказа. Актуальность этих исследований серьезно повышается благодаря востребованности геологических исследований для строительных работ, которые развернулись в связи с развитием инфраструктуры Крыма (в частности, строительством Керченского моста).

Цели и задачи работы. Цель работы – выявление пространственно-временных закономерностей проявления новейших складчатых деформаций Керченско-Таманской зоны, а также особенностей ее сочленения с горно-складчатыми сооружениями Крыма и Северо-Западного Кавказа.

Для достижения поставленной цели решался целый ряд задач, основными из которых являлись:

- провести стратиграфическое расчленение и корреляцию неоген–четвертичных отложений Керченско-Таманской зоны складчатых деформаций и изучить ее тектоническое строение, а также района пос. Орджоникидзе (восточная часть Горного Крыма);
- получить магнитостратиграфические характеристики неоген–четвертичных отложений, развитых на Керченском и Таманском полуостровах, а также в районе г. Крымск (Западное Предкавказье);
- изучить зоны поперечных нарушений Керченско-Таманской зоны (в частности, Абраускую разломную зону);

– провести анализ геолого-геофизических материалов по строению южного обрамления Керченско-Таманской складчатой зоны.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положен фактический материал, собранный автором во время полевых работ 2017–2019 гг. на Керченском и Таманском полуостровах, а также в районе пос. Орджоникидзе (Крым) и районе г. Крымск (Западное Предкавказье).

При работе над диссертацией для изучения новейших складчатых деформаций применялся комплекс методов, включающий структурный, палеонтологический, магнитостратиграфический методы. Для уточнения возраста новейших складчатых деформаций на Таманском полуострове автором диссертации совместно с С.А. Соколовым проводились стратиграфическое описание разрезов, структурные наблюдения, а также магнитостратиграфическое опробование разрезов и дальнейшая подготовка образцов. Работа по измерению направления намагниченности подготовленных проб выполнена А.В. Латышевым (МГУ им. М.В. Ломоносова, ИФЗ РАН). Отбор и определение возраста фауны моллюсков проводились П.Д. Фроловым (ГИН РАН), фауны мелких млекопитающих – А.С. Тесаковым (ГИН РАН), палинологических образцов – А.Н. Симаковой (ГИН РАН). Возраст фауны крупных млекопитающих определен В.В. Титовым (ЮНЦ РАН).

При изучении сочленения Керченско-Таманской зоны и горно-складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа (исследование Абрауской поперечной зоны нарушений) автором совместно с Я.И. Трихунковым (ГИН РАН) был использован метод морфоструктурного анализа. Для определения тектонофизических характеристик Абрауской зоны деформаций были использованы замеры тектонической трещиноватости и данные о кинематике разрывных структур, полученные А.В. Марининым (ИФЗ РАН).

При изучении строения синклинали Таманского залива были использованы сейсмоакустические профили, полученные методом непрерывного сейсмического профилирования. Данные получены и обработаны коллегами из ООО «МГ-Сервис» под руководством А.А. Шматкова.

Исследования автора выполнены за счет гранта РНФ № 17-17-01073.

Научная новизна. В ходе данного исследования впервые:

- магнитостратиграфическим методом независимо обоснован неоплейстоценовый возраст Динской антиклинали, палеоплейстоценовый возраст антиклинали пос. За Родину на севере Таманском п-ова, а также верхнеплиоцен–палеоплейстоценовый возраст образований южного борта Азово-Кубанского прогиба в районе г. Крымск (Западное Предкавказье), на основе чего уточнен возраст новейших складчатых деформаций в указанных районах;

- для нижней части разреза Динской антиклинали на основе собранных биостратиграфических данных обоснован эоплейстоценовый возраст отложений;

- выделена граница Керченско-Таманской складчатой зоны и орогена Северо-Западного Кавказа, которая представлена Абрауской разломной зоной сдвиго-сбросо-раздвиговой кинематики;

- для восточной части Таманского залива на основе интерпретации новых данных с использованием метода непрерывного сейсмического профилирования показано, что мощность карангатских (верхний неоплейстоцен) и новочерноморских (голоцен) слоев, составляющая в осевой части синклинали Таманского залива до 15 м, к бортам залива сокращается до 7 и 5 м, соответственно, и в прибрежной части слои выклиниваются.

Защищаемые положения.

1. Керченско-Таманская складчатая зона характеризуется поперечной сегментацией. С запада на восток выделены 5 сегментов. Возраст основной фазы складчатых деформаций Керченско-Таманской зоны изменяется по простиранию. Самый молодой, четвертичный, возраст имеют складки Таманского сегмента (III), продолжающие развиваться до сих пор. В сторону периферии Керченско-Таманской зоны возраст основной фазы складкообразования удревняется до плиоцена в сегментах II и IV и конца раннего–начала среднего миоцена на крайнем западе и востоке зоны.

2. Западное и восточное ограничение занимающего центральное положение в строении Керченско-Таманской складчатой зоны самого молодого Таманского сегмента (III) маркированы зонами поперечных нарушений, по которым сегмент

опущен. Аналогичные зоны разломов ограничивают всю Керченско-Таманскую складчатую зону с запада и востока, отделяя ее от Центрально-Крымского и Ставропольского поднятий, соответственно.

3. Керченско-Таманская зона складчатых деформаций ограничена с юга тектоническим поднятием, которое является продолжением структур Горного Крыма на западе и Северо-Западного Кавказа (Псебепского антиклинория) и зоны Южного склона Большого Кавказа (Новороссийского синклинория) – на востоке.

Теоретическая и практическая значимость работы. Теоретическая значимость работы состоит в обосновании продольной неоднородности складчатых поясов. На примере Керченско-Таманской зоны показано, что возраст складчатых деформаций закономерно изменяется вдоль ее простирания: он является наиболее молодым в центральном (Таманском) сегменте и последовательно удревняется к западной и восточной периферии зоны. При этом и Таманский сегмент, и Керченско-Таманская зона в целом ограничены зонами поперечных тектонических нарушений.

Исследования новейшей тектоники Керченско-Таманской зоны имеют практическое применение в оценке сейсмической опасности, а также при оценке оползневой опасности и эффектов грязевулканической деятельности и связанных с ними деформаций земной коры.

Личный вклад автора. Автором проведены структурные наблюдения, стратиграфическое описание разрезов исследованного района, а также выполнен отбор образцов для магнитостратиграфического анализа неоген–четвертичных разрезов Динской антиклинали, антиклинали пос. За Родину, разрезов в районе г. Крымск и последующая подготовка образцов к измерениям. Автор принимала участие в палеонтологическом обосновании разреза Динской антиклинали, где впервые на основании находки остатков крупного млекопитающего было установлено присутствие эоплейстоценовых отложений в разрезе. Автором составлен и охарактеризован поперечный геолого-геоморфологический разрез через западную часть Таманского п-ова и, совместно с С.А. Соколовым, – через восточную часть Керченского п-ова. Автором совместно с научным коллективом

выяснено несогласное залегание на *майкопских* (олигоцен–нижнемиоценовых) образованиях вышележащих чокракских (среднемиоценовых) пород в северной части сегмента I. Автором, при поддержке С.Ю. Соколова, проведена интерпретация сейсмического профиля в районе синклинали Таманского залива. Автор принимала участие в обработке данных о поперечной Абрауской зоне тектонических нарушений, в исследовании и картировании района пос. Орджоникидзе. Автор участвовала в геологической интерпретации результатов полевых работ и их графическом иллюстрировании при подготовке этих результатов к опубликованию. Автор проанализировала, обобщила и интерпретировала, в соответствии с целью и задачами диссертации, обширный фактический материал, опубликованный предшественниками и полученный в ходе проведения и обработки результатов полевых работ автором совместно с коллективом сотрудников Геологического института РАН.

Публикации и апробация работы. По теме диссертации опубликовано 5 работ в рецензируемых журналах (все из которых входят в перечень ВАК). Результаты изложены в журналах «Геотектоника», «Геоморфология», «Геофизические процессы и биосфера». Результаты исследования были представлены на: Международной научно-практической конференции "Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее" (Москва, МГРИ-РГГРУ, 4–6 апреля 2018 г.); 7-й международной научной конференции молодых ученых и студентов «Information technologies in solving modern problems of geology and geophysics» (Баку, Азербайджан, 15–18 октября 2018 г.); 51-ом Тектоническом совещании «Проблемы тектоники континентов и океанов» (Москва, МГУ–ГИН РАН, 29 января–2 февраля 2019 г.); Международной геолого-геофизической конференции и выставке «Современные технологии изучения и освоения недр Евразии», ГеоЕвразия-2019 (Москва, 4–7 февраля 2019); Международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле" (Москва, МГРИ-РГГРУ, 2–5 апреля 2019 г.); Всероссийской научной конференции «Прикладные аспекты динамической геологии (Горшковские чтения)» (Москва, МГУ–ИФЗ РАН, 26–28 сентября 2019 г.), 52-ом Тектоническом

совещании «Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики» (Москва, МГУ–ГИН РАН, 28 января–1 февраля 2020 г.).

Структура и объем диссертации. Диссертационная работа состоит из Введения, четырех глав и Заключения. Общий объем диссертации составляет 128 страниц; содержит 41 рисунок и 6 таблиц. Список литературы включает 149 наименований.

Благодарности.

Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю В.Г. Трифонову за постоянное руководство, поддержку и вдохновение при написании диссертационной работы. Автор искренне благодарит весь коллектив Лаборатории неотектоники и современной геодинамики, в особенности С.В. Осколкову и Е.А. Шалаеву, за теплую поддержку. Особую благодарность автор выражает своему ближайшему коллеге С.А. Соколову (ГИН РАН) за неоценимую помощь и геологическое наставничество в полевых сезонах. Автор глубоко признательна Я.И. Трихункову (ГИН РАН) и А.В. Маринину (ИФЗ РАН) – за неоценимые консультации по геологии Северо-Западного Кавказа, С.Ю. Соколову (ГИН РАН) – за бесценные консультации по геофизике, В.В. Юдину (Крымгеология) – за ценные консультации по геологии Крыма, а также А.Л. Чепалыге (ИГ РАН) – за доброе содействие и любезно показанный стратотипический разрез *чаудинских* отложений на мысе Чауда (Керченский п-ов). Палеонтологические определения, приводимые в диссертации, выполнены А.С. Тесаковым, П.Д. Фроловым, А.Н. Симаковой (ГИН РАН) и В.В. Титовым (ЮНЦ РАН), за что автор выражает им искреннюю признательность. А.С. Тесакову автор выражает отдельную благодарность за отличную мотивационную поддержку. Анне и Алексею Шматковым (ООО «МГ-Сервис») автор благодарна за сотрудничество и поддержку. Благодарю А.О. Мазаровича (ГИН РАН) как внутреннего оппонента за чрезвычайно тщательное прочтение работы и бесценные замечания, сделавшие работу конкретнее и точнее. Выражаю благодарность С.Д. Соколову (ГИН РАН) за прочтение диссертации и внесение в нее идейных поправок. Благодарю А.В. Тевелева (Геологический факультет МГУ) за предоставленный литературный источник, а также за интерес к

работе. Благодарю А.В. Рязанцева (ГИН РАН) за внимательный просмотр рисунков на наличие некорректностей, ценные советы и симпатию к работе. Большое спасибо Г.В. Баскаковой (ООО «РН-Эксплорейшн») за полезные консультации и предоставленные материалы, существенно улучшившие главу 4. Отдельная благодарность Н.Б. Кузнецову (ГИН РАН) за основательное прочтение работы, внесение ценных правок в стилистику русского языка и полезнейшие и интересные геологические консультации. Автор искренне благодарна Г.Н. Александровой (ГИН РАН) за поддержку и доброту. Автор выражает особую благодарность Г.М. Седаевой (МГУ) за прекрасную идею поступить в аспирантуру ГИН РАН. Автор благодарна своей семье за дружескую поддержку.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОГО РЕГИОНА

1.1. История геологического изучения Керченско-Таманского региона

Стратиграфию и тектонику Керченско-Таманского региона изучали Н.И. Андрусов, А.Д. Архангельский, Г.В. Абих, В.В. Белоусов, В.П. Пекло, Е.Е. Милановский, И.М. Губкин, М.В. Муратов, В.М. Муратов, Н.С. Благоволин, П.В. Федоров, Н.А. Лебедева, Л.Г. Плахотный, Л.А. Невеская и др. В последние годы продолжали работы по изучению геологического строения и особенностей Керченско-Таманского региона такие исследователи, как Е.Ф. Шнюков, Ю.В. Ростовцева, В.М. Трубихин, Т.А. Янина, Я.А. Измайлов, Арк.В. Тевелев, В.В. Юдин, Е.А. Рогожин, А.С. Тесаков, В.Г. Трифонов, Л.А. Головина и др.

В Керченско-Таманском регионе зародились основы стратиграфии неогена Крымско-Кавказского региона благодаря выдающимся работам Н.И. Андрусова [Андрусов, 1893; Андрусов, 1903]. Геоморфологическими исследованиями, вопросами стратиграфии и тектоники области занимался Н.С. Благоволин.

Вопросы строения восточной оконечности Крымских гор рассмотрены в работах М.В. Муратова, Е.Е. Милановского, В.В. Юдина. Проблеме непосредственно сочленения Восточного Крыма с Керченско-Таманским регионом посвящено небольшое количество работ. Наиболее выдающаяся из них принадлежит М.В. Муратову [Муратов, 1937].

Сочленение Керченско-Таманской региона с Северо-Западным Кавказом рассмотрено в работах Е.Е. Милановского, В.М. Муратова, А.Н. Шарданова, Л.Б. Мейснера, А.И. Летавина и В.М. Перервы, С.А. Несмеянова, А.В. Маринина и Л.М. Расцветаева, В.Е. Хаина и В.И. Попкова, С.Г. Корсакова с соавторами, Е.А. Рогожина, Я.И. Трихункова и др.

Геологическому строению северо-восточной части Черного моря и южного шельфа Керченско-Таманской региона посвящены работы А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова, Д.А. Туголесова, А.С. Горшкова и Л.Б. Мейснера, Е.Ф. Шнюкова, А.П. Афанасенкова, А.М. Никишина и А.Н. Обухова, Т.П. Егоровой и др.

1.2. Основные взгляды на тектонику Керченско-Таманского региона

Керченско-Таманский регион известен большинству исследователей в первую очередь наличием Керченско-Таманского периклинального прогиба (КТПП) [Благоволин, 1962; Шнюков и др., 1986; Хаин, 1984; Милановский, 1968; и др.], заполненного мощной толщей образований *майкопской* серии олигоцен–нижнемиоценового возраста.

На рис. 1 показана общепринятая в настоящий момент тектоническая схема расположения Керченско-Таманского прогиба, приведенная А.П. Афанасенковым с соавторами в работе [Афанасенков и др., 2007].

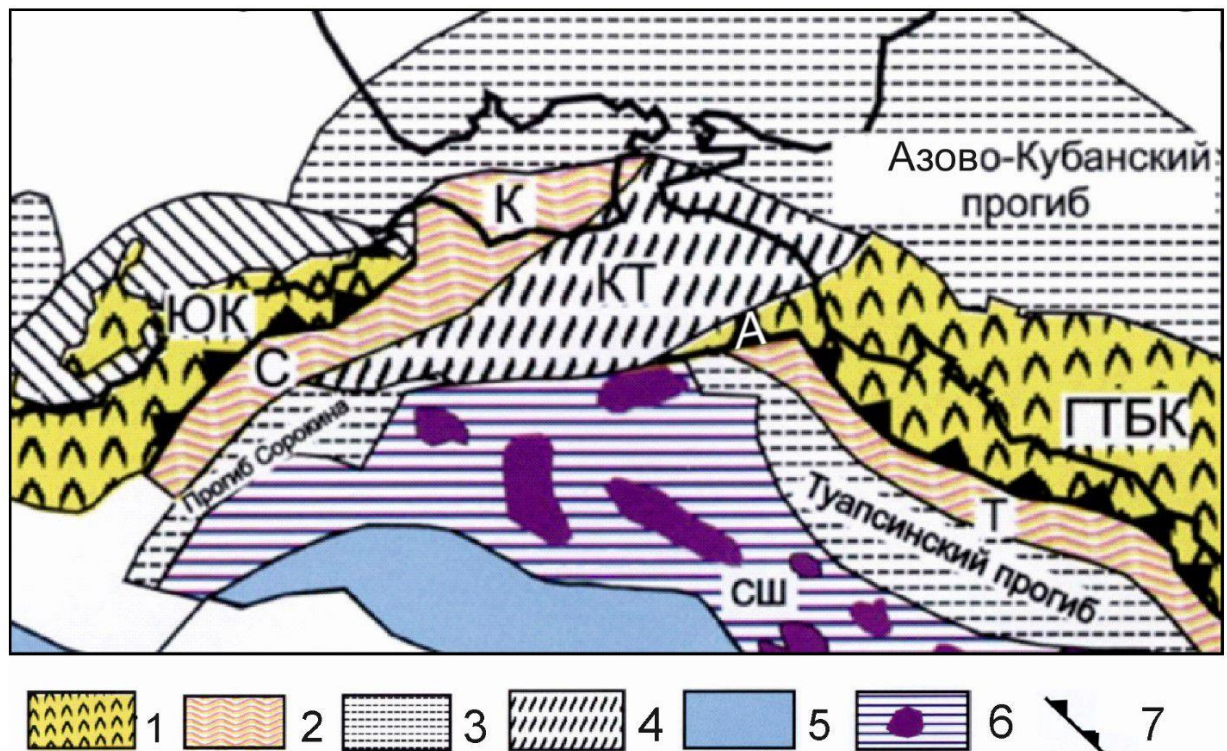


Рис. 1. Схема тектонического районирования Восточно-Черноморского региона и его окружения [Афанасенков и др., 2007] с изменениями. 1 – складчатые глубоководные комплексы мезозоя и кайнозоя, нерасчлененные; 2 – деформированные молассовые комплексы верхнего палеогена–неогена; 3 – олигоцен–неогеновые краевые флексурные прогибы с небольшими деформациями; 4 – Керченско-Таманская зона с деформированными молассами олигоцена–неогена; 5 – впадины Черного моря с океанической корой и сильно утоненной континентальной корой; 6 – северная часть поднятия (Северный Шатский) с отдельными позднеюрскими карбонатными постройками; 7 – некоторые надвиговые зоны. Некоторые структуры: А – Анапский выступ, ГТБК – складчатая зона глубоководного трога Большого Кавказа, К – Керченская складчатая зона, КТ – Керченско-Таманская зона с пологими альпийским деформациями, С – складчатая зона прогиба Сорокина, СШ – Северный Шатский, Т – Туапсинская складчатая зона Туапсинского прогиба, ЮК – зона Южного Крыма.

Элементы строения прогиба прослежены южнее Керченского полуострова, в южной части Керченского пролива, южной части Таманского полуострова и смежного Керченско-Таманского шельфа Черного моря. КТПП протягивается на 130–140 км в ЮЗ–СВ направлении и имеет ширину около 50 км. Прогиб выполнен осадочными толщами от олигоцена до плиоцена, являющимися частью крупного регрессивного молассового комплекса и имеющими мощность, по данным сейсмических исследований, более 10 км [Благоволин, 1962; Афанасенков и др., 2007; и др.].

Существует ряд интерпретаций структурной позиции Керченско-Таманского прогиба. Одно направление взглядов состоит в том, что Керченский и Таманский п-ова связаны со складчатыми сооружениями Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа, соответственно [Хаин, Попков, 2009]. Е.Е. Милановский [Милановский, 1968] отмечал, что Керченско-Таманская область (термин Е.Е. Милановского) представляет собой место слияния кулисообразно расположенных периклинальных окончаний сооружений Горного Крыма и Большого Кавказа. Небольшой фрагмент мезо–кайнозойских структур в районе г. Анапа (Анапский выступ) интерпретирован как периклинальное замыкание сооружения Северо-Западного Кавказа («А» на рис. 1). Большая часть Керченско-Таманской области, включающая Керченский и Таманский п-ова, акваторию Керченского пролива и прилегающую к ней северную часть черноморского шельфа, отнесена к зоне периклинального замыкания сооружения Горного Крыма. Эта зона по простиранию к востоку переходит в структуры южного борта и осевой части Азово-Кубанской ячеи Предкавказского передового прогиба.

Другое направление взглядов связано с идеей о единстве строения Керченского и Таманского п-овов. В работах [Абих, 1873; Андрусов, 1893; Андрусов, 1903; Благоволин, 1962; Шнюков и др., 1979; Шнюков и др., 1986] Керченский и Таманский п-ова рассматриваются как единая область (рис. 2), обладающая единым структурным планом и своеобразным рельефом, подобного которому нет ни на Кавказе, ни в Крыму. Доказательством структурного единства п-овов послужило прослеживание ряда синклинальных и антиклинальных складок

в неогеновом структурном этапе на Керченском и Таманском п-овах через Керченский пролив [Благоволин, 1962; Шнюков и др., 1979; Шнюков и др., 1986].

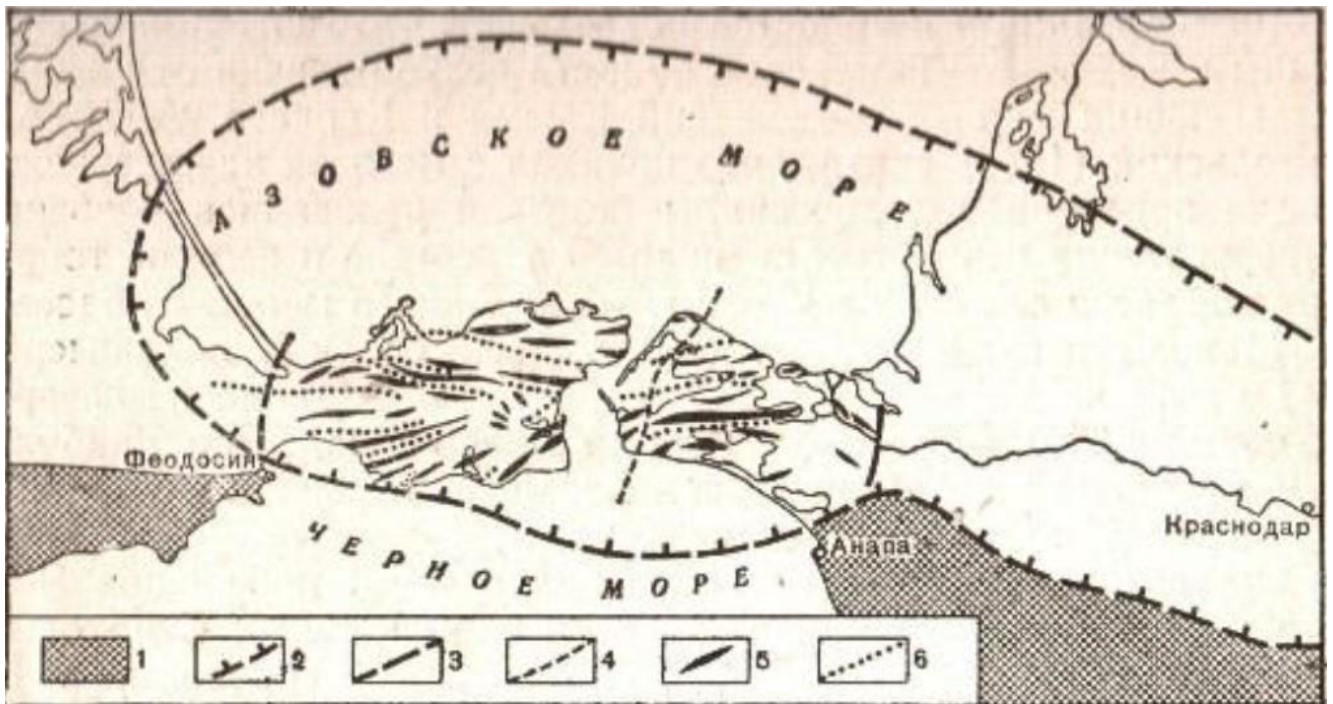


Рис. 2. Структурное положение Керченско-Таманской области [Благоволин, 1962]. 1 – мегантиклинории Крыма и Большого Кавказа; 2 – граница Крымско-Кавказского передового прогиба; 3 – границы Керченско-Таманской области; 4 – граница структурно-тектонических подобластей; 5 – простираение осей антиклиналей; 6 – простираение осей крупных синклиналей

Описание Керченско-Таманского прогиба и концепции его строения позволяют обозначить различие между выделяемой автором Керченско-Таманской складчатой зоной (КТСЗ) и Керченско-Таманским периклиналильным прогибом (КТПП). КТПП представляет собой локальный прогиб, где сконцентрирована наибольшая мощность образований *майкопской* серии олигоцен–нижнемиоценового возраста, в то время как КТСЗ – это область распространения олигоцен–четвертичных образований, смятых в складки и представляющих собой южный борт Азово-Кубанского прогиба. КТСЗ, в отличие от КТПП, включает в себя целиком Керченский и Таманский п-ова, разделяющий их Керченский пролив, а также территорию южного борта Азово-Кубанского прогиба в Западном Предкавказье (до границы с Центральным Кавказом). Обоснование выделения автором Керченско-Таманской складчатой зоны в такой ее конфигурации изложено в следующих главах диссертации.

1.3. Общая характеристика и структурное обрамление Керченско-Таманской зоны

Керченско-Таманская складчатая зона представляет собой смятую в субширотные складки южную часть Азово-Кубанского прогиба (рис. 3). С запада ее ограничивают Симферопольский свод, как часть Центрально-Крымского поднятия Скифской плиты (Степной Крым), и горно-складчатое сооружение Крыма (Горный Крым), с востока – Адыгейский выступ, как часть Кавминводско-Ставропольского новейшего поднятия северных предгорий Центрального Кавказа, а к югу от восточной части КТСЗ расположено горно-складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа.

Центрально-Крымское поднятие является частью эпигерцинской структуры с платформенным стилем строения – Скифской плиты с палеозойским фундаментом. Плита отделена от древней Восточно-Европейской платформы Северо-Крымским разломом, который, по работе [Юдин, 2011], представляет собой наклоненную на юг позднепалеозойскую сутуру.

Горный Крым представляет собой часть Альпийско-Гималайского складчато-надвигового пояса. В строении разломно-складчатого сооружения Горного Крыма выделяются два структурных этажа – альпийский (моноклинально залегающие с падением в северных румбах меловые–неогеновые толщи) и киммерийский (интенсивно дислоцированные верхнетриасовые–нижнеюрские образования, несогласно перекрытые заметно менее деформированными средне-верхнеюрскими толщами). По данным В.В. Юдина, граница Степного и Горного Крыма образована наклоненной на север Предгорной сутурой – сложно построенной глубинной надвиговой зоной, от которой ответвляется к югу крупнейший Симферопольский надвиг. По данным В.В. Юдина [Юдин, 2011] и В.С. Милеева с соавторами [Милеев и др., 1995], покровное залегание имеют и верхнеюрские карбонаты.

Важнейшую роль в истории деформирования мезозойско–кайнозойского чехла Горного Крыма сыграли киммерийские деформации, проявившиеся в три основные фазы: предбайосскую, келловейскую и предваланжинскую; наиболее значимые альпийские деформации произошли до и, главным образом, после

образования *майкопской* серии олигоцен–нижнемиоценового возраста и также были многофазными [Nikishin et al., 2017].

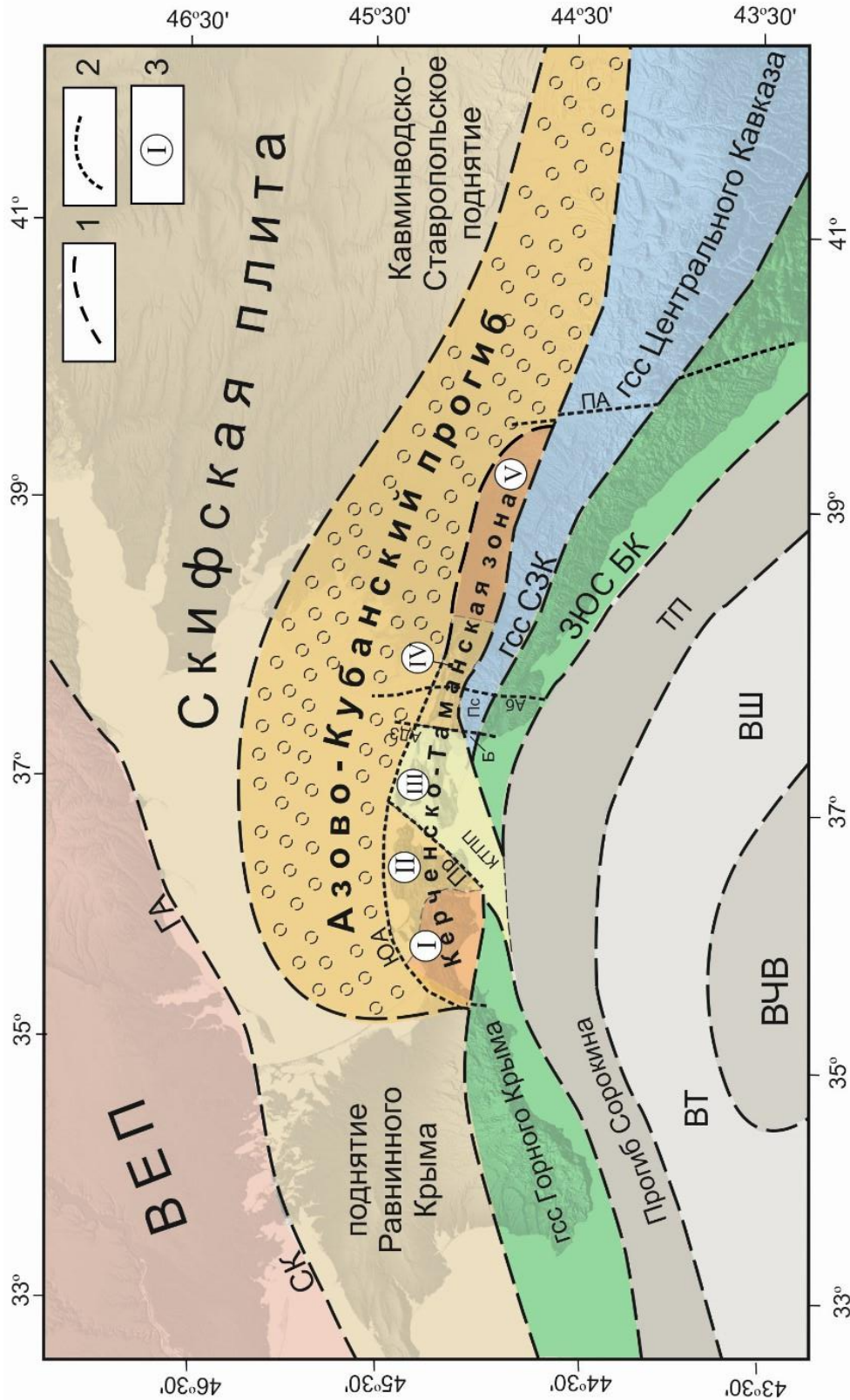


Рис. 3. Тектоническая схема обрамления Керченско-Таманской складчатой зоны [Тектоническая..., 2007; Афанасенков и др., 2007] с изменениями и дополнениями. 1 – границы тектонических структур и обрамление Керченско-Таманской зоны; 2 – разломные зоны; 3 – сегменты Керченско-Таманской зоны. Аббревиатурой на схеме показаны: ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ВТ – вал Теляева, ВЧВ – Восточно-Черноморская впадина, ВШ – вал Шатского, Б – Благовещенская антиклиналь, ГА – Главный Азовский надвиг, ГК – Горный Крым, ЗЮС – зона Южного склона, КСП – Кавминводско-Ставропольское поднятие, Пс – Псебепский антиклинорий, САП – Средне-Азовское поднятие, СЗК – Северо-Западный Кавказ, СК – Северо-Крымская сутура. Буквами отмечены разломные зоны: Аб – Абрауская зона, АДЗ – Анапско-Джигинская зона, ПА – Пшехско-Адлерская, Пр – Правдинский разлом, ЮА – Южно-Азовский разлом

К югу от восточной части Керченско-Таманской зоны находится горно-складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа (см. рис. 3) – складчато-надвиговая область с Псебепским антиклинорием в осевой части, вероятно, надвинутая на зону Южного склона (ЗЮС) [Шемпелев и др., 2017]. Расположенный юго-восточнее Центральный Кавказ характеризуется выходами доюрского фундамента [Сомин, 2007].

Мезозойско–кайнозойские образования Кавказа подверглись киммерийским и альпийским деформациям. Основные складчатые альпийские деформации произошли в послемайкопское время (ранний–средний миоцен) [Копп, Щерба, 1998; Трифонов, 2017], хотя были и эоценовые деформации [Маринин, Расцветаев, 2008]. К западу Северо-Западный Кавказ резко сужается, хотя, возможно, и продолжается самой южной Благовещенской антиклинальной цепью Таманского п-ова (см. рис. 3).

На севере Керченско-Таманская складчатая зона граничит с недеформированной частью Азово-Кубанского прогиба, мощность осадочного выполнения которой составляет около 9 км [Starostenko et al., 2017], по зоне Южно-Азовского разлома, расположенного непосредственно к северу от Керченского и Таманского п-овов [Плахотный и др., 1989]. Далее к северу находится Средне-Азовское поднятие, где мощность чехла сокращена до 4–2 км, и к поверхности приближается палеозойский фундамент Скифской плиты [Starostenko et al., 2017]. Близ северного берега Азовского моря это поднятие граничит по зоне Главного Азовского разлома, продолжающего Северо-Крымскую сутуру, с Северо-Азовским прогибом – южной частью Восточно-Европейской платформы [Starostenko et al., 2017].

Южное обрамление КТСЗ на дневной поверхности выделено в районе пос. Орджоникидзе, где оно представлено складчато-надвиговым тектоническим поднятием, аналогичным Горному Крыму, но более узким. Это поднятие в акватории Черного моря прослежено сейсмопрофилированием [Starostenko et al., 2017] на восток как выступ домезозойского фундамента. С ним может быть

сопоставлен Анапский выступ, который продолжается складчато-надвиговыми образованиями зоны Южного склона Большого Кавказа (см. рис. 3).

В восточной части Черного моря выделяются: поднятие (вал) Шатского, вал Тетяева, Восточно-Черноморская впадина (см. рис. 3). Между валом Тетяева и Горным Крымом выделяется прогиб Сорокина, а между валом Шатского и зоной Южного склона Большого Кавказа – Туапсинский прогиб [Афанасенков и др., 2007; Туголесов и др., 1985].

Севернее тектонической зоны, обнаженной возле пос. Оржоникидзе, развиты смятые в простые складки толщи Керченско-Таманской зоны, которые возле г. Феодосии представлены меловыми и ниже-среднепалеогеновыми образованиями в шельфовых фациях, а севернее и восточнее – алеврито-глинистыми породами *майкопской* серии и карбонатно-терригенными, преимущественно глинистыми, мелководными образованиями от среднего миоцена до квартала. Их последних возрастает, по сравнению со Степным Крымом [Егорова и др., 2018].

В пределах западной части Керченского п-ова нижний структурный этаж, образованный деформированным верхним мелом, в целом погружается к северу [Благоволин, 1962]. Наиболее южные выходы меловых образований обнаружены на черноморском побережье Керченского п-ова в районе м. Карангат (см. рис. 6 далее). По направлению к северу породы верхнего мела испытывают быстрое погружение и уже на азовском побережье Керченского п-ова находятся на глубине более 5000 м [Благоволин, 1962]. Мезозойские образования на Таманском п-ове погружены значительно глубже и буровыми скважинами не обнаружены.

Основная часть КТСЗ собрана в складки неоген–четвертичного возраста. Антиклинальные зоны узкие (1–2 км), состоят из кулисообразно расположенных складок. Синклиналильные зоны несколько шире (2–3 км), выполнены плиоценовыми и четвертичными отложениями. Антиклинальные зоны нередко имеют диапировый или криптодиапировый характер. На Керченском п-ове широко распространены вдавленные синклинали, представляющие собой просадочные депрессии на месте конусов грязевулканических сопок. В диапировых ядрах обнажаются перемятые глины *майкопской* серии олигоцен–нижнемиоценового

возраста, протыкающие пласты миоцена и плиоцена; последние на крыльях складок залегают под углом 15–20°. На полуострове и в смежной акватории известно 27 грязевых вулканов, корни значительной их части опущены до нижнего мела, т.е. на глубину 5–6 км [Шнюков и др., 1986]. При этом на большей части Керченского п-ова и в северной части Таманского господствует субширотное простирание осей складок, а в юго-восточной части Керченского и на большей части Таманского п-ова преобладает северо-восточное простирание осей антиклинальных зон. Отмечено, что происходит омоложение возраста складчатых деформаций от западной части Керченского п-ова к Таманскому п-ову [Благоволин, 1962; Милановский, 1968; Шнюков и др., 1986].

В структуре Таманского полуострова в работах [Митин и др., 1992; Хаин, Попков, 2009] выделены два главных элемента – Северо-Таманский вал и Ахтанизовско-Кизилташскую зону к югу от него. Северо-Таманский вал представляет собой поднятие субширотного (запад-юго-западного) простирания в северной части полуострова, осложненное рядом складок. По данным некоторых исследователей, например, [Хаин, Попков, 2009], палеоцен–эоценовые, а также верхнемеловые образования, вскрытые бурением здесь на нескольких площадях, по составу коррелируются с разрезами Псебепско-Гойтхской зоны Северо-Западного Кавказа (за исключением Запорожской антиклинали). Согласно работе [Хаин, Попков, 2009], Северо-Таманский вал сдвинут по Анапско-Джигинскому разлому (описание разлома см. в разделе 3.3) на север и, как и вся зона Таманского полуострова, структурно расположена глубже северо-западного окончания Кавказ и полностью перекрыта *майкопом* и более молодыми отложениями. На севере Северо-Таманский вал надвинут на недеформированную часть Азово-Кубанского прогиба.

Ахтанизовско-Кизилташская зона охватывает основную, лежащую южнее Северо-Таманского вала, часть полуострова и простирается на юго-запад в акваторию Черного моря. От северо-западного погружения Большого Кавказа и Азово-Кубанского прогиба эта зона, согласно В.Е. Хаину и В.И. Попкову, также отделена поперечным Анапско-Джигинским разломом. По сравнению с Северо-

Таманским валом Ахтанизовско-Кизилташская зона резко погружена по подошве *майкопской* серии. Эта зона интерпретируется в работе [Хаин, Попков, 2009] как продолжение зоны Южного склона Большого Кавказа, смещенной по Анапско-Джигинскому разлому на север. Между Северо-Таманским валом и Запорожской антиклиналью проходит Пограничный разлом, по которому вал взброшен относительно Ахтанизовско-Кизилташской зоны.

На востоке складки Таманского п-ова продолжают складками Азовской складчатой зоны [Геология СССР, 1968], представляющей собой южный борт Азово-Кубанского прогиба в районе Западного Предкавказья [Геология СССР, 1968; Алексин и др., 1973; Белуженко, 2006; Трихунков, 2016]. Эти складки простираются преимущественно в запад-северо-западном направлении.

Начиная с образования КТПП в олигоцене, роль его восточного ограничения играл Анапско-Джигинский разлом сбросового типа (подробное описание этой структуры приведено в главе 3). К западу от разлома происходит резкое погружение структур Северо-Западного Кавказа под КТПП. Юго-восточная граница КТПП проводится по выраженному резким погружением к северо-западу меловых пород Кизилташскому глубинному разлому северо-восточного простираения сбросового типа [Государственная..., 2009].

1.4. Стратиграфия Керченско-Таманской складчатой зоны

В разделе рассмотрено стратиграфическое расчленение толщ, попадающих в диапазон от верхнего мела до квартера и распространенных в пределах Керченского и Таманского п-овов. За основу расчленения неогеновых отложений принята региональная стратиграфическая шкала неогена южных регионов Европейской части России в последней редакции, опубликованная Межведомственным стратиграфическим комитетом России [Объяснительная записка..., 2004]. При описании стратиграфии изучаемых отложений использованы работы [Геология СССР, 1968], [Благоволин, 1962], [Шнюков и др., 1986], [Корсаков и др., 2013], [Ростовцева, 2012], [Тесаков, 2004], [Эколого-ресурсный..., 2017] и др., а также данные полевых наблюдений автора по геологическому строению толщ рассматриваемого диапазона. На рис. 4 и рис. 5 приведены схемы

сопоставления региональных ярусов Восточного Паратетиса с ярусами Международной хроно-стратиграфической шкалы для олигоцен–плиоцена и квартера, соответственно.

В пределах Керченско-Таманской складчатой зоны развиты исключительно осадочные комплексы возраста от верхнемелового до четвертичного, мощностью не менее 5 км. Основание разреза неизвестно. Самые древние обнажающиеся породы датируются верхним мелом. Глубокие скважины вскрывают здесь юрские образования.

Выше залегают породы *майкопской серии* – регионального комплекса **олигоцен–нижнемиоценового** возраста, покрывающие значительные пространства Керченского полуострова. Они выходят на дневную поверхность в области Юго-Западной равнины (см. описание сегмента I в разделе 2.1), а также залегают в ядрах крупнейших антиклиналей региона. Мощность серии – до 3 км. Породы представлены, главным образом, бескарбонатными глинами темного и бурого цвета, с мощным горизонтом песчаников в нижней части разреза. Эти песчаники являются коллектором для углеводородов и содержат промышленные проявления нефти и газа.

Майкопские осадки формировались в глубоководной обстановке в анаэробных условиях, в бассейне типа современного Черного моря. За границами КТСЗ образования *майкопской* серии продолжают на север и восток в Азово-Кубанский краевой прогиб и на запад – в Степной Крым.

