

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4 ГЕОЛОГИЯ

№ 6 • 2014 • НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

- Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Совместный анализ гравитационного и аномального магнитного полей для изучения строения тектоносферы южной части Индийского океана 3
- Промysłова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гущин А.И., Царев В.В. Природа магматизма района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) 14
- Хлебникова О.А., Никишин А.М., Митюков А.В., Рубцова Е.В., Фокин П.А., Копаевич Л.Ф., Запорожец Н.И. Состав песчаников из турбидитовых олигоценовых отложений Туапсинского краевого прогиба 23
- Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Афонин М.А. Литолого-геохимическая характеристика условий осадконакопления в Крымско-Кавказском тропе в раннеюрско-ааленское время (на примере Качинского поднятия и Краснополянской зоны) 34
- Барбошкин Е.Ю., Барбошкин Е.Е. Строение и условия образования альбского каменного дна в районе с. Черноречье (Юго-Западный Крым) 51
- Копаевич Л.Ф., Хотылев А.О. Стратиграфическое положение меловых вулканитов в Крыму и на Северном Кавказе 59
- Шишов Е.П., Богомолов А.Х. Многоэлементная металлоносность Корфского и Эчваямского буроугольных месторождений (Камчатка) 70
- Гатовский Ю.А., Жокина М.А. Онтогенз некоторых поздневизейских конодонтов разреза Верхняя Кардаилловка (Южный Урал) 76

Краткие сообщения

- Фролова Н.С., Спиридонов А.В., Перес Х. Гуал, Перепечина О.В. Подводно-оползневая складчатость в таврической серии (Горный Крым) 82

Юбилей

- Клара Ефимовна Питьева (к 90-летию со дня рождения) 86

- Указатель статей и материалов, опубликованных в журнале в 2014 г.* 88

CONTENTS

Bulychev A.A., Gilod D.A., Dubinin E.P. Joint analysis of anomalous gravitational and magnetic fields for study the structure of tectonosphere southern Indian ocean	3
Promyslova M.Yu., Demina L.I., Bychkov A.Yu., Gushchin A.I., Tsharev V.V. The nature of magmatism in Cape Fiolent Area (South-West Crimea)	14
Khlebnikova O.A., Nikishin A.M., Mityukov A.V., Rubtsova E.V., Fokin P.A., Kopaevich L.F., Zaporozhets N.I. Oligocene turbidite sandstones composition of Tuapse through	23
Gabdullin R.R., Samarin E.N., Ivanov A.V., Badulina N.V., Afonin M.A. Lithological-geochemical characteristics of sedimentational environment Within Crimean-Caucasian trough for the early Jurassic and Aalenian time (at the example of Kacha Rise and Krasnay Polyana zone)	34
Baraboshkin E.Yu., Baraboshkin E.E. The structure and origin of Albian rockground in Chernorechye Village region (South-Western Crimea)	51
Kopaevich L.F., Khotylev A.O. Stratigraphic position of Cretaceous volcanic rocks in Crimea and North Caucasus	59
Shishov E.P., Bogomolov A.H. Integrated metal content of Korf and Echvayam brown-coal deposits of Kamchatka	70
Gatovsky Yu.A., Zhokina M.A. Ontogenetic changes of the some upper Viséan conodonts of the section Verkhnyaya Kardailovka (South Urals)	76
<i>Brief communications</i>	
Frolova N.S., Spiridonov A.V., Pérez J. Gual, Perepechina O.V. Folds related to slump deformation in tauric group (The Crimea Mountains)	82
<i>Jubilee</i>	
To the 90 th birthday of Klara Efimovna Pitieva	86
<i>Index of articles and materials published in journal in 2014 year</i>	88

УДК 550.831, 551.241

А.А. Булычев¹, Д.А. Гилод², Е.П. Дубинин³

СОВМЕСТНЫЙ АНАЛИЗ ГРАВИТАЦИОННОГО И АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА⁴

С помощью структурного анализа потенциальных полей совместно с другими геолого-геофизическими данными (в первую очередь с данными сейсмологии, сейсморазведки, бурения и драгирования) можно разрешить многие дискуссионные проблемы строения и эволюции тектоносферы. Выполнен структурный анализ потенциальных полей, результаты анализа сопоставлены с данными сейсмотомографии. Результаты этих исследований позволили сделать вывод о типах литосферы основных структур района исследования; они служат основой для последующего создания модели строения и эволюции тектоносферы южной части Индийского океана.

Ключевые слова: потенциальные поля, сейсмотомография, тектоносфера, Индийский океан.

Structural analysis of potential fields together with other geological and geophysical data (first of all with the data of seismology, seismic, drilling and dredging) is able to solve many controversial issues of the structure and evolution of the tectonosphere. Structural analysis of potential fields and comparing the results of analysis with of seismic tomography data had performed. The results of this study allowed us to make conclusions about the types of the lithosphere of the basic structures of the study area and are the basis for the subsequent creation the structure and evolution model of the tectonosphere for the southern part of the Indian ocean.

Key words: potential fields, seismotomography, tectonosphere, Indian ocean.

Введение. Статья посвящена результатам детального исследования структуры потенциальных полей совместно с анализом данных сейсмотомографии и батиметрии для юго-западной части акватории Индийского океана, ограниченной по широте 30° и 64° ю.ш. и по долготе 55° и 110° в.д. Центральная структура в рассматриваемой области — плато Кергелен с прилегающими к нему на юго-западе котловинами Вальдива и банкой Элан. Среди структур, сопредельных плато Кергелен, рассматриваются котловина Крозе, область поднятий Крозе (Дель Кано) и Конрад, северо-восточная часть котловины Эндерби и спрединговая система Юго-Восточного Индийского хребта (ЮВИХ). Подобный анализ в региональном плане авторами выполнен ранее для всей акватории южной части Индийского океана [Булычев и др., 2013], в результате намечены отдельные, сложные в тектоническом отношении области для более детального исследования, к числу которых относится и рассматриваемая в статье акватория (рис. 1).

Цель работы заключалась в качественном анализе аномальных гравитационного и магнитного полей и их трансформант для выявления разноглубинных плотностных неоднородностей в коре и подкоровой

мантии, установления участков коры с разными характеристиками аномального магнитного и гравитационного полей и построения схемы структурного районирования.

Для решения поставленной задачи проведен структурный анализ гравитационного и магнитного полей, что необходимо при исследовании строения и эволюции тектоносферы, особенно для удаленных регионов (акваторий) с фрагментарным покрытием данными, полученными другими геолого-геофизическими методами (сейсмология, сейсморазведка, бурение и драгирование). Спутниковые наблюдения в течение последних лет позволяют получить карты гравитационного поля с одинаковой и высокой разрешающей способностью, дающие возможность по всей поверхности Земли проследить тектонические структуры размером от нескольких десятков до нескольких тысяч километров.

В качестве основного фактического материала нами использованы аномалии силы тяжести в редукции Буге, рассчитанные с учетом сферичности Земли при плотности промежуточного слоя 2,67 г/см³ по гридам аномалий силы тяжести в свободном воздухе [Sandwell, Smith, 2005] и батиметрическому гриду

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, заведующий кафедрой, докт. физ.-мат. н., профессор; e-mail: aabul@geophys.geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, науч. с.; e-mail: gilod_dolores@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, рук. сектора, докт. геол.-минерал. н., профессор; e-mail: edubin08@rambler.ru

⁴ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00143а).

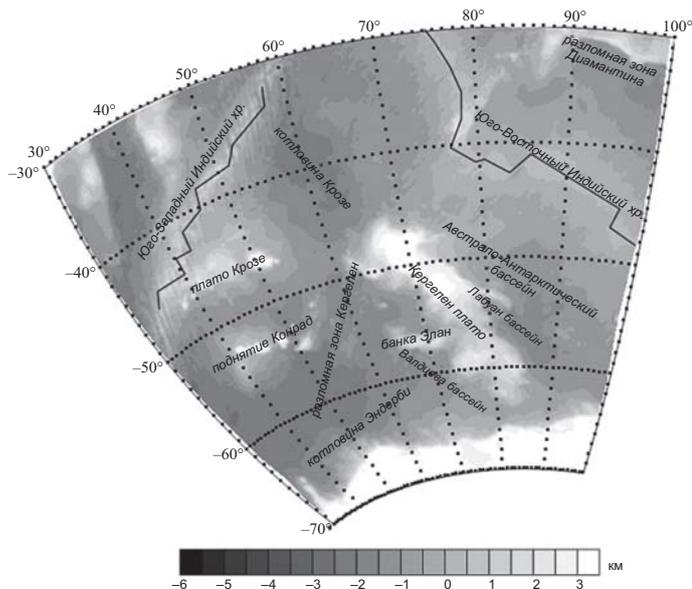


Рис. 1. Карта топографии океанического дна юго-западной части Индийского океана с названиями основных тектонических структур

[Sandwell et al., 2006] с густотой сети $15''15'$, модель аномального магнитного поля EMAG2 [Maus et al., 2009] и сейсмотомографическая модель saw24b16 [Mégnin, Romanowicz, 2000] (рис. 2).

Структурный анализ поля аномалий силы тяжести.

Структурный анализ потенциальных полей включает разложение поля на низко-, средне- и высокочастотные компоненты; качественный анализ аномальных и морфологических особенностей выделенных компонент; их глубинную привязку; установление взаимосвязи выделенных компонент между собой и создание структурных схем гравитационного и магнитного полей; сопоставление с данными о батиметрии и возрасте океанического дна и данными других геофизических методов, в частности с данными сейсмотомографии; согласование выявленных структурных особенностей полей с особенностями тектонического строения региона, представленными в современных работах разных исследователей.

Для разделения полей на составляющие, связанные с основными аномалеобразующими слоями тектоносферы — корой, подкоровой литосферой, астеносферой, — использованы такие методы преобразования полей, как пересчет гравитационного и аномального магнитного полей в верхнее полупространство на разную высоту, вычисление вертикального градиента поля аномалий силы тяжести в редукции Буге, частотная фильтрация (метод Сейксова—Ниггарда с разными радиусами осреднения). Для совместного структурного анализа гравитационного и аномального магнитного

полей выбраны трансформанты полей, обладающие аномальными и морфологическими характеристиками, отличными от других трансформант. Низкочастотная компонента гравитационного поля представлена полем аномалий силы тяжести в редукции Буге, пересчитанных на высоту 200 км; среднечастотная компонента — полем разностных аномалий, пересчитанных на высоты 75 и 150 км, трансформация Сейксова—Ниггарда с осреднением по окружностям радиусом 200 и 500 км; высокочастотная компонента — полем вертикального градиента аномалий силы тяжести в редукции Буге на уровне 0 км и полем разностных аномалий, пересчитанных на высоты 0 и 20 км. Эти карты представлены на рис. 3.