Наиболее широко распространены отложения среднего миоцена–плиоцена, выполняющие все мульды, расположенные в пределах Керченского и Таманского п-овов. Отложения среднего миоцена представлены *тарханским, чокракским, караганским* и *конкским* регионарусами, которые в пределах КТСЗ развиты преимущественно в северной части Керченского и Таманского п-овов.

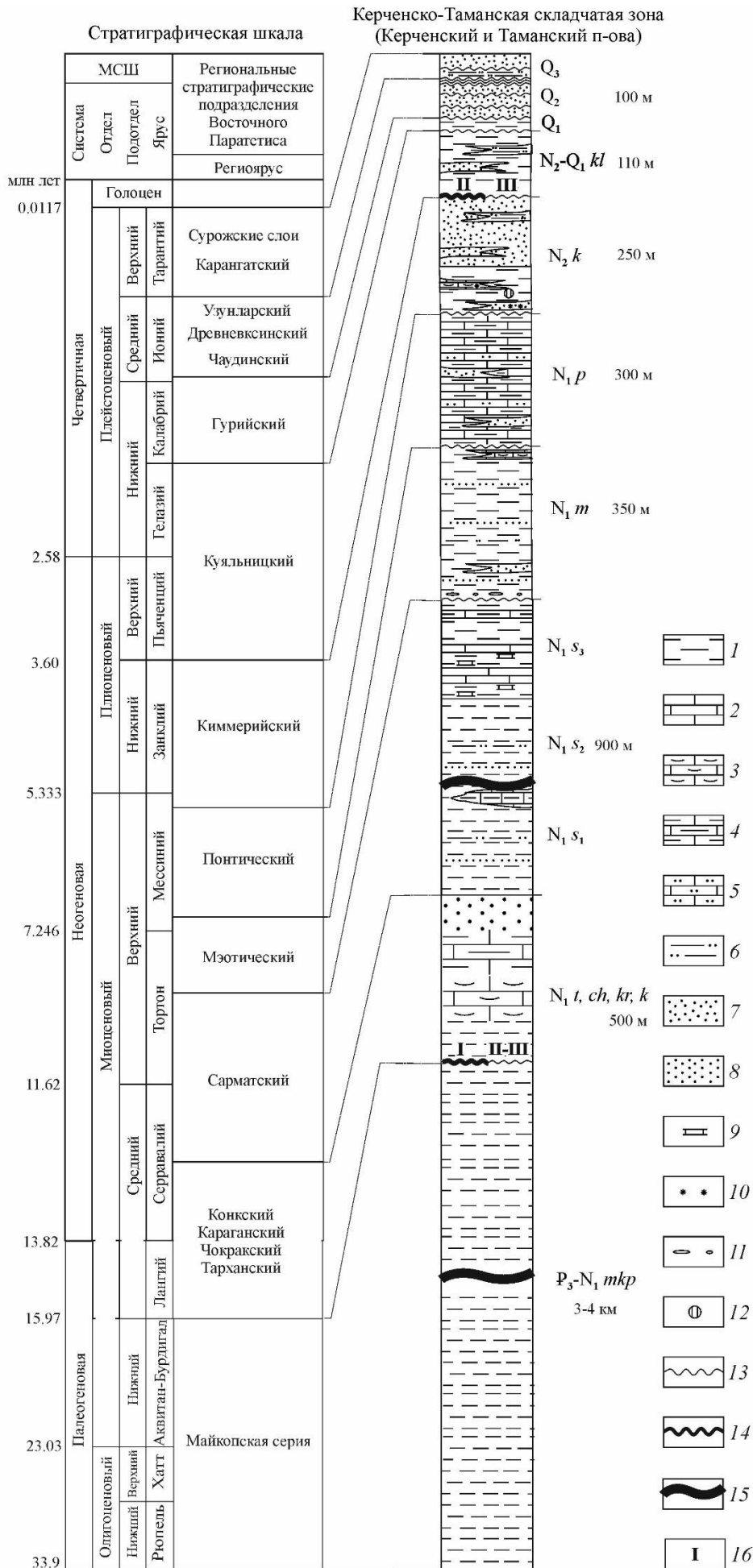


Рис. 4. Хроно-стратиграфическая шкала [Стратиграфический..., 2019]; схема корреляции ярусов Международной шкалы и ярусов Восточного Паратетиса [Невесская и др., 2004]; сводная стратиграфическая колонка Керченско-Таманской складчатой зоны (составлена автором). 1 – глины; 2 – известняки; 3 – органогенные известняки; 4 – глинистые известняки; 5 – песчанистые известняки; 6 – алевроиты; 7 – пески; 8 – песчаники; 9 – известковистость; 10 – ожелезнение; 11 – галечники; 12 – сидериты; 13 – несогласия местные; 14 – несогласия региональные; 15 – разрыв мощности; 16 – сегмент Керченско-Таманской зоны, к которому приурочены местные/региональные несогласия

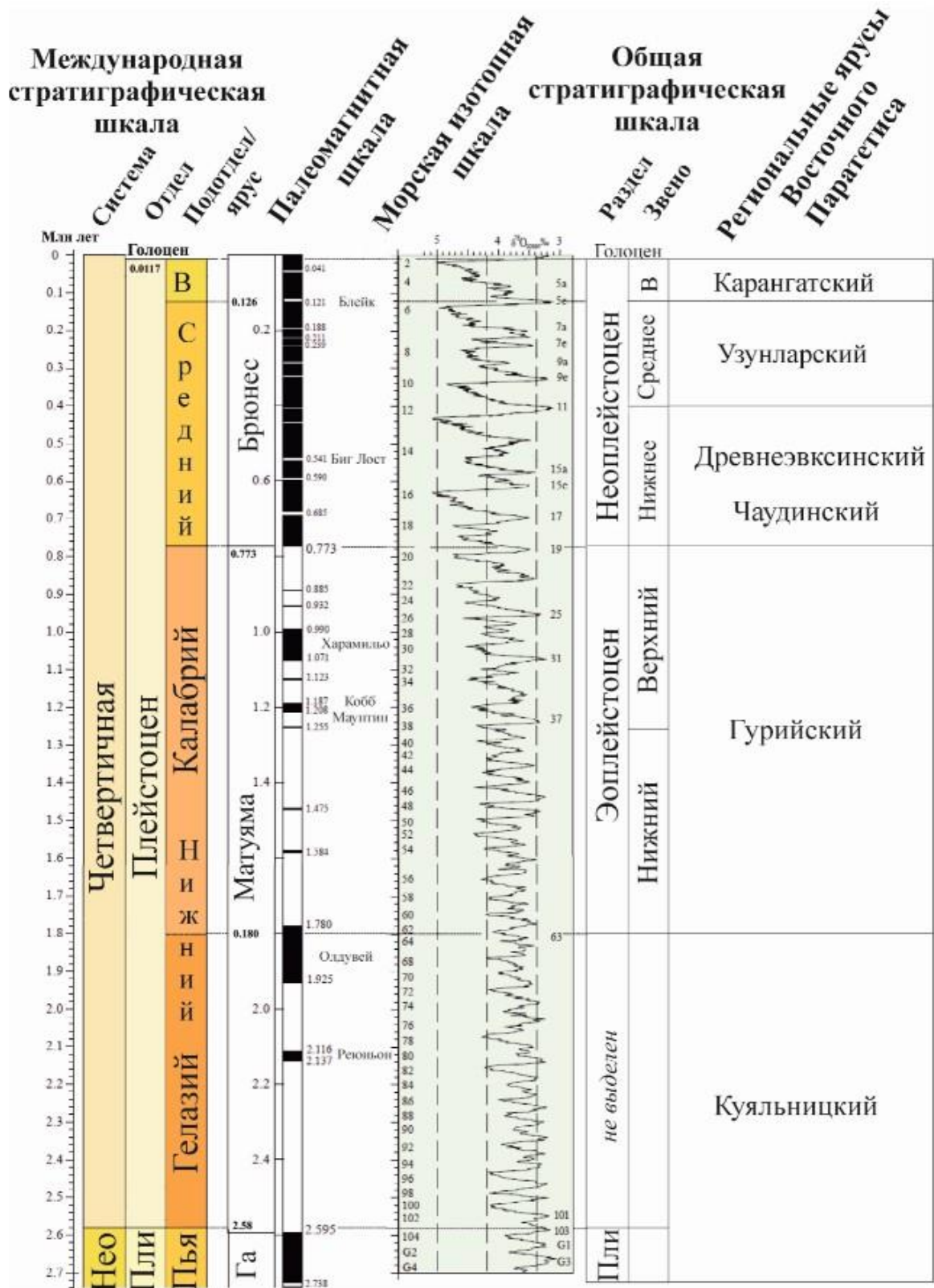


Рис. 5. Схема сопоставления Международной хроно-стратиграфической шкалы ISC IUGS [Международная..., 2017], Общей хроно-стратиграфической шкалы МСК [Стратиграфический..., 2019] и региональных ярусов Восточного Паратетиса [Корсаков и др., 2013]. Составлена автором. Обозначения: Нео – Неоген, Пли – Плиоцен, Пья – Пьяченций, Га – Гаусс

В разрезе урочища Малый Камышлак на севере Керченского п-ова (см. рис. 6) *тарханский* регионарус представлен глинисто-мергелистой толщей мощностью 110 м, с небольшим перерывом перекрываемой биогенными известняками и песчаниками *чокрака*.

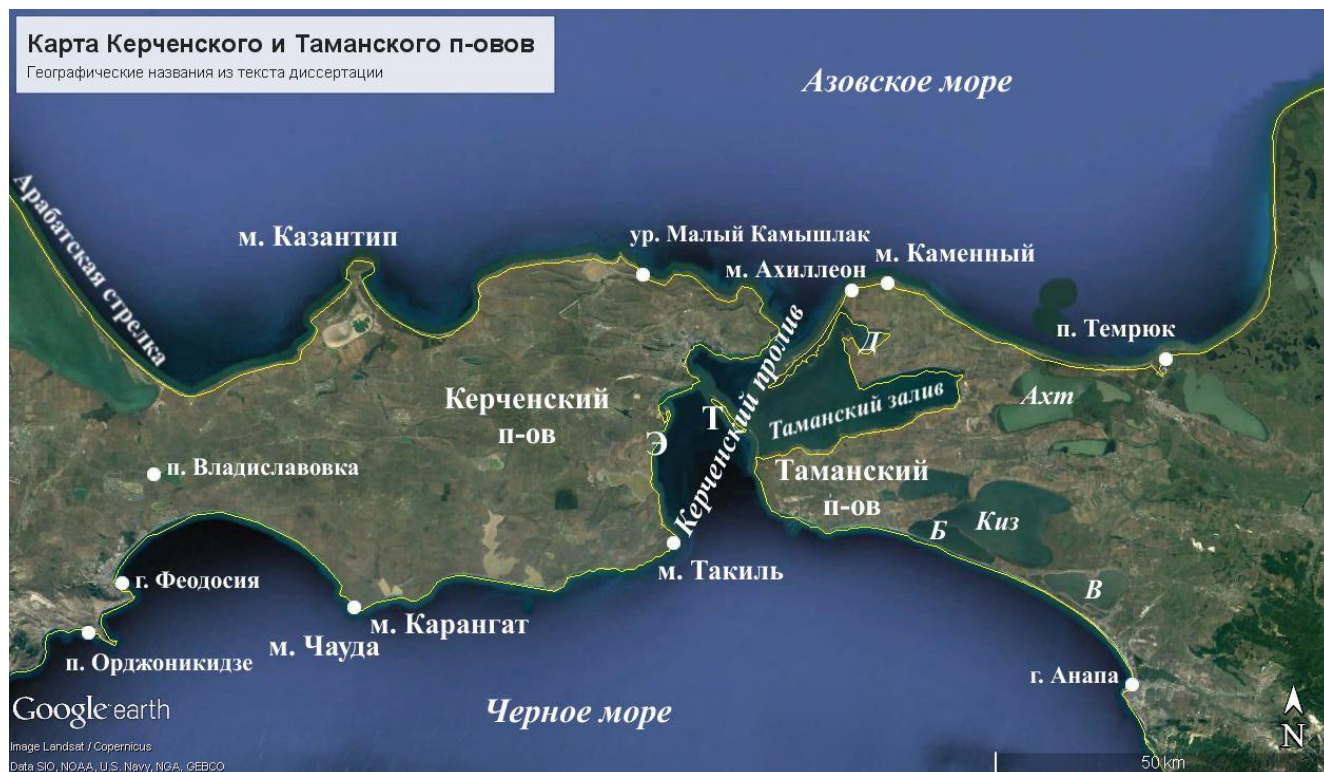


Рис. 6¹. Карта географических названий Керченского и Таманского п-овов. Составлена автором. Основа: Google Earth [Google..., 2020] Ахт – Ахтанизовский лиман, Б – Бугазский лиман, В – Витязевский лиман, Д – Динской залив, Киз – Кизилташский лиман, Т – коса Тузла, Э – Эльтиген (с. Героевское)

На Таманском п-ове *тарханские* отложения выходят на поверхность в ядре антиклинальной складки мыса Каменного (см. рис. 6). Залегают несогласно, иногда с размывом, на отложениях глинисто-сидеритовой толщи *верхнего майкопа* и перекрыты породами *карагана*. Отложения представлены глинами с редкими прослоями мергелей, иногда известняков и песчаников. Мощность свиты – до 160 м.

Чокракские отложения имеют широкое развитие и хорошую обнаженность в пределах Керченско-Таманской зоны. В 2 км к востоку от пос. Владиславовка на Керченском п-ове (см. рис. 6), по наблюдениям автора, обнажена субгоризонтально

¹ Для иллюстрации местоположения географических объектов приведена карта Керченского и Таманского п-овов с названиями, используемыми в разделе 1.4

залегаящая толща ракушечника *чокракского* возраста мощностью до 3 м, несогласно перекрывающая *майкопские* глины. В урочище Малый Камышлак на Керченском п-ове (см. рис. 6) *чокрак* представлен песчано-биогермной толщей (мощностью 60 м) в нижней своей части и глинами с прослоями мергелей (мощностью 30 м) выше. Эти отложения залегают на *верхнетарханских* и литологически постепенно переходят в отложения *карагана*. С приближением к западному побережью Керченского пролива, мощность региояруса увеличивается до 200 м.

Наиболее типичным для Таманского п-ова является разрез *чокракских* отложений у мыса Каменного (азовское побережье) (см. рис. 6), где они представлены слоистыми глинами серого цвета мощностью до 125 м. При сопоставлении разрезов *чокракских* отложений хорошо виден быстрый переход их в районах погружения структур Крыма и Кавказа от относительно глубоководных к относительно мелководным фациям, а также залегание их с резким размывом на породах *верхнего майкопа*.

В западной и центральной частях Керченского п-ова *караганский* региоярус сложен известняками, часто строматолитовыми, а также чередованием известняков и глин с песчаными прослоями. В восточных районах наблюдается переслаивание тонкозернистых карбонатных пород и глин. Мощность *карагана* увеличивается с запада на восток от 30 до 150 м и 300 м в районе западного побережья Керченского пролива.

На Таманском п-ове отложения представлены чередованием тонкозернистых карбонатных пород и глин. В разрезе горы Зеленского (см. рис. 7 далее) мощность *карагана* составляет около 50–70 м.

Отложения *конкского* региояруса на Керченском и Таманском п-овах представлены глинами. В районе Керченского п-ова разрез региояруса представлен глинами с прослоями мергелей, увеличиваясь в мощности от 80 до 150 м в районе западного берега Керченского пролива.

На Таманском п-ове в разрезе горы Зеленского мощность пород *конки* составляет не менее 8–10 м. Отложения согласно перекрыты породами *нижнего сармата*.

Верхнемиоценовые отложения представлены *сарматским* (захватывает также верхи среднего миоцена), *мэотическим* и *понтическим* региоярусами. **Сарматский** региоярус разделяют на нижний, средний и верхний региоподъярусы. Отложения *нижнего сармата* на Керченском и Таманском п-овах представлены глинами. На Керченском п-ове мощность этих отложений достигает 160–300 м, а на Таманском – 80–90 м.

Нижние слои *среднего сармата* как на Керченском, так и на Таманском п-овах сложены преимущественно глинами, визуальными сходными с глинами *нижнего сармата*. Мощность глин на Керченском п-ове составляет около 200–250 м, а на Таманском – 130 м. Верхние слои сложены известковыми и известково-глинистыми породами. Известково-глинистый тип разреза представлен чередованием глин и тонкозернистых карбонатных пород и развит в юго-восточной части Керченского п-ова (мощностью 25–30 м) и на Таманском п-ове (до 60 м).

В *верхнем сармате* выделяются нижние и верхние слои. В юго-восточной части Керченского п-ова, как и на Таманском п-ове, разрез сложен глинами, в нижней части содержащими отдельные прослои карбонатных пород. Мощность нижних слоев в разрезах мыса Такиль на Керченском п-ове (см. рис. 6) и горы Зеленского на Таманском (см. рис. 7 далее) составляет 260–290 и 120 м, соответственно. В верхних горизонтах *верхнесарматских* глин нередко встречаются колонии мшанок, образующие известковистые рифы. Мощность этих образований в целом достигает 70–100 м на Керченском и Таманском п-овах.

Мэотические отложения широко развиты в Керченско-Таманской зоне. *Мэотис* подразделяется на нижний и верхний региоподъярусы. В основании *нижнего мэотиса* на Керченском п-ове и местами на Таманском п-ове залегает глыбовый горизонт. Глыбы, участвующие в строении этого горизонта, сложены преимущественно водорослево-мшанковыми известняками. В западной и северной частях Керченского п-ова выше залегают известняки, в мульдах переслаивающиеся

с глинами и мергелями. Мощность *нижнего мэотиса* составляет около 30 м. В юго-восточной части Керченского п-ова и на Таманском п-ове развиты глины, в которых встречаются прослой диатомитов и известняков. Мощность отложений возрастает от 25–50 м до 200–300 м к осям синклиналиных складок.

На большей части Керченского п-ова *верхний мэотис* сложен известняками, чередующимися с прослоями глин и песков. Мощность отложений на западе Керченского п-ова составляет обычно около 2–4 м, на востоке достигая 15–17 м. На Таманском п-ове *верхнемэотические* отложения представлены преимущественно глинами с прослоями диатомитов и, реже, известняков. Мощность этих разрезов колеблется от 11 м до 75–80 м и, по данным бурения, местами может достигать первых сотен метров.

На Керченском п-ове в отложениях *понтического* региояруса различают фации: фален, сложенную в основном рыхлыми ракушечниками и валенциеннезиевых глин. Первая широко распространена на Керченском п-ове. Вторая развита в юго-восточной части Керченского п-ова и на Таманском п-ове. Мощность *понтического* региояруса на Керченском п-ове может достигать 40 м, а на Таманском п-ове, по материалам бурения, достигает 250–300 м.

Плиоцен представлен *киммерийским* и *куяльницким* региоярусами (последний захватывает и нижний плейстоцен (гелазий) по новой версии Международной хроно-стратиграфической шкалы [Международная..., 2017]). *Киммерийские* отложения (необходимо отметить, что «*киммерийский*» в стратиграфическом описании Керченско-Таманской зоны – это региональный ярус Восточного Паратетиса; о киммерийской тектонической фазе деформаций будет оговорено отдельно) нижнего плиоцена развиты в восточной части Керченского п-ова и на всей территории Таманского. В основании, где отмечено небольшое угловое несогласие, *киммерийские* отложения представлены серыми и темно-серыми глинами, иногда ожелезненными, с прослоями песка, линзовидными прослоями бурых известняков, переполненных ракушей разной степени сохранности. Выше согласно залегает толща, сложенная светлыми хорошо сортированными кварцевыми песками, содержащими прослой глин, корочки железняков и редкие

линзы железняковых конгломератов. Общая мощность регионаруса составляет от 35 до 299 м.

Отложения *куяльницкого* регионаруса верхнего плиоцена–нижнего плейстоцена с глубоким размывом, иногда с угловым несогласием, лежат на *киммерийских* отложениях. В нижней части они представлены толщей песков, песчанистых глин, ракушняков, прослоев песчано-глинистого конгломерата. Мощность толщи достигает 40 м. Вышезалегающая часть представлена переслаиванием грубозернистых плохо сортированных полимиктовых слюдистых песков и глин. Мощность толщи составляет более 46 м. Суммарная мощность толщ в морской части может достигать 190 м. Также, по данным А.С. Тесакова, на юге Таманского п-ова отмечены отложения *куяльницкого* регионаруса континентального происхождения мощностью 15–20 м [Тесаков, 2004].

Морские отложения неогена–гелазия сменяются **четвертичными** континентальными и морскими отложениями, часто в сложных сочетаниях. Далее приведено их описание для суши, и кратко приведено описание четвертичные осадки Витязевского и Кизилташского лиманов Таманского п-ова и Таманского залива (см. рис. 6). Также, на рис. 5 приведена шкала корреляции четвертичных отложений Международной хроно-стратиграфической шкалы, Общей стратиграфической шкалы России и региональных ярусов Восточного Паратетиса. Четвертичные отложения охарактеризованы по Объяснительной записке к геологической карте [Корсаков и др., 2013], а также по описаниям автора *чаудинских, древнеэвксинских* и *карангатских* морских отложений.

Образования **эоплейстоцена** (верхняя часть нижнего плейстоцена по мировой шкале) представлены *гурийским* регионарусом, **неоплейстоцена** (средний и верхний плейстоцен мировой шкалы) – *чаудинским, древнеэвксинским, узунларским* и *карангатским* регионарусами и *сурожскими* слоями.

Аллювиально-морские отложения *гурийско–нижнечаудинского* возраста (эоплейстоцен–нижнее звено неоплейстоцена, нерасчлененные) приурочены к приосевым зонам и крыльям наиболее прогнутых синклиналей Таманского полуострова, залегая с размывом на плиоценовых породах (включая *куяльник*). На

крыльях синклиналей и их периклиналях породы подняты на десятки метров относительно осевых частей. В районе западного периклиналильного замыкания антиклинали Цимбалы (см. рис. 7 далее) толща отложений вскрыта карьером на высоте 40–50 м. Здесь под трехметровой толщей делювиальных суглинков обнажены пески с остатками моллюсков, содержащие линзы и невыдержанные прослой глины и железистых брекчий мощностью от 8 до 9 м с костными остатками млекопитающих таманского комплекса. В Ахтанизовской синклинали *гурийско–нижнечаудинские* осадки представлены песками с линзами пестроцветных глины и супесей мощностью до 8 м. В отложениях береговых обрывов юго-западной части Динского залива (см. рис. 6) найдена фауна крупных млекопитающих, позволяющая датировать эти отложения как эоплейстоценовые [Гайдаленок и др., 2020].

Верхнечаудинские аллювиально-морские отложения (нижнее звено неоплейстоцена) вскрыты бурением в депрессиях Бугазского и Витязевского лиманов (см. рис. 6) Таманского п-ова и в депрессии Таманского залива. Литологически осадки сходны с *гурийско–нижнечаудинскими* и залегают на последних с размывом. Представлены песками мелкозернистыми с прослоями и пятнами ожелезнения, с обильной фауной моллюсков. Мощность от 35 м в прогибах до 3–7 м на их периферии. Отложения морских фаций, надстраивающие аллювиальные и относящиеся совместно к единому седиментационному циклу, представлены пестроцветными, неяснослоистыми сильно песчанистыми осадками. Мощность их – от 10 до 12 м.

Чаудинский горизонт выделяется по наиболее известным обнажениям на мысе Чауда (стратотипический разрез), самой южной точке Керченского п-ова (см. рис. 6). Здесь отложения представлены конгломератами, галечниками, песчаниками и более тонкими кластитами, а также ракушняками общей мощности до 4–6 м. Образуют верхний аккумулятивный элемент строения высокой морской цокольной террасы (20–25 м на бровке), а в зонах прогибания известны по данным бурения на глубине.

Древнеэвксинские аллювиально-морские отложения (среднее звено неоплейстоцена) были сформированы в следующий субаквально-седиментационный цикл, также начавшийся накоплением русловых фаций и завершившийся формированием морских осадков. Последние выполняют днища Витязевского и Бугазского лиманов (см. рис. 6) и Таманского залива на Таманском п-ове. Аллювий залегает с четкими следами размыва на осадках *верхнечаудинского* комплекса. Представлен песками буровато-серыми, слабослоистыми, кварц-полевошпатовыми. В основании песков иногда сохраняется ожелезненный базальный гравийно-галечный горизонт (0.3 м). Общая мощность – до 16–19 м.

На Керченском п-ове *древнеэвксинские* отложения достаточно редки. Как правило, они обнаруживаются в цоколе позднеплейстоценовой *карангатской* морской террасы (см. далее), представлены галечниками, песками и глинами, с остатками крупных двустворок (*Didacna*). Мощность этих разрезов – несколько метров.

В работе [Гайдаленок и др., 2020] обсуждается дискуссионный возраст древнеэвксинской трансгрессии. Обосновывался вариант, согласно которому она представляла собой позднюю стадию развития чаудинской трансгрессии и, возможно, приходилась на MIS 15 или MIS 13 [Измайлов, 2016]. Согласно другому варианту, древнеэвксинская трансгрессия соответствует стадии MIS 11 [Свиточ и др., 1998; Янина, 2012]. Судя по соотношениям в разрезах, древнеэвксинская трансгрессия близка по возрасту к чаудинской, но, вероятно, отделена от нее стратиграфическим перерывом. Если допустить, что чаудинская трансгрессия закончилась в конце стадии MIS 15, можно сопоставить древнеэвксинскую трансгрессию с MIS 13. Однако, исходя из палеонтологических данных и палеогеографических реконструкций, более вероятным представляется ее сопоставление с теплой эпохой MIS 11, т.е. лихвинским межледниковьем Русской равнины (~0.4 млн. лет).

Узунларские аллювиально-морские отложения (среднее звено неоплейстоцена) распространены в депрессиях Таманского полуострова, где вскрыты рядом буровых скважин. Русловые фации залегают в основании

комплекса с размывом на *древнеэвксинских* и более древних образованиях. Представлены толщей (3–4 м) песков и супесей с налетами гидроокислов железа и марганца. Выше отложений русловых фаций развиты морские глинистые образования. В прибрежно-морских толщах на Таманском п-ове обнаружена фауна хазарского фаунистического комплекса крупных млекопитающих [Shchelinsky et al., 2016].

Узунларские отложения на Керченском п-ове представлены пачками кластитов, в том числе грубых, с фауной, переходной от солоновато-водной к средиземноморской тирренской (карангатской), мощностью до нескольких метров. Во многих случаях эти отложения слагают цоколь и аккумулятивные элементы террасы высотой около 20 м на побережье и до 30-40 м на удалении от берега. В последнем случае на поверхности террасы иногда обнаруживается тирренская фауна хорошей сохранности.

Верхненеоплейстоценовые образования распространены в пределах Керченского полуострова очень широко. Наиболее развиты отложения морского, аллювиального, пролювиального, делювиального, грязевулканического и озерного генезиса. Стратотипические разрезы *карангатских* морских отложений (верхнее звено неоплейстоцена) расположены у основания косы Тузла на Таманском п-ове и к югу от с. Героевское (Эльтиген) на Керченском п-ове (см. рис. 6) (восточное и западное побережья Керченского пролива, соответственно), где отложения слагают аккумулятивные морские террасы высотой 8–12 м, местами поднимающиеся до 15–17 м. Разрезы представлены песками, ракушняками, галечниками и, реже, известняками. Мощность их составляет до 3 м в районе мыса Тузлы (см. рис. 6) и до 10 м в районе Эльтигена. Выше отложения перекрыты толщей лессовидных суглинков мощностью 5–6 м.

В целом, *карангатские* отложения представляют собой прибрежно-мелководные терригенно-органогенные образования спокойного (устричные банки) либо динамичного осадконакопления хорошо прогретого, соленого (>25‰) бассейна пика карангатской трансгрессии, охарактеризованные многочисленной фауной ископаемых моллюсков средиземноморского типа. Возраст карангатской

трансгрессии определен в интервале 0.13–0.08 млн. лет – начало позднего неоплейстоцена, стадия MIS 5 с максимумом в 5e, примерно совпадающая с микулинским межледниковьем Русской равнины [Арсланов и др., 1983; Свиточ и др., 1998].

Карангатские аллювиально-морские образования также выявлены бурением в лиманах Бугазской и Витязевской депрессиях Таманского п-ова (см. рис. 6) на глубине от 20 до 60 м. В основании толщи вскрыты алевроиты с обломками раковин. Мощность их – до 8–9 м. Выше алевроитовой пачки залегают илы с мелкими обломками песчаника. Здесь же отмечена пресноводная каспийская фауна. Слои илов надстраиваются глинами, мощность которых составляет 2 м. Общая мощность *карангатских* отложений – до 22 м.

Сурожские аллювиально-морские отложения (*сурожские слои*, верхний неоплейстоцен) выявлены в Бугазской и Витязевской депрессиях, где выполняют предсурожские переуглубления. Представлены серыми и буровато-серыми разнозернистыми песками мощностью до 25 м. Вверх по разрезу они сменяются алевроитами, алевроитистыми глинами лиманного типа и илами с прослоями песка общей мощностью до 8 м. В отложениях встречены створки моллюсков, характерных для пойменно-лиманной обстановки.

Наряду с указанными морскими и аллювиальными отложениями на значительной части Таманского и Керченского п-овов распространены лессовидные суглинки среднего и верхнего неоплейстоцена.

Голоценовые образования распространены повсеместно, заметной мощности достигают морские (в частности, *новочерноморский* горизонт Таманского залива), озерные, аллювиальные, пролювиальные, коллювиальные и грязевулканические образования. Формирование их началось ~11.7 тысяч лет назад, в период практически полной деградации горных ледников последнего оледенения и активно продолжается в настоящее время.

ГЛАВА 2. НОВЕЙШАЯ СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ЗОНЫ

Керченско-Таманская зона складчатых деформаций разделена автором на пять поперечных сегментов, различающихся возрастом новейшего складкообразования.

2.1. Сегмент I

Западно-Керченский сегмент I занимает юго-западную равнинную часть Керченского п-ова (рис. 7). Большая часть равнины сложена дислоцированными глинистыми образованиями *майкопской* серии олигоцен–нижнемиоценового возраста. Пологие широкие синклинали разделены более узкими и сжатыми, нередко гребневидными брахиантиклиналями, приуроченными к линейным валообразным структурам [Милановский, 1968]. Поверхность этого района в своей основе представляет абразионный верхнемиоценовый пенеплен, впоследствии поднятый приблизительно до 100–120 м [Благоволин, 1962]. На севере *майкопскую* серию несогласно перекрывают отложения *чокракского* яруса среднего миоцена, дислоцированные гораздо слабее. Следовательно, основные фазы складкообразования произошли до среднего миоцена.

2.2. Сегмент II

Восточно-Керченский сегмент II ограничивает с севера и востока территорию Юго-Западной равнины, занимая восточную часть и крайний север западной части Керченского п-ова (см. рис. 7). В пределах этого сегмента на дневной поверхности распространены в основном дислоцированные миоценовые образования. В ядрах многих антиклиналей обнажается *майкоп*, а в ядрах сопряженных с ними синклиналях залегают относительно маломощные плиоценовые образования. В северной части Керченского полуострова складки простираются широтно, а в юго-восточной его части приобретают юго-западное – северо-восточное простирание.

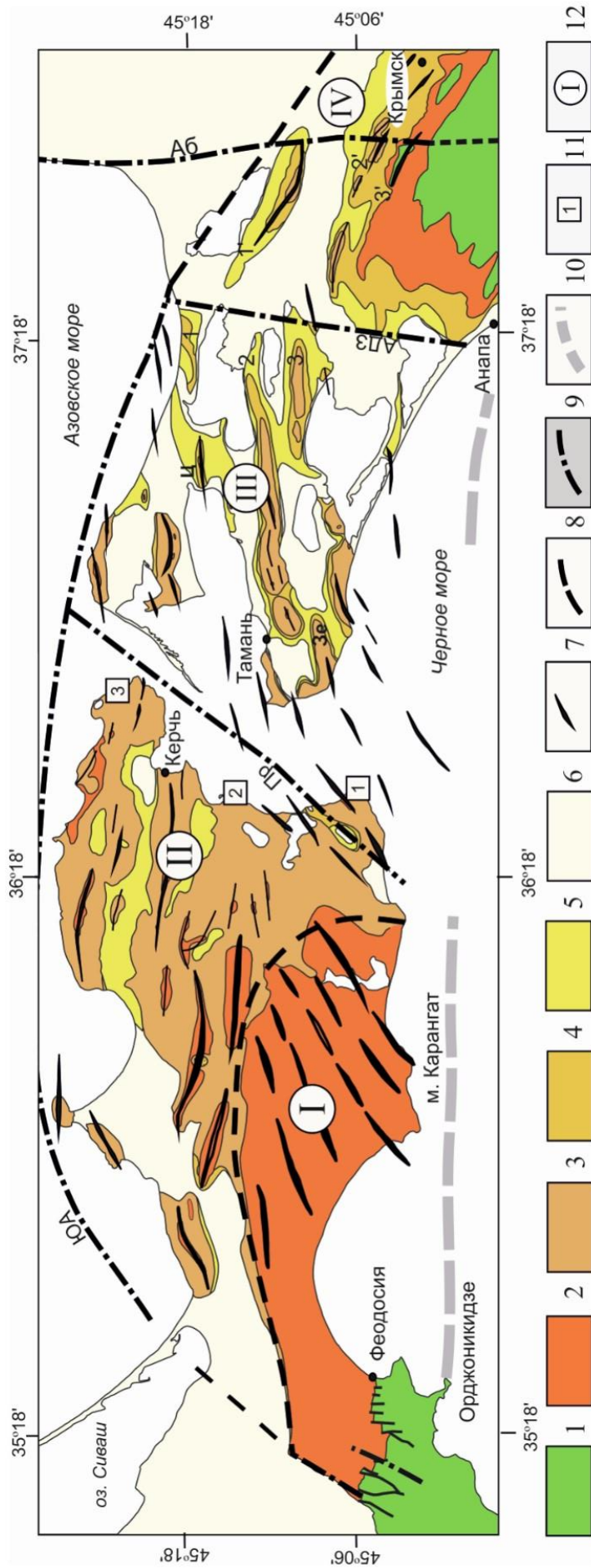


Рис. 7. Геологическая схема сегментов 1–4 Керченско-Таманской зоны. Составлена автором с использованием [Геологическая..., 1964; Геологическая..., 1965; Геологическая..., 1971]. 1–6 – структурно-вещественные комплексы: 1 – доолигоценый (домайкопский), 2 – олигоцен–нижнемиоценовый (майкопский), 3 – миоцен–плиоценовый, 4 – нижнеплиоценовый (климмерийский), 5 – верхнеплиоцен–нижнеплейстоценовый (куяльницкий), 6 – неоплейстоцен–голоценовый; 7 – оси антиклинальных складок, 8 – границы сегментов Керченско-Таманской зоны условные, 9 – границы сегментов Керченско-Таманской зоны, представленные достоверными разломами (черные, белые – в зависимости от фона), 10 – южное обрамление Керченско-Таманской зоны, 11 – точки на геолого-геоморфологическом профиле на рис. 5, 12 – сегменты Керченско-Таманской зоны. Буквами на схеме обозначены: АБ – Абрауская зона, АДЗ – Анапско-Джигинская зона, Зе – антиклиналь горы Зеленского, Пр – Правдинский разлом, Ц – антиклиналь горы Цимбалы, ЮА – Южно-Азовский разлом. Цифрами 1, 2, 3 обозначены антиклинальные зоны Таманского сегмента III, 1', 2', 3' – антиклинальные зоны сегмента IV

Между широкими пологими ундулирующими синклиналями располагаются более узкие, но также довольно пологие антиклинали (Рис. 8). В сегменте II складчатым деформациях подверглись все образования до *мэотиса* и, вероятно, *понта* (верхний миоцен) включительно (см. рис. 8; рис. 9а). Между *мэотисом* и *киммерием* (нижний плиоцен) наблюдается угловое несогласие, хотя *киммерий* принимает участие в складкообразовании (рис. 9б). Верхнеплиоцен–четвертичные отложения, начиная с *куяльника*, лежат на них несогласно и дислоцированы гораздо слабее (рис. 9в). Таким образом, основные фазы складкообразования произошли в конце миоцена–раннем плиоцене до позднего плиоцена, хотя были и слабые последующие деформации.

2.3. Сегмент III

Таманский сегмент III, занимающий территорию Таманского полуострова (см. рис. 7), как отмечал Е.Е. Милановский, является наиболее опущенным и «отстающим» в своем тектоническом развитии. В отличие от сегментов I и II Керченского п-ова, в Таманском сегменте породы, слагающие *майкопскую* серию, выступают на поверхность лишь в ядрах некоторых наиболее крупных диапировых антиклиналей. При этом в ядрах большинства антиклиналей залегают миоценовые толщи. Ядра синклиналей, разделяющих эти антиклинали, выполнены достаточно мощным (до 1 км и более) плиоценом, а также четвертичными отложениями. Таманский сегмент характеризуется прямым тектоническим рельефом: антиклинали выражены низкими (высотой в десятки – сотню метров) грядами, а синклинали – слабо поднимающимися над уровнем моря аккумулятивными равнинами (рис. 10), к которым, в частности, приурочены протоки Кубанской дельты, а также Таманским заливом и современными лиманами. Это свидетельствует о молодом возрасте складчатости [Трифонов В.Г., Трифонов Р.В., 2006].

Отдельные антиклинальные складки приурочены к сводам нескольких крупных и более мелких валов, или складчатых зон, некоторые из них непосредственно продолжают подобные зоны Керченского полуострова [Милановский, 1968; Шнюков и др., 1986].

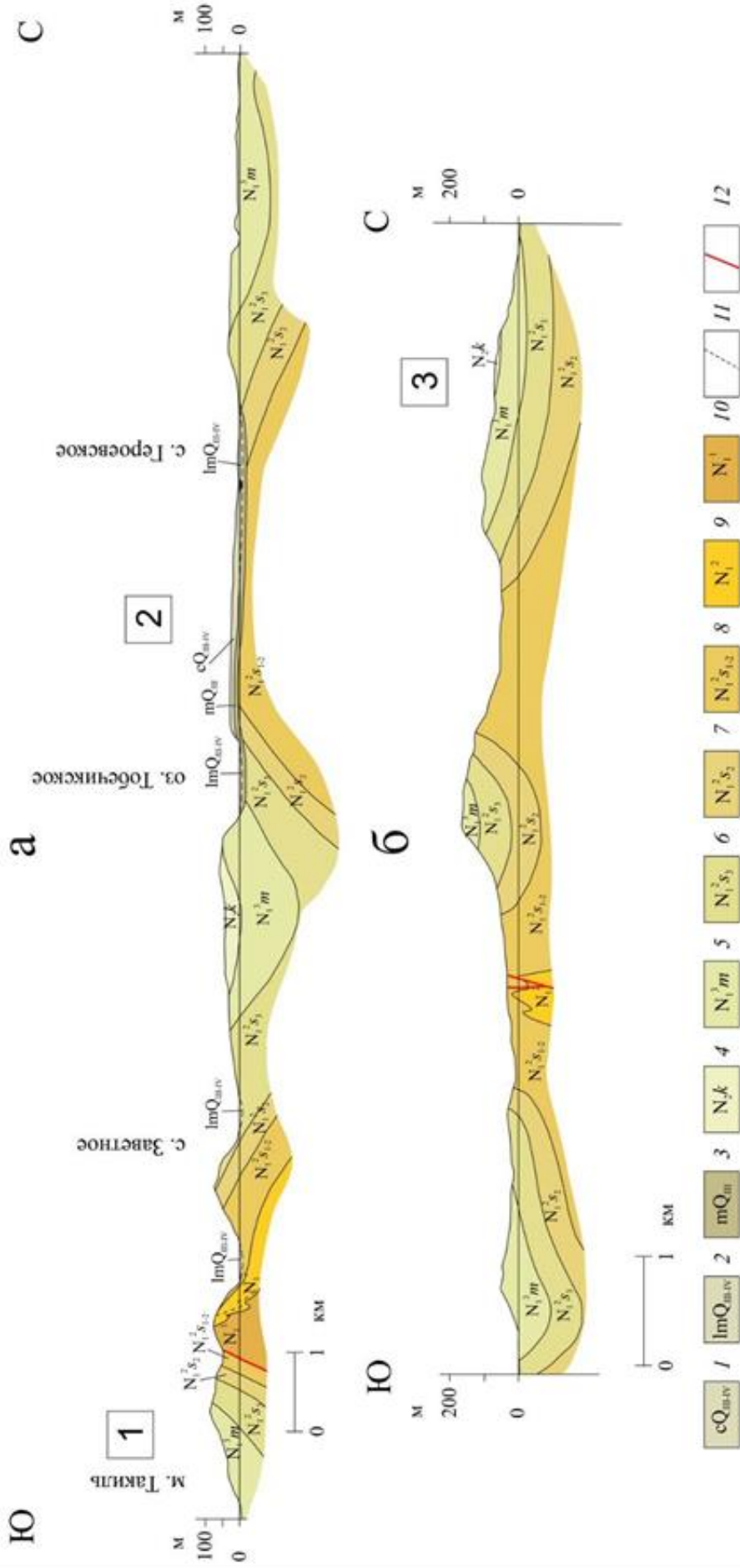


Рис. 8. Принципиальный геолого-геоморфологический профиль через восточную часть Керченского п-ова: а – южный отрезок, б – северный. Составлен О.В. Гайдаленок и С.А. Соколовым. 1–3: Четвертичные отложения: 1–2 – верхний неоплейстоцен–голоцен: 1 – континентальные, 2 – аллювиально-морские, 3 – верхний неоплейстоцен (*карангатские* отложения); 4–10: неогеновые отложения: 4 – плиоцен (*киммерийские* отложения); 5–10 – миоцен: 5 – верхний (*мэотис*), 6–8 – средний (*сарматские* отложения); 6 – верхний, 7 – средний, 8 – нижний–средний; 9 – средний (нерасчлененный), 10 – нижний (*майкопская* серия); 11 – маркирующие горизонты, структурные линии, 12 – разрывные нарушения. Цифрами 1, 2, 3 в квадратах обозначены точки на Рис. 6

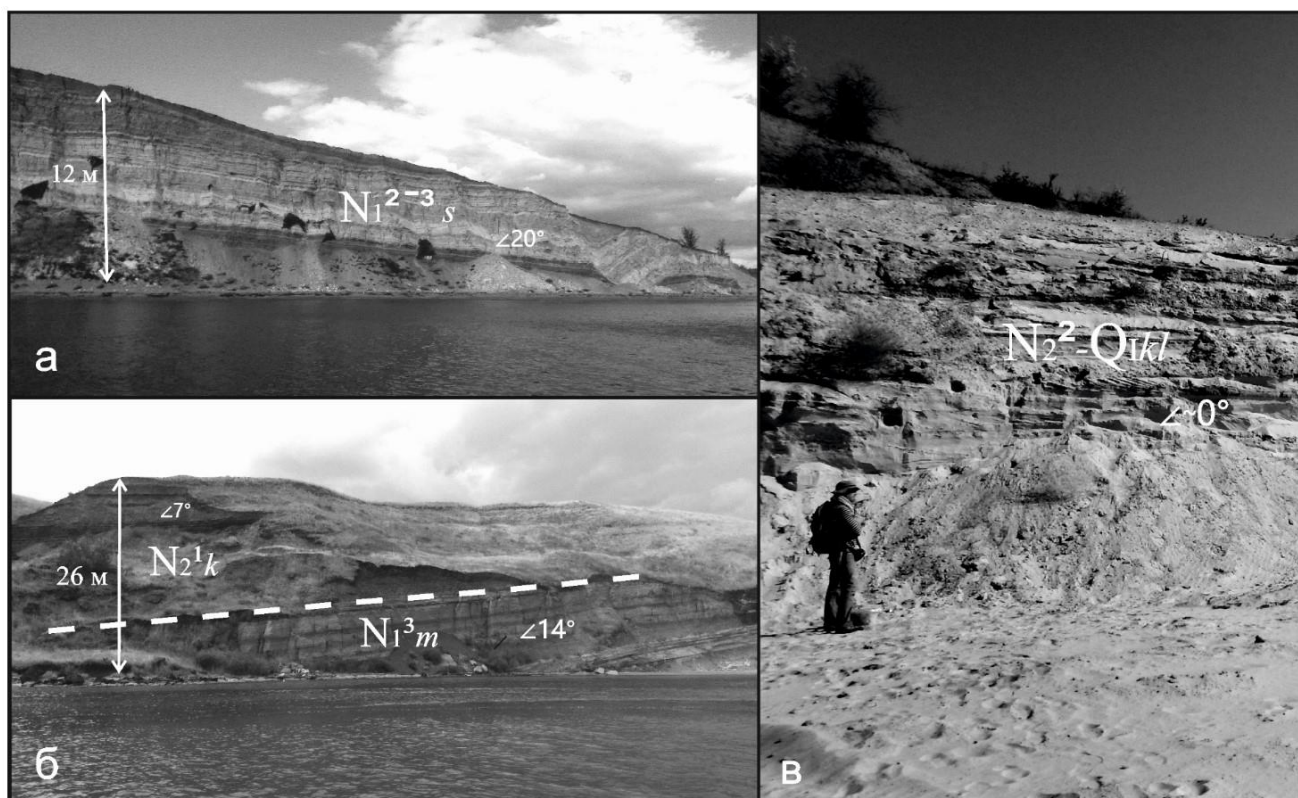


Рис. 9. Геологические разрезы восточной части Керченского п-ова: а – отложения *сармата*, смятые в складки; б – угловое несогласие между *мэотическими* и *киммерийскими* отложениями; в – *куяльницкие* отложения, залегающие субгоризонтально

Хотя между отдельными толщами выявлены угловые несогласия, складчатыми деформациями охвачены все толщи от олигоцена и миоцена до верхнего плейстоцена. Изменения типа и интенсивности деформаций в ходе роста четвертичных поднятий подробно изучены на примерах Динской [Гайдаленок и др., 2020] и Зародинской антиклиналей [Тесаков и др., 2019]. Об устойчивости плиоцен–четвертичного опускания синклинали Таманского залива свидетельствует поперечный к ее простиранию профиль, построенный по результатам непрерывного сейсмоакустического профилирования [Гайдаленок и др., 2019].

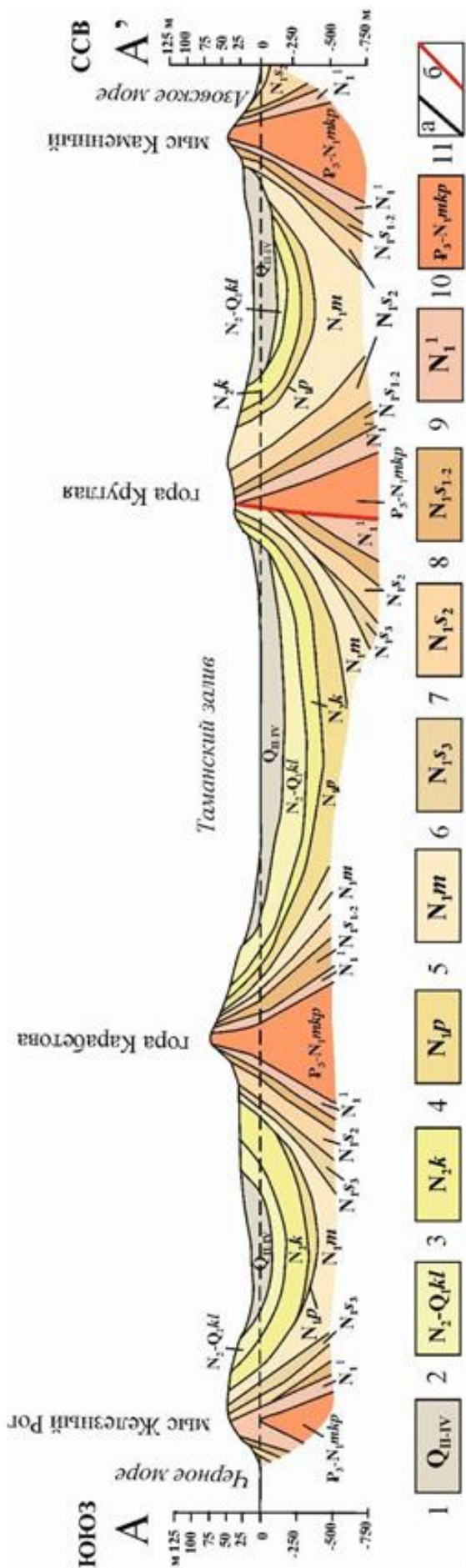


Рис. 10. Принципиальный геолого-геоморфологический профиль через западную часть Таманского п-ова. Выполнена автором на основе [Геологическая..., 1971], [Google..., 2020]. 1 – четвертичные отложения; 2 – верхнеплиоцен–четвертичные (куяльницкие) отложения; 3 – нижнеплиоценные (кimmerийские) отложения; 4–5: верхнемиоценовые отложения; 4 – понтийские, 5 – мэотические; 6–8: средне–верхнемиоценовые отложения; 6 – верхнесарматские, 7 – среднесарматские, 8 – ниже–среднесарматские; 9 – нижнемиоценовые отложения (конжские, караганские, чоκραкские, тарханские) 10 – олигоцен–нижнемиоценовые (майкопские) образования 11. а – геологические границы, б – разрывные нарушения

2.3.1. Геологическое строение Динской антиклинали

Динская брахиантиклиналь² расположена к северу от западного периклинального замыкания крупной Фонталовской антиклинали (рис. 11). Слагающие брахиантиклиналь образования вскрыты в береговых обрывах на юго-западном берегу Динского залива Таманского п-ова.

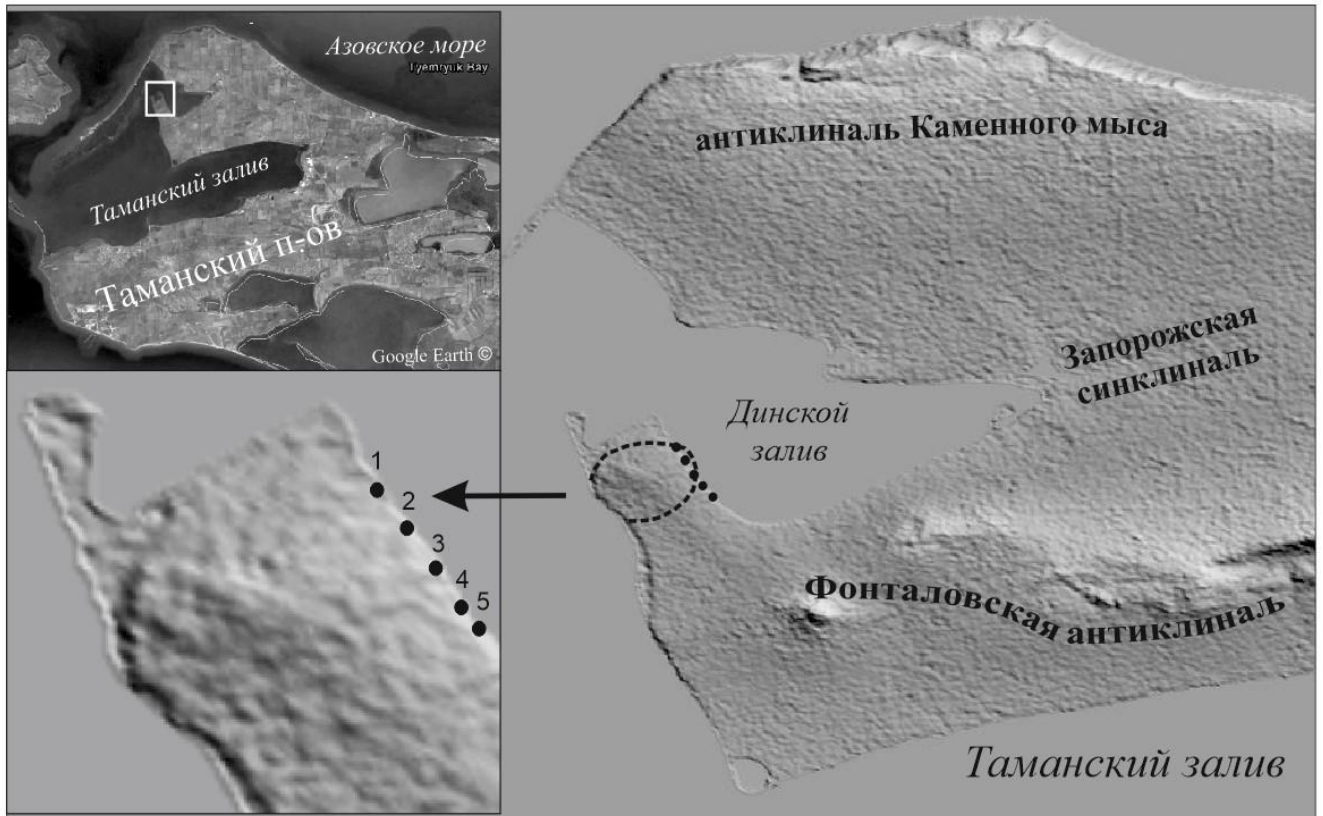


Рис. 11. Цифровая модель рельефа района исследования [Цифровая..., 2019а] (с использованием [Государственная..., 2000б; Государственная..., 2000в]). Кружками обозначены точки наблюдения, пунктирной линией – контур Динской антиклинали.

Динская складка выражена в рельефе террасовидной поверхностью (Рис. 12А). В прибрежном сечении и вблизи него эта поверхность полого понижается к северу и юго-юго-востоку, очерчивая брахиантиклиналь. Вместе с тем, ее плоская сводовая часть протягивается от берега Динского залива на запад-юго-запад, слабо повышаясь. Поверхность повсеместно сложена покровными суглинками и супесями и вблизи берега моря прорезана небольшими оврагами. Судя по плановым очертаниям этой поверхности, складка выражена в рельефе пологим брахиантиклинальным сводом, слабо удлиненным в восток-северо-восточном

² Описание Динской антиклинали приведено по статье [Гайдаленок и др., 2020]

направлении (см. рис. 11). В береговом сечении сводовая часть антиклинали плоская и протяженная, тогда как участки существенного наклона поверхности узки по сравнению со сводом. Это придает складке слабо выраженную коробчатую форму.

Толща позднеплейстоценовых покровных суглинков и супесей, участвующая в строении этой антиклинали, содержит линзы и включения более грубообломочного материала и несет следы водного происхождения. По аналогии с другими подобными образованиями Таманского п-ова ее можно предположительно датировать концом среднего плейстоцена–поздним плейстоценом [Додонов и др., 2008а; Тесаков и др., 2019].

Прорезающие этот покров голоценовые (?) овраги отмечают верхний предел возраста покровного комплекса. Мощность покрова, обычно не превышающая на своде 1 м, возрастает до 1.5–2.5 м на крыльях брахиантиклинали (рис. 12Б), что свидетельствует о росте складки как во время накопления покрова, так и позднее, когда поверхность была уже сформирована.

Породы, залегающие на нижнем структурном уровне Динской антиклинали, обнажены в береговом уступе одноименного залива. Ее северное крыло, обнажающееся в уступе высотой до 8 м (1 на рис. 11, 12), представлено резким флексуроподобным изгибом слоев (рис. 13). На юго-западном крыле этой складки вскрыта (снизу–вверх) следующая стратиграфическая последовательность:

1. Глины мелкооскольчатые, серо-коричневые, жирные, видимой мощностью до 1 м;
2. Пески тонкозернистые, серые, с тонкой параллельной слоистостью и пропластками среднезернистого песка, 0.2 м;
3. Глины серо-коричневые, слоистые, с пропластками среднезернистых ожелезненных песков и прослоем (0.1 м) тонкозернистого слабосцементированного ожелезненного песчаника в кровле; 1.8–1.9 м. П.Д. Фроловым (ГИН РАН) определена обильная *верхнепонтийская* малакофауна с характерными двустворчатыми моллюсками *Paradacna abichi* и *Dreissena anisconcha*;

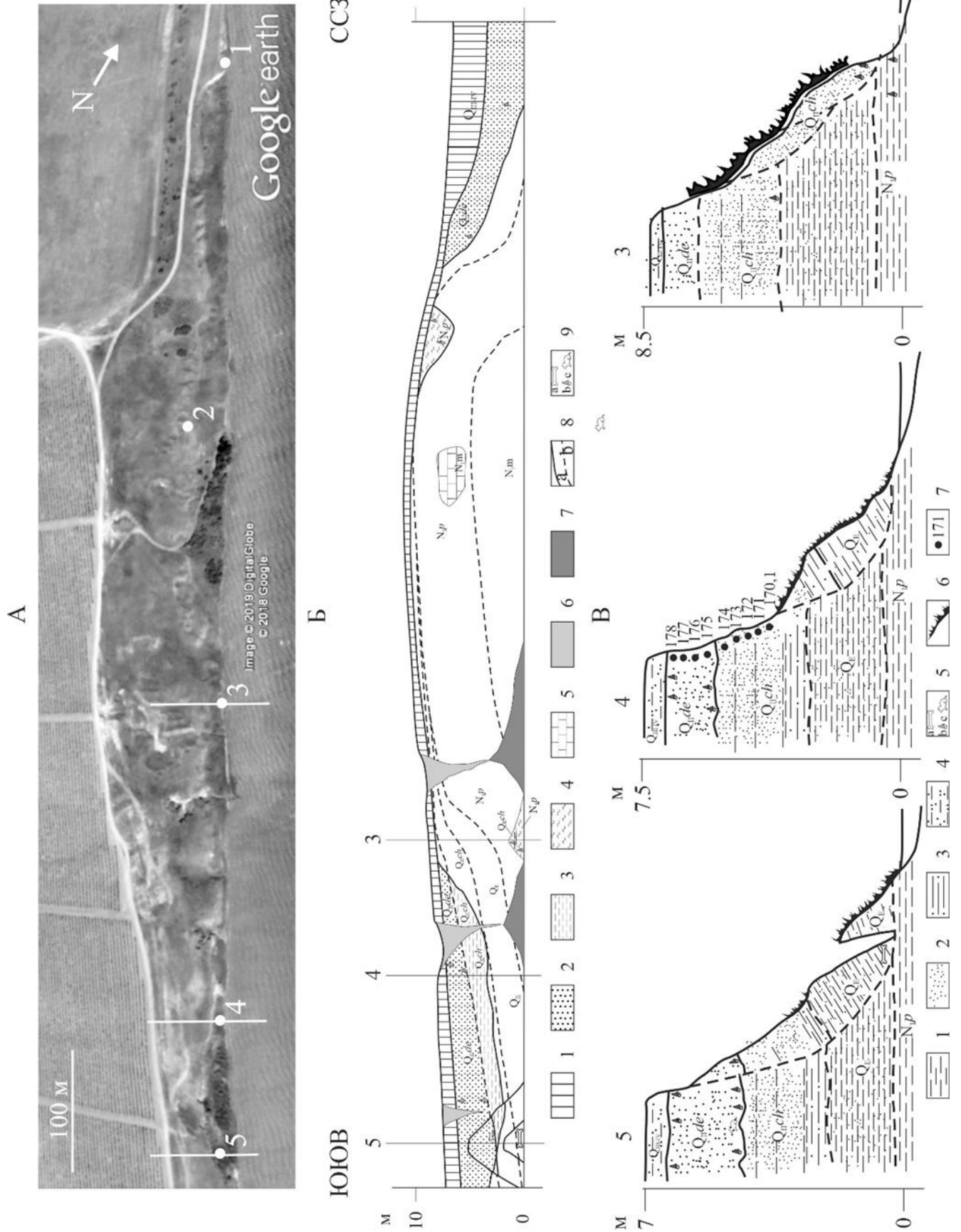


Рис. 12. А – Изгиб террасовидной поверхности, очерчивающий антиклинальную складку. Показаны обнажения, приуроченные к этой складке на юго-западном побережье Динского залива

(1 – 45°22'5.13"С, 36°47'12.90"В; 2 – 45°21'57.13"С, 36°47'18.19"В; 3 – 45°21'51.69"С, 36°47'22.65"В; 4 – 45°21'44.66"С, 36°47'27.08"В; 5 – 45°21'41.19"С, 36°47'29.97"В);

Б – Схематический геологический разрез Динской антиклинали: 1 – покровные суглинки, супеси и современная почва, 2 – *древнеэвксинские* пески ($Q_{пде}$), 3 – *чаудинские* пески и алевриты ($Q_{пч}$), 4 – эоплейстоценовые суглинки (Q_E), 5 – глины и пески *понта* (N_{1p}) с глыбами *мэотических* известняков (N_{1m}); 6 – овраги, 7 – конусы выноса, 8: геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые, 9 – фаунистические находки: а – моллюски, б – крупные млекопитающие, с – мелкие млекопитающие;

В – Геологическое строение отдельных обнажений: 1 – глины; 2 – песок; 3 – алеврит; 4 – покровный комплекс; 5 – фаунистические находки: а – моллюски, б – крупные млекопитающие, с – мелкие млекопитающие; 6 – почвенно-растительный слой, 7 – точки отбора образцов для магнитостратиграфии. Составлено О.В. Гайдаленок и С.А. Соколовым.

4. Пески тонкозернистые, литологически однородные, желтоватого цвета, с параллельной слоистостью и ожелезнением; 6 м. Обильная малакофауна древнеэвксинского облика с типичными *Corbicula fluminalis* и *Purgula dimidiata* (рис. 14). Нижние горизонты песков, не содержащие фауну, возможно, имеют чаудинский возраст [Попов, 1983];

5. Залегающие несогласно суглинки и супеси светло-коричневые, с белесыми пропластами в нижней части, вверх переходящие в современный почвенный слой; до 2.5 м.

Слои 1–3 и пачка 4 вскрыты в двух соседних обнажениях, разделенных задернованным интервалом, так что контакт между ними не виден. Наиболее крутые углы падения на крыле складки приходится на выходы пачки 4, где наклоны составляет 40–42° в направлении 345°. В обнажении со слоями 1–3 они выполаживаются до 32° по азимуту 20°, а далее к северу до 4° по азимуту 335°.

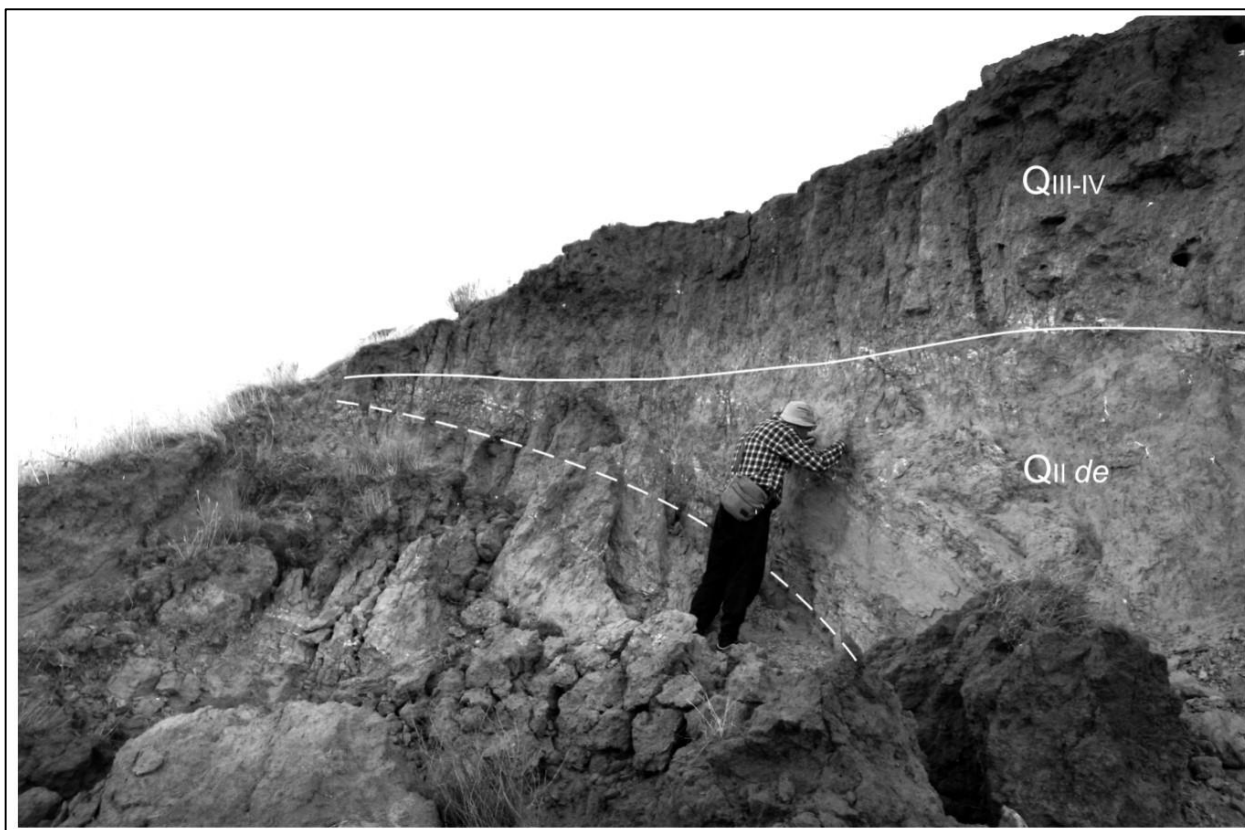


Рис. 13. Флексуорообразный изгиб толщи древнеэвксинских отложений на юго-западном берегу Динского залива (1 на рис. 11 и рис. 12а). Сплошной линией показана граница геологических отложений, пунктирной линией – маркирующий горизонт внутри одного возрастного диапазона. Фото – автора.

В 460 м юго-восточнее (3 на рис. 11, 12) вскрыт фрагмент другого крыла брахискладки с углами падения слоев $12-15^\circ$ по азимуту 95° . Здесь непосредственно на берегу залива снизу–вверх обнажаются:

1. Глины серые с ожелезненными желваками; видимая мощность 0.2 м. Малакофауна верхнепонтического облика с характерными *Paradacna abichi* и *Dreissena anisoconcha* (определения П.Д. Фролова);

2. Пески светло-бежевые; 0.6 м. Содержат ископаемые моллюски чаудинского облика, среди которых *Didacna tamanica*, *D. cf. rudis subvulgaris*, а также *Dreissena* sp. и *Viviparus* sp., наряду с которыми присутствуют переотложенные из киммерия моллюски: *Plagiodacna modiolaris* и *Prosodacna semisulcata* (определения П.Д.Фролова) (см. рис. 14).

Чуть севернее и выше по склону обнаружены небольшие выходы песков с ожелезнением и волнистой слоистостью, падающих по азимуту 135° под углом до 16° и, возможно, принадлежащих древнеэвксинским слоям.

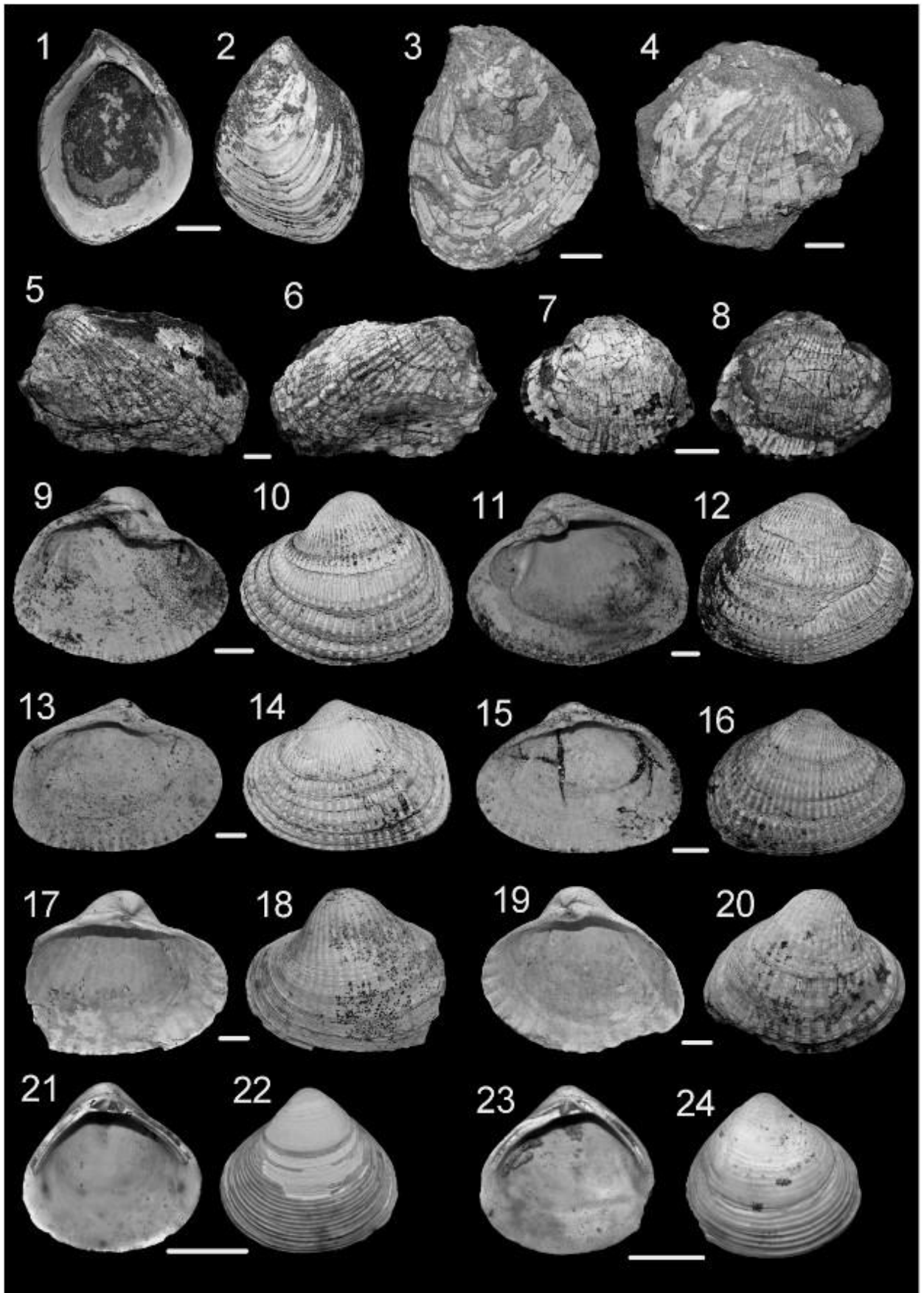


Рис. 14. Фототаблица фауны моллюсков. Составлена П.Д. Фроловым. Масштабная линейка равна 5 мм. 1–3 – *Dreissena anisoconcha* Andrusov, 1897; слой 1 (2 на рис. 11 и рис. 12а), *верхний понт*: 1 – правая створка изнутри, 2 – правая створка снаружи, 3 – левая створка снаружи. 4 – *Paradasna*

abichi (R. Hörnes, 1874); слой 1 (2 на рис. 11 и рис. 12а), *верхний понт*: правая створка снаружи. 5, 6 – *Plagiodacna modiolaris* (Rousseau, 1842); слой 2 (2 на рис. 11 и рис. 12а) *киммерий* (переотложение): 5 – левая створка снаружи, 6 – правая створка снаружи. 7, 8 – *Prosodacna semisulcata* (Rousseau, 1842); слой 2 (2 на рис. 11 и рис. 12а), *киммерий* (переотложение): 7 – левая створка снаружи, 8 – правая створка снаружи. 9–12 – *Didacna tamanica* Neveeskaya, 1963, слой 2 (2 на рис. 11 и рис. 12а), *чауда*: 9 – левая створка изнутри, 10 – левая створка снаружи, 11 – правая створка изнутри, 12 – правая створка снаружи. 13–16 – *Didacna cf. rudis subvulgaris* Neveeskaya, 1963; слой 2 (2 на рис. 11 и рис. 12а), *чауда*: 13 – левая створка изнутри, 14 – левая створка снаружи, 15 – правая створка изнутри, 16 – правая створка снаружи. 17–20 – *Didacna pontocaspia* (Pavlov, 1925); верхний прослой слоя 3 (3 на рис. 11 рис. 12а), *древний эвксин*: 17 – левая створка изнутри, 18 – левая створка снаружи, 19 – правая створка изнутри, 20 – правая створка снаружи. 21–24 – *Corbicula fluminalis* (O. F. Müller, 1774); слой 4 (1 на рис. 11 и рис. 12а), *древний эвксин*: 21 – левая створка изнутри, 22 – левая створка снаружи, 23 – правая створка изнутри, 24 – правая створка снаружи

Еще в 220 м к юго-востоку (4 и 5 на рис. 11, 12) слои выполаживаются, и в береговом уступе высотой 7–8 м обнажается субгоризонтально залегающая толща песчаного состава с глинистым слоем в основании. Разрез толщи снизу–вверх таков:

1. Глины видимой мощностью до 2 м. Автором найден ископаемый сброшенный левый рог оленя *Cervus cf. nestii* (5 на рис. 11, 12; рис. 15а, б), определенного и описанного В.В. Титовым (ЮНЦ РАН). Вершина рога разрушена. Основание рога повреждено, что не позволяет точно определить высоту первого разветвления, а венчик имеет следы небольшой окатанности. Высота отхождения первого отростка больше, чем переднезадний диаметр основания рога (таблица 1). Первый отросток округлый в сечении, не разветвляющийся, в дистальной половине плавно загибающийся наружу. Штанга отклоняется назад и наружу; дистально незначительно расширяется, вероятно, образуя разветвление в сагиттальной плоскости. Угол отхождения первого отростка от штанги – около 70°. На штанге отсутствуют дополнительные отростки. Основание рога и штанга субтреугольные в сечении, уплощены в латерально-медиальном направлении. Индекс уплощенности основания рога – 0.9, штанги – 0.8.

Размеры рога, наличие одиночного латерально изогнутого первого отростка, расположенного относительно высоко над венчиком, отсутствие дополнительных отростков на уплощенной штанге позволяют отнести находку к некрупным раннеплейстоценовым оленям, сходным с *Cervus nestii* (Azzaroli, 1947).

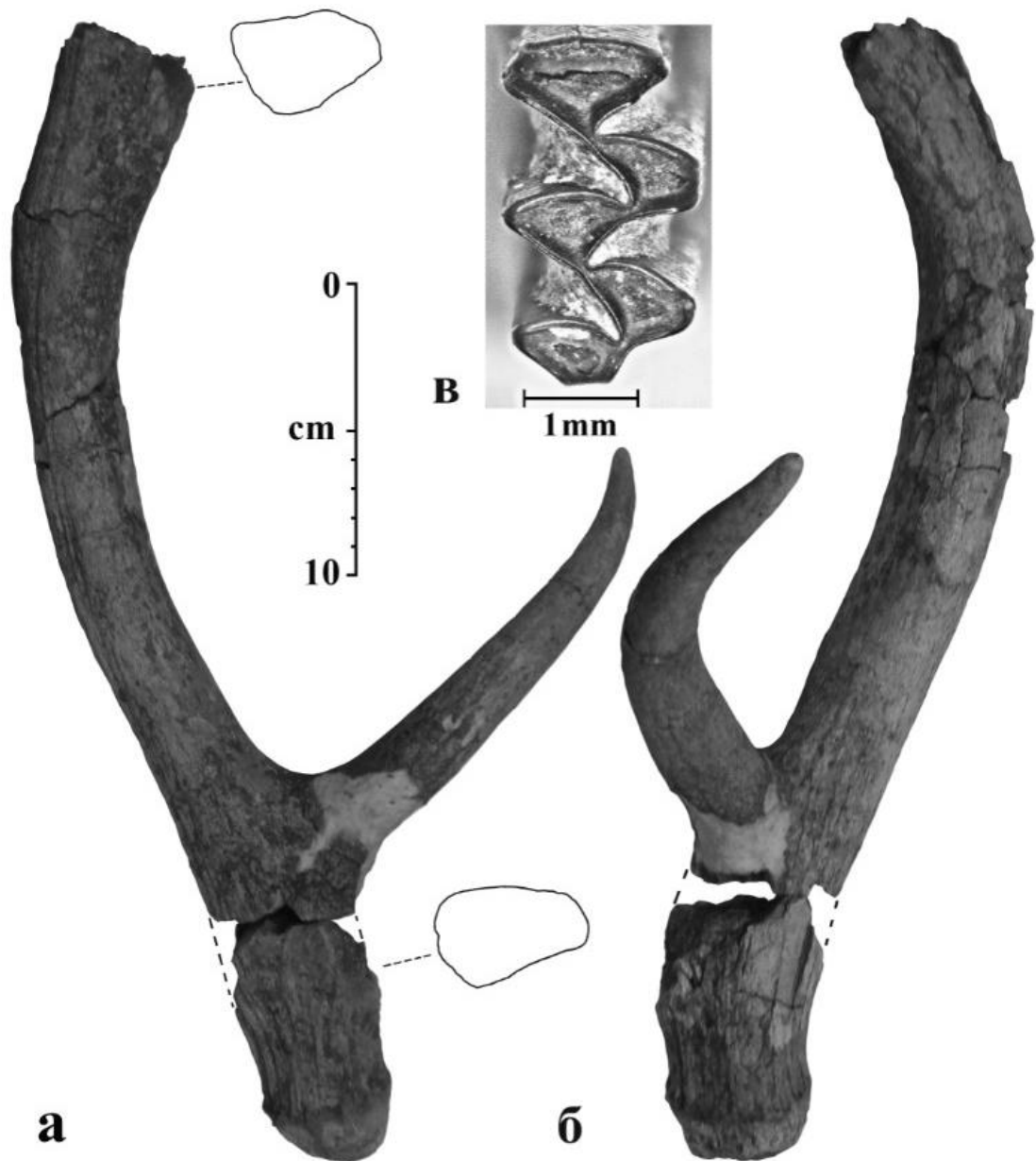


Рис. 15. Левый рог *Cervus cf. nestii* (Azzaroli, 1948). Фото рога: В.В. Титов. **а** – медиальная сторона, **б** – вид спереди, нижний плейстоцен. Правый первый верхний коренной *Arvicola mosbachensis* Schmidtgen, 1911, **в** – жевательная поверхность, средний плейстоцен (фото зуба: А.С. Тесаков). Местонахождение Динское

Стратиграфическое распространение *C. nestii* на территории западной Европы определяется в рамках начала–середины раннего плейстоцена (средний виллафранк–начало позднего виллафранка; поздний плиоцен–ранний плейстоцен Италии) [Croitor, 2006]. Сходная форма оленя с немного более примитивной морфологией зубов *Cervus abesalomi*, Kahlke, 2001, описана из местонахождения Дманиси (Грузия) [Croitor, 2006]. В общем, интервал существования оленя из слоя 1 совпадает со временем обитания на юге Восточной Европы хапровского и псекупского фаунистических комплексов. Однако до сих пор данная форма оленя

с территории Приазовья и Предкавказья не указывалась. Помимо крупных представителей Cervidae – *Eucladoceros* и *Arvernoceros* для этих ассоциаций указывался мелкий олень *Cervus (Rusa) philisi* (= *Metacervocerus rhenanus*, Dubois, 1904) [Алексеева, 1977; Титов, 2008].

Таблица 1. Промеры рога *Cervus cf. nestii* из нижнеплейстоценовых отложений местонахождения Динское (Таманский п-ов). Измерения в скобках – приблизительные. Составлено В.В. Титовым

Замеряемый параметр	Промер, мм
Розетка рога, ширина	49.2
Розетка рога, передне-задний диаметр	(51)
Розетка рога, окружность	(155)
Основание рога, ширина	42.6
Основание рога, передне-задний диаметр	47.4
Основание рога, окружность	(140)
Штанга (середина длины), ширина	41.7
Штанга (середина длины), передне-задний диаметр	34.4
Штанга (середина длины), окружность	(122)
Штанга (верх), ширина	27.1
Штанга (верх), передне-задний диаметр	(47)
Штанга (верх), окружность	(125)
Первый отросток (основание), ширина	24.5
Первый отросток (основание), передне-задний диаметр	311.6
Первый отросток (основание), окружность	(85)
Высота первого разветвления	127.5

Описываемая находка из слоя 1 отличается от рогов *M. rhenanus* относительно большими размерами и большей уплощенностью основания рога и штанги. Находки остатков оленей сходного размерного класса известны из ряда местонахождений таманского териокомплекса в Приазовье. Однако их малочисленность и фрагментарность не позволяют определить таксономическую принадлежность. Таким образом, недостаточность материала из слоя 1 не позволяет на данный момент провести более точное определение находки, а имеющиеся данные определяют возраст вмещающих отложений нижним плейстоценом европейской шкалы. Вероятный более узкий стратиграфический интервал – палеоплейстоцен–начало эоплейстоцена (гелазий–начало калабрия). Сходные отложения описаны ниже *чаудинских* и *древнеэвксинских* слоев в близлежащем более южном разрезе урочища Малый Кут [Эберзин, 1947; Лебедева, 1972];

2. Пески тонкозернистые, желтовато-серые, с элементами косой слоистости и тонкими прослоями глин, а также прослоем (0.5 м) алевролита в основании; 2.5 м. По трещинам отмечены ожелезнение и редкие примазки карбонатов. 5 проб, отобранных для магнитостратиграфических исследований, показали нормальную геомагнитную полярность (эпоха Брюнес). На основе намагниченности, сопоставления с соседними разрезами и *древнеэвксинского* возраста вышележащих песков слой 2 определен как *чаудинский*;

3. Пески тонкозернистые, бежевые, выше преимущественно серые, с параллельной или косой слоистостью, в нижней части ожелезненные; 3–3.5 м. Отделены от слоя 2 эрозионным контактом. В нижней (слой 3.1) и верхней (слой 3.3) частях пачки содержится обильная морская древнеэвксинская малакофауна, включая *Didacna pontocaspia* и *Corbicula fluminalis* (см. рис. 14), а также единичный остаток водяной полевки *Arvicola mosbachensis* (5 на рис. 11, 12; рис. 15в) из базального горизонта слоя. Изолированный правый первый верхний коренной зуб некорнезубой цементной полевки по морфологии и размерам определен А.С. Тесаковым (ГИН РАН) как *Arvicola mosbachensis* Schmidtgen, 1911 (= *A. cantianus* (Hinton, 1910)). Длина, ширина и высота зуба составляют 3.0, 1.6 и 5.1 мм. Эмалевая стенка зуба дифференцирована по толщине по мимомисному типу с более толстыми ведущими и более тонкими замыкающими краями. Индекс дифференциации эмали BTQ (=SDQ3) составляет 167, индекс SDQ6 – 152; измерения проведены согласно ван Колфсхотену и А.С. Тесакову [van Kolfschoten, 1990; Tesakov, 1998]. В среднем–позднем плейстоцене Европы у водяных полевок выявлен эволюционный тренд от древних форм с мимомисной дифференциацией эмали к формам с современной микротусной дифференциацией [Heinrich, 1987]. Этот процесс используется в качестве надежного биохронометра [Heinrich, 1990; Maul et al., 2000]. Водяная полевка с мимомисной эмалью является характерной формой теплых межледниковий середины среднего плейстоцена, MIS11 и MIS9, т.н. гольштейнского комплекса [Kalthoff et al., 2007; van Kolfschoten, 2014] или «большого лихвина». Нахождение древней водяной полевки непосредственно в *древнеэвксинских* отложениях Тамани является первой точкой прямой корреляции

малакологической и микротериологических стратиграфических шкал и повышает надежность возрастной модели Динской антиклинали. Четыре отобранных палеомагнитных образца в слое 3 показали прямую намагниченность.