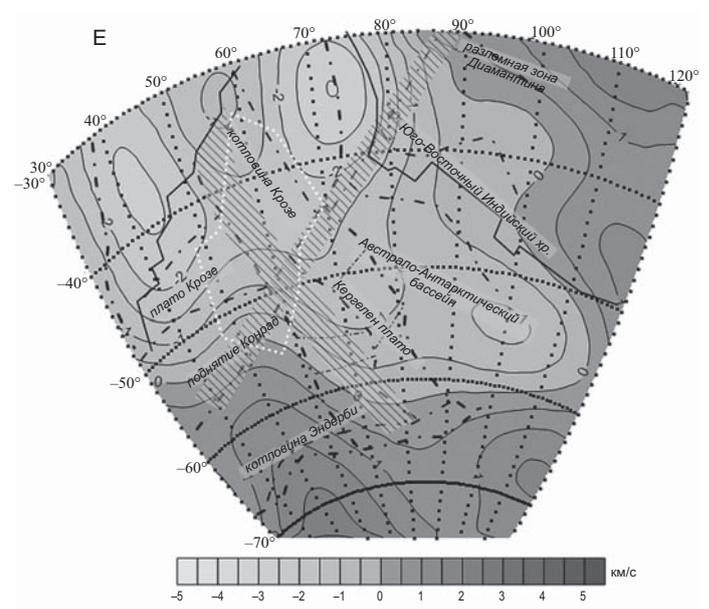
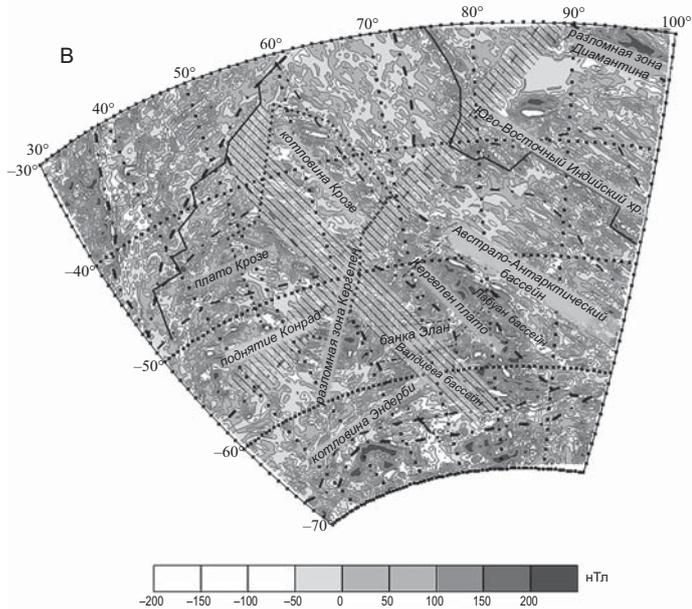
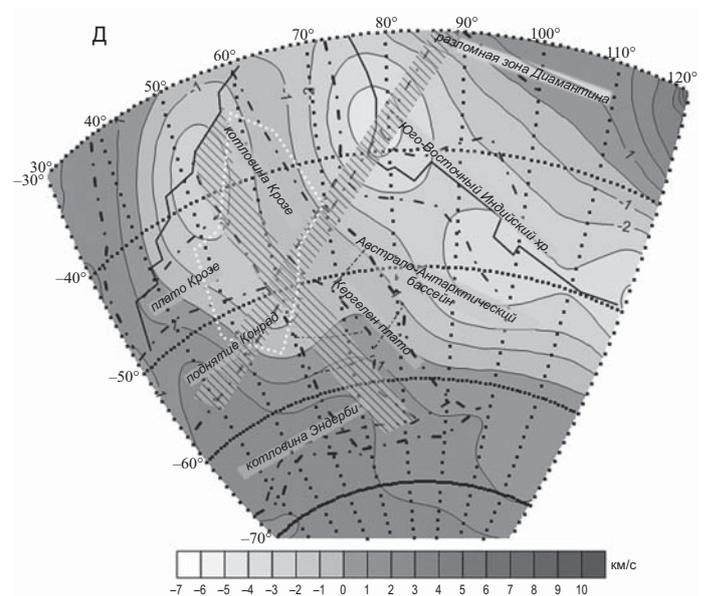
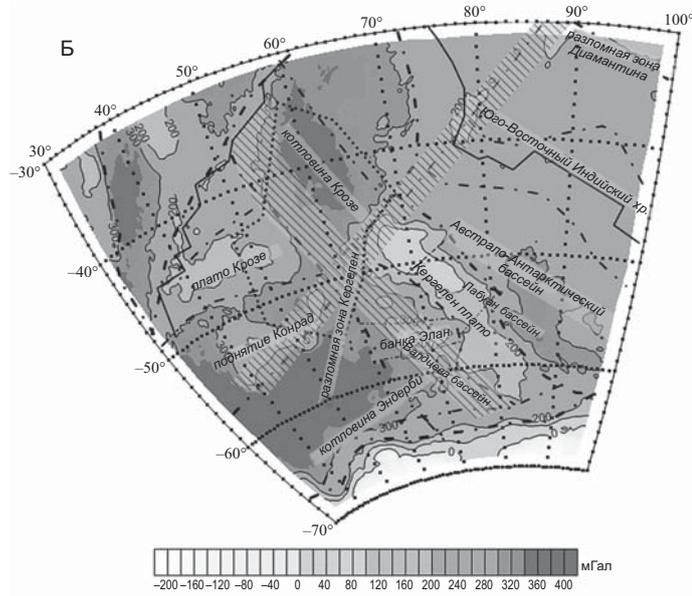
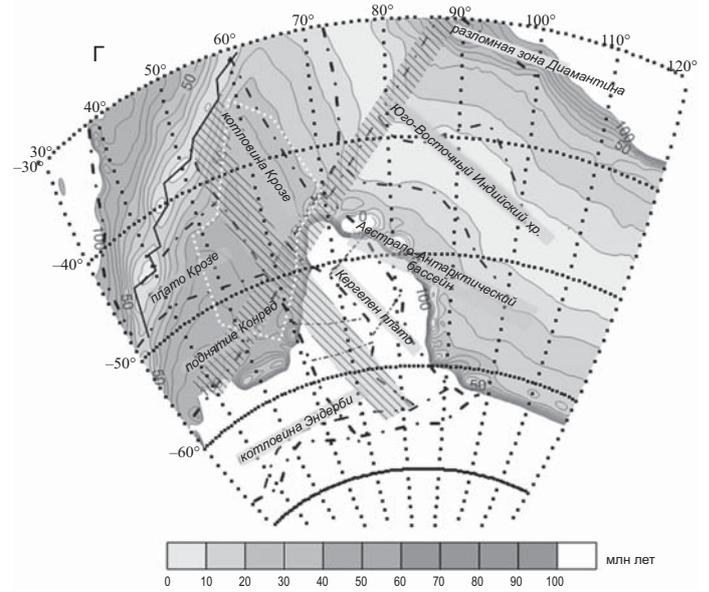
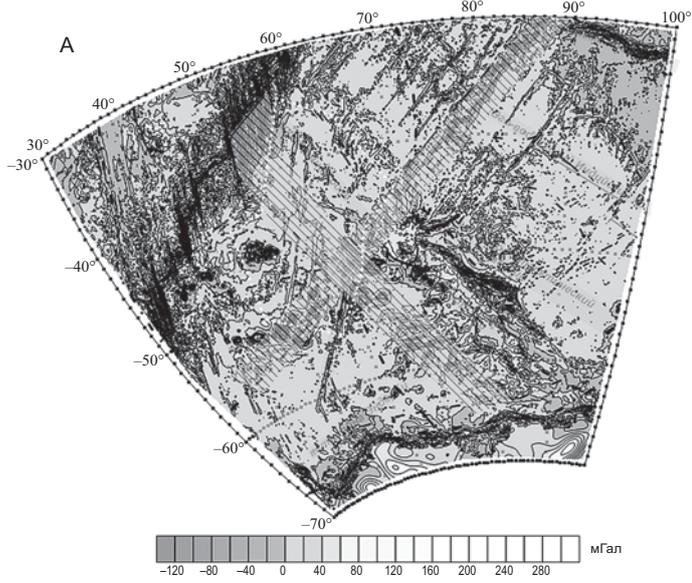
На рис. 2 показаны исходные карты гравитационного поля в редукциях в свободном воздухе и Буге, аномального магнитного поля, возраста океанского дна и сейсмотомографические срезы на глубине 100 и 2800 км, используемые для структурного анализа потенциальных полей и составления на его базе схемы структурного районирования. Результаты структурного анализа потенциальных полей представлены на схеме структурного районирования акватории южной части Индийского океана (рис. 3).

Анализ полей трансформант аномалий силы тяжести в редукции Буге показал, что в целом все компоненты поля — низко-, средне- и высокочастотная — имеют унаследованный характер: аномальные особенности, выделенные по средне- и высокочастотной компонентам, укладываются в границы областей и зон, выделенных по низкочастотной компоненте гравитационного поля, и высвечивают все более детальную картину поля аномалий силы тяжести по мере перехода от низкочастотной компоненты к высокочастотной.

Низкочастотная компонента гравитационного поля.

Характер распределения аномалий низкочастотной компоненты гравитационного поля хорошо согласуется с региональным рельефом дна (рис. 3, А): относительно пониженные аномалии поля низкочастотной компоненты (минимумы) приходятся на области с глубиной дна <3 км — область поднятий Крозе (Дель Кано), поднятие Конрад, плато Кергелен, ЮВИХ с глубиной океанического дна <3 км, а максимумы — на области с глубинами дна >5 км (котловины Эндерби и Крозе). При этом простираение региональных минимумов и максимумов низкочастотной компоненты гравитационного поля хорошо согласуются с региональным простираением крупных топографических структур океанского дна. Кроме того, в низкочастотной компоненте относительно положительными региональными аномалиями хорошо отражены глубо-

Рис. 2. Карты, использованные для структурного анализа потенциальных полей, с наложенными элементами структурной схемы (условные обозначения к структурной схеме см. на рис. 4): А — карта аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе (мГал); Б — карта аномалий силы тяжести в редукции Буге (мГал); В — карта аномального магнитного поля (нТл); Г — карта возраста океанического дна (млн лет); Д — карта изменения относительных значений сейсмической скорости по данным сейсмотомографии для глубинного среза 100 км, %; Е — карта изменения относительных значений сейсмической скорости по данным сейсмотомографии для глубинного среза 2800 км, %



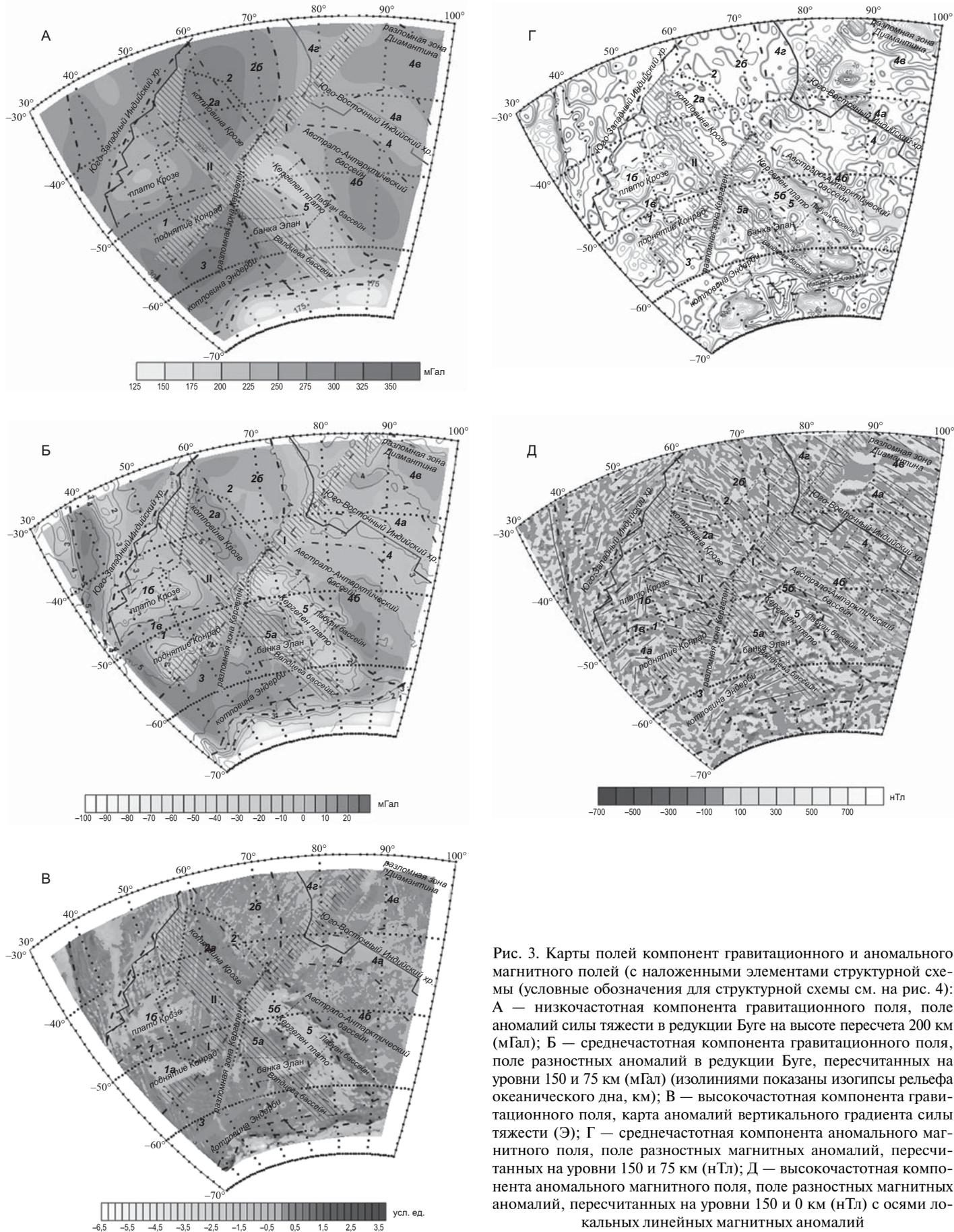


Рис. 3. Карты полей компонент гравитационного и аномального магнитного полей (с наложенными элементами структурной схемы (условные обозначения для структурной схемы см. на рис. 4): А — низкочастотная компонента гравитационного поля, поле аномалий силы тяжести в редукции Буге на высоте пересчета 200 км (мГал); Б — среднечастотная компонента гравитационного поля, поле разностных аномалий в редукции Буге, пересчитанных на уровни 150 и 75 км (мГал) (изолиниями показаны изогипсы рельефа океанического дна, км); В — высокочастотная компонента гравитационного поля, карта аномалий вертикального градиента силы тяжести (Э); Г — среднечастотная компонента аномального магнитного поля, поле разностных магнитных аномалий, пересчитанных на уровни 150 и 75 км (нТл); Д — высокочастотная компонента аномального магнитного поля, поле разностных магнитных аномалий, пересчитанных на уровни 150 и 0 км (нТл) с осями локальных линейных магнитных аномалий

ководные (с глубиной $>3,5$ км) фланговые области ЮВИХ.

В поле низкочастотной компоненты прослеживаются два региональных направления (линеамента), контролирующих границы крупных аномальных областей поля, которые связаны с основными структурными элементами рассматриваемого региона — более интенсивное северо-западное (II) и менее интенсивное северо-восточное (I) направления. На рис. 2 и 3 эти линеамента обозначены диагональной штриховкой. Северо-восточное направление (I) представлено зонами градиентов между северо-западной частью плато Кергелен и юго-восточной границей котловины Крозе, а также между юго-юго-восточной границей области поднятия Конрад и северо-северо-западной границей котловины Эндерби. В северо-восточной половине рассматриваемого региона к линеamentу приурочена зона трансформных разломов Амстердам и Сен-Поль, по которым проходит крупное смещение (на расстояние ~ 350 км) оси спрединга ЮВИХ, и область пониженных значений поля низкочастотной компоненты, проходящей от поднятий Сент-Поль—Амстердам к хр. Броккен, что, по всей видимости, связано с деятельностью горячей точки, современные проявления вулканизма которой отмечены на о-вах Амстердам и Сен-Поль.

Северо-западное (II) направление выражено интенсивными градиентными зонами, ограничивающими плато Кергелен с юго-запада и северо-востока, а также юго-западной градиентной границей котловины Крозе. На северо-западе этот линеament ограничен спрединговой системой Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ), участок которого в этом месте наиболее сильно нарушен трансформными разломами, а на юго-востоке он распространяется до континентальной антарктической окраины.

Природа этих линеamentов низкочастотной компоненты заложена в глубинных слоях мантии, о чем свидетельствует сопоставление низкочастотной компоненты гравитационного поля с особенностями распределения значений сейсмической скорости по данным сейсмотомографии на разных глубинных срезах (рис. 2, Д, Е). На глубинных срезах в нижней мантии (2850–2700 км) (рис. 2, Е) эти линеамента разделяют рассматриваемую территорию на зоны с относительно повышенными и пониженными значениями скорости сейсмических волн. Так, на северо-запад от линеамента I и на северо-восток от линеамента II расположена зона относительно пониженных значений скорости (котловина Крозе), а на юго-восток от линеамента I и юго-запад от линеамента II под котловиной Эндерби находится зона относительно повышенных значений сейсмической скорости. Иная картина наблюдается практически во всем интервале глубины от 2600 до 1700 км, где линеament I выполняет ту же роль, но вдоль линеамента II характер изменения поля сейсмической скорости меняется на противоположный. С глубины 1500 км и до 50 км вдоль этих

линеamentов проходят градиентные границы региональных аномалий относительно повышенных и пониженных значений скорости, здесь они не носят общего для всей территории характера. На глубинных срезах в верхней части мантии (200–50 км) (рис. 2, Д) начинается зональность, которую можно проследить по низкочастотной компоненте гравитационного поля. Это связано преимущественно с гетерогенным строением тектоносферы, а также со спрединговыми областями ЮВИХ и ЮЗИХ, характеризующимися подъемом астеносферного слоя, и поэтому утоненной и менее плотной литосферой. На глубинных срезах 100–50 км под спрединговыми областями расположены зоны пониженных значений сейсмической скорости, что, вероятно, вызвано влиянием термических аномалий, связанных с мантийными плюмами Кергелен и Амстердам—Сен-Поль.

Таким образом, поле низкочастотной компоненты этими линеamentами и несколькими другими интенсивными градиентными зонами разделяется на несколько крупных аномальных зон (рис. 3, А). В северо-западной части рассматриваемой территории на юго-восток от ЮЗИХ расположена зона относительно пониженных региональных аномалий, связанных с поднятиями океанского дна Крозе и Конрад (1). Северо-западная граница ее проходит вдоль спрединговой системы ЮЗИХ, восточная — вдоль линеамента II, отделяя ее от зоны котловины Крозе (2), а южная граница — вдоль участка линеамента I, отделяя ее от зоны котловины Эндерби (3). Зона котловины Крозе (2) в низкочастотной компоненте гравитационного поля представлена интенсивными положительными значениями аномалий силы тяжести, максимальные значения которых приходятся на наиболее погруженную часть котловины с максимальной глубиной дна >5 км, сменяясь в направлении на восток более пониженными, но по-прежнему положительными значениями поля, характеризуя юго-западный фланг спрединговой системы ЮВИХ с возрастом дна >20 млн лет. Таким образом, зона интенсивной низкочастотной положительной аномалии (2) делится на две подзоны (2а и 2б) — котловину Крозе и фланговую область ЮВИХ соответственно, граница между которыми носит градиентный, но менее интенсивный характер, чем линеament II.

На юг от зоны 1 по максимальным значениям низкочастотной компоненты гравитационного поля выделяется зона котловины Эндерби (3). Восточная часть зоны по линеamentу II граничит с зоной 5, представленной значительно пониженными значениями низкочастотной компоненты гравитационного поля, приходящимися на плато Кергелен и примыкающую к нему на западе переходную область, которая относится к линеamentу II.

Далее на северо-восток от зоны 5 расположена обширная зона спрединговой системы ЮВИХ (4). Областью относительно пониженных значений поля низкочастотной компоненты, приходящихся на при-

осевую часть ЮВИХ (4а), эта зона делится на подзоны северо-восточного и юго-западного флангов (4в и 4б), представленные относительными максимумами низкочастотной компоненты гравитационного поля. Северо-западный сегмент ЮВИХ представлен подзоной 4г, которая, судя по характеру низкочастотной компоненты поля, продолжает подзону 4а на северо-запад от линеамента I.

Среднечастотная компонента гравитационного поля (рис. 3, Б) хорошо согласуется с низкочастотной компонентой, детализируя последнюю в пределах границ зон и подзон. Границы подзон (областей) в пределах зон, выделенных по низкочастотной компоненте гравитационного поля, представлены более тонкой штрихпунктирной линией. В зоне I выделяются две области поднятий — Крозе (Дель Кано) (1б) и Конрад (1а). Область поднятий Крозе и поднятие Конрад уже в поле низкочастотной компоненты представлены двумя региональными относительными минимумами. В поле среднечастотной компоненты эти интенсивные минимумы разделены полосой близширотного простираения относительно повышенных значений гравитационного поля (1в). Область поднятий Крозе (включающая о. Марион, поднятие Крозе и о. Крозе) имеет близширотное простираение и под углом ~30° примыкает к осевой спрединговой зоне ЮЗИХ (наиболее удаленное от оси спрединга поднятие о-ва Крозе, а в непосредственной близости к оси спрединга находится поднятие о-ва Марион). Таким же интенсивным минимумом характеризуется и поднятие Конрад. Границы минимумов, связанных с областью поднятий Крозе и поднятием Конрад, представлены интенсивными узкими зонами градиентов, что свидетельствует об их разломном характере.

Зона 2 в поле среднечастотной компоненты делится на две области — западную, собственно котловину Крозе (2а), характеризующуюся максимальными значениями гравитационного поля и глубиной дна >5 км, и восточную область относительно повышенных значений поля со средней глубиной дна 4 км, приходящуюся на западный фланг ЮВИХ с возрастом дна 20–40 млн лет (2б).

Зона 3 в среднечастотной компоненте гравитационного поля с севера, востока и юга, так же как и в поле низкочастотной компоненты, ограничена градиентными зонами, но здесь они имеют более изрезанный характер, а вдоль восточной границы в полосе линеамента II находится несколько достаточно интенсивных аномалий силы тяжести, связанных со структурами в рельефе дна, крупнейшие из которых — банка Элан и расположенные на север и юг от нее котловины (рис. 3, Б). Эта область, представленная в низкочастотной компоненте гравитационного поля широкой градиентной зоной, а в среднечастотной компоненте вышеуказанными достаточно интенсивными региональными аномалиями обоих знаков, нами отнесена к зоне плато Кергелен (5) и на схеме обозначена 5а. Фактически она представляет собой переходную область между зонами 3 и 5, разбитую на

ряд блоков, включающих, вероятно, фрагменты континентальной коры.