4. Суглинки и супеси с линзами более грубообломочного материала; до 1.5 м.

На обзорных геологических картах в ядре брахискладки указаны *мэотические* и *сарматские* отложения [Государственная..., 1971; Государственная..., 2000в]. Однако недостаточная обнаженность не позволяет точно охарактеризовать породы, залегающие в ядре складки. Лишь в одном прибрежном обнажении (2 на рис. 11, 12) неслоистые глины *понта* (?) содержат глыбы *мэотических* известняков, указывающие на существование близкого источника сноса, который сейчас не обнажен.

Самым ранним зафиксированным свидетельством роста Динской брахиантиклинали является, возможно, уменьшение мощности *чаудинских* и *древнеэвксинских* отложений в пределах складки (1 и 3 на рис. 11, 12) по сравнению с ее южным обрамлением (4 и 5 на рис. 11, 12). Наиболее ярко рост складки проявился в деформации *чаудинских* и *древнеэвксинских* слоев, наклон которых достигает 40–42° на северном и 15–16° на юго-восточном крыльях брахиантиклинали. Эта деформация произошла после 0.4 млн. лет назад, но преимущественно в начале этого временного интервала, поскольку ее продолжение, выраженное уменьшением мощности средне-позднеплейстоценовых покровных отложений от крыльев к ядру складки и последующим искривлением их поверхности, гораздо слабее. Вместе с тем, искривление поверхности показывает, что рост складки продолжался в конце плейстоцена, а повышенная концентрация береговых голоценовых оползней в ядре складки позволяет допустить, что деформация не прекратилась до сих пор.

Стоит отметить возможное объяснение залегания *чаудинских* отложений непосредственно на *верхнепонтических* в точке 3 (см. рис. 11 и рис. 12Б, В). Поскольку на юго-западном берегу Динского залива широко развиты многочисленные оползни, то возможной причиной выявленного несогласия может быть оползневое смещение *чаудинских* отложений вниз по склону (рис. 12В).

Таким образом, Динская антиклинальная складка на северо-западе Таманского п-ова возникла в результате интенсивных тектонических движений, деформировавших морские отложения вплоть до *древнеэвксинских* (начало среднего неоплейстоцена); на северном крыле складки углы наклона слоев достигли 40–42°, а на юго-восточном – 15–16°. Формирование антиклинали, начавшееся во время и сразу после древнеэвксинской трансгрессии (~0.4 млн. л. н.), продолжалось до конца плейстоцена и голоцена в виде вовлечения покровного комплекса и террасовидной поверхности, которую он слагает, в сводообразные деформации. Динская антиклиналь является выразительным примером позднечетвертичной складчатости и связанных с ней вертикальных смещений земной поверхности, характерных и для других районов Таманского п-ова.

2.3.2. Геологическое строение антиклинали пос. За Родину³

В восточной части азовского побережья Таманского полуострова между горой Тиздар и пос. Пересыпь (севернее пос. За Родину) (рис. 16) в береговых обрывах обнажаются три толщи:

- Нижняя толща I, которая относится к *верхнему куяльнику*, состоит из глин, алевроитов и тонкозернистых песков с обломками раковин и редкими линзовидными прослоями более грубообломочного материала;
- Средняя толща II представлена песками, нередко косослоистыми, с горизонтом более грубообломочного, плохо окатанного материала в основании. Ее максимальная мощность – около 10 м в разрезе Родники;
- Верхняя толща III мощностью до 5 м сложена суглинками, супесями и песками с линзами брекчии. Количество грубообломочного материала возрастает к западу, с приближением к горе Тиздар.

³ Описание антиклинали пос. За Родину приведено по статье [Тесаков и др., 2019], в подготовке которой автор принимал деятельное участие



Рис. 16. Расположение и структурная делимость района исследований. Выполнено автором на основе космоснимка Landsat8 [Космоснимок..., 2019]

Толщи II и III отделены от толщи I угловым несогласием. Между двумя верхними толщами местами также отмечено азимутальное и угловое несогласие, обусловившее неповсеместное распространение толщи II и ее изменчивую мощность.

Береговые обрывы ограничивают увал, вытянутый в запад-северо-западном направлении и возвышающийся до 40 м над уровнем моря. Поверхность увала очерчивает свод и южное крыло антиклинали, полого погружающееся в сторону синклинали Ахтанизовского лимана (см. рис. 6). Северное крыло антиклинали частично разрушено и продолжает разрушаться морской абразией и оползнями берегового уступа. Свод этой антиклинали, названной Зародинской по наименованию пос. За Родину на ее южной крыле, понижается к оврагу Синяя балка (см. рис. 16). Здесь антиклиналь кулисно подставляется с юга Тиздарской брахиантиклиналью, которая также имеет запад-северо-западное простирание. Ядро Тиздарской антиклинали сложено эродированными *сарматскими*

(среднемиоценовыми) глинами, а на ее крыльях и восточной периклинали обнажены *понтические* (верхнемиоценовые) глины и алевроиты. На северном крыле антиклинали они наклонены по азимуту 20 под углом 18° , а на южном крыле – в направлении 235 под углами $18-20^\circ$. На южном крыле *понтические* отложения сменяются вверх по разрезу красными и белыми *киммерийскими* (нижнеплиоценовыми) песками, нередко косослоистыми.

Пологие наклоны поверхности Зародинской антиклинали повторяет слагающая ее толща III. Иначе залегают толщи I и II. Они обнажаются в береговых уступах фрагментарно и залегают по-разному в разных обнажениях (рис. 17). Пространство между обнажениями задерновано или заполнено разновозрастным грязевулканическим материалом, который образует потоки, излившиеся по оврагам. Судя по форме и расположению оврагов и немногим разломам, наблюдаемым вблизи участков, покрытых грязевулканическим материалом, овраги могли быть выработаны вдоль тектонических нарушений. Поэтому неверно считать выходы *верхнекуяльницких* отложений в береговых обрывах частями единой моноклинали. Следует полагать, что породы, представленные в этих обнажениях, участвуют в строении разных блоков, которые различаются строением, разделены разломами и могут повторять одни и те же части разреза (см. рис. 17).

В области кулисного подставления Тиздарской и Зародинской антиклиналей находится действующий грязевой вулкан (см. рис. 16). Проявления грязевулканической активности фиксируются в разрезах слоями и силлоподобными телами, сложенными грязевулканическими глинами и алевроитами, грязевулканическими включениями в толщах тонкослоистых пород и мелкими разрывными нарушениями. Грязевулканические образования заполняют овраги между блоками. Проявления грязевулканической деятельности ослабевают к востоку по мере удаления от вулкана, который был активен в течение всего плейстоцена.

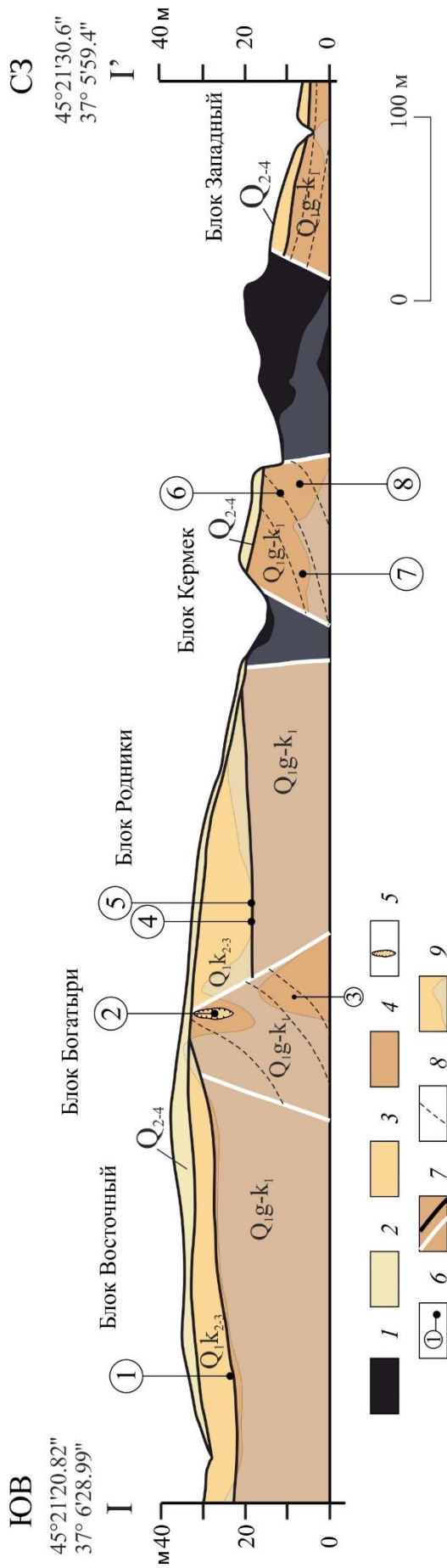


Рис. 17. Геолого-геоморфологический схематический профиль I-I' вдоль береговых обрывов в районе пос. За Родину на северо-востоке п-ова Таманский. Составлен О.В. Гайдаленок и С.А. Соколовым. Палеонтологические и археологические местонахождения: 1 – блок Восточный (западное обнажение); 2 – Синяя Балка/Богатыри; 3 – «Рыбная линза»; 4 – Родники-1; 5 – Родники-2; 6 – Кермек; 7 – Тиздар-1; 8 – Тиздар-2. 1 – грязевулканические образования; 2–4 – толщи сверху-вниз: 2 – III и современная почва объединенные, 3 – II, 4 – I; 5 – костеносная линза; 6 – палеонтологические и археологические местонахождения; 7 – разрывные нарушения (белым) и геологические границы (черным); 8 – маркирующие горизонты; 9 – задернованные участки

*Разрезы блоков**Западный блок*

Блок Западный находится к востоку от устья Синеи балки. Нижняя часть разреза представлена глинами мощностью до 9.6 метров (таблица 2). Верхняя часть разреза мощностью около 13.5 м преимущественно песчаная, с прослоями гравия и брекчий, наблюдаются волнистая слоистость, проявления битумизированности, сульфатной, карбонатной и железистой минерализации пород. Интенсивное воздействие грязевого вулканизма проявилось как присутствием в разрезе грязевулканического материала, так и указанной минерализацией. Общая мощность разреза – 23–24 м. Слои 1–6 и, вероятно, отложения грязевулканического потока 7, наклонены в направлении 220–225° под углами 14–15°, а верхние слои 8 и 9 наклонены по азимуту 310° под углом 4°. К западу (к устью Синеи балки) мощность слоев уменьшается, и брекчии частично выклиниваются. Сокращенный разрез, наклоненный по азимуту 205 под углом 8°, перекрыт грязевулканическими потоками.

Блок Кермек

Блок Кермек (рис. 18) назван по обнаруженному здесь местонахождению раннепалеолитических артефактов. Низы разреза (~16 м мощности) сложены серыми глинами с прослоями песков и алевритов (таблица 3). Средняя часть разреза с прослоем конгломерато-брекчии в основании представляет собой песчаную пачку мощностью ~20 м. Верхняя часть разреза сложена алевритами, тонкозернистыми песками и глинами грязевулканического облика мощностью до 8,5 м. Общая мощность разреза – около 44 м. Азимут падения слоев – 70–80°, угол падения – от 20° до 38°. Слои 8–11 нарушены сбросами амплитудой в десятки сантиметров (рис. 19А).

Таблица 2. Стратиграфическая колонка блока Западный. Составлена О.В. Гайдаленок и С.А. Соколовым

Возраст	Толща	Полнота	Слой	Мощность, м	Разрез	№ пм пробы	Описание			
Q ₁ k ₂₋₃	толща II	Хара-мельцо	9	1.7		117	Пески разнозернистые, рыжевато-бурые, железистые с пропластками мелкообломочной брекчии и зеленовато-серой глины.			
		?	8	1.6		115	Брекчия красновато-бурая, мелкообломочная, с железистым песчаным матриксом и линзами несортированного песка. К низу размер обломков возрастает до 5–7 см. Возле неровной подошвы слоя обломки состоят из окатышей глины, железистого песчаника, редко сидерита.			
			7	2.4		113	Глина грязевулканическая, зеленовато-серая с неокатанными обломками карбонатных пород до 2–3 см. Кровля слоя неровная, со сложным микрорельефом.			
Q ₁ g-k ₁	толща I	Одлувай	?	6	4.3		112 111 1 2	Пески светло-серые, местами желтоватые с тонкой косой и волнистой слоистостью, чередующиеся в средней части пачки с зеленовато-серыми алевритами и глинами, в кровле - глины. В нижней части пачки наблюдаются элементы ритмичности, выраженной неоднократными переходами грубозернистых песков, иногда с более крупными обломками, к тонкозернистым пескам и алевритам; мощность ритмов составляет 25–30 см.		
				5	1.6		6 7 8	Пески и суглинки темно-коричневые со сложной волнистой и линзовидно-волнистой слоистостью. Прослои и линзы светлых песков, количество которых возрастает кверху. Сульфатная и карбонатная минерализация. в и глин.		
			?	4	0.6			Конгломерато-брекчия с бурым песчаным матриксом и прослоями тонкослоистых песков и глин.		
				3	0.5			Пески тонкозернистые зеленовато-серые, слоистые, с прослоями сильно битуминозных глин и песков и зеленовато-серых глин. Границы прослоев неровные.		
				2	1			Конгломерато-брекчия с железистым песчаником в матриксе. Наряду с неокатанными обломками присутствует хорошо окатанная карбонатная галька и глиняные окатыши. Линзы и тонкие прослои сильно битуминизированных песков и глин.		
								12		
									13	
									14	Глины зеленовато-серые, прослоями железистые, возможно, грязевулканические, с пропластками желтоватых алевритов и карбонатными пропластками и стяжениями. В кровле пласт сильно железистого красно-бурого песка.
									15	
									16	

Примечание. Интервалы намагниченности разреза: прямая намагниченность (черный фон), обратная намагниченность (точечный фон). Положение палеомагнитных проб (черные точки на разрезе). Возраст: гелазий–нижний калабрий (Q₁g-k₁), средний-верхний калабрий (Q₁k₂₋₃).

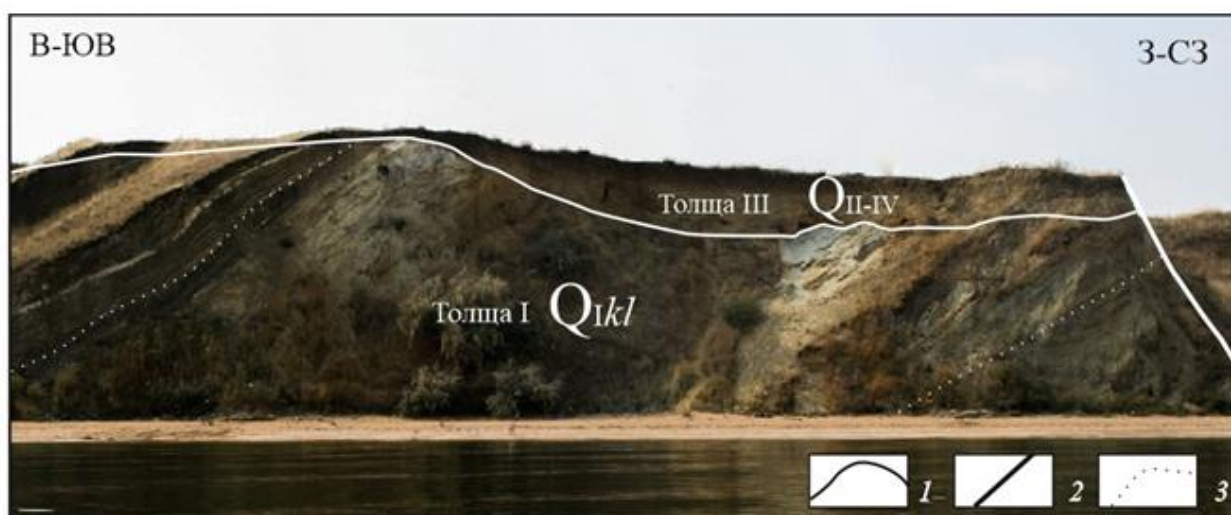


Рис. 18. Панорамный вид обнажения блока Кермек. 1 – границы толщ; 2 – разрывные нарушения; 3 – маркирующие горизонты. Фото В.Е. Щелинского. Схема автора.

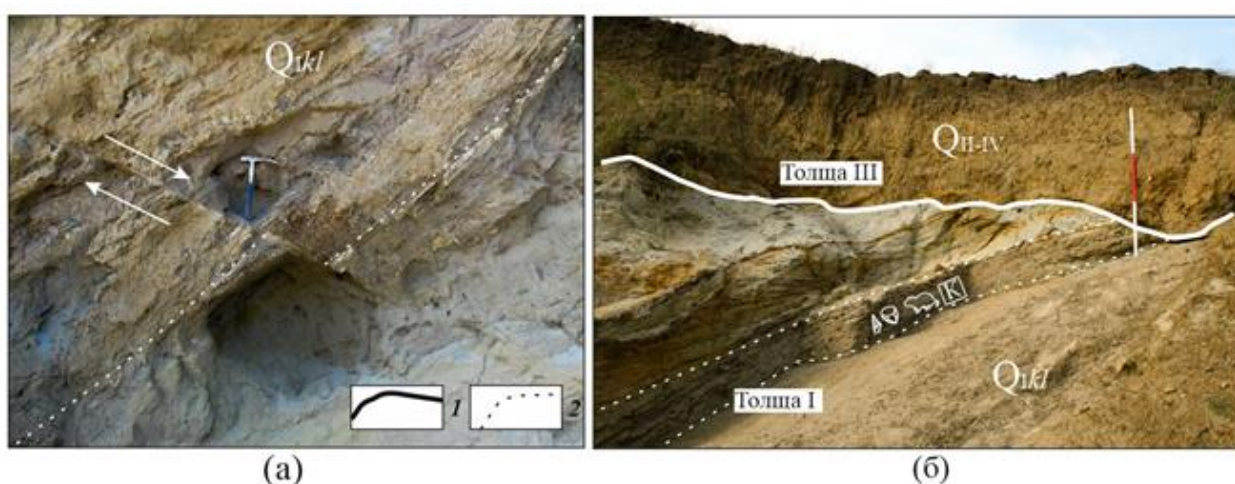


Рис. 19. Детали строения обнажения Кермек: (а) – сброс в слоях 8–11, (б) – несогласное налегание толщ III на толщу I. 1 – границы толщ; 2 – маркирующие горизонты. Составлено О.В. Гайдаленок

Описанный разрез, принадлежащий толще I, с резким несогласием перекрыт толщей III мощностью 3–4 м, залегающей почти горизонтально (рис. 19Б). Толщу III слагает серый песчаник с линзами брекчий, неравномерно ожелезненный в отдельных прослоях и по трещинам и приобретающий в ожелезненных участках красноватую окраску. Выше залегают темно-серая супесь (~1 м), переходящая вверх в современный почвенный слой. Ниже супеси на глубину 0.7 м породы карбонатизированы. Подошва толщ III находится на высоте ~22 м над уровнем моря, а ее кровля (поверхность увала) – на высоте ~27 м. В толще III найдены остатки крупных млекопитающих: *Mammuthus* sp., *Bison* sp. и *Equus* cf. *chosaricus*, датированных концом среднего плейстоцена [Shchelinsky et al., 2016].

Таблица 3. Стратиграфическая колонка блока Кермек. Составлена О.В. Гайдаленок и С.А. Соколовым

Возраст	Толща	Высота	Слой	Мощность, м	Разрез	№ п/п пробы	Описание			
Q ₂	толща III	—	—	16	3-4	—	—	Серый песчаник с линзами брекчий, неравномерно ожелезненный в отдельных прослоях и по трещинам и приобретающий в ожелезненных участках красноватую окраску.		
				15	1	—	—	—	Грязевулканическая глина.	
				14	0.4	—	—	—	—	Светлый мергель. Азимут падения 75°, угол 20°.
				13	3	—	—	—	—	Глины и глинистые алевроиты, сопочная брекчия, плотные, темно-серые, в средней и верхней частях пачки, возможно, грязевулканические. Азимут падения 75°, угол 23°.
				12	4	—	—	—	—	Алевроиты и тонкозернистые пески, реже песчаники, серые, пропластками ожелезненные рыжие. Загипсованность, включения ярозита и обломки раковин в верхней части. Азимуты падения 70–75°, углы 25–37°; слои выполаживаются кверху.
				11	4.5	Олаурый	—	—	—	Пески серые, пропластками ожелезненные рыжие, тонкозернистые, косо- и горизонтально слоистые, в верхней части частично косоугольные. Азимут падения 70°, углы 36–38°.
				10	0.3	—	—	—	—	Пески светло-серые с пропластками алевроита.
				9	1	—	—	—	—	Косослоистые разнозернистые серо-желтые пески, песчаники и гравелиты с редкой галькой. К слою приурочено местонахождение мелких млекопитающих Тиздар-2.
				8	9	—	—	—	—	Пески серые, часто косоугольные, преимущественно тонкозернистые, с пропластками рыжеватого песка в нижней части и редкими послойными железистыми конкрециями в верхней части пачки. Азимут падения 80°, углы 35–37°.
				7	4	—	—	—	—	Пески светло-серые, слюдиисто-кварцевые, косоугольные, с редкими тонкими линзами гравия.
				6	1.2	—	—	—	—	Конгломерато-брекчия желтого цвета с песчаным матриксом, обломками раковин солоновато-водных моллюсков и остатками мелких млекопитающих. В основании линза до 0.2 м светло-серого тонкозернистого песка. К слою приурочен культурный слой местонахождения Кермек. Азимут падения 80°, угол 30°.
				5	3.5	—	—	—	—	Глины темно-серые, по меньшей мере, частично грязевулканические. Азимут падения 80°, угол 30°.
				4	0.3	—	—	—	—	Песок рыжевато-бурый с включениями гравия и обломками раковин моллюсков. Местонахождение мелких млекопитающих Тиздар-1. Азимут падения 80°, угол 30°.
				3	6.4	—	—	—	—	Глины серые с обломками раковин моллюсков в верхней части и прослоями желтовато-серого алевроита и тонкозернистого песка. Азимуты падения 78–80°, угол 30°.
				2	0.1	—	—	—	—	Песок серый тонкозернистый. Азимут падения 80°, угол 30°.
				Q _{1g-k1}	толща I	—	—	1	5.2	—
20	—	—	—					—	—	
21	—	—	—					—	—	—
22	—	—	—					—	—	—
23	—	—	—					—	—	—
24	—	—	—					—	—	—

Примечание. Интервалы намагниченности разреза: прямая намагниченность (черный фон), обратная намагниченность (точечный фон). Положение палеомагнитных проб (черные точки на разрезе). Возраст: гелазий–нижний калабрий (Q_{1g-k1}), средний плейстоцен (Q₂).

Блок Родники

В блоке Родники, названном по местонахождению раннепалеолитических артефактов, расположены сходные разрезы Родники-1 и Родники-2, причем первый находится в 10–15 м восточнее второго. В основании обоих разрезов, описанных по данным работ [Щекина, 1979; Титов, Тесаков, 2009], залегают *куяльницкие* глины толщи I. В кровле глин в разрезе Родники-2 обнаружены остатки мелких млекопитающих, сходные с находками в местонахождении Тиздар-2 [Додонов и др., 2008а]. *Куюльницкие* отложения несогласно перекрывает толща II, залегающая примерно горизонтально. Ее базальный культурный слой (0.6–1 м) сложен галечником, реже гравием с песчаным матриксом, а в разрезе Родники-2 также линзами песка. Галька состоит из карбонатов и окатышей глины. Помимо каменных изделий, в слое обнаружены обломки раковин и неопределимые мелкие обломки костей крупных млекопитающих [Shchelinsky et al., 2010], а в разрезе Родники-1 также остатки мелких млекопитающих [Додонов и др., 2008а].

Вышележащая часть толщи II (9–10 м) представлена желто-серыми и светло-серыми слоистыми песками. В низах песчаной пачки наблюдается перекрестная слоистость дюнного типа, характерная для морского побережья. Разрезы блока Родники венчаются делювиальными суглинками, которые автор относит к толще III. Граница *куяльницких* глин (толща I) и базального слоя толщи II находится на высоте ~21 м над уровнем моря, а толща II – в интервале высот от ~21 до 31–32 м. Поверхность увала в блоке Родники расположена на высоте ~33 м, и мощность толщи III не превышает 1–2 м.

Блок Богатыри

Блок Богатыри назван по местонахождению раннепалеолитических артефактов в костеносной линзе местонахождения Синяя Балка. Разрез блока может быть описан фрагментарно из-за обилия оползней. Непосредственно над береговым пляжем вскрыта пачка *куяльницких* глин, в нижней части зеленовато-серых песчанистых, а выше – темно-серых с обломками раковин моллюсков. Там же найдены остракоды [Вангенгейм и др., 1991]. Общая мощность глин – около 24 м. Они сменяются вверх мелкозернистыми глинистыми песками (6 м), в кровле

которых находилась линза с многочисленными остатками рыб, сейчас эродированная. В линзе были обнаружены остатки мелких млекопитающих, сходных с найденными в слое Тиздар-1 [Вангенгейм и др., 1991; Додонов и др., 2008a]. Азимуты падения глин и глинистых песков варьируют от 25° до 50° , а углы падения – от 40° до 70° , возрастая вверх по разрезу. Некоторые исследователи [Несмеянов и др., 2010] считают эти отложения, представляющие толщу I, оползшими, хотя это не очевидно. Их выходы продолжаются до высоты ~ 21 м над уровнем моря.

После задернованного интервала, на высотах примерно от 25 до 28 м, обнажаются костеносные отложения (рис. 20, рис. 21). Основную массу костных находок составляют остатки кавказского эламотерия *Elasmotherium caucasicum*, Borissiak 1914 и таманского слона *Archidiskodon meridionalis tamanensis*, Dubrovo 1964. Оценивая структурную позицию костеносной линзы, следует иметь в виду, что она сокращалась со временем оползнями и обвалами края берегового уступа.

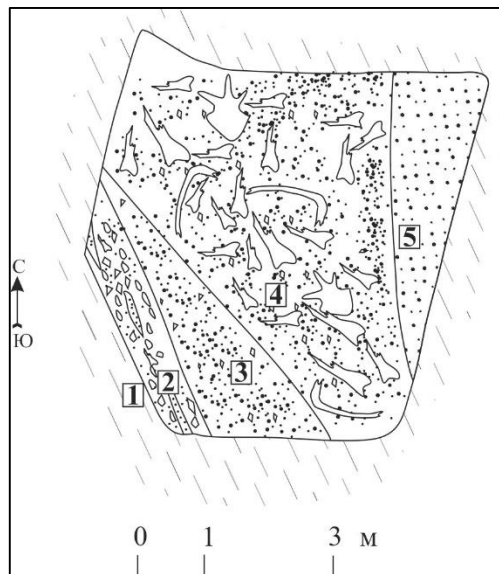


Рис. 20. Современный план костеносной линзы. Показаны (цифры в квадратах) номера слоев. Выполнен автором

Так, размеры линзы в середине XX в. превосходили ее размеры во время раскопок 1987–1988 гг., когда протяженность линзы составляла 15 м [Вангенгейм и др., 1991; Верещагин, 1957]. Сейчас протяженность костеносной линзы в направлении максимального удлинения не превышает 7 м, площадь составляет ~ 30 м², а высота

– 3 м, причем линза может продолжаться на глубину – по падению слоев, залегающих почти вертикально, еще на 2–3 м.

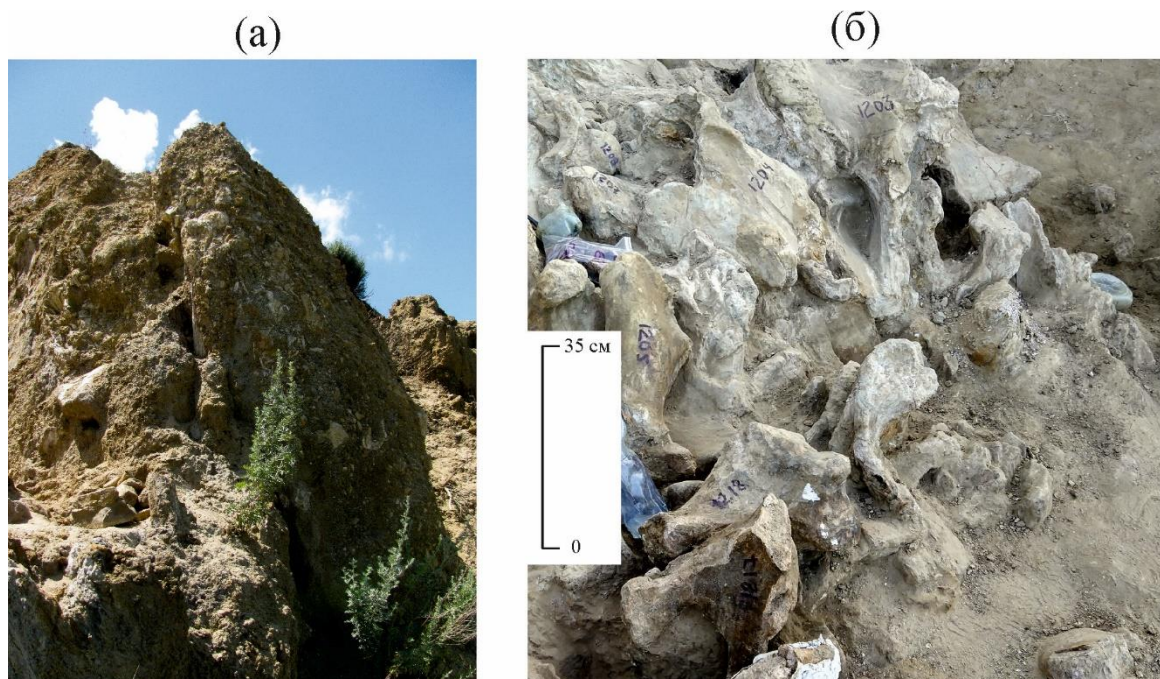


Рис. 21. Костеносное местонахождение Синяя балка. (а) – положение тела в разрезе, (б) – обнажение костей крупных млекопитающих в палеонтологическом раскопе. Фото автора

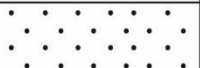
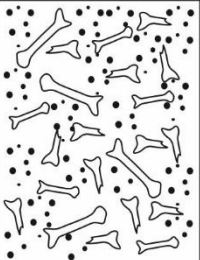
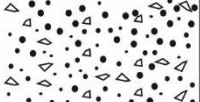


Таким образом, объем линзы можно оценить в 150–180 м³. Общая мощность ее разреза – до 6 м (таблица 4). Слои 2–4 обратно намагничены [Додонов и др., 2008б; Shchelinsky et al., 2010; Трубихин и др., 2017]. В современном виде линза представляет собой обособленное геологическое тело, перемещенное и, вероятно повернутое относительно своего первоначального залегания, т.е. образование типа скального оползня без существенной вторичной дезинтеграции.

Блок Восточный

Блок Восточный отделен от блока Богатыри непродолжительным задернованным интервалом и прослеживается на восток на 250 м. В западной части блока на границе толщи I с толщей II (~35 м над уровнем моря) найдены остатки мелких млекопитающих, сходные с находками в местонахождении Тиздар-2 [Додонов и др., 2008а]. Далее к востоку кровля толщи I (выходов *куальника*), как и поверхность увала, понижается, и обнажены толщи II и III, залегание которых близко к горизонтальному. Описаны два разреза этих отложений: западный (с.ш.

45°21'20.82"; в.д. 37°06'28.99") (таблица 5) и восточный (с.ш.45°21'20.61"; в.д.37°06'30.07") (таблица 6).

Таблица 4. Стратиграфическая колонка костеносной линзы. Составлена О.В. Гаюдаленок и С.А. Соколовым

Возраст	Слой	Мощность, м	Разрез	Описание
Q _{1k-3}	5	△		Песчаники рыхлые, разнозернистые, светло-серые, слоистые, с карбонатными конкрециями
	4	1.5–3.0		Костеносный слой, состоящий из костей и обломков костей разного размера (до 1 м), карбонатного щебня, глиняных окатышей и песчаного матрикса, местами карбонатизированного
	3	1.5		Выклинивающаяся на СЗ линза разнозернистого песка с щебнем, окатышами глины и мелкими обломками костей
	2	0.4–0.7		Конгломерато-брекчия с обильным песчаным матриксом, линзами песка и обломками костей
Q _{1g-k1}	1	0.2		Глины серые оскольчатые

Примечание. Гелазий–нижний калабрий (Q_{1g-k1}), средний-верхний калабрий (Q_{1k2-3}).

Определение возраста четвертичных толщ

Палеонтологические данные по кувальницким отложениям

По данным А.С.Тесакова, фауна местонахождений Тиздар-1 и Тиздар-2 толщи I блока Кермек включает в себя доминирующие остатки наиболее примитивных некорневых полевок *Allophaiomys deucalion* и архаичных *Lagurodon arankae* в сочетании с более редкими корнезубыми формами *Miomys* cf. *pliocaenicus*, *Pitimimys pitomyoides* и *Ellobius kujalnikensis* [Тесаков, 2004; Shchelinsky et al., 2010]. Эта фауна датирована поздним гелазием–ранним калабрием и в терминах биохронологии отождествляется с наиболее ранним бихарием и поздним псекупским комплексом.

Таблица 5. Стратиграфическая колонка западного обнажения блока Восточный. Составлена О.В. Гайдаленок и С.А. Соколовым

Возраст	Толща	Полярность	Слой	Мощность, м	Разрез	№ пм пробы	Описание
Q ₂	толща III		8	>2		—	Пески серые и рыжевато-серые с линзами грубообломочной брекчии в обильном песчаном матриксе.
			7	0.5		—	Грязевулканическая глина изменчивой мощности
Q _{1k2-3}	толща II	Хара-милльо	6	1.5		148	Переслаивание песков и песчаников, в разной степени сцементированных, в верхней части - пески с прослоями ожелезненных песчаников; В основании линза карбонатно-сульфатной породы. Песчаник светло-коричневый с сульфатно-карбонатным цементом и неокатанными обломками сидеритовых конкреций Песчаники среднезернистые, с ярозитом и ожелезнением в нижней части и обломками сидерита в верхней. Посередине невыдержанный по мощности прослой серой глины 1. Окремненный алевропелит с крупными стяжениями сидерита размером до 20 см; 0.15–0.2 м. Возможно, кора выветривания по толще I 2. Пески серые, грубозернистые, залегают в карманах поверхности толщи I; до 0.2 м. 3. Глины красновато-коричневые с карбонатными стяжениями; 0.15 м. Оскольчатые серые глины
			5	0.3		147	
			4	0.5		145	
			1–3	<0.5		142	
						141	
Q _{1g-k1}	толща I	—	—	>0.5		—	

Примечание. Интервалы намагниченности разреза: прямая намагниченность (черный фон), обратная намагниченность (точечный фон). Положение палеомагнитных проб (черные точки на разрезе). Возраст: гелазий–нижний калабрий (Q_{1g-k1}), средний-верхний калабрий (Q_{1k2-3}), средний плейстоцен (Q₂).

Таблица 6. Стратиграфическая колонка восточного обнажения блока Восточный. Составлена О.В. Гайдаленок и С.А. Соколовым

Возраст	Толща	Полярность	Слой	Мощность, м	Разрез	№ пм пробы	Описание
Q ₂	т III		6	0.7			Песок и слабосцементированный песчаник зеленовато-серый тонкозернистый
Q _{1k2-3}	толща II	Хара-милльо	5	0.9		129	Глины бурые с гипсовыми стяжениями, линзами и пропластками алевролита мощностью до 4 см
			4	0.5		128	Алевролит светло-желтый с гипсовым цементом.
			3	0.5		127	Глины бурые с гипсовыми стяжениями и песчаными конкрециями.
			2	0.4		126	Чередование алевролитов светло-желтых, загипсованных (прослой по 5 см) и глин зеленовато-серых (пропластки до 1 см)
			1	2.4		125	Ритмическое чередование глин зеленовато-серых и алевролитов светло-серых с послойным ожелезнением. Прослой глин имеют мощности 3–6 см, а алевролитов – до 15–20 см.
						124	
						122	
			121				
Q _{1g-k1}	толща I	—	—	>0.5		—	Оскольчатые серые глины

Примечание. Интервалы намагниченности разреза: прямая намагниченность (черный фон), обратная намагниченность (точечный фон). Положение палеомагнитных проб (черные точки на разрезе). Возраст: гелазий–нижний калабрий (Q1g-k1), средний-верхний калабрий (Q1k2-3), средний плейстоцен (Q2).

Вместе с тем, намечаются небольшие различия фауны Тиздара-1 и Тиздара-2. Для Тиздара-1, а также для фауны «рыбной линзы» блока Богатыри характерно сочетание примитивной полевки *Allophaiomys deucalion* и достаточно многочисленных корнезубых полевок *Borsodia* и *Mimomys* при наличии *Lagurodon arankaе*, тогда как в Тиздаре-2 доминируют *Allophaiomys deucalion* и *Lagurodon arankaе*, а доля корнезубых полевок снижена [Додонов и др., 2008а; Тесаков, 2004].

Возраст ассоциаций мелких млекопитающих изученных разрезов устанавливается по стадиям эволюции грызунов подсемейства полевок. В большинстве костеносных горизонтов *верхнекуяльницких* отложений (толща I) присутствуют остатки полевки *Allophaiomys deucalion*, морфологически наиболее архаичной формы серых полевок с мимомисной дифференциацией эмали коренных зубов [Tesakov, 1998]. *A. deucalion* появляется в геологической летописи Северной Евразии и Северной Америки практически одновременно в результате трансконтинентальной миграции из пока не установленного азиатского центра на рубеже гелазия и калабрия в интервале 2–1.7 млн лет. Представляется достоверным относить ее ко времени до эпизода Олдувей [Тесаков, 2004; Martin et al., 2008]. В базальном слое толщи II (местонахождение Родники-1) найдены остатки более прогрессивной формы серой полевки *Allophaiomys ex gr. pliocenicus* [Додонов и др., 2008а], указывающей на возраст вмещающих отложений в интервале раннего-среднего калабрия. Согласно А.С. Тесакову, в терминах региональной биохронологии Восточной Европы микротериофауны толщи I относятся к региональной биозоне MQR11 (Тиздар-1, Рыбная линза) и MQR10-11 (Кермек, Тиздар-2, граница выходов *куяльника* и вышележащей толщи II в шурфе Родники-2 и восточнее костеносной линзы), а уровень базального слоя Родников-1 и костеносной линзы Синяя Балка – к региозоне MQR8 [Тесаков, 2004].

Палинологическая характеристика отложений толщи I получена А.Н. Симаковой (ГИН РАН) для блока Кермек. Интерпретация палиноспектров осложнена тем, что разрезы расположены в зоне деформации и проявлений грязевого вулканизма. Образцы отобраны из алевроитов, песков и глин. Концентрация палиноморф в алевроитах и песках слабее, чем в глинистых прослоях. В спектрах основания разреза Кермек доминируют травы – *Artemisia*, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, а древесная группа, составляющая 25% от общего состава спектров, представлена зернами *Pinus*, *Tsuga*, *Podocarpus*, *Salix*, *Ulmus*, *Juglans*, *Liquidambar*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, что указывает на широкое развитие лугово-степных ландшафтов. В спектрах из залегающих выше алевроитов с прослоями песков увеличивается количество пыльцы деревьев, в основном *Pinus* и *Betula*. Присутствуют зерна *Tilia*, *Corylus*, *Quercus*, *Carpinus*. В травянистой группе доминируют *Chenopodiaceae*. Растительность приобретает мезофильный характер – расширяются ареалы хвойно-широколиственных лесов.

Спектры из залегающих еще выше песков содержат разнообразный состав трав (до 50–60%) – *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Asteraceae*, *Artemisia*, *Polygonaceae*, *Valerianaceae*, *Polygonaceae*, *Plumbaginaceae*, *Typha*, *Azolla*. В древесной группе доминируют сосны. Единично присутствует пыльца *Tsuga*, *Abies*, *Carya*, *Tilia*, *Acer*, *Fagus*, *Liquidambar*, *Quercus*, *Carpinus*, *Sorbus*. На территории были развиты лесостепные ландшафты, представляющие собой сочетание луговых степей и хвойно-широколиственных лесов. Наличие околородной растительности указывает на существование слабопроточных водоемов.

В алевроитах и песках встречены диноцисты – *Systematosphora spp*, *Spiniferites*

Состав палиноспектров и фитопланктона указывает, по мнению А.Н. Симаковой, на плиоцен–раннеплейстоценовый (гелазий?) возраст отложений толщи I блока Кермек [Болиховская, 1995; Изменение..., 1999; A stratigraphic..., 1992], когда территория Западного Предкавказья представляла собой лесостепные ландшафты, где сочетались луговые степи и хвойно-широколиственные леса [Shshelinsky et al., 2016].

n

y

a

Фауна моллюсков местонахождения Кермек (слой 6 толщи I), изученная П.Д. Фроловым, представлена формами: *Teodoxus* sp., *Fagotia esperi*, *F. acicularis*, *Parafossarulus* sp. (operculum), *Bithynia* sp. (operculum), *Lithoglyphus* sp., *Viviparus* sp., *Limax* sp., *Dreissena polymorpha*, *Margaritifera arca*, *Bogatschevia* ex gr. *sturi*. По присутствию унионид из родов *Margaritifera* и *Bogatschevia* эту фауну можно сопоставлять с выделенными А.Л. Чепалыгой [Стратиграфия СССР, 1982] бошерницким и несмеяновским комплексами, которые он коррелировал с *нижним* и *средним апшероном* (калабрием). Он же указал в местонахождении Кермек находку *Apsheronia* cf. *propinqua* – вида-индекса *апшеронского* региояруса раннего плейстоцена Каспийского бассейна [Трубихин и др., 2017]. Полученные данные подтвердили эту важную находку.