Зона плато Кергелен (5) в поле среднечастотной компоненты разделена на три крупных минимума над северо-западной, центральной и юго-восточной частями плато Кергелен, интенсивность которых снижается в юго-восточном направлении. Внешние границы минимумов интенсивно-градиентные, изрезанные и находятся в пределах градиентных зон, выделенных в поле низкочастотной компоненты.

Зона 4 спрединговой системы ЮВИХ в поле среднечастотной компоненты незначительно отличается от поля низкочастотной компоненты.

Линеаменты I и II в поле среднечастотной компоненты представлены также градиентными зонами, но более извилистые, чем в низкочастотной компоненте, содержат интенсивные локальные аномалии, заметные уже в низкочастотной компоненте. Эти аномалии в поле среднечастотной компоненты более интенсивные и четко проявленные, в пределах линеамента I связаны с полосой поднятий Амстердам—Сен-Поль вдоль одноименной трансформной зоны разломов, протягивающейся от северо-западного конца плато Кергелен к западному окончанию хр. Брокен, а в пределах линеамента II — со структурами рельефа океанского дна (литосферы), расположенными в переходной зоне между котловиной Эндерби и плато Кергелен.

При сопоставлении районирования рассматриваемой территории (с учетом среднечастотной компоненты гравитационного поля) с сейсмотомографическими срезами на разной глубине выявлена (рис. 2 и 3) тесная морфологическая связь между распределением аномалий изменения значений скорости сейсмических волн и структурными особенностями гравитационного поля, но эта связь часто неоднозначна. На картах изменения значений скорости на глубинных срезах 50 и 100 км (рис. 2, Д), характеризующих поле изменения значений сейсмической скорости в тектоносфере, зоны пониженных значений скорости приходятся на области отрицательных региональных аномалий среднечастотной компоненты (например, ЮВИХ и ЮЗИХ) и слабоположительных (например, котловины Крозе, область поднятий Крозе); зоны повышенных значений скорости — на северо-западную и центральную части плато Кергелен, а зоны высоких значений скорости — на юго-восточную часть плато Кергелен и области древней океанической коры с возрастом >60 млн лет. Карты изменения значений скорости сейсмических волн на других глубинных срезах отражают крупные региональные особенности среднечастотной компоненты, унаследованные от низкочастотной компоненты.

В результате сопоставления районирования поля среднечастотной компоненты с картой возраста дна (рис. 2, Г; 3, Б) установлена четкая связь между выделенными структурными элементами среднечастотной компоненты и возрастом океанского дна. Наряду с результатами сопоставления с сейсмотомографиче-

скими данными это свидетельствует о том, что средне-частотная компонента гравитационного поля отражает строение литосферы в целом. По этой компоненте выделяются области более древней и, следовательно, более мощной литосферы (котловина Эндерби), области градиентного изменения мощности литосферы в зависимости от возраста в спрединговых областях ЮВИХ и ЮЗИХ, а также области коры с аномальной мощностью и резко дифференцированным по плотности вещественным составом (плато Кергелен, поднятие Конрад, зона поднятий Крозе, поднятие Амстердам, хр. Брокен), которые связаны с активностью горячих точек и особенностями тектонической эволюции региона.

Более четкое представление о типе и характере океанической коры дает **высокочастотная компонента гравитационного поля**, в которой лучше выделяются локальные особенности среднечастотной компоненты, а также новые характеристики, связанные непосредственно со строением океанической коры (рис. 3, В). Область регионального минимума над поднятием Конрад (1а) представлена интенсивными локальными минимумами высокочастотной компоненты, имеющими близкое к меридиональному простиранию в западной части поднятия, широтное простирание в центральной части поднятия и северо-восточное в восточной части. Область регионального минимума над зоной поднятий Крозе (1б) представлена в высокочастотной компоненте гравитационного поля изометричными локальными минимумами над о-вом Марион, мозаичным полем локальных аномалий над поднятием Дель Кано и мозаичным полем интенсивных локальных положительных и отрицательных аномалий над о-вом Крозе.

Область 2а котловины Крозе характеризуется малоамплитудными, преимущественно положительными изометричными локальными аномалиями. Область 2б западного фланга ЮВИХ представлена малоамплитудным слаболожительным гравитационным полем. На его фоне выделяются цепочки локальных отрицательных аномалий северо-восточного простирания, которые соответствуют трансформным и разломным зонам, пересекающим фланг и приосевую зону ЮВИХ.

Приосевые области ЮВИХ 4г и 4а представлены локальными отрицательными аномалиями северо-западного простирания, наиболее интенсивными в осевой зоне ЮВИХ, а также цепочками локальных положительных и отрицательных аномалий северо-восточного простирания на приосевых флангах ЮВИХ, связанных с трансформными разломными зонами.

Область 3 котловины Эндерби в целом характеризуется полем малоамплитудных положительных локальных аномалий изометричной формы, на фоне которого выделяется узкий протяженный локальный минимум северо-восточного направления, продолжающийся за пределы котловины и за-

канчивающийся на северо-западной границе плато Кергелен, которая связана с разломной зоной Кергелен. Несколько цепочек локальных отрицательных аномалий того же простирания можно выделить в зоне линеамента II между котловиной Крозе и зоной поднятий Крозе, которые продолжают в котловину Крозе. Наиболее ярко выражены достаточно широкая полоса локальных интенсивных отрицательных аномалий того же простирания, протягивающаяся на юго-востоке от поднятия Конрад, и цепочка малоамплитудных локальных отрицательных аномалий вдоль юго-восточной границы области поднятий Крозе (такие цепочки локальных аномалий высокочастотной компоненты на структурной схеме гравитационного и магнитного полей представлены черными пунктирными линиями на рис. 4).

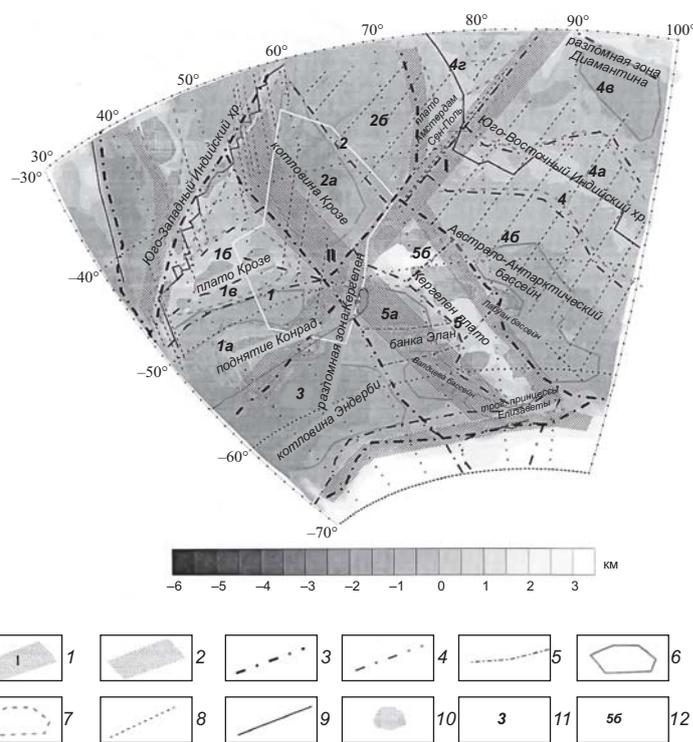


Рис. 4. Структурная схема гравитационного и аномального магнитного полей (наложена на рельеф океанического дна): 1 — линеаменты низкочастотной компоненты гравитационного и аномального магнитного полей, представленные интенсивными аномальными (зоны градиентов) и четко выраженными морфологическими особенностями в потенциальных полях и их трансформантах; 2 — интенсивные градиентные зоны низкочастотной компоненты гравитационного поля; 3 — границы аномальных зон низкочастотной компоненты гравитационного поля; 4 — границы областей, выявленные по среднечастотной компоненте гравитационного поля; 5 — границы подобластей, выявленные по высокочастотной компоненте гравитационного поля; 6 — контуры интенсивных региональных положительных аномалий гравитационного поля; 7 — контуры интенсивных отрицательных региональных аномалий гравитационного поля; 8 — оси линейных интенсивных отрицательных локальных гравитационных и магнитных аномалий, связанных с трансформными и другими разломами; 9 — оси спрединговых систем Юго-Восточного Индийского хребта (ЮВИХ) и Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ); 10 — блоки коры с аномальной мощностью; 11 — зоны, выделенные по низкочастотным компонентам гравитационного и магнитного полей; 12 — области, выделенные по средне- и высокочастотным компонентам гравитационного и магнитного полей

Над зоной плато Кергелен поле высокочастотной компоненты представлено интенсивными локальными отрицательными аномалиями, изометричными в центральной части зоны и имеющими северо-западное и северо-восточное простирание на границах областей плато Кергелен, эти аномалии выделены по среднечастотной компоненте поля. Юго-западная подзона 5а представлена интенсивными локальными положительными аномалиями преимущественно изометричной формы, характеризующими строение более мелких блоков с переработанной океанической корой в результате более поздних (моложе 100 млн лет) тектонических событий, связанных с эволюцией плато Кергелен. Между этими положительными аномалиями находится интенсивная отрицательная аномалия над банкой Элан, обусловленная континентальным типом коры под ней.

Анализ аномального магнитного поля. Районирование регионального аномального магнитного поля (аномальное магнитное поле на высоте пересчета от 75 до 100 км) хорошо согласуется с районированием гравитационного поля по его низко- и среднечастотным компонентам. Региональные линеаменты гравитационного поля I и II отражены в аномальных и морфологических особенностях аномального магнитного поля (рис. 2, Г) в виде зон смены морфологического и аномального характера магнитного поля. Зона 1 в региональном аномальном магнитном поле (рис. 2, Г) представлена областями положительных 1а, 1б и отрицательных 1в значений поля, осложненными в поле высокочастотной компоненты интенсивными локальными аномалиями. Локальные аномалии в этих областях изометричны либо имеют слабовыраженное простирание. Восточные участки областей 1а и 1б характеризуются высокочастотной компонентой, аналогичной таковой в котловине Крозе.

Зона 2 в региональном магнитном поле представлена отрицательным слабоамплитудным полем, на фоне которого в поле высокочастотной компоненты (рис. 3, Д) выделяются две области — 2а и 2б: область 2а (котловина Крозе) характеризуется линейными, достаточно интенсивными знакопеременными локальными аномалиями северо-западного простирания, а область 2б (западный фланг ЮВИХ) в аномальном магнитном поле представлена локальными знакопеременными малоамплитудными аномалиями северо-северо-западного простирания.

Зона 3 в аномальном магнитном поле делится на две области — западную, большую по площади, соответствующую более глубинной (более древней) части котловины Эндерби и представленную полем малоамплитудных, в основном знакопеременных локальных аномалий на региональном отрицательном фоне, и восточную область с более интенсивными локальными аномалиями обоих знаков. Северо-восточная часть этой зоны в региональном поле представлена интенсивными отрицательными и положительными аномалиями, на фоне которых в высокочастотной компоненте

магнитного поля выражены интенсивные знакопеременные линейные аномалии северо-восточного простирания.

Область 5а, занимающая главным образом полосу линеамента II, в региональной компоненте магнитного поля представлена знакопеременными аномалиями, как правило, северо-западного простирания. В поле высокочастотной компоненты эта область осложнена достаточно интенсивными локальными аномалиями обоих знаков с преимущественно северо-восточным или близким к нему простиранием.

Область 5б в региональной компоненте аномального магнитного поля характеризуется положительными магнитными аномалиями, которые в поле высокочастотной компоненты осложнены интенсивными локальными аномалиями преимущественно положительного знака. По интенсивности региональной и локальной компонент магнитного поля область 5б, как и при районировании гравитационного поля, делится на северо-западную, центральную и юго-восточную части. Интенсивность локальных магнитных аномалий возрастает при переходе от северо-западного участка к юго-восточному. Простирание локальных аномалий в целом слабо выражено и может быть охарактеризовано и как северо-западное в пределах выделенных участков и вдоль границы области в целом, и как северо-восточное на границах между участками.

Область 4б спрединговой системы ЮВИХ представлена полем отрицательной региональной аномалии северо-западного простирания, расположенной над наиболее глубоководной частью юго-западного фланга ЮВИХ (Австрало-Антарктический бассейн), которая в региональном гравитационном поле характеризуется интенсивными положительными значениями поля. В направлении на северо-восток в пределах этой области значения региональной компоненты магнитного поля увеличиваются, эта часть области представлена слабоположительным фоном. В поле локальных аномалий область также делится на две подобласти — юго-западную, приуроченную к флангу ЮВИХ с возрастом >20 млн лет и представленную достаточно интенсивными локальными аномалиями обоих знаков с северо-западным простиранием, и северо-восточную, которая приурочена к флангу ЮВИХ с возрастом 10–20 млн лет и осложнена локальными, но менее интенсивными минимумами того же простирания.

Северо-восточный фланг ЮВИХ с возрастом >20 млн лет (область 4в), как и юго-западный фланг аналогичного возраста, представлен региональной отрицательной аномалией магнитного поля, осложненной локальными отрицательными и положительными аномалиями северо-западного простирания, наиболее интенсивными вдоль пограничной разломной зоны Диамантина. По мере приближения к оси ЮВИХ значения аномалий региональной компоненты поля сменяются на положительные. Центральная приосевая часть ЮВИХ (область 4а) характеризуется интен-

сивными локальными аномалиями обоих знаков с преимущественно северо-западным простиранием.

Районирование аномального магнитного поля в региональном плане хорошо согласуется с районированием среднечастотной компоненты гравитационного поля. Областям интенсивных положительных региональных гравитационных аномалий (котловина Крозе и юго-западный фланг ЮВИХ, котловина Эндерби) соответствуют области регионального отрицательного магнитного поля. Такая же тесная связь прослеживается между отрицательными региональными аномалиями среднечастотной компоненты гравитационного поля и региональными областями положительных значений магнитного поля — область поднятий Крозе (1б), поднятие Конрад (1а), плато Кергелен (5), где наблюдаются наиболее интенсивные в пределах рассматриваемой территории локальные аномалии гравитационного и аномального магнитного полей, а также большая часть спрединговой системы ЮВИХ с возрастом от 0 до 20 млн лет.

Результаты структурного анализ легли в основу построения структурной схемы гравитационного и магнитного полей, представленной на рис. 4.

Результаты исследований и их обсуждение. Структурный анализ гравитационного и аномального магнитного полей совместно с анализом изменения значений скорости сейсмических волн по данным сейсмотомографии, возраста и рельефа океанского дна позволяет в пределах рассматриваемой территории выделить ряд областей, отличающихся по строению тектоносферы и истории их развития.

Области древней мощной океанической литосферы (котловины Крозе и Эндерби) характеризуются: а) интенсивными максимумами низко- и среднечастотной компонент *гравитационного поля* (>300 мГал) с меридиональным (котловина Крозе) и широтным (котловина Эндерби) простиранием и малоамплитудными локальными аномалиями высокочастотной компоненты гравитационного поля со слабовыраженным простиранием (в котловине Эндерби — с северо-восточным и меридиональным простиранием, а в котловине Крозе — изометричными аномалиями с северо-западным простиранием); б) постоянным ($50–100$ нТл) уровнем отрицательного регионального *магнитного поля* и малоамплитудными магнитными локальными аномалиями обоих знаков западно-северо-западного простирания в котловине Крозе, но без четко выраженного простирания в бассейне Эндерби; в) *глубиной дна* >5 км; г) *возрастом океанского дна* >40 млн лет; д) *скоростным разрезом* (по данным сейсмотомографии для нижней мантии характерны преимущественно повышенные значения скорости, для верхней мантии и литосферы — пониженные в котловине Крозе и повышенные в котловине Эндерби). Эти области характеризуются утоненным астеносферным слоем и мощным слоем литосферы с нормальной океанической корой. Разный скоростной разрез, морфологические различия в средне- и особенно

в высокочастотных компонентах гравитационного и магнитного полей, а также разный возраст свидетельствуют о том, что древняя океаническая литосфера этих структур сформировалась в разной тектонической ситуации.

Области древней океанической литосферы с аномальной океанической корой (плато Кергелен, поднятия Крозе и Конрад) характеризуются: а) относительно отрицательными ($200–250$ мГал) аномалиями низко- и среднечастотной компонент *гравитационного поля* (практически изометричными или со слабовыраженным близширотным простиранием для поднятий Крозе и Конрад и северо-западным простиранием для плато Кергелен) и достаточно интенсивными локальными аномалиями гравитационного поля, как правило, изометричной формы или со слабовыраженным простиранием; б) региональными (преимущественно положительными) *магнитными аномалиями* с интенсивностью $\pm 50–100$ нТл, изометричными или со слабовыраженным близширотным простиранием для поднятий Крозе и Конрад и северо-западным простиранием для плато Кергелен, интенсивными локальными магнитными аномалиями обоих знаков, создающими в целом мозаичный характер аномального поля; в) *глубиной дна* $0–(3–4)$ км со структурами рельефа дна изометричной формы; г) *возрастом океанского дна* для поднятий Крозе и Конрад $>40–60$ млн лет и >100 млн лет для плато Кергелен; д) одинаковым *скоростным разрезом* в нижней мантии, а в верхней мантии и литосфере (до глубины 200 км) пониженными значениями сейсмической скорости под областью поднятий Крозе и плато Кергелен и повышенными под поднятием Конрад.

Различия, наблюдаемые в простирании и степени интенсивности локальных магнитных и гравитационных аномалий, и разный скоростной разрез под областями плато Кергелен и поднятий Крозе и Конрад свидетельствуют о разных тектонических процессах, сформировавших эти структуры. Область поднятий Крозе сформировалась на фланге спрединговой системы ЮЗИХ с возрастом >40 млн лет в результате деятельности горячих точек Марион и Крозе.

Для истории формирования поднятия Конрад можно предположить несколько вариантов. В соответствии с одним из них поднятие формировалось на древней (~ 70 млн лет) океанической коре в результате активизации магматических процессов по шовной зоне (линеamentу I), что привело к образованию мощной коры за счет андеплэйтинга.

Нельзя отрицать возможность образования поднятия Конрад в результате формирования древней спрединговой системы северо-западного простирания, проходящей из северной части котловины Эндерби через восточнее поднятия Конрад и линеament II в южную часть котловины Крозе. Возможным подтверждением этой версии является отмеченное по совместному структурному анализу гравитационного и магнитного полей аналогичное простирание линейно

вытянутых локальных гравитационных и магнитных аномалий в пределах области, ограниченной на структурной схеме белой линией.

К таким областям относится, видимо, и переходная область между плато Кергелен и котловиной Эндерби (приходящаяся на линеамент II), которая характеризуется: а) градиентной зоной низко- и среднечастотной компонент; б) положительными региональными и интенсивными локальными аномалиями *гравитационного поля*, создающими, как правило, мозаичный характер поля или имеющими слабовыраженное северо-западное простирание, как и в целом линеамент II; в) региональными, преимущественно положительными и интенсивными локальными *магнитными аномалиями* обоих знаков близширотного или западно-северо-западного простирания; г) *глубиной дна* 4–5 км; г) как правило, градиентными зонами изменения *значений скорости сейсмических волн* в нижней мантии или слабоградиентными — от пониженных значений к повышенным — в верхней мантии и литосфере по данным сейсмотомографии.

В этой переходной зоне между двумя котловинами находится банка Элан, гравитационное поле которой резко отличается от такового в котловинах, граничащих с ней на севере и юге. Если низкочастотная компонента поля над банкой Элан имеет тот же характер, что и над областями котловин (положительная, но менее интенсивная региональная аномалия), то аномалии среднечастотной и высокочастотной компонент гравитационного поля над ней, в отличие от региональных аномалий над котловинами, интенсивно-отрицательные с четко выраженным широтным (или близким к нему) простиранием. Региональная аномалия магнитного поля над банкой Элан имеет отрицательный знак, амплитуду 50–100 нТл и близширотное простирание, характерное и для локальных интенсивных знакопеременных магнитных аномалий; глубина дна составляет 1–2 км; а по данным сейсмотомографии, эта небольшая структура находится в зоне резкого изменения значений скорости сейсмических волн. Все это свидетельствует о том, что строение литосферы под банкой Элан должно быть близко к строению литосферы под южной частью плато Кергелен.

Судя по гравитационным данным, это может быть либо фрагмент утоненной континентальной коры, либо блок аномальной океанической коры, аналогичный поднятию Конрад. Обратим внимание на то, что поднятие Конрад и банка Элан имеют одинаковое близширотное простирание в поле средне- и высокочастотной компонент гравитационного поля, а локальные аномалии сравнительно небольшой интенсивности того же простирания расположены в зоне резкого изменения значений сейсмической скорости — от повышенных в южном направлении к пониженным в северном и находятся, таким образом, в одной полосе шириной около 250 км, имеющей близширотное простирание (параллельное конти-

нентальной антарктической окраине) и представляющей, видимо, древнюю зону растяжения континентального склона.

Еще более сложной историей развития характеризуется плато Кергелен. Плато могло сформироваться как на древней океанической литосфере, так частично и на утоненной в процессе растяжения континентальной литосфере в результате активной деятельности горячей точки Кергелен в течение длительного времени. Процесс растяжения континентальной литосферы привел к уменьшению ее мощности и ослаблению, а активная деятельность горячей точки сформировала мощную кору.

Обратим внимание на упоминаемую выше область, ограниченную на структурной схеме (рис. 4) белой линией (на рис. 3 ее контур представлен пунктирной линией). Эта область четко прослеживается по результатам совместного структурного анализа высокочастотных компонент гравитационного и магнитного полей и характеризуется цепочками достаточно интенсивных линейных локальных гравитационных аномалий северо-восточного и магнитных аномалий северо-западного простирания. Большая ее часть приходится на котловину Крозе и соответствующую ей аномальную область 2а. Но распространение этой области через юго-западную границу (линеамент II) вплоть до северной части аномальной области котловины Эндерби позволяет предположить, что площадь, занимаемая котловиной Крозе, первоначально была гораздо больше, но впоследствии в ходе тектонической эволюции и в результате активности горячих точек Кергелен, Крозе и Марион сильно переработана. Поэтому юго-западная треть этой области несет на себе как следы предыдущего этапа развития (линейные локальные аномалии северо-западного простирания и гравитационные аномалии северо-восточного простирания), так и следы более поздней тектонической активности (в виде локальных, часто изометричных интенсивных гравитационных и магнитных аномалий обоих знаков).