По мнению ряда исследователей, например, в работе [Богачев, 1961], апшеронская фауна могла мигрировать в Каспийский бассейн из Черноморско-Азовского; другие же [Попов, 1970; Стратиграфия СССР, 1982; Krijgsman et al., 2019] полагают происхождение этой фауны от акчагыльских (*акчагыл* – каспийский возрастной аналог *куяльника*) предков или ее полигенность. До сих пор изолированные находки апшеронских моллюсков в Азовском бассейне были известны в буровых скважинах долины р. Маныч [Богачев, Евсеев, 1939; Попов, 1970] и в районе г. Ейск. В последнем местонахождении раковины *Apsheronia propinqua* были найдены на глубине 41 м совместно с *Bogatschevia sturi* [Богачев, Евсеев, 1939; Попов, 1970]. Обнаружение рода *Apsheronia* на Таманском полуострове подтверждает, по мнению П.Д. Фролова, гипотезу о миграции в позднекуяльницкое время некоторых элементов апшеронской фауны из Черноморско-Азовского бассейна.

Комплекс моллюсков, найденный в местонахождении Кермек, учитывая его выраженный пресноводный характер, П.Д. Фролов считает возможным соотнести с пресноводной фауной из скважины № 15 Чегерчинской мульды на Керченском полуострове – с Тюп-Джанкойскими слоями или с вышележащими отложениями лиманного типа с преимущественно пресноводными моллюсками, которые условно называют гурийскими слоями, хотя типично гурийские формы в них не

встречены [Эберзин, 1947; Семененко, 1987]. Тюп-Джанкойские слои отнесены к верхам *куяльника*, а для *гурийских* слоев скважины № 15 предположена корреляция с *атиероном*, т.е. калабрием [Семененко, 1987]. Пыльцевые данные из куюльницких отложений скв. № 15 сходны с палинологическими спектрами из толщи I блока Кермек, хотя в последних более разнообразен состав листовых деревьев, а спектры из гурийских слоев скважины № 15 [Семененко, 1987] сходны, скорее, со спектрами из разрезов Синяя Балка/Богатыри и Родники [Додонов и др., 2008а; Додонов и др., 2008б; Shchelinsky et al., 2016].

Совместный анализ новых и ранее полученных палеонтологических материалов из *верхнекуяльницких* отложений, т.е. толщи I блока Кермек (мелкие млекопитающие, моллюски, пыльца и микрофлора) определяют возраст находок в интервале 1.8–2.1 млн лет.

Интерпретация новых данных магнитостратиграфии

Использование данных магнитостратиграфии, полученных в результате работ 2017–2018 гг. для уточнения возраста выделенных толщ, осложнено присутствием в разрезах грязевулканических глин и глинистых алевроитов, нередко с гравийными обломками пород различного возраста. Палинологические спектры из таких глин содержат пыльцу миоценового и раннеплиоценового возраста [Ананова, 1974; Щекина, 1979; Филлипова, 2005] и смешанный палеоген–неогеновый комплекс динофлагеллят. Так, первое появление динофлагеллят *Achomosphaera andalusiensis* отмечается ~13 млн лет и *Galeoacysta etrusca* – 8 млн лет назад [Magyar et al., 1999], а *Deflandrea phosphoritica* и *Wetzeliella spp.* исчезают в раннем миоцене и *Hystrichosphaeropsis obscura* – в позднем миоцене [Филиппова, 2005; Munsterman, Brinkhuis, 2004; Popov et al., 2016; Warny, Wrenn, 2002]. Присутствие большого количества переотложенной пыльцы и фитопланктона указывает, по мнению А.Н. Симаковой, на грязевулканическое происхождение глин. Они могут слагать не только потоки, но и силлоподобные тела, более молодые, чем вмещающие породы. Из-за быстроты и своеобразия образования потоков их намагниченность может отличаться от палеомагнитных характеристик соответствующей эпохи. По этим причинам были исключены грязевулканические породы из рассмотрения и

получены следующие результаты (Рис. 22а, б – схема корреляции блоков разделена на два рисунка для наибольшей читаемости текста).

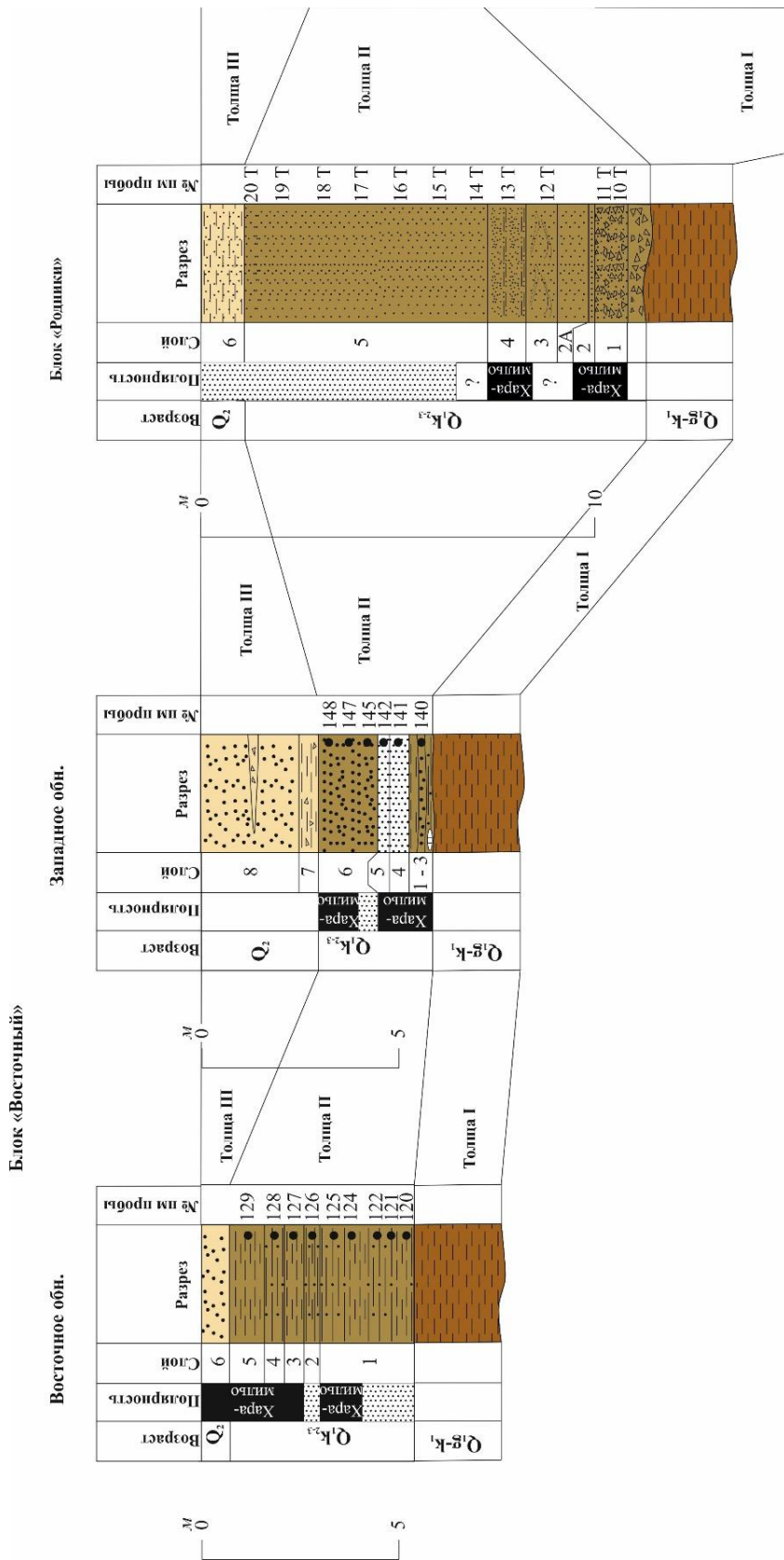


Рис. 22а. Схема стратиграфическая корреляция блоков. Составлена О.В. Гайдаленок и С.А. Соколовым. 1 – пески; 2 – глины; 3 – алевролиты; 4 – галька и гравий; 5 – дресва и щебень; 6 – мергель; 7 – мергель; 8 – ожелезнение; 9 – фаунистические и археологические находки: а – каменные орудия, б – остатки мелких млекопитающих, в – остатки крупных млекопитающих, г – моллюски; 10 – намагниченность пород (характеристики намагниченности грязевулканических пород удалены): а – прямая, б – обратная. В блоке «Родники» буква «Т» для образцов магнитостратиграфии – определение В.М. Трубихина [Трубихин и др., 2017]

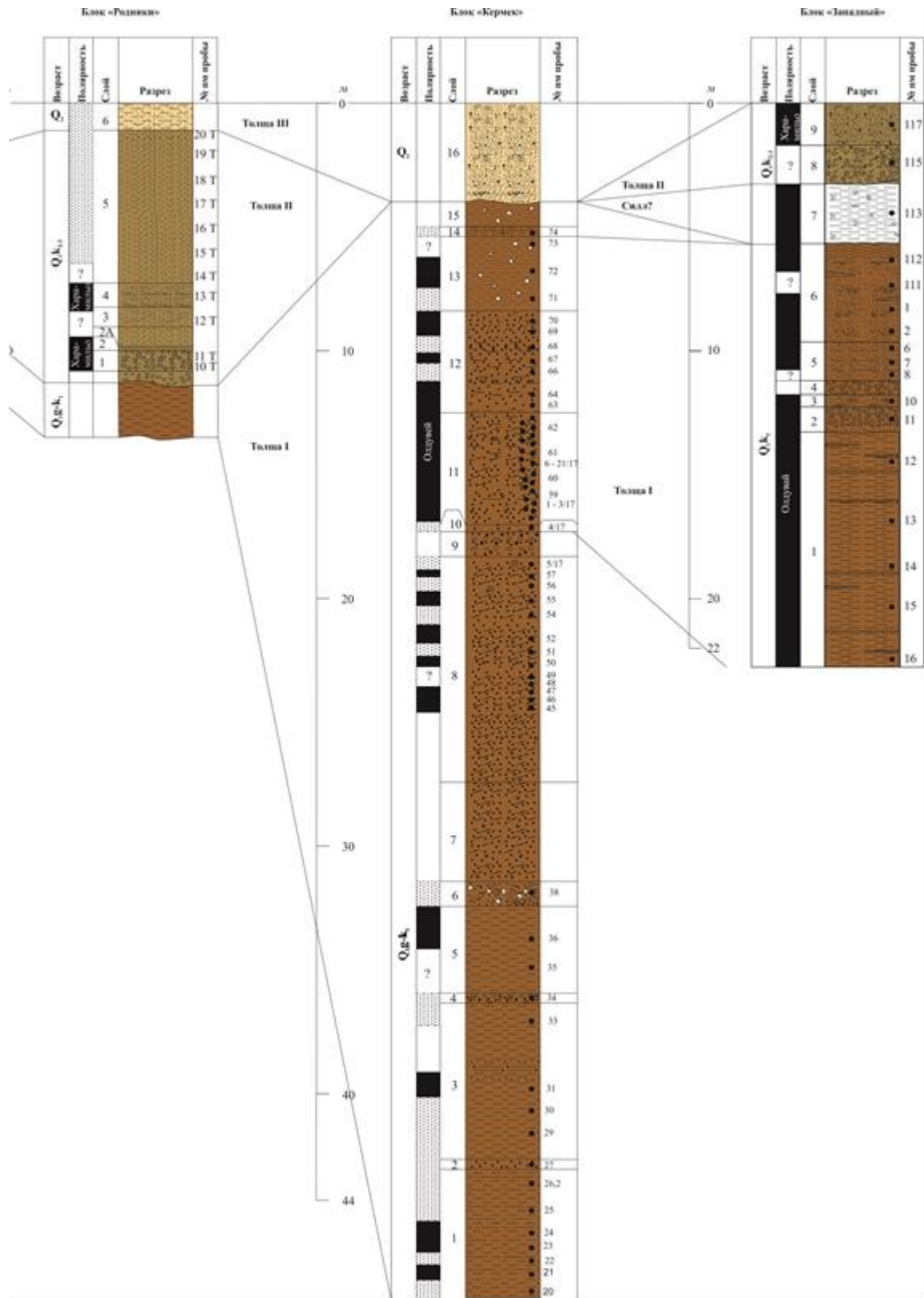


Рис. 226. Схема стратиграфическая корреляция блоков. Составлена О.В. Гайдаленок и С.А. Соколовым. 1 – пески; 2 – глины; 3 – алевролиты; 4 – галька и гравий; 5 – дресва и щебень; 6 – песчаник; 7 – мергель; 8 – ожелезнение; 9 – фаунистические и археологические находки: а – каменные орудия, б – остатки мелких млекопитающих, в – остатки крупных млекопитающих, г – моллюски; 10 – намагниченность пород (характеристики намагниченности грязевулканических пород удалены): а – прямая, б – обратная

В толще I блока Кермек слои 1–4 и 6 обратно намагничены (слой 5 исключен, поскольку взятые из него образцы могут представлять грязевулканические образования). Слой 11 и низы слоя 12 показывают устойчивую нормальную полярность. Ниже слоя 11 характеристики намагниченности переменны, и лишь низы слоя 8 показывают устойчивую нормальную полярность. Начиная со средней части слоя 12 и выше преобладает обратная полярность с интервалом нормальной полярности вверху слоя 12.

Таким образом, в разрезе *куяльницких* отложений блока Кермек среди обратно намагниченных пород выделяется интервал нормальной намагниченности, который, исходя из палеонтологических данных и сопоставления с палеомагнитными разрезами буровых скважин Керченском п-ова [Певзнер, 1989; Семеновко, 1987], отождествляется с палеомагнитным эпизодом Олдувей (см. рис. 5). Местонахождения Тиздар-1 (слой 4) и Кермек (слой 6) расположены ниже интервала прямой полярности, т.е. древнее возраста нижней границы эпизода Олдувей, которая оценивается в интервале 1.93–1.95 млн лет [Simon et al., 2018]. Местонахождение Тиздар-2 (слой 9) находится в нижней части этого интервала, где прямая полярность чередуется с обратной. Обратно намагниченная верхняя часть разреза *куяльника*, расположенная выше нормально намагниченного интервала разреза, моложе 1.77 млн лет и принадлежит низам калабрия, где вверху слоя 12 выделяется узкий интервал нормальной полярности, возможно, соответствующий палеомагнитному эпизоду Гилса (1.68 млн лет) [Simakova, 2009; Channell, 2017]. Корреляция верхов *куяльника* с уровнем эпизода Олдувей была ранее установлена в ряде разрезов Гурии и Керченского полуострова [Певзнер, 1989].

Разрез блока Западный испытал более интенсивное воздействие грязевого вулканизма. Оно проявилось не только в обилии грязевулканических глин, но и в минерализации отложений, в частности, ожелезнении, которое могло изменить магнитные характеристики, из-за чего их интерпретация является предположительной. Все образцы из этого разреза показали нормальную полярность, но происхождение ее может быть различной. Пески со слоями конгломерато-брекчий средней части разреза (слои 1–6) наклонены под углами 14–

15° и сходны с песками нормально намагниченной средней части разреза блока Кермек, отождествляемой с палеомагнитным эпизодом Олдувей. Пески верхней части разреза (слои 8 и 9), залегающей полого (4°) и с азимутальным несогласием на средней части, могут соответствовать нижним слоям песков разреза Родники, также намагниченным нормально и сопоставляемым с палеомагнитным эпизодом Харамильо.

Оба описанных разреза блока Восточный расположены выше *куяльницких* глин, т.е. относятся к толщам II и III. Более определенные палеомагнитные данные получены для восточного разреза, большая часть которого сложена глинами и алевритами (см. табл. 6). Нижняя часть слоя 1 и слой 2 характеризуются обратной полярностью, а верхи слоя 1 и слои 3–5 – нормальной. Вероятно, они представляют толщу II и могут быть сопоставлены с эпизодом Харамильо и более ранней частью эпохи Матуяма. Слои 1–6 западного разреза (см. табл. 5) по облику и показателям намагниченности сходны с частью восточного разреза, сопоставляемой с эпизодом Харамильо. Пески слоя 6 восточного разреза, слоя 8 и, возможно, верхов слоя 6 западного разреза могут относиться как к толще II, так и к толще III.

Комплексная оценка возраста костеносной линзы

При оценке возраста костеносной линзы как геологического образования не затрагивается проблема источника и возможной причины накопления костей [Верещагин, 1957; Вангенгейм и др., 1991; Додонов и др., 2008а; Щелинский, Кулаков, 2007]. Стоит заметить лишь сомнительность предположения, что кости были перенесены грязевулканическим потоком. Такие потоки состоят из неслоистой темной глины и глинистого алеврита с редкими камнями, а кости залегают в гравийно-песчаном матриксе с каменными обломками, и отложения линзы обладают слоистостью, хотя и нечеткой.

Раннепалеолитические артефакты были обнаружены в костеносной линзе (местонахождение Синяя Балка/Богатыри) и в 80 м к западу от нее в базальном грубообломочном слое разреза песков толщи II, залегающей на глинах *куяльника* (местонахождение Родники) [Щелинский, Кулаков, 2007; Shchelinsky et al., 2010], а затем в толще I блока Кермек в 250 м к востоку от устья Синея балки

(местонахождение Кермек) [Щелинский, 2015]. Первоначально кермекская индустрия определялась как олдован, а сходные между собой артефакты местонахождений Синяя Балка/Богатыри и Родники рассматривались как Таманская индустрия [Shchelinsky et al., 2016], для которой было предложено определение «архаичный ашель», сочетающий черты олдована и раннего ашеля. Позднее все местонахождения были отнесены к Таманской раннеашельской индустрии и выделены два этапа ее развития: первый – комплекс местонахождения Кермек, второй – комплексы местонахождений Родники и Богатыри/Синяя Балка [Shchelinsky et al., 2018]. Обе предложенные интерпретации указывают на стратиграфическое единство костеносной линзы и базального слоя толщи II разреза Родники и их более молодой возраст по сравнению со слоем 6 толщи I, в котором найдена кермекская индустрия.

Костеносная линза местонахождения Синяя Балка/Богатыри несогласно перекрывает глины *куяльника* (толщу I) и характеризуется обратной намагниченностью [Додонов и др., 2008б; Shchelinsky et al., 2010; Трубихин и др., 2017], т.е. принадлежит толще II. Толща II блока Родники также несогласно перекрывает толщу I [Додонов и др., 2008а; Shchelinsky et al., 2010]. Пески, слагающие эту толщу, характеризуются нормальной намагниченностью в нижней (~4 м) и обратной намагниченностью в вышележащей (5.5–6 м) частях разреза и сопоставлены, соответственно, с палеомагнитным эпизодом Харамильо и более молодой частью палеомагнитной эпохи Матуяма, охватывающими в целом возрастной диапазон 0.78–1.07 млн лет [Трубихин и др., 2017]. Данные о намагниченности базального слоя толщи II отсутствуют.

При попытке сопоставления грубообломочной костеносной линзы Синей Балки с разрезами толщи II блоков Родники и Восточный автор столкнулся с отсутствием в разрезах этих блоков грубообломочных отложений. Они есть только в базальном слое разреза Родники, где найдены единичные обломки костей [Shchelinsky et al., 2010]. Костеносная линза характеризуется обратной намагниченностью и, следовательно, не может быть сопоставлена с палеомагнитным эпизодом Харамильо. Поскольку базальный слой разреза Родники

залегает под песками, сопоставляемыми с эпизодом Харамильо, авторы статьи [Тесаков и др., 2019] считают наиболее вероятным, что костеносная линза также древнее этого эпизода. С таким заключением согласуется предположение о том, что мелкие млекопитающие, найденные в базальном слое разреза Родники-1 и костеносной линзе, не моложе среднего калабрия [Додонов и др., 2008a]. К подобному выводу пришли также исследователи на основе анализа фауны крупных млекопитающих местонахождения Синяя Балка/Богатыри, которая сопоставляется с начальным этапом таманского комплекса [Титов, Тесаков, 2009; Титов и др., 2012].

Корреляция костеносной линзы с базальным слоем разрезов Родники-1 и Родники-2 подтверждается палинологическими данными А.Н. Симаковой. Наиболее сходны спектры из заполнения костей слоя 4 и базального слоя Родников, в которых заметное место занимает пыльца вязовых и ореховых деревьев, что отмечено и для *гурийских* отложений Западной Грузии [Шатилова, 1974; Shatilova et al., 2011]. Вместе с тем, в спорово-пыльцевых спектрах из матрикса брекчии костеносной линзы резко возрастает количество переотложенной раннеплиоценовой пыльцы и присутствуют диноцисты, характерные для мелководных солоноватоводных бассейнов, что может быть связано с вторичным захоронением костных остатков млекопитающих. Полученные спектры показывает, что во второй половине калабрия здесь существовал аридный климат и преобладала лесостепная растительность [Simakova, 2009].

Этапы четвертичной тектонической деформации района пос. За Родину

Выделенные плейстоценовые толщи разделены поверхностями несогласий и отражают разные стадии развития структуры. При этом толща III и поверхность увала очерчивают пологую антиклиналь запад-северо-западного простирания; толща II также залегает полого, но переменчива по мощности и заполняет неровности эродированного рельефа поверхности дислоцированной толщи I. Важные сведения об истории формирования структуры дает анализ современного высотного положения выходов толщ. Высота поверхности увала, в береговых обрывах которого вскрыты описанные обнажения, изменяется в продольном

направлении. Она максимальна возле костеносной линзы (~38 м) и понижается на запад к Синей балке и на восток к с. Пересыпь. Кровля *куяльницкой* толщи I находится примерно на одном уровне (21–22 м) в блоках Кермек и Родники. При этом толща II распространена неповсеместно. Она отсутствует в блоке Кермек, где на *куяльницких* отложениях залегает толща III в относительно грубообломочных фациях мощностью до 5 м. В блоке Родники толща II достигает мощности 10–11 м и представлена прибрежно-морскими песками, а толща III редуцирована до 1–2 м и сложена преимущественно суглинками, которые залегают и в верхах толщи III блока Кермек. Поверхность толщи I достигает 35 м восточнее костеносной линзы на западе блока Восточный и, вероятно, в блоке Богатыри. Таким образом, от блока Родники к блоку Богатыри на их границе происходит резкий подъем поверхности толщи I на 13–14 м. От этого участка она понижается к востоку до уровня моря.

Выше показано, что костеносная линза мощностью до 6 м сформировалась, скорее всего, одновременно с базальным слоем толщи II разреза блока Родники. Возможно, она заполнила овраг, врезанный в поверхность *куяльницких* отложений [Вангенгейм и др., 1991; Несмеянов и др., 2010]. Базальные слои толщи II блока Родники и костеносной линзы содержат обломки раковин, а вышележащая часть толщи II разреза Родники представляет собой прибрежное образование дюнного типа. Таким образом, толща II блока Родники отлагалась вблизи уровня моря, а овраг, в котором накопилась костеносная линза, раскрывался на тот же уровень, по крайней мере, в начале накопления линзы. Следовательно, поднятие поверхности отложений *куяльника* в блоке Богатыри и на западе Восточного блока произошло раньше накопления костеносной линзы и толщи II. Граница между поднятым восточным и опущенным западным блоками узкая и, вероятно, соответствует разлому. Поднятие поверхности *куяльника* отражает в ослабленной мере (из-за эрозии перед отложением толщи II) смещение самой *куяльницкой* толщи I, чем объясняется тот факт, что в толще *куяльника* блока Богатыри и западной части Восточного блока повторяется та же эволюция фауны мелких млекопитающих, какая выявлена в блоке Кермек от Тиздара-1 к Тиздару-2. Вблизи костеносной линзы и непосредственно к востоку от нее залегавшая выше костеносной линзы

часть толщи II и толща III редуцированы до первых метров. Это означает, что поднятие и ограничивающий его разлом продолжали развиваться. С движениями по разлому, скорее всего, сейсмогенными, может быть связано обрушение костеносной линзы типа скального оползня. Восточнее толщи II и III постепенно погружаются, а их мощность возрастает. Вблизи с. Пересыпь толща III достигает пляжа и далее к востоку слагает весь береговой уступ.

На основе определений возраста выделенных толщ и их отдельных горизонтов и выявленных структурных соотношений восстанавливается следующая последовательность событий. Представленная на рассматриваемой территории верхняя часть *куальницкой* толщи накапливалась в условиях мелководного бассейна пониженной солености в гелазии и самом начале калабрия. В интервале времени ~1.7–1.3 млн лет (ранний–средний калабрий) она была деформирована и нарушена разломами, в частности, блок Богатыри и западная часть блока Восточного поднялись относительно блока Родники по разлому, а западная часть блока Кермек поднялась аналогичным образом относительно блока Западный, где деформация этого времени обусловила азимутальное и угловое несогласие между толщами I и II. На части территории возник холмистый рельеф. В овраге, прорезавшем поднятый блок Богатыри, в среднем калабрии (до палеомагнитного эпизода Харамильо) накопились костеносные отложения. В позднем калабрии (палеомагнитный эпизод Харамильо и конец палеомагнитной эпохи Матуяма) в блоке Родники и на большей части Восточного блока отлагались прибрежно-морские осадки (толща II). Не исключено, что они покрывали и Кермекский блок, но были размыты до отложения толщи III, когда имел место очередной импульс тектонических движений. Возможно, именно в это время продолжавшиеся сейсмогенные (?) движения по разлому между блоками Богатыри и Родники привели к отседанию и развороту костеносной линзы типа скального оползня, при которых амплитуда ее вертикального смещения не превысила первых метров. В среднем плейстоцене произошло сглаживание рельефа. Вблизи эродировавшихся поднятий накопились относительно грубообломочные отложения. Поверхность

покрыли субаэральные суглинки. Сформировалась пологая Зародинская антиклиналь, продолжающая развиваться до сих пор.

Заключение о развитии антиклинали пос. За Родину

Залегающая в основании разреза рассматриваемой части азовского побережья Таманского полуострова толща I *верхнекуяльницких* глин, алевроитов и песков содержит фауну солоновато-водных моллюсков и мелких млекопитающих, датирующую эту толщу в интервале около 1.8–2.1 млн. лет. Палеомагнитные данные показывают, что отложение толщи началось до эпизода Олдувей и закончилось вскоре после него. Местонахождение мелких млекопитающих Тиздар-1 и комплексное местонахождение Кермек, где наряду с моллюсками и мелкими млекопитающими обнаружены многочисленные артефакты каменной индустрии раннего палеолита, находятся в обратно намагниченных отложениях ниже слоев, сопоставляемых с эпизодом Олдувей, т.е. древнее 1.95 млн. лет. Местонахождение мелких млекопитающих Тиздар-2 приурочено к обратно намагниченной части разреза, которая расположена ниже устойчиво намагниченных пород, отождествляемых с эпизодом Олдувей, среди отложений, показывающих переменную магнитную полярность. Поэтому Тиздар-2 принадлежит слою, который соответствует либо началу эпизода Олдувей, либо концу предшествовавшей части эпохи Матуяма.

В раннем–среднем калабрии, после завершения формирования толщи I, она была смята с углами наклона до 70° и нарушена разломами, в результате чего в части района возник холмистый рельеф. В среднем калабрии (до палеомагнитного эпизода Харамильо) в овраге, врезанном в толщу *куяльника*, накопились костеносные отложения, которые позднее, возможно, из-за сейсмического воздействия, испытали отседание и были повернуты относительно первоначального положения, образовав изолированное скопление костей крупных млекопитающих, ставшее стратотипом таманского комплекса. К этому скоплению и коррелируемому с ним базальному горизонту соседнего разреза Родники приурочены местонахождения артефактов таманской раннеашельской индустрии и остатков мелких млекопитающих, предположительно относимых к среднему

калабрию. В конце калабрия отложились прибрежно-морские пески и глины переменной мощности, которые были смещены по разломам. Затем произошло выравнивание рельефа. В среднем плейстоцене район перекрыли субаэральные суглинки и местами (в участках сохранявшихся контрастов рельефа) более грубообломочные отложения. Тогда же началось и продолжается до сих пор формирование пологой Зародинской антиклинали запад-северо-западного простирания, южное крыло которой плавно погружается к Ахтанизовскому лиману, а северное крыло подвергается морской абразии и оползает, образуя систему береговых обрывов.

На всех стадиях развития структуры региона она подвергалась воздействию грязевого вулканизма, интенсивность которого возрастает в западном направлении к оврагу Синяя балка. Оно проявилось в повышенной минерализации и обильных продуктах грязевулканических извержений в виде послойных потоков и силлов разного возраста и скоплений в эрозионных понижениях, которые возникли по зонам тектонических нарушений, разобщивших осадочные толщи на отдельные блоки.

2.3.3. Геологическое строение синклинали Таманского залива по данным непрерывного сейсмического профилирования

Летом 2018 г. коллегами из ООО «МГ-Сервис» под руководством А.А. Шматкова были проведены сейсмоакустические исследования через Таманский залив к северу от развалин античной Фанагории. Съемка проводилась по методике непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП). В качестве источника упругих колебаний использовался излучатель типа "бумер". Во время опытно-методических работ была выбрана энергия 200 Дж и интервал возбуждения 500 мс. Для приема и регистрации отраженных волн использовалась 16-разрядная сейсмическая станция и одноканальная сейсмическая коса (Applied Acoustic Engineering), которая буксировалась за источником упругих колебаний таким образом, что центр группы располагался на расстоянии 3 метров от центра излучателя. С учетом небольшой глубины акватории (не более 4 метров) это позволило обеспечить регистрацию отраженных волн без интерференции с прямой

волной. Более подробное описание методики приведено в работе [Гайдаленок и др., 2019].

С использованием данного метода получено 15 профилей, наибольшая длина профиля составила 5 км (профиль АА' на рис. 23). Интерпретация профиля АА' выполнена автором диссертации.



Рис. 23. Схема расположения линий профилей в акватории Таманского залива: АА' – НСП-профиль; аа' – профилографа; ВВ' – геологический. Оси антиклинальных складок. Составлена автором по [Государственная..., 2000в]. Основа: снимок Google Earth [Google..., 2018]. Обозначено: ах – Ахтанизовская, фн – Фанагорийская, фт – Фонталовская. Звездочкой отмечено местоположение древнего города Фанагория

В депрессии Таманского залива на глинистых породах *майкопской* серии олигоцен–нижнемиоценового возраста мощностью до 3 км залегает комплекс неогеновых отложений мощностью до 2 км [Государственная..., 2000в], перекрытый четвертичными отложениями (Рис. 24). В западной части Таманского залива (профиль ВВ' на рис. 23) мощность последних достигает 100 м. Их разрез таков (сверху–вниз) [Корсаков и др., 2013]:

1. Поверхность *новочерноморских* морских отложений (голоцен) представляет *современный* рельеф дна Таманского залива. Абсолютные отметки подошвы отложений составляют от -9.1 до -15.3 м [Корсаков и др., 2013]. Гравий, пески, глины, алевриты, илы, ракушечники;

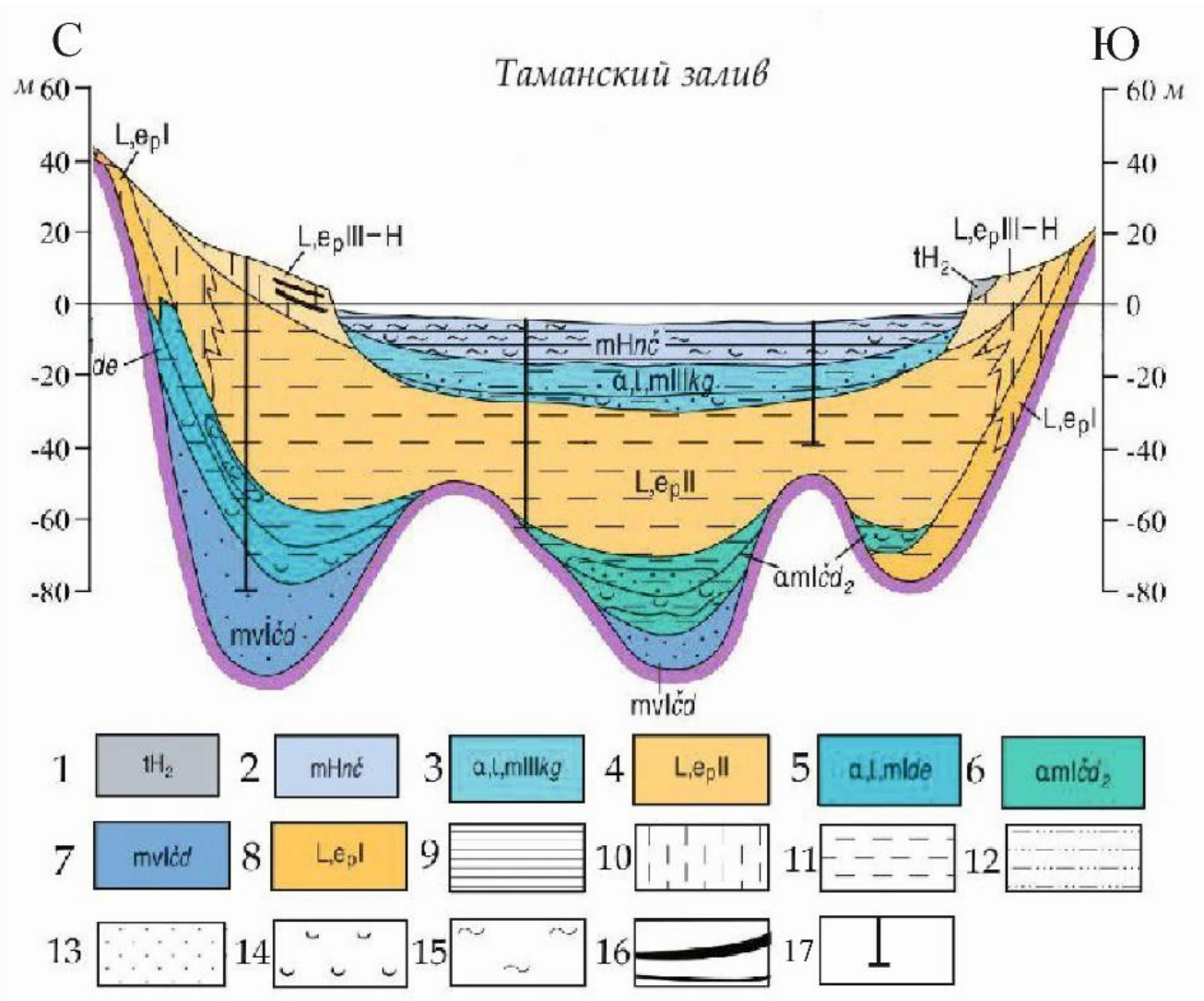


Рис 24. Схематический геологический профиль западной части Таманского залива [Государственная..., 2006] (см. линия ББ' на рис. 23). Голоцен (1–2): 1 – техноген позднеголоценовый. Насыпные суглинки, глины с включениями остатков антропогенной утвари, черепков посуды, кухонных отходов и пр. (1–3 м); 2 – *новочерноморский* мариний. Гравий, пески, глины, алевриты, илы, ракушечники (до 10–30 м); неоплейстоцен (3–8 м): 3 – *карангатский* аллювий, лимний и лимномариний. Глины, пески, ракушечники (до 15–20 м); 4 – *лессово-почвенная* формация. Суглинки, глины, супеси, ископаемые почвы (до 37 м); 5 – *древнезвксинский* аллювий, лимний и мариний. Гравийно-галечники, пески, глины, алевриты (до 30–40 м); 6 – *верхнечаудинский* аллювиомариний. Пески, глины, ракушечники (от 3 до 35 м); 7 – *нижнечаудинский* морской ундалювий. Гравийные пески, конгломераты, глины, супеси, алевриты, ракушечники (от 2–3 до 30–35 м); 8 – *лессово-почвенная* формация. Суглинки, глины, супеси, ископаемые почвы (от 10 до 37 м); 9 – ленточные глины, алевриты; 10 – *лессы*, *лессовидные* суглинки; 11 – глины; 12 – супеси; 13 – пески; 14 – ракушечники; 15 – илы; 16 – *погребенные* почвы и *педокомплексы*; 17 – *расположение* буровых скважин

2. *Карангатские* аллювиальные и прибрежно-морские отложения (верхний неоплейстоцен). Глины, пески, ракушечники (мощность в Таманском заливе достигает 15 м);

3. Лессово-почвенные отложения (средний неоплейстоцен) имеют широкое площадное развитие в Таманском заливе. Суглинки, глины, супеси, ископаемые почвы (мощность до 37 м);
4. *Древнеэвксинские* аллювиальные и озерно-морские отложения (средний неоплейстоцен) слагают северную часть депрессии Таманского залива. Представлены гравийно-галечниками, песками, глинами, алевритами (мощность до 30–40 м);
5. *Верхнечаудинские* аллювиально-морские отложения (нижний неоплейстоцен) слагают глубокие части Таманского залива. Пески, глины, ракушечники (мощность от 3 до 35 м);
6. *Нижнечаудинские* морские волновые отложения (нижний неоплейстоцен) слагает наиболее глубокие части Таманской депрессии. Гравийные пески, конгломераты, глины, супеси, алевриты, ракушечники (мощность от 2–3 до 30–35 м);
7. Лессово-почвенные отложения (нижний неоплейстоцен) слагают южную часть Таманской депрессии. Суглинки, глины, супеси, ископаемые почвы (мощность от 10 до 37 м).

По данным НСП, проведенном в восточной части Таманского залива, были выделены 3 сейсмоакустических комплекса (рис. 25). Подошва комплексов 1 и 2 выделена по угловому несогласию рефлекторов, выделяемых под ними в краевых частях акватории. Мощность комплексов 1 и 2 составляет около 15 м каждый. Подошва комплекса 1 также определена по данным профилографа (рис. 26). Внутри комплексов выделены устойчивые плоские отражения. Комплекс 3 хорошо стратифицирован, имеет сильные отражения, угловых несогласий внутри комплекса не наблюдается. Акустическим фундаментом, ниже которого не удастся выделить какие-либо горизонты, является фрагмент разреза на глубине 80–90 м (см. рис. 25).

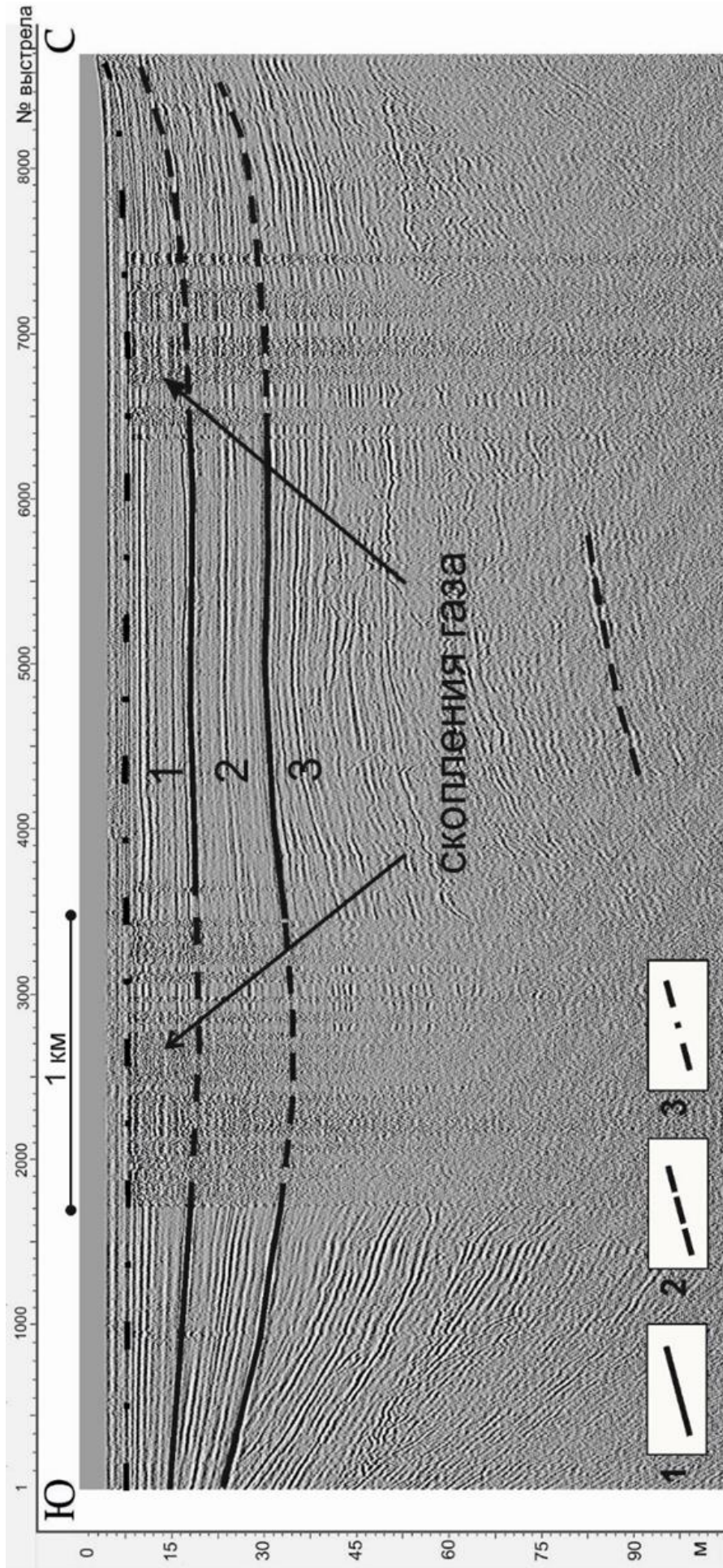


Рис 25. Сейсмокомплексы и скопления газа на профиле НСП. Профиль АА' на рис. 21. Выполнено О.В. Гайдаленок. Границы сейсмокомплексов: 1 – достоверные; 2 – предполагаемые; 3 – граница флюидоупорного горизонта. Цифры в кружках – сейсмокомплексы (описание см. в тексте)

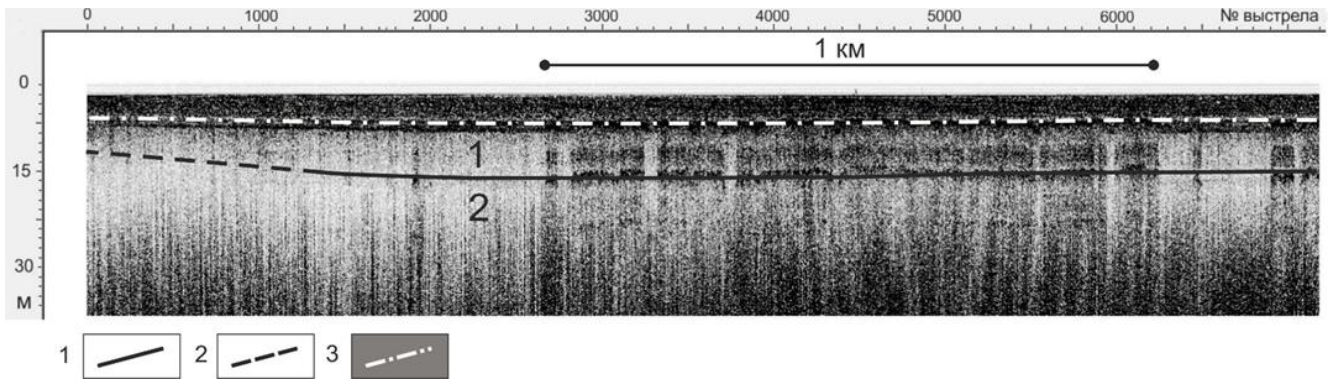


Рис 26. Сейсмокомплексы и скопление газа на профилограмме. Профиль aa' на рис. 21. Выполнено О.В. Гайдаленок. Границы сейсмокомплексов: 1 – достоверные; 2 – предполагаемые; 3 – граница флюидоупорного горизонта

Геологический профиль расположен примерно в 5 км к западу от линии сейсмоакустических работ (см. рис. 23). Это затрудняет корреляцию сейсмических и геологических данных. Предположительно, можно интерпретировать сейсмокомплексы следующим образом. Сейсмический комплекс 1 можно сопоставить со слоем 1 *новочерноморских* отложений (слой и комплекс имеют примерно одинаковую мощность 15 м). Сейсмокомплекс 2 можно рассматривать как слой 2 *карангатских* отложений (отметка подошвы находится на глубине 30 м). Сейсмокомплексу 3 соответствуют отложения лессово-почвенной формации (слой 3), подошву которой по данным сейсморазведки уверенно установить не удастся.

По сейсмоакустическим данным отчетливо выделяются зоны потери когерентности сигнала, которые автор связывает с областями скопления газа. Южная из этих зон составляет примерно 1 км на профиле, а северная – 600 м (см. рис. 25). Верхняя толща осадков, являющаяся частью сейсмокомплекса 1, представляет собой флюидоупорный горизонт. Поскольку газовые шапки экранируют глубинные отражения, не удастся сказать что-либо о местоположении разрывных нарушений, по которым движется флюид. Однако вдоль вертикальных зон проникновения газа на некоторых участках наблюдается прерывистый характер осей синфазности, что позволяет выделить предположительные локальные тектонические нарушения (рис. 27). В некоторых местах на профиле наблюдаются структуры, интерпретируемые автором как эрозионные врезы (см. рис. 27). Это V-образные зоны глубиной до 7 м и шириной до 10 м. Вероятно, врезы связаны с деятельностью русла палео-Кубани.

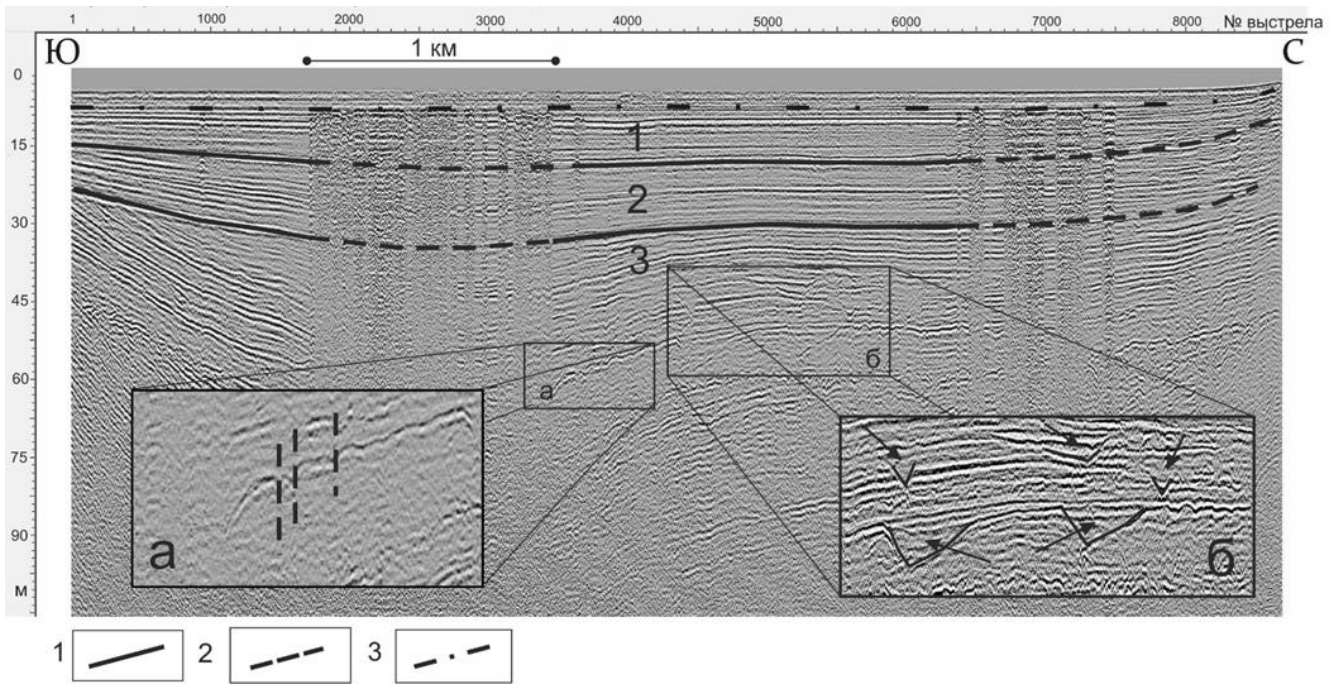


Рис. 27. Разрывные нарушения (а) и эрозионные врезы (б) на профиле НСП. Выполнено О.В. Гайдаленок. Границы сейсмокомплексов: 1 – достоверные; 2 – предполагаемые; 3 – граница флюидоупорного горизонта

На некоторых сегментах рефлекторов вдоль одних и тех же фаз наблюдаются резкие изменения амплитуды отраженного сигнала – яркие пятна, что можно интерпретировать как проникновение и скопление флюида в межслойном пространстве (рис. 28).

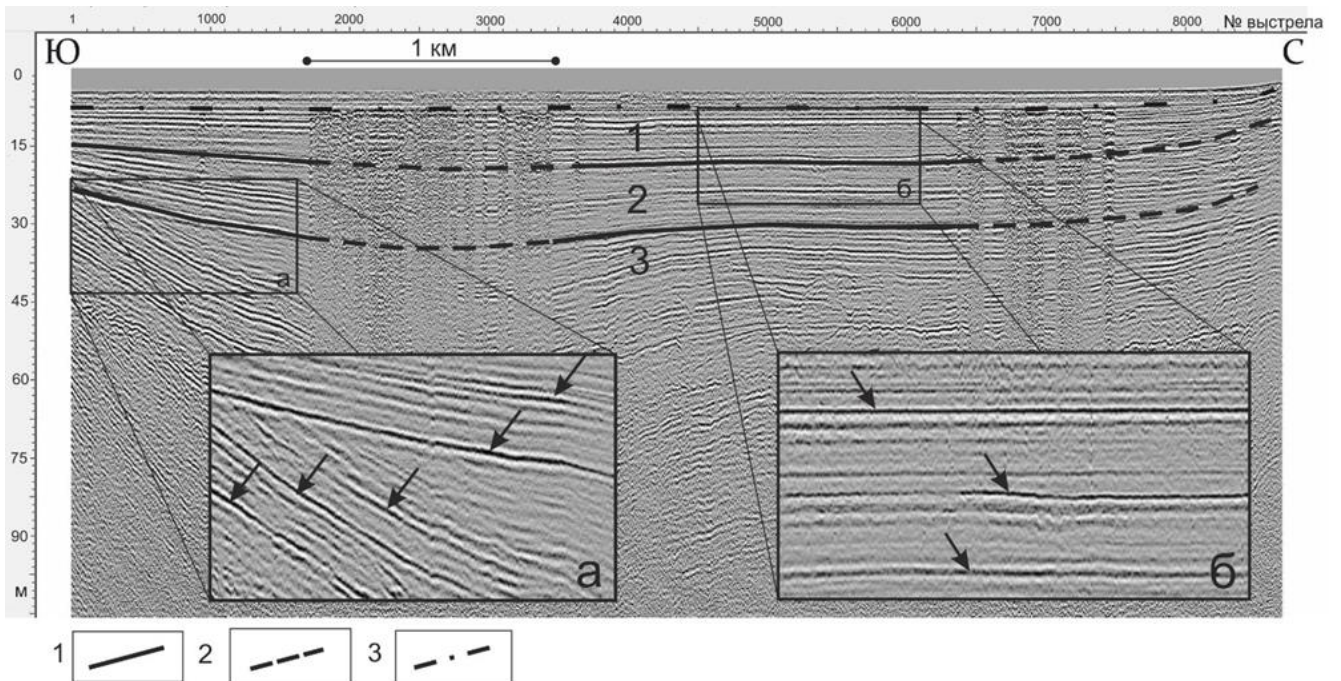


Рис. 28. Области проникновения флюида в межслойное пространство на профиле НСП. Выполнено О.В. Гайдаленок. Границы сейсмокомплексов: 1 – достоверные; 2 – предполагаемые; 3 – граница флюидоупорного горизонта

Области скопления газа были выявлены на глубине 7–10 метров. Представления о генезисе газовых шапок связаны с процессом глиняного диапиризма образований *майкопской* серии [Шнюков и др., 1986]. В 5–6 км восточнее линии профиля НСП расположен Западно-Ахтанизовский нефтегазовый участок с промышленным содержанием углеводородов [Енгибарян, 2007]. Залежь приурочена к центральной части свода Ахтанизовской антиклинали [Енгибарян, 2007]. Можно предположить, что «газовая» аномалия, выделенная на сейсмическом профиле в синклинальном участке Таманского залива, связана с выходами газа на крыле указанной антиклинали (см. рис. 23).

Позднеголоценовое погружение Таманского залива

Общая мощность четвертичных образований в синклиналях Таманского п-ова до 100–125 м [Корсаков и др., 2013]. Почти во всех прогибах подошва их опущена ниже современного уровня моря. *Новочерноморские* отложения позднего голоцена залегают в центральной части Таманского залива на глубине до 15 м. Это свидетельствует о том, что опускание дна Таманского залива продолжается в голоцене, что так или иначе отражается на прибрежных застройках, в том числе в затоплении прибрежной части древнегреческого города Фанагория. Данные впервые проведенного через всю восточную часть Таманского залива непрерывного сейсмоакустического профилирования подтвердили устойчивый рост синклинали Таманского залива в среднем неоплейстоцене–голоцене. Погружение Фанагории, связанное частично с тектоническим опусканием синклинали (эвстатический фактор в работе учитывается, но не рассматривается), свидетельствует о современных движениях в этом районе.

* * *

Важные данные об интенсивных неоплейстоценовых и голоценовых вертикальных движениях и складчатых деформациях Таманского п-ова получены путем определения современного высотного положения береговых линий раннего и начала позднего неоплейстоцена, маркируемых соответственно *чаудинскими* и *карангатскими* морскими отложениями. На азовском побережье п-ова, которое в послечаудинское время воздымалось особенно интенсивно, подошва чаудинских

слоев поднялась до 65–70 м, тогда как юго-восточнее и юго-западнее находится на высотах 20–23 м [Трифонов В.Г., Трифонов Р.В., 2006]. В Таманском заливе *чаудинские* слои погружены на глубину до 45 м, а в Бугаз-Кизилташском и Витязевском лиманах – до 110 м [Щербаков и др., 1977; Островский и др., 1977]. Таким образом, современное залегание *чаудинских* слоев изменяется в пределах 190 м в результате послечаудинских вертикальных движений [Трифонов В.Г., Трифонов Р.В., 2006].

Самым северным выходом *карангатских* отложений на азовском побережье Таманского п-ова является разрез между основанием косы Чушка и мысом Ахиллеон (см. рис. 6), где прибрежно-морской ожелезненный *карангатский* ракушняк мощностью 1.5 м залегает на цоколе высотой 6–7 м [Арсланов и др., 1983]. В присводовых частях плиоценовых антиклиналей, выраженных в четвертичной структуре пологими поднятиями, поверхность цоколя *карангатских* отложений повышается на 7 м, а кровля – на 8–12 м [Трифонов В.Г., Трифонов Р.В., 2006]. В Керченском проливе кровля *карангатских* отложений сейчас погружена на разную глубину [Щербаков и др., 1977; Никонов, 1994; Федоров, 1977]. Размах колебаний современного высотного положения *карангатских* отложений на Таманском и Керченском п-овах и в соседних акваториях составляет 50–60 м.

2.4. Сегмент IV

Складки Таманского п-ова продолжаются на восток, на территорию северного подножья горно-складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа и образуют **сегмент IV** КТСЗ (см. рис. 7). Северная цепь антиклиналей сегмента IV (Анастасиевско-Краснодарская зона поднятий (1' на рис. 7) [Государственная..., 2009]), продолжающая северную группу антиклиналей Таманского п-ова (севернее Таманского залива и Ахтанизовского лимана) (1 на рис. 7), выполаживается к востоку. Две южные цепи, отождествляемые с двумя южными зонами складок Таманского п-ова (2 и 3 на рис. 7), простираются дальше на юго-восток, достигая района г. Крымска (2' и 3' на рис. 7). В сегменте IV, как и в Таманском сегменте, развит прямой складчатый рельеф молодых антиклинальных гряд и синклинальных впадин. Здесь в строении складок, осложненных разломами, участвуют толщи от

меловых до миоценовых [Государственная..., 2009], а отложения плиоцена (*киммерия* и *куяльника*), по данным полевых работ автора, перекрывают их с несогласием и деформированы слабо (субгоризонтальное залегание пород).

Очевидно, что главные фазы складкообразования завершились в начале плиоцена.

2.5. Сегмент V

Восточнее г. Крымска антиклинальные складки предгорий Кавказа теряют выраженность в рельефе и в строении позднекайнозойских моласс. По геофизическим и буровым данным [Шемпелев и др., 2017], складки продолжаются на юго-восток. Здесь в эти складки смяты породы *майкопской* серии и более древних толщ [Геология СССР, 1968; Государственная..., 2000в], тогда как *послемайкопские* отложения деформированы слабо. Это позволяет предположить удревнение возраста складчатых деформаций восточнее г. Крымска и условно выделить **сегмент V** КТСЗ (см. рис. 3). Признаки складкообразования окончательно исчезают восточнее Пшехско-Адлерской зоны тектонических нарушений как границы между Северо-Западным и Центральным Кавказом (подробнее об этой зоне – в разделе 3.4).

* * *

Анализ выделенной автором Керченско-Таманской зоны складчатых деформаций показывает закономерное изменение возраста складкообразования вдоль зоны и позволяют сформулировать первое защищаемое положение: *Керченско-Таманская складчатая зона характеризуется поперечной сегментацией. С запада на восток выделены 5 сегментов. Возраст основной фазы складчатых деформаций Керченско-Таманской зоны изменяется по простиранию. Самый молодой, четвертичный, возраст имеют складки Таманского сегмента (III), продолжающие развиваться до сих пор. В сторону периферии Керченско-Таманской зоны возраст основной фазы складкообразования удревняется до плиоцена в сегментах II и IV и конца раннего–начала среднего миоцена на крайнем западе и востоке зоны.*

ГЛАВА 3. ПОПЕРЕЧНЫЕ ЗОНЫ НАРУШЕНИЙ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Изменение возраста складчатых деформаций вдоль простирания складчатой зоны обычно происходит постепенно. Резкие изменения возраста складкообразования вдоль поперечных границ могут иметь место лишь в тех случаях, когда такие границы представляют собой надвиги, по которым произошло последующее сближение сегментов складчатой зоны. Очевидно, что в КТСЗ такого сближения не было. Тем не менее, примерно вдоль границ КТСЗ в целом и ее Таманского сегмента в частности выявлены зоны поперечных тектонических нарушений. Рассмотрим их подробнее.

3.1. Поперечная зона нарушений на западной границе Керченско-Таманской складчатой зоны

В работе [Фарфуляк, 2015] на схеме интерпретации данных геофизического профиля DOBRE-5 показана зона сочленения Центрально-Крымского поднятия и Азово-Кубанского прогиба, представленная областью относительно пологого погружения образований Керченско-Таманской зоны к востоку. По сейсмическим данным [Бобылев и др., 1981] установлено, что кровля верхнетриасовой–нижнеюрской *таврической* свиты Горного Крыма и отражающие границы в вышележащих образованиях выделяются только до меридиана г. Феодосии (см. рис. 6). Далее на восток регулярная сейсмическая запись практически отсутствует, что связано со свойствами мощной глинистой толщи *майкопской* серии.

М.В. Муратов в работе «Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор» [Муратов, 1937] описывает субмеридиональные крутопадающие сдвиги, осложняющие строение среднеюрских и олигоцен–нижнемиоценовых толщ (рис. 29).

Три разлома (см. рис. 29), выделенные автором с коллегами в результате дешифрирования геологической карты и в ходе полевых наблюдений, образуют левосторонний кулисный ряд. По разломам опущено восточное крыло. Северо-восточнее северного разлома (юго-восточный берег Арабатского залива до мыса

Казантип) выделяется левосторонний кулисный ряд небольших брахиантиклиналей северо-восточного и широтного простирания (см. рис. 29) Юго-восточный разлом, выходящий к Черному морю возле пос. Коктебель, представляет собой уступ земной поверхности с опущенным восточным крылом. Вдоль него, по наблюдениям С.А. Соколова и автора, резко понижаются к востоку реликты позднеплиоценовой поверхности выравнивания, выделенной Н.С. Благоволиным [Благоволин, 1962]. По линии кулисного ряда возрастает к востоку мощность алевроито-глинистой *майкопской* серии (олигоцен–нижний миоцен) и карбонатно-терригенных отложений среднего миоцена–квартера [Егорова и др., 2018]. Вместе с тем, кулисное расположение указанных разломов и ряда мелких антиклиналей в восточном крыле северного из них [Геологическая карта..., 1965] указывает на присутствие левосдвиговой деформации вдоль оси кулисного ряда разломов. Данные разломы, по данным автора, являются основными структурами, отделяющими сооружение Горного Крыма и Скифскую плиту в районе Симферопольского свода от КТСЗ.

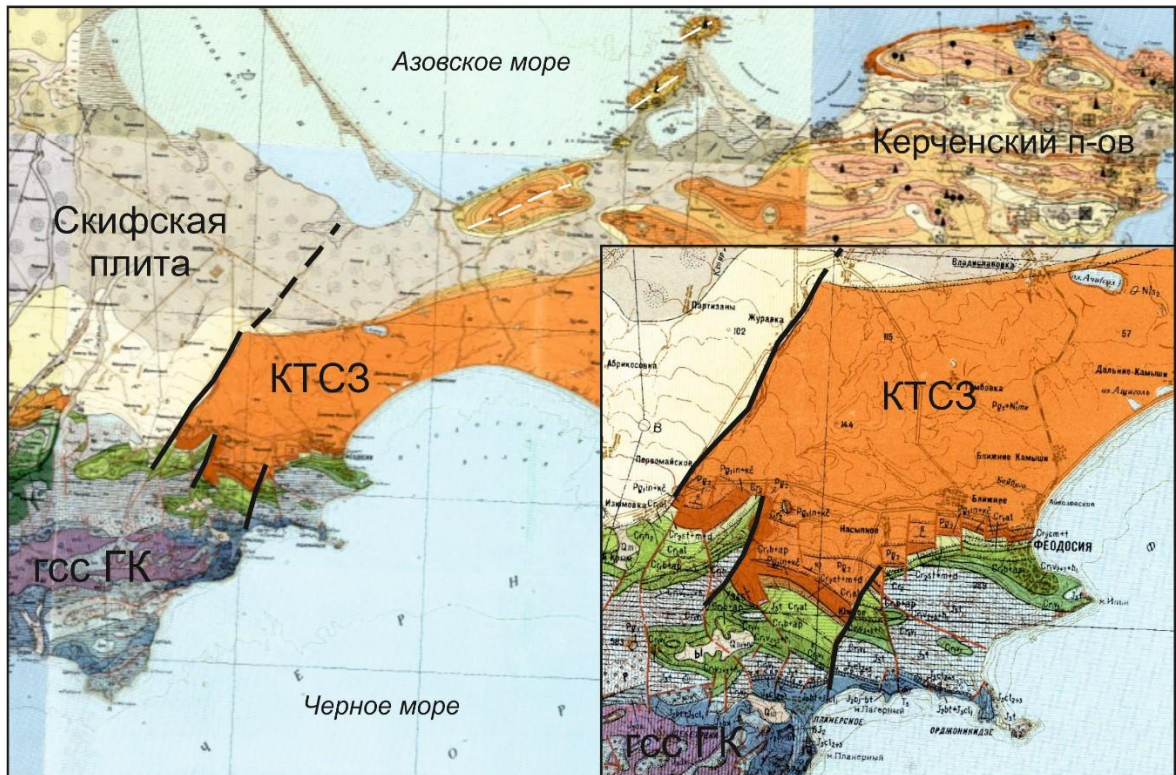


Рис. 29. Кулисные разломы в зоне сочленения Керченско-Таманской складчатой зоны и восточной оконечности Горного Крыма [Государственная..., 1965]. Черные линии – разломы. Белые пунктирные линии – оси брахиантиклиналей.

3.2. Поперечная зона нарушений на западной границе Таманского сегмента Керченско-Таманской складчатой зоны

Характер проявления складчатости в сегментах II и III меняется при переходе через зону Правдинского (Керченско-Ждановского) глубинного разлома (рис. 30). Основная складчатая деформация в сегменте II Керченского п-ова приходится на конец плиоцена, в то время, как Таманский сегмент III не закончил свое складчатое развитие. Вероятна роль зоны глубинного разлома в изменении характера складчатости.

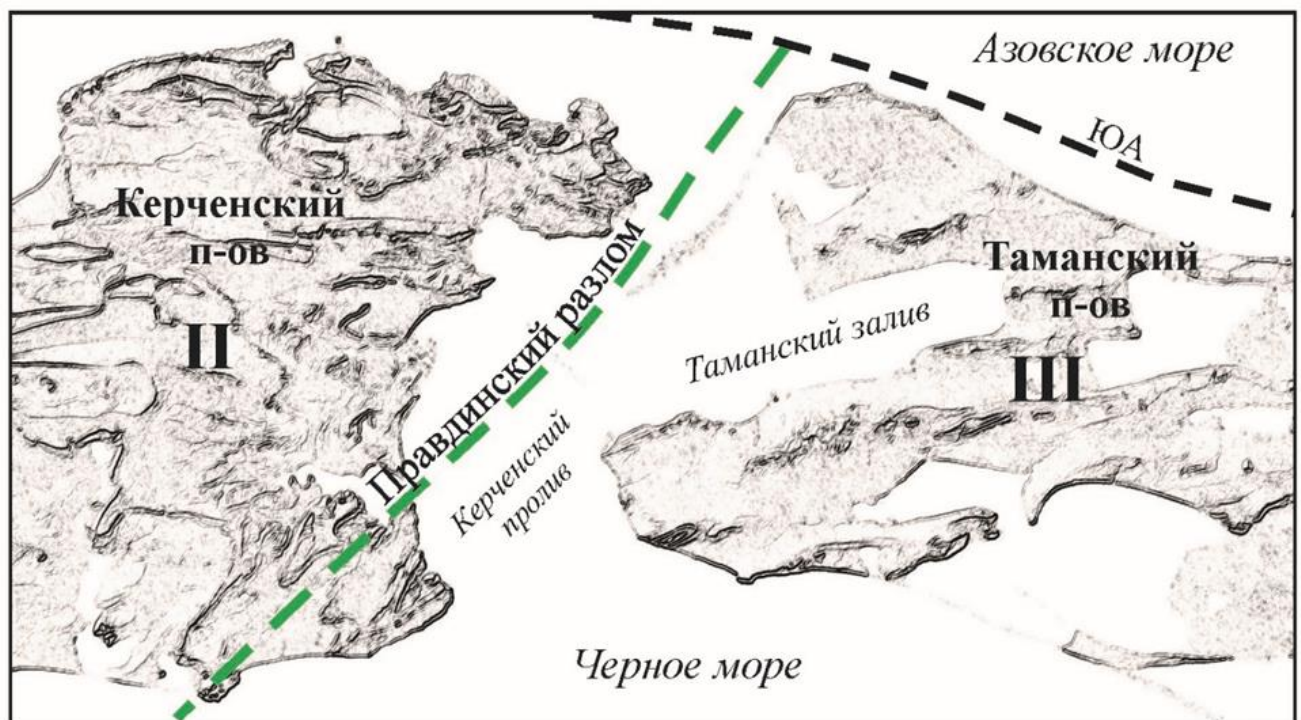


Рис. 30. Положение Правдинского разлома [Плахотный и др., 1989]. Топооснова – цифровая модель рельефа [Цифровая модель..., 2019а]. ЮА – Южно-Азовский разлом; II, III – номера сегментов Керченско-Таманской зоны

По данным сейсморазведки [Плахотный и др., 1989; Геология шельфа..., 1981], Правдинский разлом прослеживается в *домайкопских* образованиях. Амплитуда разлома по подошве *майкопа* меняется по простиранию, составляя 500–1000 м (опущено юго-восточное крыло). Мощная толща развитых в акватории пролива *майкопских* глин, по всей видимости, ослабляет проявление глубинного разлома в неогеновом структурном этаже и на его поверхности. В результате, Правдинский разлом на поверхности неогенового структурного этажа выражен

руслом палео-Дона, а в современных отложениях – серией мелких нарушений субмеридионального направления, трассирующих зону пролива. Правдинский разлом, вероятно, продолжается на юго-запад в Черном море [Чекунов, Маловицкий, 1975].

О молодых тектонических перемещениях вдоль берегов Керченского пролива свидетельствуют изменения высотного положения *карангатских* отложений [Никонов, 1994]. А.А. Никонов выделяет в проливе зону Керченского разлома, которую он считает выражением Правдинского разлома в *послемайкопских* отложениях. Согласно структурному рисунку выделяемого разлома и разломных ограничений северных берегов Керченского и Таманского п-овов можно предполагать левосдвиговую компоненту смещений вдоль Керченского разлома. Наличие левого сдвига следует и из предполагаемой А.А. Никоновым субмеридиональной ориентировки оси максимального сжатия. К числу молодых нарушений той же зоны, вероятно, относится Южно-Керченский разлом северо-восточного простирания в районе античного города Китей и горы Опук, где, по архео-сейсмологическим данным, предполагаются молодые сейсмогенные подвижки и деформации [Овсюченко и др., 2017].

3.3. Поперечные зоны нарушений на восточной границе Таманского сегмента Керченско-Таманской складчатой зоны

Поперечные зоны деформаций, разделяющие сегменты III и IV КТСЗ (см. рис. 3 и 7), связаны с границей Керченско-Таманской зоны и горно-складчатого сооружением Северо-Западного Кавказа⁴.

Структурные соотношения между Керченско-Таманской складчатой зоной и сооружением Северо-Западного Кавказа являются дискуссионными. Граница между ними может быть проведена на северо-восток от Анапы, по линии глубинной Анапской флексуры (красным 1 на рис. 31), где многими исследователями отмечено периклинальное замыкание складчатого сооружения

⁴ Подробному описанию этой границы посвящены статьи [Трихунков и др., 2018; Трихунков и др., 2019], созданные при активном участии автора. Далее приведено описание границы по этим статьям

Северо-Западного Кавказа [Алексин и др., 1973; Благоволин, 1962; Летавин, Перерва, 1987; Милановский, 1968; Несмеянов, 1992; Афанасенков и др., 2007; Маринин, Расцветаев, 2008; Рогожин и др., 2019]. Слагающие его смятые в линейные складки кавказского простирания мезозойские образования резко погружаются под палеоген–неогеновый комплекс осадочных пород. По данным Е.Е. Милановского [Милановский, 1968], амплитуда новейших вертикальных смещений по Анапской флекуре достигает 1.5 км. Сообщается о погружении позднеплиоценовой (куяльницкой) поверхности выравнивания по Анапской флекуре на 50–70 м [Островский, 1968].

Вместе с тем, выделяют Анапско-Джигинскую субмеридиональную разломная зона (красным 2 на рис. 31), с которой связано резкое ступенеобразное погружение кровли меловых образований к западу [Геологическая..., 2000]. Детальные сейсмостратиграфические исследования выявили в описываемом районе крутой борт субмеридионального Керченско-Таманского прогиба (см. раздел 1.2), игравшего ведущую роль на раннеорогенной стадии геологического развития и выполненного *майкопскими* образованиями мощностью до 5 км [Туголесов и др., 1985; Летавин, Перерва, 1987].

В целом в качестве восточной границы Керченско-Таманской зоны рассматривают зону деформаций между Анапской флекурой и Анапско-Джигинской разломной зоной шириной 15–20 км (красное поле на рис. 31), с которой связано увеличение к западу мощности плиоцен–четвертичных отложений, и интерпретируют ее как поперечную зону север-северо-восточного простирания с амплитудой вертикальных смещений кровли меловых пород 6–7 км, подошвы *майкопской серии* – 5 км, а ее кровли – 1–2 км.

Проведенный Я.И. Трихунковым при участии автора структурно-формационный анализ не выявил проявлений Анапской флексуры в деформациях плиоцен–четвертичных отложений. Геоморфологические данные также показывают, что поверхность Гостагаевской равнины (в геоморфологическом отношении – участок между Анапско-Джигинской зоной деформаций и Анапской флекурой) (см. рис. 31) в обоих крыльях зоны имеет одинаковые высоты.

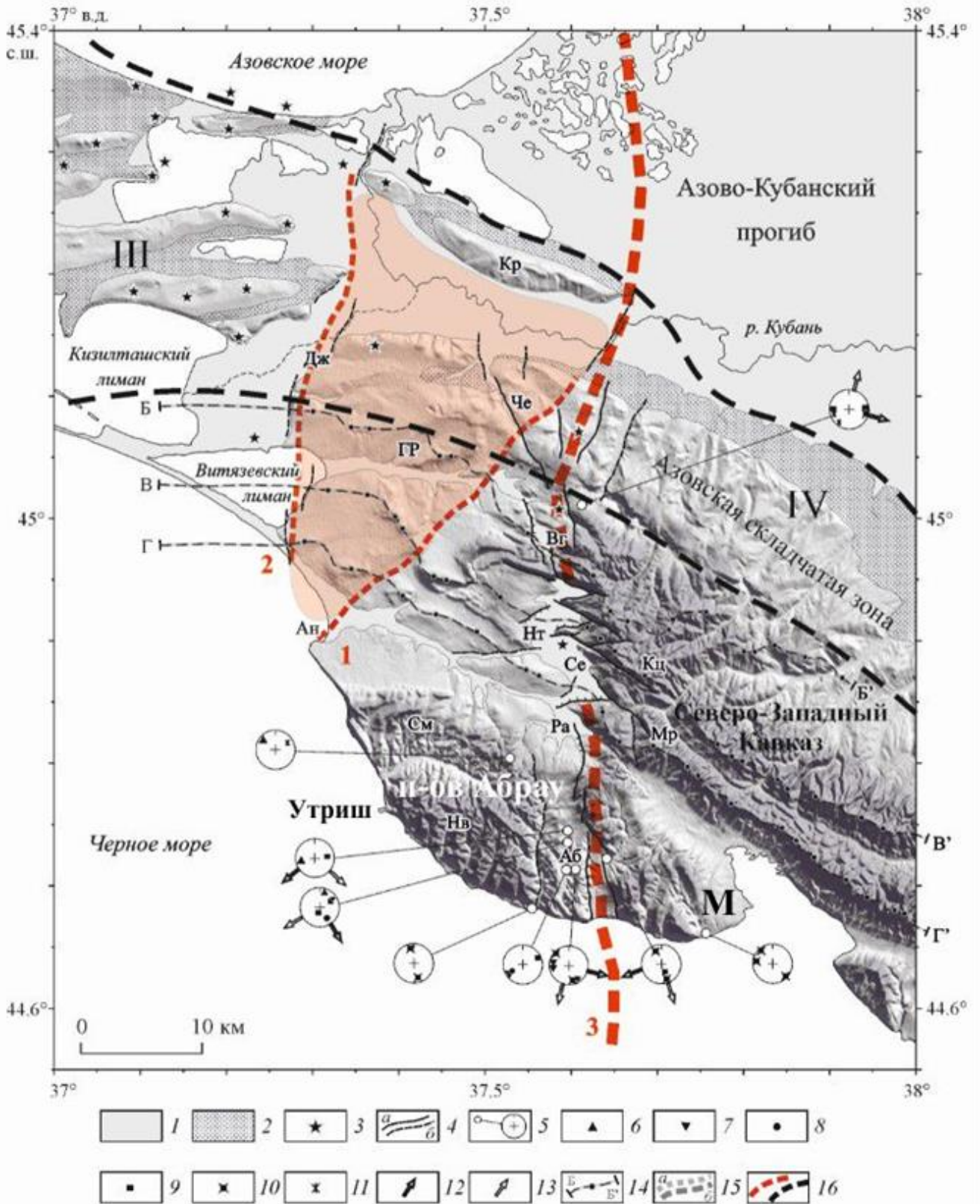


Рис. 31. Структурно-геоморфологическая карта поперечной сегментации зоны сочленения Керченско-Таманской складчатой зоны и структур Северо-Западного Кавказа [Трихунков и др., 2019] с дополнениями. Топооснова: цифровая модель рельефа [Consortium..., 2018]. Равнина: Гостагаевская равнина – ГР. Хребты: Коцехурский – Кц, Маркотхский – Мр, Семисамский – См, Навагирский – Нв. Впадины: Раевская – Ра, Семигорская – Се, Натухаевская – Нт, Верхнегостагаевская – Вг. Аб – п. Абрау, Ан – г. Анапа, Дж – п. Джигинка, М – п. Мысхако. Кр

– Курчанская антиклиналь. 1–2 – области распространения плиоцен–четвертичных отложений: 1 – голоценовых, 2 – верхнеплейстоценовых; 3 – грязевые вулканы; 4 – новейшие разрывные нарушения, входящие в поперечные зоны: а – главные, б – второстепенные; 5 – точки наблюдения с замерах тектонической трещиноватости и построенные по данным этих замеров круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу); 6–11 – полюса систем тектонических трещин, показанные на круговых диаграммах, с преимущественным типом перемещений: 6 – правые сдвиги, 7 – левые сдвиги, 8 – взбросы, 9 – сбросы, 10 – отрывы, 11 – жилы минерализации; 12–13 – ориентировка осей главных нормальных напряжений: 12 – минимальных (растяжение), 13 – промежуточных (стрелки направлены в сторону погружения, а оси максимального сжатия ориентированы субвертикально); 14 – линии продольных геолого-геоморфологических профилей (продольные профили см. на рис. 28), точками обозначены вершинные останцы поверхностей выравнивания, опорные точки для построения профилей; 15 – поперечные зоны: а – выраженные в доплиоценовых отложениях, б – выраженные деформациями плиоцен-четвертичных поверхностей выравнивания; 16 – красный пунктир – зоны поперечных деформаций, черный пунктир – ограничение КТСЗ. Красными цифрами – поперечные зоны нарушений: 1 – Анапско-Джигинская, 2 – Анапская флексура, 3 – Абрауская

Поднятия до 300 м антиклиналей на юге участка обусловлены бронирующими литологическими комплексами и не являются надежными признаками воздымания. Анапская флексура выражена только на доплиоценовых структурных этажах и не может считаться структурной границей Северо-Западного Кавказа, активной на плиоцен–четвертичном этапе.

В отличие от них Анапско-Джигинская поперечная зона проявлена как в рельефе, так и в молодых отложениях. Она отчетливо выражена резким меридиональным ограничением Гостагаевской равнины по линии Анапа–Джигинка (см. рис. 31), сменяющейся здесь низменностью Таманского п-ова, расположенной на высотах первых метров от уровня моря и занятой лиманами. Амплитуду деформации раннеплейстоценовой поверхности выравнивания здесь можно оценить в 150–200 м. Однако увеличение суммарной мощности плиоцен–четвертичных отложений в ее опущенном Таманском крыле в сравнении с Гостагаевским оценивается авторами статьи в 600 м (рис. 32).

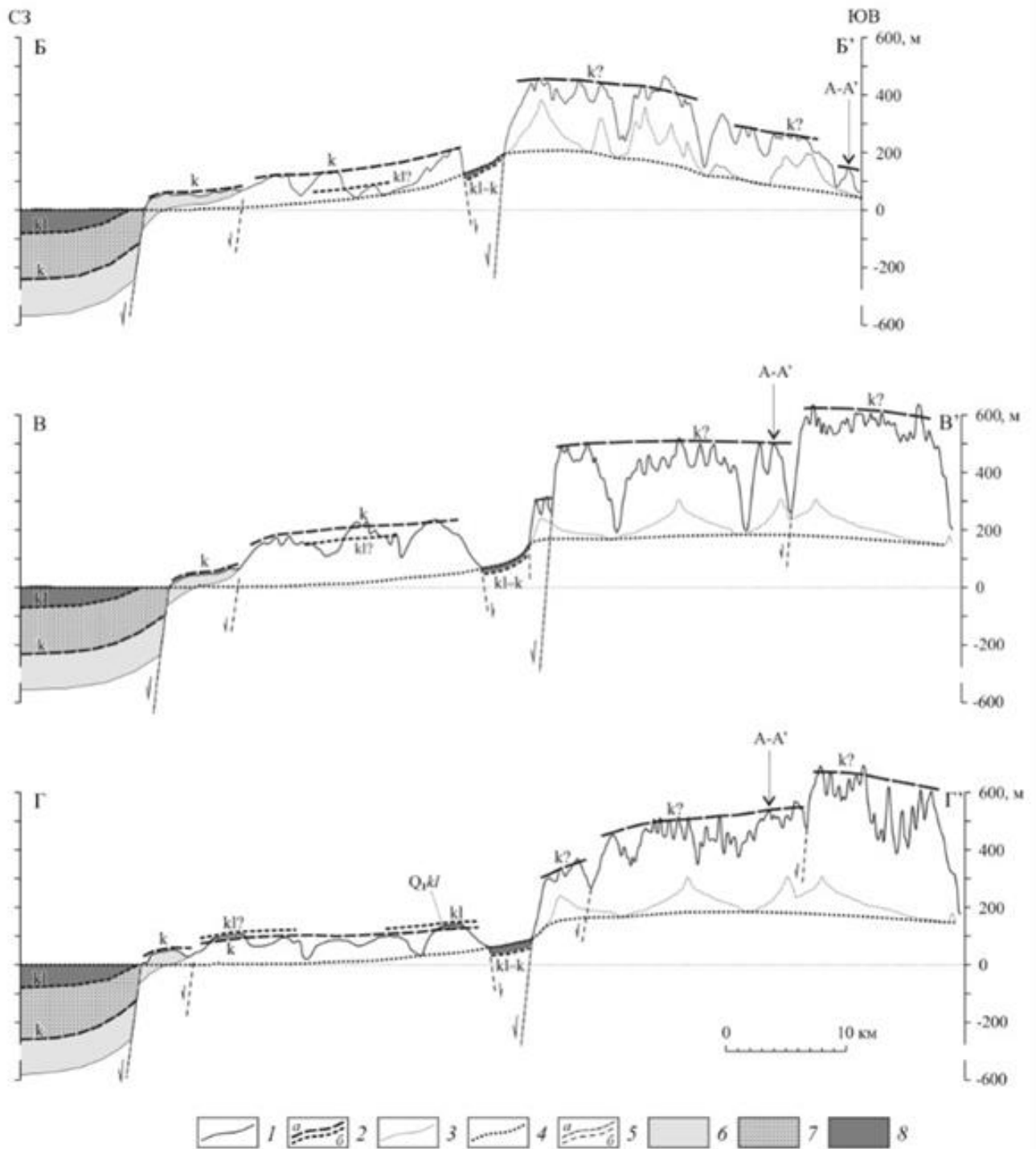


Рис. 32. Продольные геолого-геоморфологические профили зоны сочленения Керченско-Таманской складчатой зоны и горно-складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа [Трихунков и др., 2019]. 1 – водораздельный гипсометрический профиль; 2 – поверхности выравнивания и кровли коррелятных отложений ярусов: а – киммерийского (к), б – куяльницкого (kl); 3 – гипсометрический профиль по тальвегам смежных продольных долин; 4 – уровень максимального вреза, отвечающий локальному базису эрозии; 5 – поперечные разрывные нарушения: а – главные, б – второстепенные; 6 – киммерийский ярус; 7 – куяльницкий ярус; 8 – средне-верхнечетвертичные отложения

Построение продольных структурно-геоморфологических профилей [Трихунков и др., 2018; Трихунков и др., 2019] позволило выявить два разлома сбросового типа, по которым происходят смещения в Анапско-Джигинской зоне (см. рис. 32). Ступень между ними перекрыта маломощной толщей морских *куяльницких* отложений. При этом по мощностям коррелятных отложений отчетливо видно затухание активности зоны в куюльницкое и четвертичное время в сравнении с киммерийским (ранний плиоцен). Всего же, согласно сводному разрезу региона, за послемайкопское время амплитуды погружения Керченско-Таманского прогиба могут быть оценены в 1600–1700 м [Трихунков и др., 2018; Трихунков и др., 2019].