Области океанической литосферы, возникшие в результате спрединга ЮВИХ, характеризуются: а) интенсивными региональными *гравитационными аномалиями* северо-западного простирания, меняющимися от относительно отрицательных в приосевой зоне спрединга (возраст океанического дна от 0 до 10–15 млн лет) до положительных во фланговых зонах (возраст дна >20 млн лет), и локальными малоамплитудными преимущественно отрицательными аномалиями северо-западного простирания, параллельного оси спрединга, и ортогонального северо-восточного простирания, связанного с трансформными разломами, которые пересекают ось спрединга; б) региональными аномалиями *магнитного поля*, преимущественно положительными в приосевой зоне спрединга (возраст дна от 0 до 15–20 млн лет) и отрицательными на флангах с возрастом дна >20 млн лет, а также интенсивными знакопеременными локальными аномалиями северо-западного простирания с максимальной для

всего региона амплитудой в приосевой зоне спрединга; в) увеличением глубины дна от 2 км в приосевой зоне до 4 км на флангах с возрастом >20 млн лет; г) зонами пониженных, а в отдельных глубинных интервалах слабоповышенных и резко меняющихся значений скорости сейсмических волн по данным сейсмотомографии, имеющими, как правило, генеральное северо-западное простирание. (Здесь подробная характеристика этой области не приводится.)

Севернее Антарктического побережья расположена широкая полоса (до 500 км) **переходной зоны от континентальной литосферы к океанической**. В наблюдаемом поле аномалий силы тяжести в редукции Буге она представлена интенсивной градиентной зоной, а в поле высокочастотной компоненты вдоль нее расположены чередующиеся цепочки интенсивных положительных и отрицательных локальных аномалий. В региональном магнитном поле эта зона представлена интенсивными отрицательными аномалиями в восточной (трог Принцессы Елизаветы) и центральной частях и интенсивной положительной аномалией в западной части южнее котловины Эндерби; в поле локальных магнитных аномалий в зоне выделяются три участка: 1) восточный (трог Принцессы Елизаветы) с интенсивными локальными отрицательными магнитными аномалиями; 2) центральный с изометричными малоамплитудными знакопеременными локальными магнитными аномалиями и 3) западный с полосами интенсивных отрицательных и положительных локальных аномалий. Глубина дна меняется от 0 до 3 км; возраст океанического дна >100 млн лет.

По данным сейсмотомографии, на глубинных срезях от 200 до 1500 км под восточным участком находится зона пониженных значений сейсмической скорости, а под западным участком — зона повышенных значений; на глубинных срезях от 2800 до 2300 и от 100 до 50 км во всей переходной области

расположена зона повышенных значений скорости. На глубинных срезях от 200 до ~700 км восточный участок представлен областью пониженных значений скорости, а остальная часть переходной зоны находится в области повышенных значений скорости. На глубинных срезях 2800–2500 и 50 км вся зона характеризуется интенсивными повышенными, а на глубинных срезях от 700 км и глубже ее западная половина — пониженными значениями скорости.

Закключение. Таким образом, на основании анализа гравитационных и магнитных аномалий и их компонент, а также данных сейсмической томографии в структуре тектоносферы южной части Индийского океана можно выделить 5 провинций (областей), различающихся по времени образования, толщине коры и литосферы, преобладающему простиранию элементов аномальных полей. Эти провинции разделены двумя крупными региональными линеаментами северо-западного и северо-восточного простирания, фиксируемыми как в низко-, так и в среднечастотных компонентах гравитационного и магнитного полей и их трансформантах, а также линейными градиентными зонами, выделенными по средне- и высокочастотной компонентам. Эти линеаменты имеют разное простирание и разделяют гетерогенные блоки океанической коры.

Градиентные зоны вследствие значительного возраста коры не всегда отражаются в рельефе дна. Они представляют собой шовные зоны, фиксирующие границы разновозрастных блоков литосферы, сформированных на разных спрединговых хребтах, кроме того, они могут быть следами трансформных разломов и тройных соединений. Градиентные зоны могут представлять собой границы крупных топографических поднятий, связанных с деятельностью горячих точек (Кергелен, Крозе) или погруженных континентальных блоков (банка Элан).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Структурное районирование литосферы восточной части Индийского океана на основе анализа потенциальных полей // Геология морей и океанов: Мат-лы XX Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС, 2013. С. 41–45.

Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth magnetic anomaly grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems: Electron. J. of the Earth sci.* 2009. Vol. 10, N 8. URL: <http://www.geomag.org/models/emag2.html>.

Mégnin C., Romanowicz B. The shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface and higher modes waveforms // *Geophys. J. Int.* 2000. Vol. 143. P. 709–728. URL: <http://www.seismo.berkeley.edu/>

Sandwell D.T., Smith W.H.F. Retracking ERS-1 Altimeter waveforms for optimal gravity field recovery // *Geophys. J. Int.* 2005. Vol. 163. P. 79–89. URL: <http://www.ngdc.noaa.gov/>

Sandwell D.T., Smith W.H.F., Gille S. et al. Bathymetry from space: Rationale and requirements for a new, high-resolution altimetric mission // *Comptes Rendus de l'Académie des Sci.* 2006. Vol. 338. P. 1049–1062.

Поступила в редакцию
29.04.2014

УДК 551.21 (234.86)

М.Ю. Промыслова¹, Л.И. Демина², А.Ю. Бычков³, А.И. Гуцин⁴, В.В. Царев⁵**ПРИРОДА МАГМАТИЗМА РАЙОНА МЫСА ФИОЛЕНТ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)**

Приведены новые оригинальные данные о химическом составе (редкоземельные и микро-элементы) магматических пород, развитых в центральной части мыса Фиолент. Обсуждаются возможные геодинамические обстановки проявления магматизма.

Ключевые слова: магматизм, геодинамическая обстановка, подушечные лавы, плагиориолиты, Юго-Западный Крым.

The article presents novel data on the chemical composition (rare-earth and trace elements) of igneous rocks developed in the central part of the Fiolent Cape. Possible geodynamic settings of magmatism are discussed.

Key words: magmatism, geodynamic setting, pillow lavas, plagiortholites, South-West Crimea.

Введение. Магматизм Крымского п-ова к настоящему времени изучен достаточно детально благодаря исследованиям В.И. Лучицкого, С.М. Кравченко, В.И. Павлинова, а также В.И. Лебединского и Н.Н. Макарова [1962], В.И. Лебединского и И.В. Соловьева [1988], Э.М. Спиридонова с соавторами [1989, 1990], Е.Е. Шнюковой [2005, 2013] и многих других. В трудах вышеперечисленных исследователей достаточно полно описаны местоположение многочисленных выходов магматических пород, геологическая позиция, строение массивов магматических пород, а также их петрографические особенности, однако разрешены далеко не все проблемы петрографии, геохимии, эволюции магматизма и его геодинамической природы в рассматриваемом регионе, поэтому необходимы дополнительные исследования с применением новейших технологий и методик изучения магматических образований.

Согласно данным А.П. Коваленко и А.А. Пасынкова [1986], основные структурные элементы Горного Крыма представлены тектоно-магматическими блоками и межблоковыми прогибами, возникшими в раннеорогенную стадию развития. Выделены три тектоно-магматических блока — Западно-Крымский, Средне-Крымский и Восточно-Крымский, а в их пределах — кольцевые морфоструктуры центрального типа, включающие почти все проявления интрузивного и эффузивного магматизма. Средне-Крымский тектоно-магматический блок резко отличается от других структур наибольшей насыщенностью магматическими образованиями разных

состава и генезиса. На его площади установлены два палеовулканических центра, которые связаны с зоной Салгирско-Октябрьского глубинного разлома. В северо-западной части блока выделяется Северо-Крымский палеовулканический центр, южнее расположен Алуштинский палеовулканический центр, ограниченный несколькими концентрическими нарушениями. Этот центр, в отличие от других палеовулканических центров Горного Крыма, характеризуется исключительно интрузивными образованиями гипабиссальной фации глубинности. В пределах Восточно-Крымского блока находится магматический массив Карадаг. Наименее изучены магматические образования Западно-Крымского блока, хотя именно их изучение может дать ответ на некоторые принципиальные вопросы, касающиеся не только магматизма, но и геологии всего Крымского п-ова.

Отметим, что большинство авторов рассматривали магматизм Крыма с позиций геосинклинальной концепции. В.И. Лебединский и Н.Н. Макаров [1962] относят магматические образования мыса Фиолент к раннегеосинклинальной спилит-кератофировой формации. В последнее время появились работы, в которых геологическая история Крыма, неотъемлемой частью которой является магматизм, обсуждается с позиций тектоники литосферных плит. Согласно данным В.В. Юдина [2003], в раннем триасе происходил спрединг океанической коры Мезотетиса, а среднеюрский магматизм связан с зоной субдукции северного склона.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* mary.promyslova@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* lidem06@rambler.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* bychkov@geol.msu.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* alexmsu-824@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, студент; *e-mail:* Charev2011@yandex.ru

Магматиты Центрального Фиолента. В Юго-Западном Крыму магматические породы приурочены к самой южной части Гераклейского плато и обнажены в стометровых обрывах западнее г. Балаклава вдоль берега моря на протяжении 7 км в районе мыса Фиолент. По Георгиевскому разлому, приходящемуся на восточное окончание магматических выходов и прослеженному на морском дне, этот район резко отделяется от остального Крыма. До последнего времени известны лишь единичные работы, в которых обсуждается магматизм мыса Фиолент. Магматизм этого района традиционно сопоставляют с карадагским [Лебединский, Соловьев, 1988], а время его проявления относят к средней юре (байос), что отражено на всех геологических картах Крыма. Магматический массив мыса Фиолент считается щитовым вулканом, цоколем которого служат отложения таврической серии (верхний триас–нижняя юра). Однако до сих пор в районе мыса Фиолент подобные образования не обнаружены ни на суше, ни на морском дне [Шнюкова, 2013]. Скважины, пробуренные к северу от мыса Фиолент на Гераклейском плато, также не вскрыли породы таврической серии. Вулканические образования с угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты органогенно-детритовыми и глинистыми известняками сарматского яруса неогена, залегающими практически горизонтально. Лавовые потоки прорваны крутопадающими дайками разной мощности. Отметим, что, по мнению В.В. Юдина [2003], этот район представляет собой зону меланжа, состоящего из хаотически расположенных бескорневых глыб магматического материала.