В 20–25 км восточнее Анапско-Джигинской зоны нарушений коллегами при участии автора установлены признаки Абрауской поперечной зоны деформаций (красным 3 на рис. 31). Название дано по наименованию поселка Абрау-Дюрсо и полуострова Абрау в ее южной части. Абрауская зона простирается в северном направлении, диагонально к линейным структурам орогена Северо-Западного Кавказа.

Ранее зона разрывов, протягивающаяся на север от названного поселка, была описана лишь фрагментарно. Структурные элементы этой зоны были отражены на схемах морфотектонического районирования Северо-Западного Кавказа [Летавин, Перерва, 1987; Несмеянов, 1992; Перерва, 1981; и др.], но в качестве целостной зоны деформаций, ограничивающей горное сооружение, не рассматривались и за его пределы не выводились. Абрауская зона как единая система нарушений отсутствует на детальных геологических картах [Государственная..., 1964; Государственная..., 2007], что можно объяснить слабой обнаженностью структурно-литологических комплексов региона. Проведенные при участии автора исследования позволили охарактеризовать эту зону в качестве целостной региональной структуры и показать ее значение как важнейшей восточной границы Таманского сегмента Керченско-Таманской зоны и западного ограничения орогена Северо-Западного Кавказа на плиоцен–четвертичном этапе.

К востоку от Абрауской зоны нарушений горное сооружение имеет низкогорные высоты, поднимаясь на Коцехурском и Маркотхском хребтах (см. рис. 31) до 600–700 м. Западнее Абрауской зоны высота хребтов резко снижается, так что поверхность складчатого сооружения не превышает 300 м. Исключение составляет полуостров Абрау (см. рис. 31), где хребет Навагир поднимается до высот более 500 м и является единственной низкогорной морфоструктурой западного крыла Абрауской зоны.

Абрауская поперечная зона имеет ширину 2–3 километра и выражена цепочкой грабенообразных впадин – Абрауской, Раевской, Семигорской и Натухаевской, отчетливо дешифрирующихся на материалах дистанционного зондирования [Цифровая..., 2019б] (см. рис. 31). Впадины имеют угловатые, местами ромбические, очертания и контрастно погружены до абсолютных высот 100–200 м на фоне поднятий Коцехурского, Маркотхского, Семисамского и Навагирского хребтов. В отличие от окружающих поднятий, впадины выполнены четвертичными озерными отложениями мощностью до 20 м, наложенными на резко опущенные здесь плиоценовые поверхности выравнивания и, возможно, морские отложения, коррелятные этим поверхностям. Это свидетельствует о четвертичных локальных опусканиях блоков внутри Абрауской зоны. На простирании Абрауской зоны севернее расположена Верхнегостагаевская впадина, а еще далее на север (по-видимому, вследствие виргации составляющих зону нарушений) к ней приурочена серия расходящихся, но в целом поперечных к орогену, спрямленных долин реки Чекупс и других (см. рис. 31). В районе замыкания Курчанской антиклинали (см. рис. 31), на простирании восточной ветви зоны происходит резкий изгиб русла р. Кубань. Кроме того, продолжение Абрауской зоны еще дальше на север совпадает со спрямленным меридиональным участком берега Темрюкского залива Азовского моря.

Восточнее Абрауской поперечной зоны на водораздельных поверхностях Коцехурского, Маркотхского и других хребтов широко распространены останцы поверхностей выравнивания, возраст которых оценивается в диапазоне от *сармата* до *киммерия* [Карта..., 1971; Несмеянов, 1992]. Западнее распространены морские

отложения *киммерия* и срезающие их более молодые поверхности и коррелятивные им отложения (см. рис. 32). Этот факт говорит в пользу более продолжительного развития горного сооружения Северо-Западного Кавказа в восточном крыле зоны, вероятно, еще с миоцена, тогда как в пределах ее западного крыла рельефообразование началось лишь в плиоцен–четвертичное время. Суммарная амплитуда вертикальных деформаций вершинных поверхностей горного сооружения в Абрауской зоне оценивается в 500–600 метров [Трихунков и др., 2018; Трихунков и др., 2019]. Между Абрауской и Анапско-Джигинской зонами складчатые цепи Таманского сегмента КТСЗ изогнуты в восточном направлении к югу или разделены на короткие складки, расположенные кулисно друг относительно друга. Это указывает на присутствие праводвиговой компоненты движений в обеих поперечных зонах.

Данные полевых тектонофизических исследований геологических индикаторов тектонических напряжений (зеркал скольжения, трещин отрыва, минерализованных жил, стилолитов и др.), полученные в результате работ А.В. Маринина (ИФЗ РАН) [Маринин, Расцветаев, 2008; Маринин, 2013; Трихунков и др., 2019], показали, что в целом для района характерно преобладание северо-восточного направления максимального сжатия, а ось девиаторного растяжения ориентирована в северо-западном направлении (по азимуту СЗ 320°). Это согласуется со сбросо-праводвиговой кинематикой меридиональной Абрауской зоны. Анализ данных, полученных непосредственно в пределах Абрауской зоны, позволил выявить особенности распределения тектонической трещиноватости и оценить закономерности ориентировок осей главных напряжений (см. рис. 31). Непосредственно в Абрауской зоне зафиксированы сбросово-отрывные трещинные парагенезы, и ось максимального сжатия ориентирована субвертикально, что отражает обстановку горизонтального растяжения. Системы отрывов и заполняющих их жил с повышенными мощностями минерального выполнения здесь максимально выражены и имеют меридиональное простирание. К западу от Абрауской зоны, в пределах п-ова Абрау, зафиксированы крупные системы сбросов северо-восточного простирания (азимут падения 320 угол 70–80°)

и отрывов (азимут падения 320 угол 80°). К востоку от зоны, вблизи поселка Мысхако (см. рис. 31), отрывные и сбросовые системы также имеют северо-восточное простирание. По присутствию зеркал скольжения со сдвиговой штриховкой с учетом ориентировки Абрауской зоны относительно оси регионального сжатия не исключено, помимо сбросо-раздвиговой, присутствие правосдвиговой компоненты перемещения. В целом эти результаты отражают изменение напряженного состояния вдоль складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа от режимов горизонтального сжатия и сдвига в Новороссийском сегменте к сложному характеру распределения участков горизонтального сжатия и растяжения в пределах полуострова Абрау.

Абрауская зона выделена также по ряду других геоморфологических признаков. Так, к западу от нее преобладает прямой складчатый рельеф молодых антиклинальных поднятий и синклинальных впадин. Восточнее все основные хребты Северо-Западного Кавказа развиты в осевых зонах синклиналей или на их крыльях, в то время как антиклиналям отвечают в рельефе крупные продольные депрессии. Преобладание инверсионного складчатого рельефа к востоку от Абрауской зоны свидетельствует о более длительном развитии Северо-Западного Кавказа как орогенного поднятия в ее восточном крыле [Буланов, Трихунков, 2013; Трихунков, Бачманов, 2011].

Исследование подводных каньонов на склоне Черноморской впадины (рис. 33) показывает, что особенности их распределения и ориентировки могут быть обусловлены рассматриваемыми здесь тектоническими факторами. К востоку от полуострова Абрау каньоны имеют перпендикулярное к берегу юго-западное простирание. В районе полуострова все они изогнуты в южном и юго-восточном направлении, параллельном обрывистому береговому уступу, образованному Утришским сбросом (см. рис. 31) [Несмеянов, Измайлов, 1995; Попков и др., 2015]. Место наиболее резкого разворота и максимального сгущения линий тальвегов каньонов совпадает с линией Абрауской зоны, что может свидетельствовать о ее современной тектонической активности.

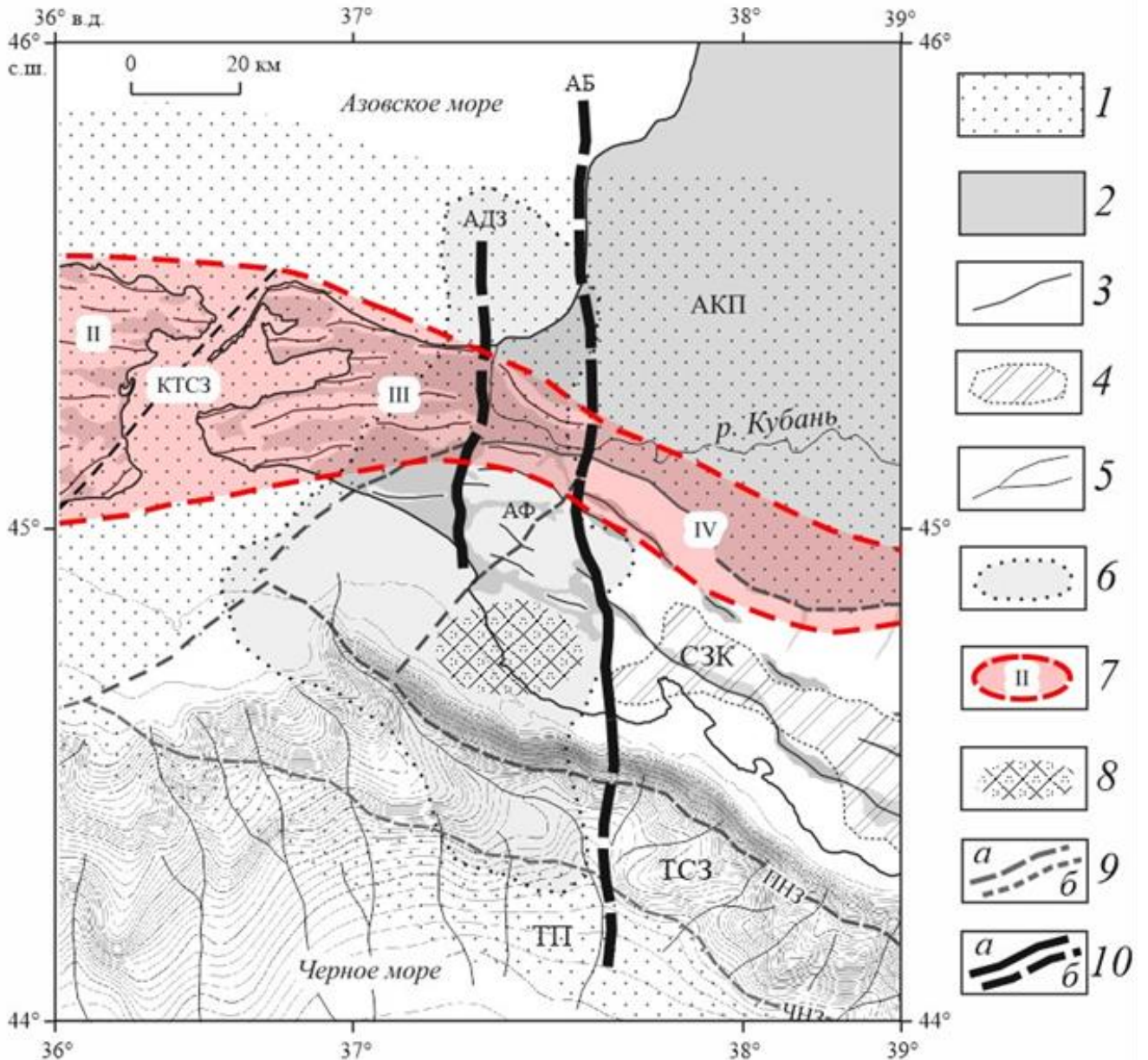


Рис. 33. Сводная региональная структурно-геоморфологическая схема зоны сочленения Керченско-Таманской складчатой зоны и Северо-Западного Кавказа [Трихунков и др., 2019] с дополнениями. Данные батиметрии – [The General..., 2018]. Обозначены: Азово-Кубанский прогиб – АКП, Северо-Западный Кавказ – СЗК, Керченско-Таманская складчатая зона – КТСЗ, Туапсинская складчатая зона – ТСЗ, Туапсинский прогиб – ТП, Абрауская зона нарушений – АБ, Анапско-Джигинская поперечная зона – АДЗ, Анапская флексурная зона – АФ. 1 – передовые и периклиналильные прогибы; 2 – области распространения четвертичных отложений, отвечающие низменностям в Керченско-Таманской складчатой зоне и межгорным впадинам в пределах Северо-Западного Кавказа; 3 – оси антиклиналей; 4 – область распространения неоген-четвертичных поверхностей выравнивания; 5 – подводные каньоны на континентальном склоне Черноморской впадины; 6 – область повышенной сейсмической активности; 7 – Керченско-Таманская складчатая зона с номерами сегментов; 8 – локальная гравитационная изостатическая аномалия; 9 – региональные разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – зоны поперечных деформаций, активизированных на плиоцен–четвертичном этапе развития региона

Конфигурация гравитационных аномалий также подчеркивает наличие Абрауской зоны нарушений [International..., 2018]. Главная линейная аномалия прослеживается вдоль горно-складчатого сооружения на всем протяжении (см. рис. 33), однако при пересечении Абрауской зоны простирание аномалии меняется от северо-западного (кавказского) к востоку от зоны (в пределах Северо-Западного Кавказа) до широтного – к западу от нее. Это может свидетельствовать о глубинном характере Абрауской зоны и ее трансрегиональном значении.

Абрауская зона также находит отражение в распределении сейсмических очагов. Современная сейсмическая активность отмечена на всем простирании зоны от континентального склона Черноморской впадины до Темрюкского залива Азовского моря [Bulletin..., 2017]. Область максимальной сейсмичности приурочена приблизительно к области между Абрауской и Анапско-Джигинской разломными зонами и вытянута вдоль их простирания (см. рис. 33). Для Абрауской зоны характерны и признаки палеосейсмичности. На юге, в зоне Абраудюрсинского грабена расположено озеро Абрау, возникновение которого связывают с сейсмообвалом [Островский, 1970]. Интенсивной сеймотектонической переработке подверглась зона восточного обрамления Абраудюрсинской впадины [Попков и др., 2015].

Распределение очагов грязевого вулканизма может выступать дополнительным критерием выделения Анапско-Джигинской и Абрауской поперечных зон. Наиболее восточные грязевые вулканы региона Семигорский, Гостагаевский, Шуго, описанные в работе [Рогожин и др., 2014], расположены на линии Абрауской зоны. Аналогично, в пределах Анапско-Джигинской зоны расположено несколько вулканов. Западнее Анапско-Джигинской зоны, на Таманском п-ове, грязевулканическая активность распространена весьма широко, в то время как восточнее Абрауской зоны она резко снижается. Это связано с отсутствием в поднятом восточном крыле зоны глинистых пород *майкопской* серии. Концентрация вулканов в пределах крупных зон поперечных деформаций обусловлена большей флюидной проницаемостью последних.

Таким образом, в результате изучения восточного обрамления Таманского сегмента Керченско-Таманской складчатой зоны выявлено, что Абрауская зона проявила себя на плиоцен–четвертичном этапе как контрастный сброс с вертикальной амплитудой 500–600 м с элементами правого сдвига, являясь, вместе с тем, в настоящее время западным ограничением горного сооружения Северо-Западного Кавказа.

Анапско-Джигинская зона – конседиментационный сбросо-сдвиг с вертикальной амплитудой более 1 км, служил на доплиоценовом (доорогенном) этапе развития сооружения Северо-Западного Кавказа восточным бортом Керченско-Таманского периклинального прогиба. Амплитуда подъема этой зоны за четвертичное время составляет 100–200 м. Обе эти зоны имеют меридиональное простирание и выражены в рельефе уступами, за счет чего западная граница Северо-Западного Кавказа имеет ступенчатое строение и диффузный характер.

3.4. Поперечная зона нарушений на восточной границе Керченско-Таманской складчатой зоны

Пшехско-Адлерскую складчато-разрывную зону (рис. 34) традиционно рассматривают в качестве пограничной зоной между структурами Центрального и Северо-Западного Кавказа [Хаин и др., 1962; Хаин, Ломизе, 1961] и представляют, как долгоживущую структуру, влиявшей на осадконакопление, начиная с раннего мела [Государственная..., 2000а]. В целом она представляет собой гигантский флексурообразный изгиб, по обе стороны от которого доюрский фундамент расположен на различном гипсометрическом уровне.

Суммарная амплитуда деформаций поверхности эпигерцинского фундамента в пределах горной части Пшехско-Адлерской зоны составляет более 3200 м: в восточном крыле она поднята до 3200 м, а в ближайшей части западного крыла фундамент не вскрыт даже в долинах наиболее врезанных рек (400 м над уровнем моря).

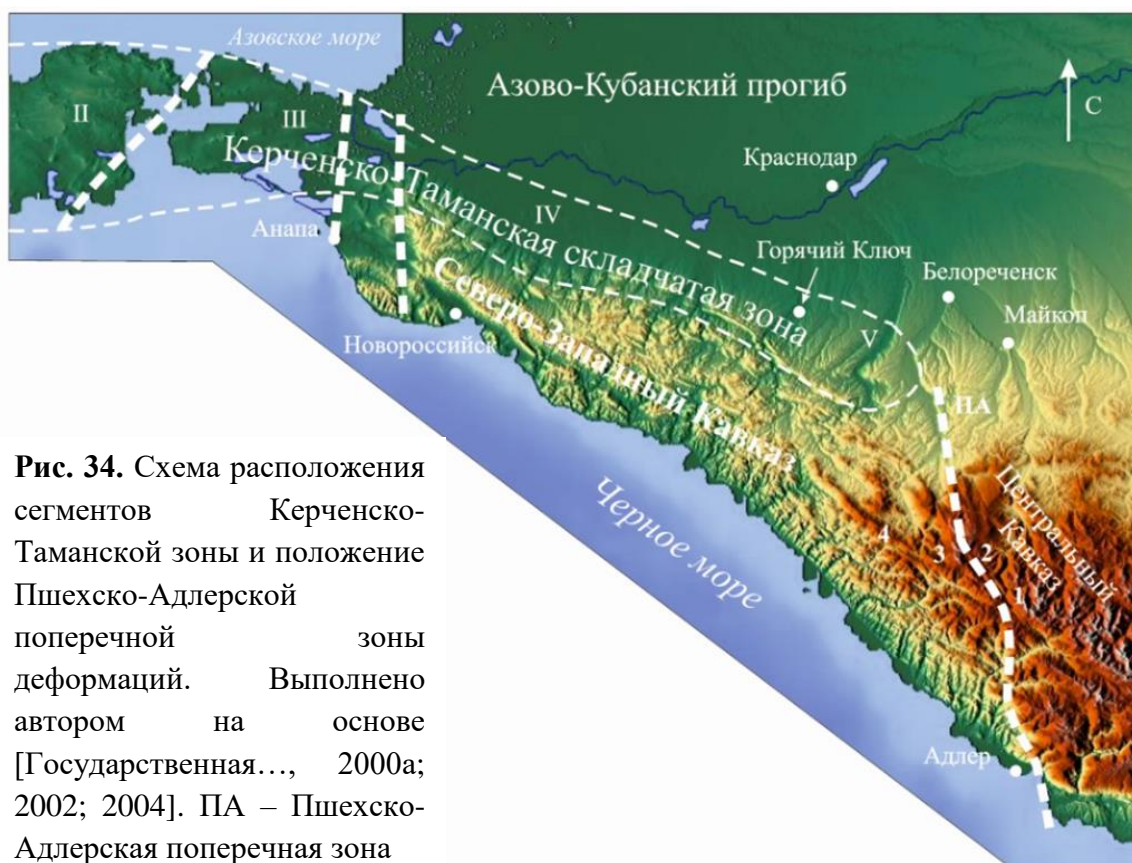


Рис. 34. Схема расположения сегментов Керченско-Таманской зоны и положение Пшехско-Адлерской поперечной зоны деформаций. Выполнено автором на основе [Государственная..., 2000а; 2002; 2004]. ПА – Пшехско-Адлерская поперечная зона

В равнинной части Скифской плиты Пшехско-Адлерская складчато-разрывная зона связана с зоной сопряжения Азово-Кубанского краевого прогиба и Адыгейского выступа, где перепад глубины залегания доюрского фундамента достигает 3 км [Государственная..., 2000а]. В современной структуре горно-складчатого сооружения Большого Кавказа рассматриваемая зона нарушений представлена кулисообразно расположенными сдвигами правостороннего типа, а также системой складчатых структур северо-северо-западной ориентировки и фациальными изменениями в составе толщ киммерийского и альпийского структурных ярусов.

Также стоит отметить, что амплитуда деформаций в Пшехско-Адлерской зоне может быть вычислена на основе данных о вершинных поверхностях. Самая высокая из них – 3200 м – описана в восточном блоке Пшехско-Адлерской зоны нарушений (точка 1 на рис. 34) С.А. Несмеяновым [Несмеянов, 1992]. Вершинная поверхность центральной ступени достигает высот 1900–2000 м (точка 2 на рис. 34), а западнее опущена до 1500 м (точка 3 на рис. 34). И, наконец, в крайнем западном крыле зоны – не превышает 1000 м. Таким образом, суммарная

вертикальная амплитуда деформаций в пределах Пшехско-Адлерской зоны составляет около 2200 м.

Пшехско-Адлерская зона прослежена на севере, в восточной части Азово-Кубанского прогиба, и проходит в районе г. Белореченска и г. Майкопа (см. рис. 34). Здесь, согласно данным [Белуженко, 2006] и [Tesakov et al., 2017], наблюдается резкая флексура в пределах моноклиальной толщи образований прогиба. В опущенном западном крыле данной флексуры резко увеличена мощность *мэотических–киммерийских* отложений (морской и континентальной молласы) Азово-Кубанского прогиба от 0 до 300 м. Согласно полевым данным Я.И. Трихункова и А.С. Тесакова, моноклираль полого падает на север под углами 5–10°, и пликативных деформации не обнаружены.

Складчатые деформации южной части Азово-Кубанского прогиба затухают в районе г. Горячего Ключа и окончательно исчезают в районе г. Майкопа. Таким образом, Пшехско-Адлерская поперечная зона служит восточным ограничением Керченско-Таманской складчатой зоны.

* * *

Сопоставление поперечных нарушений с изменением возраста складчатых деформаций в пяти сегментах Керченско-Таманской складчатой зоны позволяет выявить закономерность в проявлении крупных поперечных зон деформаций в пределах КТСЗ и сформулировать второе защищаемое положение: *Западное и восточное ограничение занимающего центральное положение в строении Керченско-Таманской складчатой зоны самого молодого Таманского сегмента (III) маркированы зонами поперечных нарушений, по которым сегмент опущен. Аналогичные зоны разломов ограничивают всю Керченско-Таманскую складчатую зону с запада и востока, отделяя ее от Центрально-Крымского и Ставропольского поднятий, соответственно.*

Замечу также, что поперечные зоны, расположенные западнее Таманского сегмента, обнаруживают гипотетические признаки левосдвиговых деформаций и смещений, а расположенные восточнее – правосдвиговых. Однако это предположение нуждается в дополнительном подтверждении.

ГЛАВА 4. ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Крым. К востоку от вулканического массива Карадаг тектоническое поднятие, образованное верхнетриасовыми и юрскими породами, аналогичными обнаженным в Горном Крыму, резко сужается и на суше вскрыто лишь возле пос. Орджоникидзе⁵ (рис. 35). В ходе работ 2017 и 2019 гг. автором в составе экспедиции было уточнено строение верхнетриасовых и юрских пород в этом районе, геологический разрез которого представляет собой моноклиналичную последовательность пород, осложненную складками, надвигами и оползнями. Здесь преобладает наклон слоев в северных румбах. С юга на север (и снизу–вверх) обнажены:

Толща 1. Глинисто-алевритовые сланцы, видимая мощность до 10 м;

Толща 2. Туфогенные песчаники, до 100 м;

Толща 3. Тонкослоистые песчаники, серые с тонкими рыжими прослоями и несколькими линзовидными прослоями мраморизованного известняка, 0–30 м;

Толща 4. Глинистые сланцы, аргиллиты и алевролиты, до 150 м;

Толща 5. На них несогласно лежит конгломерато-песчаниковая толща, свыше 90 м.

Низы разреза содержат фауну верхнего триаса [Муратов, 1960; Государственная..., 1965] и, по всей видимости, соответствуют низам *таврической* свиты. В толщах 2 и 3 фауны не обнаружено. На геологической карте [Государственная..., 1965] толщи 2–4 отнесены к средней юре. Однако о среднеюрском возрасте можно говорить только в отношении толщи 4 – глинистых сланцев и аргиллитов, в верхах которой, по свидетельству М.В. Муратова [Муратов, 1937; Муратов, 1960], была найдена среднеюрская фауна. Песчаники толщи 2 и рыжевато-серые слоистые образования толщи 3 сходны с *эскиординской* серией, датируемой верхним триасом–нижней юрой [Муратов, 1960]. Конгломерато-песчаная толща 5 содержит гальку с верхнеюрскими кораллами

⁵ Результаты работ в районе пос. Орджоникидзе изложены в материалах совещания Тектонофизической школы [Соколов, Гайдаленок, 2019]

Крымской Яйлы и сходна с киммеридж–титонскими конгломератами и песчаниками горы Демерджи [Рудько и др., 2018]. Верхнеюрский возраст толщи 5 подтвержден результатами микропалеонтологических исследований, выполненных М.А. Устиновой (ГИН РАН) по образцам, отобранным Н.Б. Кузнецовым (ГИН РАН) совместно с автором.

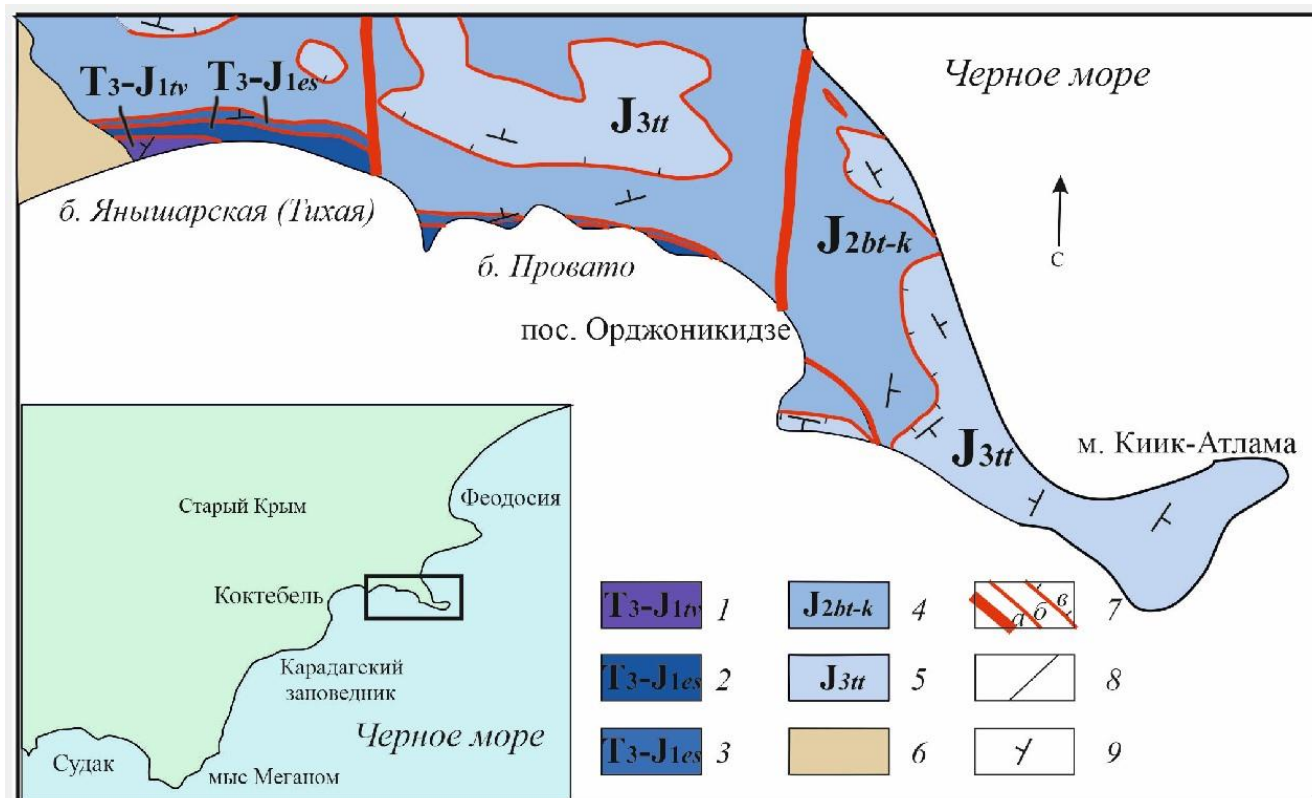


Рис. 35. Геологическая карта района пос. Орджоникидзе. 1 – глинисто-алевритовые сланцы (толща 1); 2 – туфогенные песчаники (толща 2); 3 – тонкослоистые песчаники с рыжими прослоями (толща 3); 4 – глинистые сланцы, аргиллиты и алевролиты (толща 4); 5 – конгломерато-песчаная толща (толща 5); 6 – четвертичные образования; 7 – а: зоны разрывных нарушений; б: тектонические контакты неустановленной кинематики; в: надвиги; 8 – геологические границы; 9 – азимут падения

Толщи описанного разреза представляют собой тектонические чешуи. Это проявляется в зеркалах скольжения на границах толщ (рис. 36) и резких изменениях мощности (до полного выклинивания) песчаников толщ 2 и 3 на коротких расстояниях вкост их простирания. Глинистые сланцы средней юры толщи 4 смяты и нарушены надвигами, образуя мелкие складки. Верхнеюрская конгломерато-песчаная толща 5 местами надвинута на среднеюрскую толщу 4 (рис. 37, 38). Строение всего района осложнено оползнями. Но, несмотря на такую сложность нарушений, в целом выдержана моноклиальная последовательность

пород. Имеет место несогласие между среднеюрскими аргиллитами и алевролитами толщи 4 и верхнеюрскими конгломератами толщи 5. Хотя переменная мощность толщ 3 и 4 обусловлена, прежде всего, тем, что их контакты нарушены надвигами, не исключено наличие несогласия между ними, как и между толщами 1 и 2.



Рис. 36. Зеркало скольжения на границе толщ 4 (верхняя юра) и 5 (средняя юра). Фото автора

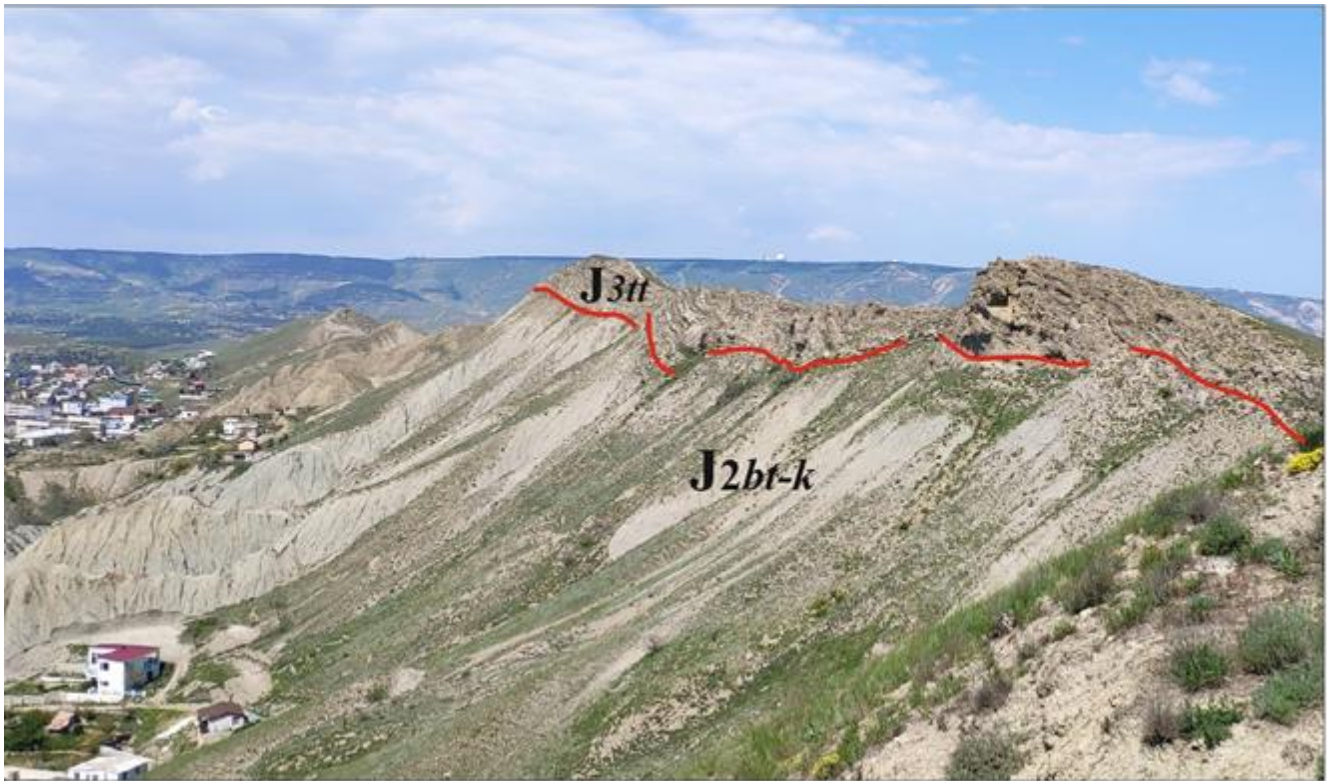


Рис. 37. Надвиговое соотношение толщ 4 и 5 в районе пос. Орджоникидзе. Фото автора

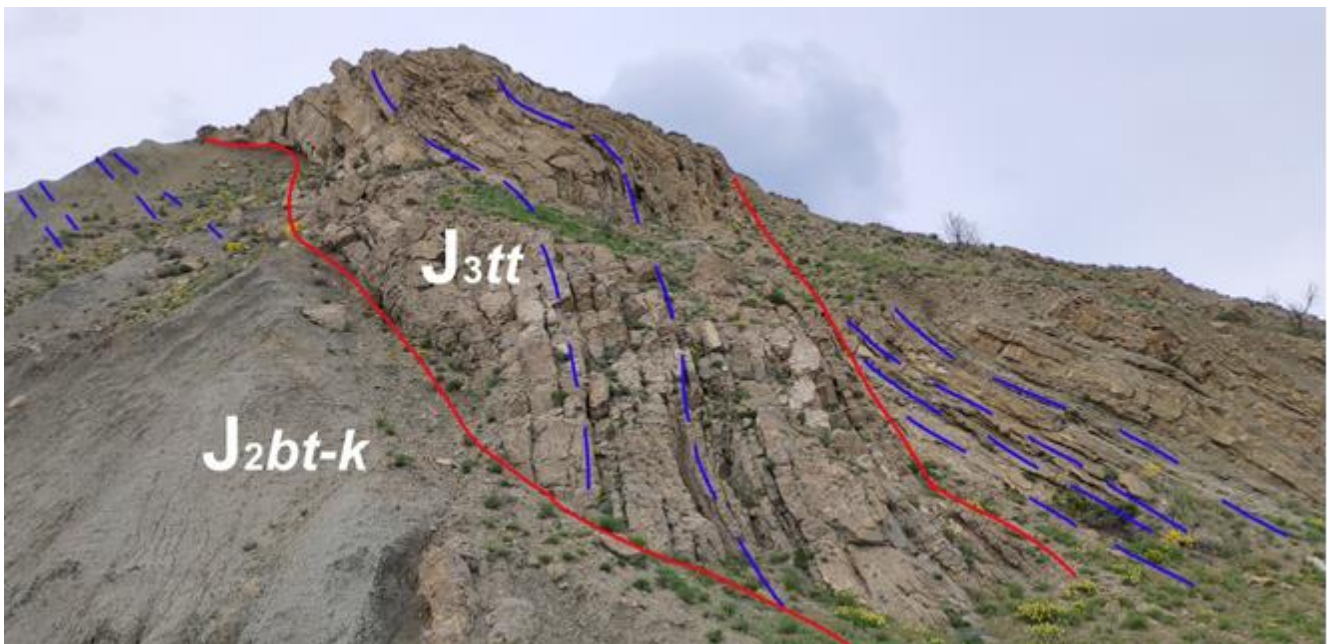


Рис. 38. Принадвиговые складки толщи 5 (верхняя юра). Фото автора

Верхнетриасово–нижнеюрская *эскиординская* свита считается возрастным аналогом *таврической* свиты [Короновский, Милеев, 1974]. Считается также, что *таврическая* свита была сформирована в осевой части Крымского прогиба, в то

время как *эскиординская*, более грубообломочная по своему составу, была образована на северном склоне прогиба, хотя допускается и более широкое ее распространение [Милеев и др., 2009]. Судя по присутствию образований, относимых автором с коллегами к породам *эскиординской* и *таврической* свитам, верхнетриасовый–нижне-среднеюрский разрез района пос. Орджоникидзе, вероятно, был сформирован на северном борту Крымского триасово–юрского прогиба вблизи его осевой части. В киммерийскую тектоническую эпоху район испытал несколько фаз складчато-надвиговых деформаций, в промежутках между которыми карбонатная толща 5 Крымской Яйлы могла сформироваться *in situ*, либо же в ходе деформаций была надвинута на аналоги толщ 1–4. Продукты разрушения этой карбонатной толщи и подстилавших ее пород сформировали конгломерато-песчаную толщу 5. В дальнейшем район подвергся позднекиммерийским и альпийским деформациям, оформившим его современную структуру.

Таким образом, район пос. Орджоникидзе, представляет собой самое восточное доступное наблюдению продолжение структур складчато-надвигового сооружения Горного Крыма.

Прикерченский шельф. К югу от Керченского п-ова поднятию пос. Орджоникидзе отвечает, судя по данным сейсмопрофилирования методом широкоугольных отраженных и преломленных волн [Starostenko et al., 2017], поднятие домезозойского фундамента (Крымско-Кавказская зона инверсии на рис. 39), где мощность чехла сокращена до 2–3 км.

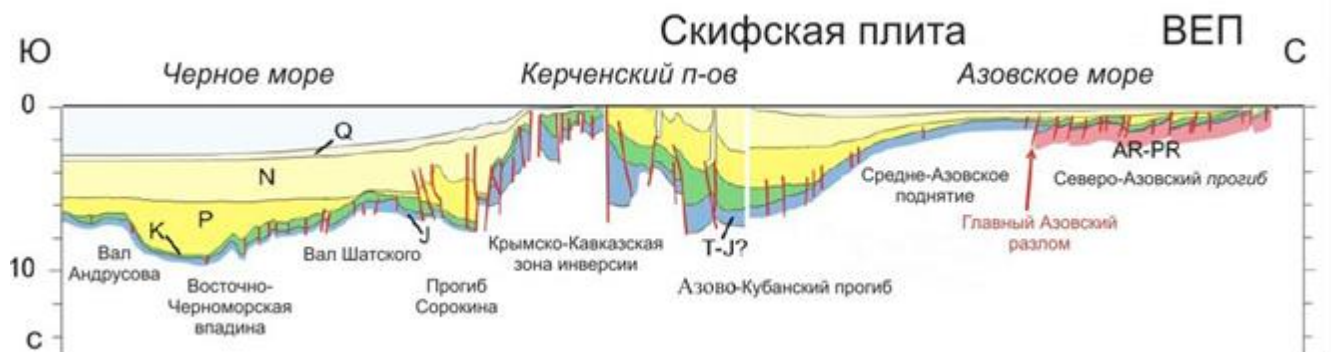


Рис. 39. Схема геологической интерпретации геофизического профиля DOBRE-2 [Starostenko et al., 2017] с изменениями

Кавказ. Сегмент IV Керченско-Таманской зоны (Азовская складчатая зона) граничит на юге со структурами Северо-Западного Кавказа. Его осевую, тектонически наиболее поднятую часть образует Псебепский антиклинорий, сложенный юрскими и меловыми образованиями. В нижне-среднеюрское время эта часть Северо-Западного Кавказа представляла собой северный склон Кавказского прогиба [Сомин, 2007]. После киммерийской эпохи деформаций здесь накапливались шельфовые образования тонкообломочного терригенного и карбонатного состава [Попков, 2010; Трихунков, 2016].

Юго-западнее расположен Новороссийский синклинорий, представляющий собой зону Южного склона Большого Кавказа и сложенный преимущественно терригенными и терригенно-карбонатными флишевыми образованиями от верхней юры до эоцена [Маринин, Расцветаев, 2008; Попков, 2010]. Эти отложения накопились в осевой части Кавказского прогиба, унаследованно развивавшегося, по меньшей мере, с начала юры. Мощные нижне-среднеюрские терригенные образования прогиба вскрыты в восточных частях зоны Южного склона, преимущественно на Восточном Кавказе [Сомин, 2007]. По уточненным данным [Баскакова, Никишин, 2018], юрско–эоценовые образования Анапского выступа, продолжающего структуры Северо-Западного Кавказа на юго-запад в Черное море, накопились на продолжении осевой части Кавказского прогиба.