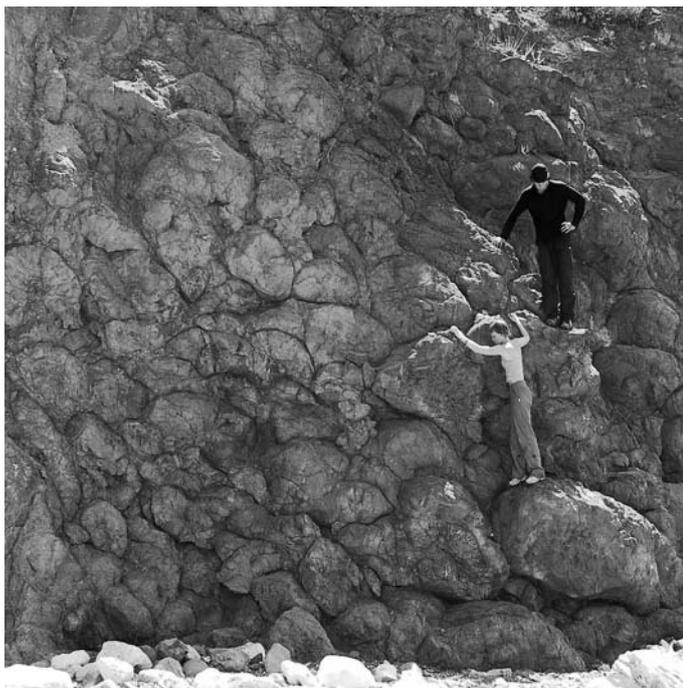
Е.Е. Шнюковой [2013] магматические образования Фиолента разделены на три участка, каждый из которых отражает, по ее мнению, самостоятельный этап магматизма. На западном участке резко преобладают интрузивные тела габбро-долеритов, габбро-норитов, среди которых встречаются ультраосновные породы — верлиты, реже лерцолиты и дуниты с кумулятивными структурами. Центральный участок сложен магматитами контрастной базальт-плагиориолитовой серии. На восточном участке развиты преимущественно базальты, прорванные дайками оливиновых долеритов.

Летом 2013 г. нами проведены полевые работы в пределах Центрального Фиолента от мыса Лермонтова на западе до восточного окончания Яшмовой бухты (рис. 1). Магматические породы, развитые на этом участке, разделены на четыре группы.

К первой группе отнесены подушечные лавы, слагающие обрывы Царской бухты (рис. 2, А) и собственно мыс Фиолент как с западной, так и с восточной стороны. Подушки имеют размер от нескольких десятков сантиметров до 1–1,5 м. Межподушечное пространство занимают кремнистые образования — яшмы разнообразного, преимущественно желтого, бурого, ярко-красного, малинового, зеленого, бирюзового цвета, иногда с вкраплениями ярко-золотистого пирита. Согласно направлению вытянутости подушек лавы, можно определить, что они падают на юго-восток (угол падения 40–45°). Для подушечных лав характерна порфировая структура с вкрапленниками клинопироксена, основного измененного плагиоклаза и реже гиперстена. Вкрапленники клинопироксена



Рис. 1. Мыс Фиолент. Перекрытие вулканитов неогеновыми известняками



А



Б

Рис. 2. Фото обнажения подушечных лав в скальных обрывах Царской бухты (А) и веерная столбчатая отдельность плагиориолитов скалы Монах (Б)

размером до 3,5 мм часто образуют гломеропорфировые сростки (рис. 3, А). В основной массе резко преобладает альбитизированный плагиоклаз, присут-

ствуют мелкие зерна клинопироксена, рудных минералов, измененное хлоритизированное и эпидотизированное стекло, количество которого меняется в разных частях подушек от 5% в центре до 10–15% во внешних зонах.

Ко второй группе отнесены дайки долеритов, имеющие преимущественно северо-восточное, реже меридиональное и северо-западное простирание. Дайки секут подушечные лавы и плагиориолиты, контролируются разломной сетью и прослеживаются далеко в море в виде скальных гряд и цепочек на практически ровной поверхности шельфа [Иванов и др., 2009]. Они сложены массивными породами с характерной долеритовой (диабазовой) структурой (рис. 3, Б). В их составе преобладает зональный плагиоклаз, составляющий до 75–80% от общего объема пород, размер зерен от 0,05 до 0,4 мм. Зональность плагиоклаза подчеркнута вторичными изменениями — у кристаллов сосюритизированы только центральные более основные части. Клинопироксен образует отдельные идиоморфные сдвойникованные кристаллы размером от 0,4 до 1,2 мм. Редкие кристаллы оливина (0,05–1 мм) замещены агрегатами вторичных минералов. В долеритах присутствует стекло, содержание которого не превышает нескольких процентов.

Третья группа представлена плагиориолитами, слагающими преимущественно субвулканические тела — дайки, экструзивные купола, штоки. Этот тип пород развит преимущественно на восток от мыса Фиолент, где частично слагает скальные уступы Яшмовой бухты, а также экструзивные купола скал Монах и Георгиевская. Плагиориолитами сложены также скалы Ифигения, Орест и Пилат (основные достопримечательности Фиолента). Для этого типа плагиориолитов характерна столбчатая отдельность, часто веерная, что подтверждает их экструзивную природу (рис. 2, Б). Плагиориолиты — слабопорфировые породы с редкими вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза размером от 0,5 до 1,5 мм (рис. 3, В). Основная масса сложена тонкими (0,05–0,1 мм) лейстами альбита (45%), мелкими (0,03–0,08 мм) зернышками кварца (35%) и измененным стеклом. Плагиориолиты разбиты трещинами, вдоль которых они сильноокварцованы и ожелезнены. Подчеркнем, что в скальных обрывах непосредственно самого мыса Фиолент наблюдаются тонкие прослои плагиориолитов среди подушечных лав.

К четвертой группе отнесены брекчии плагиориолитов, развитые на восточном контакте купола Монах. Брекчии — в зависимости от степени изменения — окрашены в ржаво-белый или зеленовато-серый цвет. Обломки брекчий имеют разный размер — от глыб до мелкообломочного цемента (рис. 3, Г). Состав отдельных обломков и цемента одинаков. Подобные брекчии возникают обычно на склонах, особенно у подножий экструзивных куполов, и образуются в результате растрескивания и разламывания вязкой магмы в момент роста купола [Петрография, 1981].

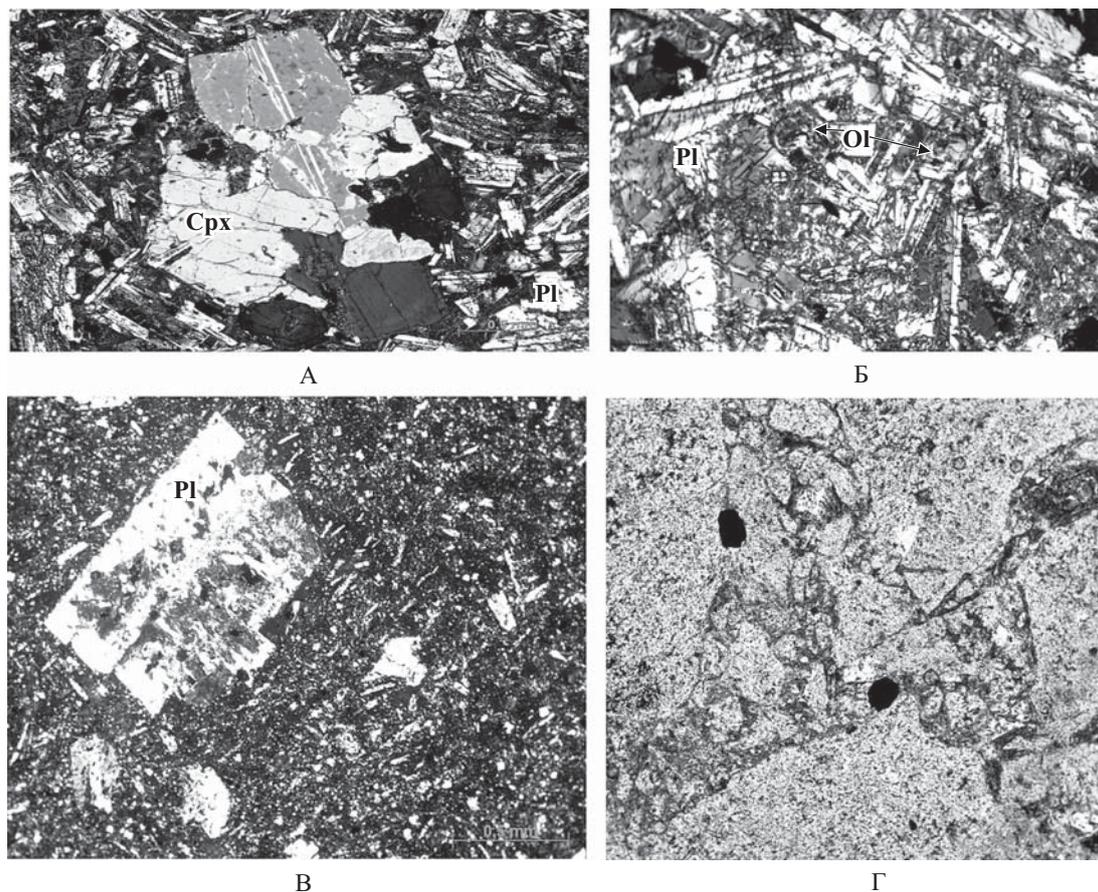


Рис. 3. Фото шлифов: А — гломеропорфировые сростки в подушечных лавах, николи скрещены; Б — диабазовая структура долеритов, николи скрещены; В — порфировая структура плагиориолитов, николи скрещены; Г — брекчия плагиориолитов, николи параллельны; Pl — плагиоклаз, Срх — клинопироксен, Ol — оливин

Особенности химического состава магматических пород Центрального Фиолента. На классификационной TAS-диаграмме (рис. 4, А) хорошо видно, что магматиты образуют контрастную бимодальную серию. Подушечные лавы и долериты относятся преимущественно к базальтам, трахибазальтам, трахиандезитобазальтам (кроме двух анализов, фигуративные точки которых фиксируются в полях андезитов и трахиандезитов). Кислые породы попадают в поле риолитов, два образца соответствуют трахитам. Плагиориолиты относятся в основном к низкокалиевым разностям, кроме трех образцов, соответствующих среднекалиевым разностям (рис. 4, Б). Среди подушечных лав также преобладают низкокалиевые разности. Среднекалиевых и высококалиевых пород существенно меньше. На диаграмме серийной принадлежности AFM практически все магматиты расположены в поле известково-щелочной серии (рис. 5, А). В то же время по соотношениям $Al_2O_3 - (FeO + TiO_2) - MgO$ подавляющее большинство подушечных лав относится к высокомагнезиальным толеитам; зафиксированы также базальтовые коматииты и известково-щелочные базальты (рис. 5, Б). Кислые разности пород распределены в полях толеитовых риолитов, а также известково-щелочных риолитов и дацитов, реже андезитов.

Таким образом, для магматических пород Центрального Фиолента отмечена серийная неопределенность, что, по мнению Ю.А. Миронова с соавторами [1999], характерно только для обстановки внутриплитного континентального рифтогенеза. Однако это противоречит устоявшемуся мнению об островодужной природе байосского магматизма Горного Крыма [Спиридонов и др., 1989], хотя и не исключает его рифтогенного характера. Хорошо известно, что рифтогенез проявляется на всех этапах цикла Вильсона, в том числе и в надсубдукционной обстановке. Кроме того, при континентальном рифтогенезе магматизм, как правило, носит антидромный характер, в то время как на участке в пределах Центрального Фиолента отчетливо проявлена гомодромная направленность магматизма — основные породы образовались раньше кислых.