Мезозойско–кайнозойские образования Северо-Западного Кавказа, включая Новороссийский синклинорий, претерпели интенсивные альпийские деформации [Попков, 2010; Трихунков, 2016]. Отмечалась важная роль позднеэоценовых деформаций, предшествовавших накоплению *майкопской* серии [Расцветаев, 1998; Маринин, Расцветаев, 2008]. Местами эти деформации продолжались в олигоцене и раннем миоцене, о чем свидетельствует присутствие в *майкопских* образованиях обломочного материала, сносимого с Анапского выступа [Баскакова, Никишин, 2018]. Вместе с тем, значительный, а, возможно, и основной вклад в формирование современной складчато-надвиговой структуры, внесли послемайкопские деформации [Трифонов, 2016]. Наиболее вероятный возраст этих деформаций миоценовый, поскольку позднее складчатая структура подверглась эрозии,

приведшей к формированию обращенного рельефа и, местами, плиоценовой поверхности выравнивания [Трихунков, 2016; Трихунков и др., 2018].

Керченско-Таманский прогиб. Южнее южных цепей антиклиналей Таманского п-ова, на шельфе Черного моря, выявлены складки, в строении которых участвуют толщи от меловых до верхнеплиоценовых и, вероятно, четвертичных [Баскакова, Никишин, 2018]. Эта область, расположенная непосредственно к северу от Анапского выступа, вместе с южными складчатыми цепями Таманского сегмента Керченско-Таманской зоны, выделена как Керченско-Таманский прогиб, где мощность олигоцен–нижнемиоценовых *майкопских* пород достигает 5 км, что превосходит мощность аналогичных образований как в Азово-Кубанском, так в Туапсинском прогибах на 1–2 км (рис. 40) [Афанасенков и др., 2007; Попков, 2010; Баскакова, Никишин, 2018]. Прогиб расширяется к юго-западу и, вероятно, раскрывается в Восточно-Черноморскую впадину [Афанасенков и др., 2007].

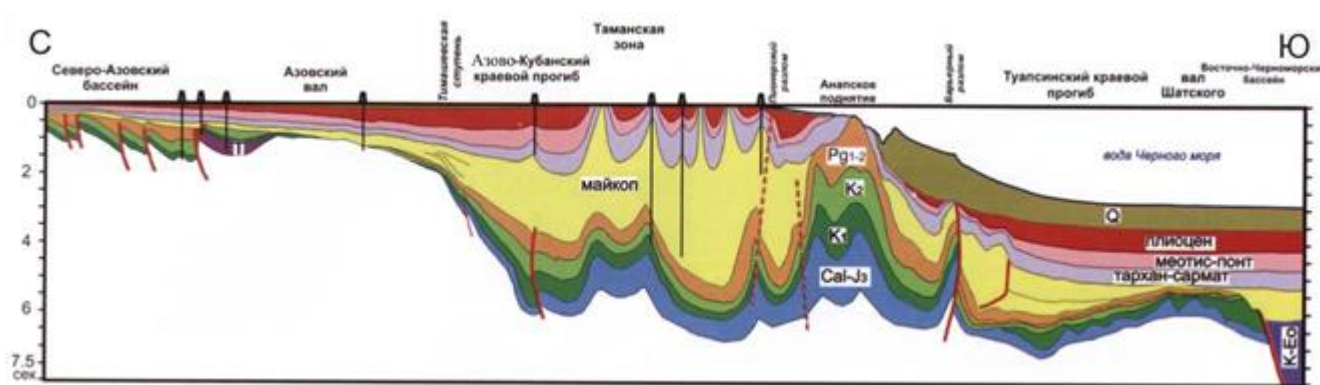


Рис. 40. Схема геологической интерпретации геофизических данных [Афанасенков и др., 2007] с изменениями

Сопоставление данных и выводы. По присутствию пород как *таврической*, так и *эскиординской* свит, а также мощных тонкообломочных среднеюрских образований разрез в районе пос. Орджоникидзе может интерпретироваться как представляющий либо северный склон Крымского прогиба, либо осевую часть этого прогиба вблизи его северного склона. По отношению к Керченско-Таманской складчатой зоне район пос. Орджоникидзе является тектоническим поднятием, где выходят более древние породы. Поднятие находит восточное продолжение в виде выступа фундамента в районе Керченского шельфа, по данным профиля Добре-2.

Кавказская часть Керченско-Таманской складчатой зоны (сегмент IV) граничит на юге со структурами Северо-Западного Кавказа с Псебепским антиклинорием в осевой части. В неотектоническом смысле поднятие Псебепского антиклинория играет ту же структурную роль, что и поднятие пос. Орджоникидзе и выступа на профиле Dobre-2. Эти поднятия ограничивают южную деформированную часть Азово-Кубанского прогиба, представленную Керченско-Таманской складчатой зоной.

Вместе с тем, на восточной границе Таманского сегмента Керченско-Таманской складчатой зоны Псебепский антиклинорий вырождается. Здесь Керченско-Таманскую зону ограничивает с юга Анапский выступ, который кулисно подставляет поднятие Псебепского антиклинория с юга и на сейсмическом профиле сходен с расположенным южнее Керченского п-ова выступом на профиле Dobre-2 [Афанасенков и др., 2007; Starostenko et al., 2017] (см. рис. 39, 40). В историко-тектоническом смысле Анапский выступ является продолжением Новороссийского синклинория, т.е. зоны Южного склона Большого Кавказа. Между двумя обсуждаемыми выступами расположен Керченско-Таманский прогиб с повышенной мощностью *майкопских* образований (рис. 41). Прогиб разобщает тектонические поднятия, ограничивающие с юга крымскую и кавказскую части Керченско-Таманской зоны и затрудняет их сопоставление.

В неотектоническом смысле Керченско-Таманская зона ограничена с юга поднятием района пос. Орджоникидзе, которое является восточным продолжением поднятия Горного Крыма и продолжается на восток подводным выступом, расположенным южнее Керченского п-ова, и далее Анапским выступом, кулисно подставляемым поднятием осевой части Северо-Западного Кавказа.

В историко-тектоническом смысле поднятие района пос. Орджоникидзе представляет северный склон Крымского прогиба или его осевую часть вблизи северного склона. Осевой прогиб продолжается на восток Анапским выступом – западным продолжением осевой части Кавказского прогиба, представленного в современной зоне Южного склона Большого Кавказа, тогда как Северо-Западный Кавказ соответствует северному склону Кавказского прогиба. Отмеченная выше

неопределенность палеоструктурного положения разреза пос. Орджоникидзе допускает две интерпретации. (1) Разрез пос. Орджоникидзе представляет северный склон Крымского прогиба, и палеоструктурным продолжением этого района является Северо-Западный Кавказ (Псебепский антиклинорий), представляющий северный склон Кавказского прогиба. (2) Район пос. Орджоникидзе представляет осевую часть Крымского прогиба, и его продолжением является осевая часть Кавказского прогиба (Новороссийский синклинорий), т.е. зона Южного склона Большого Кавказа. При второй интерпретации зона Северо-Западного Кавказа, представляющая северный склон палеопрогиба, к западу выклинивается и южнее Таманского сегмента Керченско-Таманской зоны отсутствует.



Рис. 41. Схема положения Южного обрамления Керченско-Таманской складчатой зоны. ГК – Горный Крым, СЗК – Северо-Западный Кавказ. 1 – Псебепско-Гойтхская зона, 2 – Зона Южного склона Большого Кавказа. Черная сплошная линия – положение профиля DOBRE-2 [Starostenko et al., 2017], черная пунктирная линия – положения профиля в работе [Афанасенков и др., 2007]

При обеих историко-тектонических интерпретациях Крымский прогиб является продолжением Кавказского прогиба. Но между этими двумя частями

единого прогиба было существенное различие. Развитие Крымского прогиба закончилось в киммерийскую эпоху деформаций, после которой там накапливались шельфовые фации, а развитие Кавказского прогиба продолжалось до конца эоцена и местами начала миоцена и было прервано лишь альпийскими деформациями. Возникновение Керченско-Таманского майкопского прогиба разобщило крымскую и кавказскую части южного обрамления Керченско-Таманской зоны и могло, по крайней мере, отчасти стать причиной запаздывания складчатости в ее Таманском сегменте.

С учетом возможности различной тектонической интерпретации южного обрамления Керченско-Таманской складчатой зоны сформулировано третье защищаемое положение:

«Керченско-Таманская зона складчатых деформаций ограничена с юга тектоническим поднятием, которое является продолжением структур Горного Крыма на западе и Северо-Западного Кавказа (Псебепского антиклинория) и зоны Южного склона Большого Кавказа (Новороссийского синклинория) – на востоке».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Керченско-Таманская складчатая зона представляет собой южную деформированную часть Азово-Кубанского прогиба. Эта деформация охватила ту часть прогиба, где горные сооружения Крымско-Кавказского орогена сужаются и вырождаются. Проведенное исследование новейших складчатых деформаций Керченско-Таманской зоны позволяет сделать вывод о том, что возраст завершения главных фаз складкообразования в пределах зоны имеет закономерное изменение по простиранию. Наиболее молодой, четвертичный, возраст имеют складки центрального Таманского сегмента (III), которые продолжают свое развитие до настоящего времени. По направлению к периферии Керченско-Таманской зоны возраст главной фазы складчатых деформаций удревняется до плиоцена в Восточно-Керченском сегменте (II) и сегменте района г. Крымска (IV) и далее – до конца раннего–начала среднего миоцена на крайнем западе и востоке зоны (сегменты I и V).

По западной и восточной границам самого молодого Таманского сегмента (III), а также вдоль западного и восточного обрамления всей Керченско-Таманской зоны прослеживаются зоны поперечных нарушений. Поперечные зоны к западу от центрального Таманского сегмента характеризуются опусканием восточных крыльев, а к востоку от Таманского сегмента – западных. Вместе с тем, в зоне нарушений западного ограничения Керченско-Таманской зоны выявлены признаки левосдвиговых деформаций, а на восточном ограничении Таманского сегмента – правосдвиговых. Между Западно- и Восточно-Керченскими сегментами (I и II), а также сегментами западного Предкавказья (IV и V) поперечных зон нарушений не обнаружено.

На основании результатов геолого-геофизического изучения районов пос. Орджоникидзе, Керченского шельфа и района Анапского выступа сделан вывод о наличии зоны южного обрамления Керченско-Таманской складчатой зоны, представленного выступом домезозойского фундамента, и предложена ее возможная связь со структурами Горного Крыма и Большого Кавказа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абих, Г.В. Геологический обзор полуостровов Керчи и Тамани / Г.В. Абих. – Зап. Кавказ, отд-ния Рус. геогр. о-ва, 1873. – кн. 8. – с. 3-160.
2. Алексеева, Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы // Тр. Геол. ин-та. – 1977. – Вып. 300. – 214 с.
3. Алексин, А.Г. Геологические формации Западного Предкавказья / А.Г. Алексин, А.Н. Шарданов, Г.Т. Юдин и др.– М.: Наука, 1973. – 155 с.
4. Ананова, Е.Н. Пыльца в неогеновых отложениях юга Русской равнины / Е.Н. Ананова. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. – 196 с.
5. Андрусов, Н.И. Геологические исследования на Таманском полуострове // Материалы для геологии России. – 1903. – т. 21, вып. 2. – с. 1–108
6. Андрусов, Н.И. Геотектоника Керченского полуострова Керчи и Тамани // Материалы для геологии России. – 1893. – т. 16. – с. 1–171.
7. Арсланов, Х.А. О возрасте и климатических условиях формирования позднеплейстоценовых морских террас побережья Керченского пролива / Х.А. Арсланов, Н.А. Гей, Я.А. Измайлов и др. // Вестн. ЛГУ. Геология. География. – 1983. – №12, Вып. 2. – С. 69–79.
8. Афанасенков, А.П. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона / А.П. Афанасенков, А.М. Никишин, А.Н. Обухов. – М.: Научный мир, 2007. – 172 с.
9. Баскакова, Г.В., Никишин, А.М. История формирования района Керченско-Таманской зоны на основе реконструкции сбалансированного регионального разреза // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. – 2018. – С. 23–29
10. Белуженко, Е. В. Континентальные и субконтинентальные отложения верхнего миоцена – эоплейстоцена Западного Предкавказья: дисс...канд. геолого-минералогических наук: 25.00.01/ Белуженко Евгений Васильевич. – Москва, 2006. – 162 с.: ил.
11. Благволин, Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области / Н.С. Благволин. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 201 с.
- 12.

13. Бобылев, В.В. К тектонике Керченско-Таманской зоны / В.В. Бобылев, П.С. Пишванова, Т.В. Яценко, Ю.В. Шиманов // Геол. нефти и газа. – 1981. – № 7. – С. 36–41.
14. Богачев, В.В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии / В.В. Богачев. – Киев: Изд-во АН УССР, 1961. – 403 с.
15. Богачев, В.В., Евсеев В.П. Апшеронская фауна в бассейне Черного моря / В.В. Богачев, В.П. Евсеев // Докл. АН СССР. – 1939. – Т. 25, № 9. – С. 762–763.
16. Болиховская, Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: МГУ. –1995. – 288 с.
17. Буланов, С.А. Инверсия складчатого рельефа как показатель тангенциального сжатия земной коры / С.А. Буланов, Я.И. Трихунков // Геоморфология. – 2013. – № 1. – С. 11 – 18.
18. Вангенгейм, Э.А. Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах / Э.А. Вангенгейм, М.Л. Векуа, В.И. Жегалло и др. // Бюлл. Комис. по изуч. четвертичного периода. – 1991. – № 60. – С. 41–52.
19. Верещагин, Н.К. Остатки млекопитающих из нижнечетвертичных отложений Таманского полуострова // Тр. ЗИН АН СССР. – 1957. – Т. 22. – С. 9-74.
20. Гайдаленок, О.В. Новые данные о позднечетвертичном складкообразовании и деформации рельефа на севере Таманского полуострова, Краснодарский край / О.В. Гайдаленок, С.А. Соколов, Я.А. Измайлов и др. // Геоморфология. – 2020. – №1. – С. 53–67.
21. Гайдаленок, О.В. Результаты сейсмоакустического профилирования дна Таманского залива в районе античного города Фанагория / О.В. Гайдаленок, А.А. Шматков, А.А. Шматкова и др. // Геофизические процессы и биосфера. – 2019. – №4. – С. 15–21.
22. Геология СССР. Том IX. Северный Кавказ. Часть 1. Геологическое описание / Ред. Андрущук В.Л., Дубинский А.Я., Хаин В.Е. – М.: Недра, 1968. – 760 с.

23. Геология шельфа УССС. Керченский пролив / В.М. Аленкин, Ю.И. Иноземцев, П.И. Науменко, А.Л. Путь, и др. (Ред.: Макаренко Д.Е.). – Изд. «Наукова Думка», Киев, 1981. – 160 с.
24. Государственная геологическая карта СССР. Серия Кавказская. Лист L-37-XXVI, XXXII // Масштаб 1:200000 / М.В. Муратов (ред.). Ессентуки: Северо-Кавказское геологическое управление, 1964.
25. Государственная геологическая карта СССР. Серия Крымская. Лист L-36-XXX // Масштаб 1:200 000 // М.В. Муратов (ред). МГРИ им. С. Орджоникидзе, трест Днепргеология. 1965.
26. Государственная геологическая карта СССР. Серия Крымская. Лист L-37-XIX, XXV. Масштаб 1:200000, 1971 г. / Ред. М.В. Муратов. Днепргеология, Крымнефтегазразведка.
27. Государственная геологическая карта РФ. Издание второе. Серия Кавказская. Карта дочетвертичных образований: L-37-XXXV (Майкоп). Ред.: Греков И.И. Масштаб: 1:200000. Составлена: ФГУГП Кавказгеолсъемка, 2004 г.
28. Государственная геологическая карта РФ. Издание второе. Серия Кавказская. Геологическая карта: L-37-XXXIV (Туапсе). Геологическая карта: L-37-XXXIV (Туапсе). Масштаб: 1:200000. Ред.: Ростовцев К.О. Составлена: ГНЦ ФГУГП Южморгеология, ФГУГП Кавказгеолсъемка, 2000а г.
29. Государственная геологическая карта РФ. Издание второе. Серия Кавказская. Карта четвертичных образований. Лист L-37-XIX, XXV. Масштаб 1:200000. 2000б г. / Ред. К.О. Ростовцев. ФГУГП Кавказгеолсъемка.
30. Государственная геологическая карта РФ. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L-37-XIX, XXV. Масштаб 1:200000. 2000в г. / Ред. К.О. Ростовцев. ФГУГП Кавказгеолсъемка.
31. Государственная геологическая карта РФ. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L-37-XXVI (Новороссийск) // Масштаб 1:200000 / В.М. Юбко (ред.). Ессентуки– Геленджик: Кавказгеолсъемка, Южморгеология, 2007. 2-е изд.
32. Государственная геологическая карта РФ // Масштаб 1: 200 000. Издание второе. Серия Кавказская - Лист L-37-XXVI (Новороссийск). Объяснительная

записка / С.Г. Корсаков, Е.В. Белуженко, В.И. Черных, В.В. Соколов, В.М. Андреев, С.К. Шелтинг (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 186 с.

33. Додонов, А.Е., Тесаков, А.С., Симакова, А.Н. Таманское местонахождение фауны млекопитающих Синяя балка: новые данные по геологии и биостратиграфии // Ранний палеолит Евразии: новые открытия / С.А. Васильев и др. (ред.). – Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2008а. – С. 53–57.

34. Додонов, А.Е., Трубихин, В.М., Тесаков, А.С. Палеомагнетизм костеносных отложений местонахождения Синяя балка/Богатыри // Ранний палеолит Евразии: новые открытия / С.А. Васильев и др. (ред.). – Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2008б. – С. 57–58.

35. Егорова, Т.П. Строение и эволюция земной коры Горного Крыма вдоль профиля «Севастополь–Керчь» по результатам ГСЗ и локальной сейсмической томографии / Т.П. Егорова, Е.П. Баранова, В.С. Гобаренко, А.В. Муровская // Геотектоника. – 2018. – № 4. – С. 77-95.

36. Енгибарян, А.А. Литолого-фациальные и тектонические критерии нефтегазоносности мезокайнозойских отложений Таманского полуострова: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ставрополь: Кубаньгазпром. – 2007.

37. Измайлов, Я.А. Строение и биостратиграфия отложений Азово-Черноморских неоплейстоценовых террас как свидетельства последовательного эрозионного углубления Черноморско-Средиземноморских проливов // Теория и методы современной геоморфологии / Мат-лы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. – 2016. – С. 221–225.

38. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет / Под ред. А.А. Величко и В.П. Нечаева. – М.: ГЕОС, 1999. – 260 с.

39. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР // Масштаб: 1:2500000 / Ред. И.П. Герасимов, А.В. Сидоренко. М.: Мингео СССР–АН СССР, 1971. – 8 л.

40. Копп, М.Л. Кавказский бассейн в палеогене / М.Л. Копп, И.Г. Щерба // Геотектоника. – 1998. – № 2. – С. 29–50.

41. Короновский, Н.В. О соотношении отложений таврической серии и эскиординской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым) / Н.В Короновский., В.С. Милеев // Вестник Московского университета. Серия геологическая. – 1974. – № 1. – С. 80—87.
42. Корсаков, С.Г., Зарубин, В.В., Соколов, В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L-37-XIX, XXV (Тамань). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. – 107 с.
43. Космоснимок Landsat8 URL:<https://earthexplorer.usgs.gov/> Accessed January 10, 2019.
44. Лебедева, Н.А. Антропоген Приазовья // Тр. ГИН АН СССР. – 1972. – Вып. 215. – 106 с.
45. Летавин, А.И. Разрывная тектоника и перспективы нефтегазоносности Краевой зоны Северо-Западного Кавказа / А.И Летавин., В.М. Перерва. – М.: Наука, 1987. – 88 с.
46. Маринин, А.В. Тектонофизические исследования Семисамской антиклинали (Северо-Западный Кавказ) // Геодинамика и тектонофизика. – 2013. – Т.4. – № 4. – С. 461–484.
47. Маринин, А.В., Расцветаев, Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики / Ю.Л. Ребецкий (ред.). М.: ИФЗ РАН, 2008. – С. 191–224.
48. Международная стратиграфическая комиссия:
www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale/. 2017
49. Милановский, Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. / Е.Е. Милановский. – М.: Недра, 1968. – 482 с.
50. Милеев, В.С. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма / В.С. Милеев, Е.Ю. Барабошкин, С.Б. Розанов, М.А. Рогов // Бюлл. МОИП. Сер. геол. – 2009. – Т. 84, Вып. 3. – С. 3–22.

51. Милеев, В.С. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма / В.С. Милеев, С.Б. Розанов, Е.Ю. Барабошкин и др. // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Сер. геол. – 1995. – Т. 70, вып. 1. – С. 22–31.
52. Митин, С.Н. Перспективы нефтегазоносности мезозойских отложений Таманского полуострова в свете новых данных / С.Н. Митин, И.А. Кондратьев, С.В. Котов // Геология нефти и газа. – 1992. – №5.
53. Муратов, М.В. Геологический очерк Восточной оконечности Крымских гор // Тр. МГРИ. – 1937. – Т. VII. – С. 21-122.
54. Муратов, М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – 207 с.
55. Несмеянов, С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). – М.: Недра, 1992. – 254 с.
56. Несмеянов, С.А. Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России / С.А. Несмеянов, Я.А. Измайлов. – М.: ПНИИИС, 1995. – 239 с.
57. Несмеянов, С.А. Палеоэкологическая реконструкция района Богатырей и Синей балки // С.А. Несмеянов, Н.Б. Леонова, О.А. Воейкова. – Древнейшие обитатели Кавказа и расселение предков человека в Евразии. СПб: ИИМК РАН, 2010. – С. 47–61.
58. Никонов, А.А. Признаки молодой тектонической активности в зонах Южно-Азовского и Керченского разломов // Геотектоника. – 1994. – № 5. – С. 16–27.
59. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов Европейской части России и объяснительная записка к ней / Л.А. Невеская, Е.И. Коваленко, Е.В. Белуженко и др. – М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2004. – 83 с.
60. Овсяченко, А.Н. Новые сведения об очагах сильных землетрясений в районе Керченского полуострова по палеосейсмологическим данным / А.Н. Овсяченко, А.М. Корженков, А.С. Ларьков, А.В. Мараханов и др. // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 472, № 1. – С. 89–92

61. Островский, А.Б. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между г. Анапа и устьем р. Шахе. // Докл. АН СССР. – 1968. – Т. 181, № 4. – С. 900–952.
62. Островский, А.Б. О происхождении озера Абрау и других бессточных котловин на Черноморском побережье Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. географ. – 1970. – № 1. – С. 89 – 98.
63. Островский, А.Б. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР / А.Б. Островский, Я.А. Измайлов, А.Н. Щеглов и др. – М.: Наука, 1977. – С. 61–68.
64. Певзнер, М.А. Палеомагнитная характеристика отложений куяльника и его положение в магнитохронологической шкале // Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода. – 1989. – № 58. – С. 117–124.
65. Перерва, В.М. Соотношение рельефа и блоковой структуры краевой зоны северо-западного погружения Большого Кавказа // Геоморфология. – 1981. – № 3. – С. 72 – 77.
66. Плахотный, Л.Г. Разрывные нарушения Керченского п-ова / Л.Г. Плахотный, А.А. Пасынков, М.Е. Герасимов и др. // Геол. журн. – 1989. – № 5. – С. 40–46.
67. Попков, В.И. Геодинамическая обстановка формирования структуры Западно-Кавказских кайнозойских прогибов // Геология, география и глобальная энергия. – 2010. – № 3. – С. 23–26.
68. Попков, В.И. Сейсмогравитационные деформации южного склона Северо-Западного Кавказа // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты / В.И. Попков, О.Ю. Крицкая, А.А. Остапенко и др. // Материалы XLVII Тектонического совещания. Том II. – М.: ГЕОС, 2015. – С. 44–49.
69. Попов, Г.И. Апшеронские отложения Азовского бассейна // Советская Геология. – 1970. – №8. – С. 124–127.

70. Попов, Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов / Г.И. Попов. – М.: Наука, 1983. – 216 с.
71. Расцветаев, Л.М. О домайкопском возрасте главной складчатости и эоцен-олигоценых олистостромах Северо-Западного Кавказа // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. – 1998. – Т. 73, вып. 4. – С. 70–71.
72. Рогожин, Е.А. Глубинное строение Анапской флексурно-разрывной зоны, Западный Кавказ / Е.А. Рогожин, А.В. Горбатиков, Ю.В. Харазова и др.// Геотектоника. – 2019. – №5. – с. 3–11.
73. Рогожин, Е.А. Структурная позиция и проблемы возникновения очагов грязевого вулканизма в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго) / Е.А. Рогожин, А.Л. Собисевич, Л.Е. Собисевич, Т.Ю. Тверитинова // Геология и геофизика юга России. – №3. – 2014. – С. 89–115.
74. Ростовцева, Ю.В. Седиментогенез в бассейнах среднего и позднего миоцена Восточного Паратетиса (стратотипический Керченско-Таманский регион): Автореф. дис. д.г-м.н. – М.: 11-й формат, 2012. – 48 с.
75. Рудько, С.В. Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов горы Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) / С.В. Рудько, Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк, Е.А. Белоусова // ДАН. – 2018. – Т. 483. – № 3. – С. 306–309.
76. Свиточ, А.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции) / А.А. Свиточ, А.О. Селиванов, Т.А. Янина. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – 292 с.
77. Семененко, В.Н. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса / В.Н. Семененко. – Киев: Наукова Думка, 1987. – 240 с.
78. Сомин, М.Л. Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 15–38.

79. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. – СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. – 96 с.
80. Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 1) . – М.: Недра, 1982. – 443 с.
81. Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий. Масштаб: 1:4000000. 2007 г. Ответственный редактор: Е.Е. Милановский. Авторы: Мазарович О.А., Милановский Е.Е., Костюченко С.Л. / Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. Геологический факультет, кафедра геологии России / ФГУП "Производственное картосоставительское объединение "Картография". Москва
82. Тесаков, А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена – эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим) // Тр. Геол. ин-та. – Т. 554. – Москва, Наука, 2004. – 247 с.
83. Тесаков, А.С. Новые данные о новейшей структуре и возрасте нижнеплейстоценовых отложений северо-востока Таманского полуострова, Южное Приазовье / А.С. Тесаков, О.В. Гайдаленок, С.А. Соколов и др. // Геотектоника. – М.: Наука, 2019. – № 5. – С. 12–35.
84. Титов, В.В. Крупные млекопитающие позднего плиоцена Северо-Восточного Приазовья / В.В. Титов. – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН. – 2008. – 262 с.
85. Титов, В.В., Тесаков, А.С. Таманский фаунистический комплекс: ревизия типовой фауны и стратотипа // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований / Матер. 6-ого Всеросс. совещ. по изуч. четвертич. периода (г. Новосибирск, 19–23 октября 2009 г.). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 585–588.
86. Титов, В.В., Тесаков, А.С., Байгушева, В.С. К вопросу об объеме и границах псекупского и таманского фаунистических комплексов (ранний плейстоцен, юг Восточной Европы) / Палеонтологические и стратиграфические границы. Материалы LVIII сессии палеонтологического общества (г. С.-Петербург 2–6 апреля 2012 г.). – СПб.: Палеонтол. общество РАН, 2012. – С. 142–144.

87. Трифонов, В.Г. Коллизия и горообразование // Геотектоника. – 2016. – № 1. – С. 1–23.
88. Трифонов, В.Г. Неотектоника подвижных поясов / В. Г. Трифонов; отв. ред. К. Е. Дегтярев. – Рос. акад. наук, Геол. ин-т, Рос. фонд фундам. исслед. – М.: ГЕОС. – 2017.
89. Трифонов, В.Г. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса / В.Г. Трифонов, О.В. Соболева, Р.В. Трифонов и др. – М.: ГЕОС, 2002. – 225 с.
90. Трифонов, В.Г. Происхождение и экологические последствия фанагорийской регрессии Черного моря / В.Г. Трифонов, Р.В. Трифонов // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2006. – № 6. – С. 509–521.
91. Трихунков, Я.И. Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. – 2016. – № 5. – С. 67–81.
92. Трихунков, Я.И., Бачманов, Д.М. Современные структуры выжимания в осевой зоне Западного Кавказа (Хребет Ачишхо) // Вторая молодежная тектонофизическая школа-семинар / Ю.Л. Ребецкий (ред.). – М.: ИФЗ РАН, 2011. – С. 270–274.
93. Трихунков, Я.И. Новейшее горообразование в зоне сочленения структур Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области / Я.И. Трихунков, Д.М. Бачманов, О.В. Гайдаленок и др. // Геотектоника. – М.: Наука, 2019. – №4. – С. 1–19.
94. Трихунков, Я.И. Морфоструктура зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области / Я.И. Трихунков, О.В. Гайдаленок, Д.М. Бачманов и др. // Геоморфология. – 2018. – № 4. – С. 77–92.
95. Трубихин, В.М. Возраст стратотипа таманского комплекса и олованских стоянок на Таманском полуострове (палеомагнитные данные) / В.М. Трубихин, А.Л. Чепалыга, С.А. Кулаков // Фундаментальные проблемы квартера: результаты изучения и главные направления дальнейших исследований. – М.: ГЕОС, 2017. – С. 434–436.

96. Туголесов, Д.А. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины / Д.А. Туголесов, А.С. Горшков, Л.Б. Мейснер и др. – М.: Недра, 1985. – 215 с.
97. Фарфуляк, Л.В. Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской плиты вдоль профиля DOBRE-5 // Геофизический журнал № 6. – 2015. – Т. 37. – С. 64–85
98. Федоров, П.В. Позднеплейстоценовая история Черного моря и развитие южных морей Европы // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. – М.: Наука, 1977. – С. 25–32.
99. Филиппова, Н.Ю. Микрофитологическая характеристика позднемиоцен-раннеплиоценовых отложений опорного разреза северо-восточного Причерноморья (Тамань) // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитогеографии. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 332–343.
100. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа / Хаин В.Е., Афанасьев С.А., Борукаев Ч.В., Ломизе М.Г. В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. – М., 1962. – с. 5-47.
101. Хаин, В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс / В.Е. Хаин. – М.: Недра, 1984. – 344 с.
102. Хаин, В.Е. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя / В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе. – ИАН СССР. Серия геологическая. – 1961. – №4. – с. 26-43.
103. Хаин, В.Е. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2500000. / В.Е. Хаин, В.И. Попков. – Краснодар: КубГУ, 2009. – 213 с.
104. Цифровая модель рельефа <https://search.earthdata.nasa.gov/search>. Accessed: May, 2019a
105. Цифровая модель рельефа <https://maps-for-free.com/>. Accessed: May, 2019б

106. Чекунов, А.В. Глубинные разломы и блоковое строение земной коры. – в кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины: (Результаты исслед. по междунар. геофиз. проектам) / А.В. Чекунов, Я.П. Маловицкий. – М.: Наука, 1975. – С. 308–316.
107. Шатилова, И.И. Палинологическое обоснование геохронологии верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии / И.И. Шатилова. – Тбилиси: Ин-т палеобиологии АН ГССР, Мецниереба, 1974. – 193 с.
108. Шемпелев, А.Г. Глубинное строение западной части Центрального Кавказа по геофизическим данным / А.Г. Шемпелев, В.Б. Заалишвили, С.У. Кухмазов // Геотектоника. – 2017. – №5. – С. 20–29.
109. Шнюков, Е.Ф. Геологическое строение южного склона Керченско-Таманской зоны / Е.Ф. Шнюков, В.Е. Захаров, В.М. Аленкин, А.Я. Глебов // Геологический журнал. – 1979. – Т. 39, № 4. – С. 121-127.
110. Шнюков, Е.Ф. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области / Е.Ф. Шнюков, Ю.В. Соболевский, Г.И. Гнатенко и др.. – Атлас. Киев: Наукова думка, 1986. – 152 с.
111. Щекина, Н.А. История флоры и растительности юга Европейской части СССР в позднем миоцене-раннем плиоцене / Н.А. Щекина. – Киев: Наукова Думка, 1979. – 196 с.
112. Щелинский, В.Е. Олдованские традиции и их развитие в раннем палеолите Южного Приазовья (по материалам стоянок Родники 1 и 4 на Таманском полуострове). // Традиции и инновации в истории и культуре: программа фундаментальных исследований Президиума Российской академии наук «Традиции и инновации в истории и культуре»/ [Отд. истор.-филол. наук РАН] . – М.: Издатель, 2015. – С. 20 – 30.
113. Щелинский, В.Е., Кулаков, С.А. Богатыри (Синяя балка) – раннепалеолитическая стоянка эоплейстоценового возраста на Таманском полуострове // Российская археология. – 2007. – № 3. – С. 7–18.

114. Щербаков, Ф.А. Палеогеография Азово-Черноморья в позднем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР / Ф.А. Щербаков, П.Н. Куприн, Э.К. Забелина. – М.: Наука, 1977. – С. 51–60.
115. Эберзин, А.Г. Плиоценовые отложения Западного предкавказья // Геология СССР, том IX, Северный Кавказ. – М.-Л.: Гос. изд-во геол. Литературы, 1947. – С. 321-329.
116. Эколого-ресурсный потенциал Крыма. История формирования и перспективы развития. Том 2 / Под ред. проф. Е.Ю. Барабошкина, доц. Е.В. Ясеновой / Е.Ю. Барабошкин, Т.А. Барабошкина, Е.П. Каюкова и др. – 1-е изд. – СПб.: Изд-во ВВМ, 2017. – 260 с.: илл. 92 с.
117. Юдин, В.В. Геодинамика Крыма / В.В. Юдин. – Симферополь: Диайпи, 2011. – 335 с.
118. Янина, Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция / Т.А. Янина. – М: Геогр. факультет МГУ, 2012. – 264 с.
119. A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts // Ed. by A.J. Powell. British / Micropaleontology Soc. Series. London – N.Y.: Chapman & Hall. – 1992. – 290 p.
120. Bulletin of the International Seismological Centre, 2017. Available from: <http://www.isc.ac.uk/>
121. Channell, J. E. T. Magnetic excursions in the late Matuyama Chron (Olduvai to Matuyama-Brunhes boundary) from North Atlantic IODP sites // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. –. 2017 – 122(2) . – pp. 773–789.
122. Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), SRTM 90m Digital Elevation Database v4.1, 2017. Available from: <http://srtm.csi.cgiar.org/>. Accessed: March 10, 2018
123. Croitor, R. Early Pleistocene small-sized deer of Europe // Hellenic Journal of Geosciences. – 2006. – Vol. 41. – pp. 89–117.
124. Google Earth. URL. <http://www.earth.google.com>. Accessed: May 10, 2018
125. Google Earth. URL. <http://www.earth.google.com>. Accessed: February, 2020

126. Heinrich, W.-D. Neue Ergebnisse zur Evolution und Biostratigraphie von *Arvicola* (Rodentia, Mammalia) im Quartär Europas // *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*. – 1987. – Vol.15, N 3. – pp. 389–406.
127. Heinrich, W.-D. Some aspects of the evolution and biostratigraphy of *Arvicola* (Mammalia, Rodentia) in the Central European Pleistocene // *Int. Symp. on Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia)*. Eds. Fejfar O., Heinrich W.-D. – 1990. – Prague: Pfeil Verlag. – pp. 165–182.
128. International Gravimetric Bureau, WGM2012 Earth's gravity anomalies, 2012. Available from: URL. <http://bgi.obsmpip.fr/>. Accessed: March 10, 2018
129. Kalthoff, D.C. Late Pleistocene small mammals from the Wannenköpfevolcanoes (Neuwied Basin, western Germany) with remarks on the stratigraphic range of *Arvicola terrestris* / D.C. Kalthoff, Th. Mörs, A.S. Tesakov // *Geobios*. – 2007. – V. 40. – pp. 609–623.
130. Krijgsman, W. Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: Interbasinal connectivity and faunal evolution / W. Krijgsman, A. Tesakov, T. Yanina [et al.] // *Earth-Sci. Reviews*. – 2019. – Vol. 188. – pp. 1 – 40.
131. Magyar, I. Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe / I. Magyar, D.H. Geary, P. Müller // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1999. – Vol. 147, N 3-4. – pp. 151–167.
132. Martin, R.A. Rodent community change at the Pliocene–Pleistocene transition in southwestern Kansas and identification of the *Microtus* immigration event on the Central Great Plains / R.A. Martin, P. Peláez-Campomanes, J.G. Honey [et al.] // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2008. – Vol. 267. – pp. 196 – 207.
133. Maul, L. *Arvicola mosbachensis* (Schmidtgen 1911) of Mosbach 2: a basic sample for the early evolution of the genus and a reference for further biostratigraphical studies / L. Maul, L.I. Rekovets, W.-D. Heinrich [et al.] // *Senckenbergiana Lethaea*. – 2000. – Vol. 80 (1). – pp. 129–147.

134. Munsterman, D.K. A southern North Sea Miocene dinoflagellate cyst zonation / D.K. Munsterman, H. Brinkhuis // *Netherlands J. of Geosciences. Geologie en Mijnbouw*. – 2004. – Vol. 83, N 4. – pp. 267 – 285.
135. Nikishin, A.M. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region / A.M. Nikishin, M. Wannier, A.S. Alekseev [et al.] // *Sosson M., R.A. Stephenson & Adamia S.A. (eds.) Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society, London, Special Publications*. – 2017. – Vol. 428. – pp. 241–264.
136. Popov, S.V. Paleontology and Stratigraphy of the Middle–Upper Miocene of the Taman Peninsula: Part 1. Description of Key Sections and Benthic Fossil Groups / S.V. Popov, Yu.V. Rostovtseva, N.Yu. Fillippova [et al.] // *Paleontological Journal*. – 2016. – Vol. 50, N 10. – pp. 1039–1206.
137. Shatilova, I. The history of the flora and vegetation of Georgia (South Caucasus) / I. Shatilova, N. Mchedlishvili, L. Rukhadze, E. Kvavadze // *Tbilisi: Georgian National Museum, Institute of Paleobiology*. – 2011. – 200 p.
138. Shchelinsky, V.E. Early Palaeolithic sites on the Taman Peninsula (Southern Azov sea region, Russia): Bogatyri/Sinyaya Balka and Rodniki / V.E. Shchelinsky, A.E. Dodonov, V.S. Baigusheva [et al.] // *Quaternary International*. – 2010. – Vol. 223-224. – pp. 28–35.
139. Shchelinsky, V.E. The Early Pleistocene site of Kermek in western Ciscaucasia (southern Russia): Stratigraphy, biotic record and lithic industry (preliminary results) / V.E. Shchelinsky, M. Gurova, A. Tesakov [et al.] // *Quaternary International*. – 2016. – Vol. 393. – pp. 51–69.
140. Shchelinsky, V. The Early Paleolithic industries with large cutting tools on the Taman peninsula (Azov-Black Sea region, Russia): age, representative forms of tools / V. Shchelinsky, A. Tesakov, V. Titov [et al.] // *Book of abstr. of 18th UISPP World congress*. – Paris, 2018. – pp. 173–174.
141. Simakova, A. Palynology study of the Early Pleistocene Bogatyry / SinyayaBalka and Rodniki sites (Taman Peninsula, Russia) // *The Quaternary of Southern Spain: a bridge between Africa and the Alpine domain* / Ed. by B. Martines-Navarro, I. Toro

- Moyano, P. Palmqvist, J. Agusti. Tarragona: Universitat Rovira i Virgili. – 2009. – pp. 36–37.
142. Simon, Q. Cosmogenic signature of geomagnetic reversals and excursions from the Réunion event to the Matuyama–Brunhes transition (0.7–2.14 Ma interval) / Q. Simon, D.L. Bourlès, N. Thouveny [et al.] // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 2018. – Vol. 482. – pp. 510–524.
143. Starostenko, V. DOBRE-2 WARR profile: the Earth’s upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea / V. Starostenko, T. Janik, R. Stephenson [et al.] // M. Sosson, R.A. Stephenson & Adamia S.A. (eds.) *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geological Society, London, Special Publications. – 2017. – Vol. 428. – pp. 199–220.
144. Tesakov, A.S. Early stage of *Allophaiomys* evolution in eastern Europe // *Paludicola*. – 1998. – Vol. 2, N 1. – pp. 98–105.
145. Tesakov, A.S. Late Miocene (Early Turolian) vertebrate faunas and associated biotic record of the Northern Caucasus: Geology, taxonomy, paleoenvironment, biochronology / A.S. Tesakov, V.V. Titov, A.N. Simakova [et al.] // *Fossil Imprint*. – 73 (3-4). – 2017. – pp. 383–444.
146. The General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) // GEBCO One Minute Grid, 2008. Accessed 1 January, 2018. https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_one_minute_grid
147. van Kolfschoten, T. The evolution of the mammal fauna in the Netherlands and the middle Rhine Area (Western Germany) during the late Middle Pleistocene // *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*. – 1990. – Vol. 43-3. – pp. 1–69.
148. van Kolfschoten, T. The Palaeolithic locality Schöningen (Germany): a review of the mammalian record // *Quaternary International*. – 2014. – Vol. 326–327. – pp. 469–480.
149. Warny, S.A. Upper Neogene dinoflagellate cyst ecostratigraphy of the Atlantic coast of Morocco / S.A. Warny, J.H. Wrenn // *Micropaleontology*. – 2002. – Vol. 48, N 3. – pp. 257–272.