С целью восстановления геодинамической природы магматитов Центрального Фиолента проанализированы образцы выделенных типов пород на содержание редкоземельных и других микроэлементов. Анализы проводились методом ISP-MS в лаборатории масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на кафедре геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

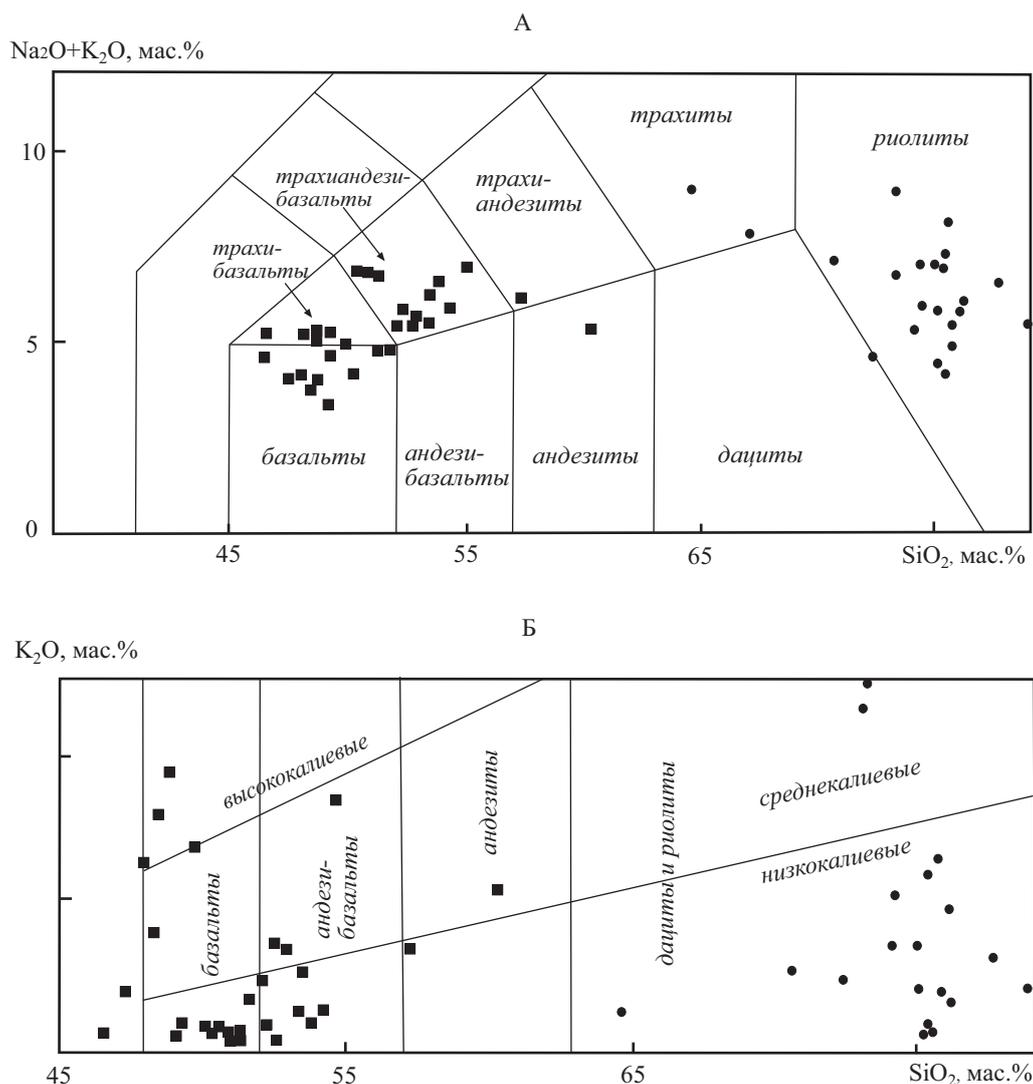


Рис. 4. Диаграммы SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (А) и SiO_2 – K_2O (Б) для вулканитов Центрального Фиолента. Поля на диаграммах — по [Le Maitre et al., 1989], анализы — по [Шнюкова, 2013]

Состав (таблица) и спектры редкоземельных элементов (рис. 6, А) показывают, что все разности пород отличаются низким содержанием редкоземельных элементов, что нехарактерно для магматических пород континентальных рифтов. Спектры редкоземельных элементов подушечных лав и долеритов расположены существенно ниже, даже по сравнению с эталонными нормальными базальтами для геодинамической обстановки срединно-океанических хребтов. Кроме того, для магматитов континентальных рифтов характерна более высокая степень обогащения легкими редкоземельными элементами по сравнению с тяжелыми. Четко виден бимодальный характер магматизма, что отмечалось ранее, а также общность геохимических черт плагиориолитов и их брекчий. Это выражается в характере спектров, наличии одинаковых (как положительных, так и отрицательных аномалий) элементов. Кислые разности пород по сравнению с основными обогащены редкоземельными элементами по всему спектру, в них резко проявлена европиевая

аномалия. Это может свидетельствовать о том, что они являются дифференциатами основных магм.

Таким образом, подушечные лавы и плагиориолиты относятся к единой серии магматических пород и связаны с одним этапом проявления магматизма в районе Центрального Фиолента. В более поздних долеритах, прорывающих как подушечные лавы, так и плагиориолиты, по сравнению с базальтами обнаружены меньшие значения концентрации легких редкоземельных элементов (лантана, церия и празеодима), а вид спектра близок к N-MORB ($\text{La}/\text{Lu} < 1$). На графике распределения микроэлементов в базальтах и долерите, нормализованных по N-MORB (рис. 6, Б), видно, что базальты и долериты незначительно обогащены крупноионными элементами — рубидием, барием, торием — и обеднены элементами с высокозаряженными ионами от неодима до хрома. Такое распределение микроэлементов установлено для толеитовых серий задуговых бассейнов [Пирс и др., 1987], при этом обогащенность элементами с крупными ион-

Рис. 5. Диаграммы серийной принадлежности для вулканитов Центрального Фиолента. Поля на диаграммах: А — по [Irvine, Baragar, 1971], Б — по [Jensen, 1976]; TR, TD, TA — риолиты, дациты, андезиты толеитовой серии соответственно; CR, CD, CA, CB — риолиты, дациты, андезиты, базальты известково-щелочной серии соответственно; HFT — высокожелезистые толеиты; НМТ — высокомагнезиальные толеиты; ВК — базальтовые коматиты; анализы — по [Шнюкова, 2013]

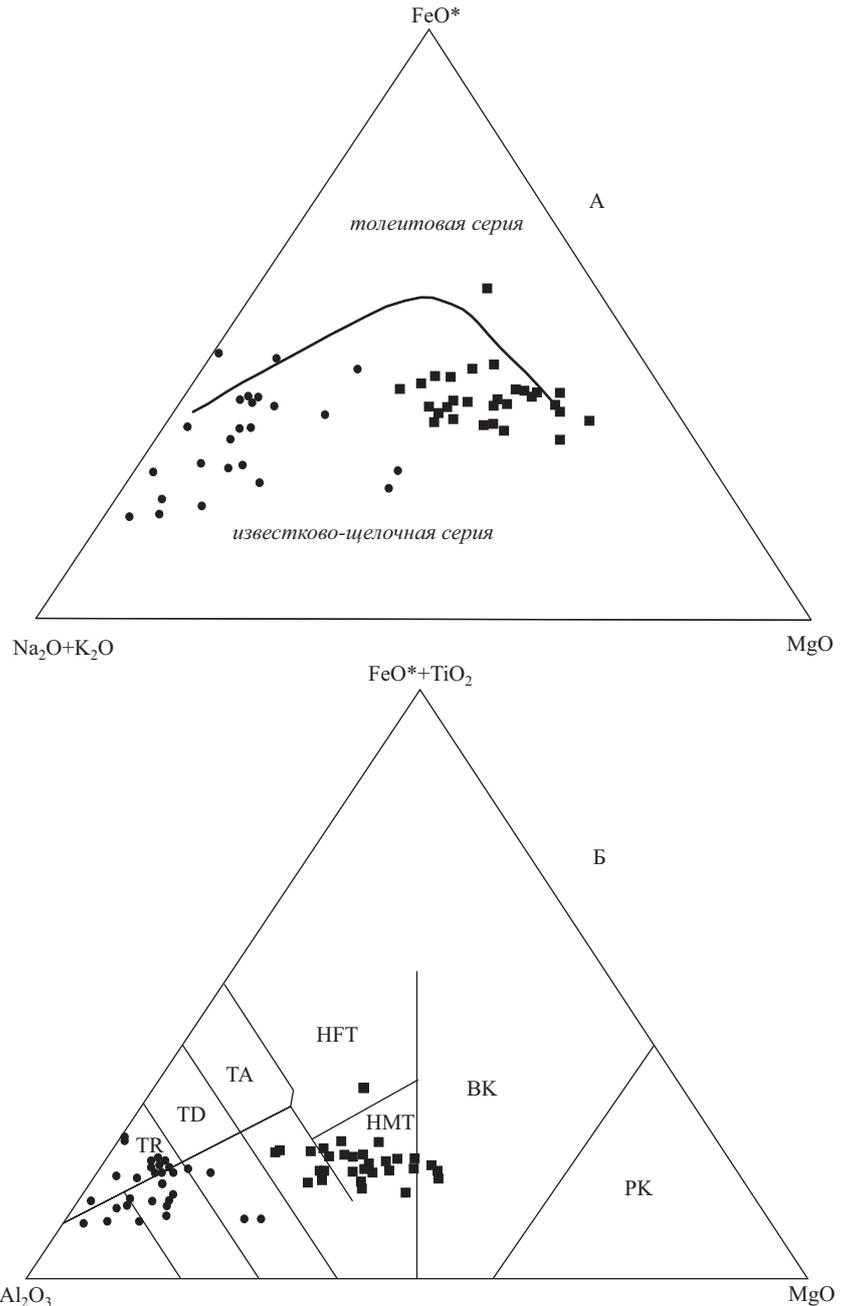
TD, TA — риолиты, дациты, андезиты толеитовой серии соответственно; CR, CD, CA, CB — риолиты, дациты, андезиты, базальты известково-щелочной серии соответственно; HFT — высокожелезистые толеиты; НМТ — высокомагнезиальные толеиты; ВК — базальтовые коматиты; анализы — по [Шнюкова, 2013]

ными радиусами связывают с субдукционным генезисом магм, образующихся при спрединге в бассейнах с корой океанического типа.

Распределение ниобия и тантала резко отличается от индикаторного распределения в наиболее распространенных геодинамических обстановках. Хорошо известно, что эти элементы ввиду близости их химических свойств ведут себя в разных геохимических процессах сопряженно. Например, во всех сериях (кроме бонинитовых) магматических пород островных дуг отчетливо проявлен Nb–Ta-минимум [Фролова, Бурикова, 1997], в то время как Nb–Ta-максимум характерен для рифтогенных обстановок континентов, задуговых бассейнов рифтового типа с деструкцией континентальной коры до начала спрединга, а также океанических островов и плато [Короновский, Демина, 2011].

В рассматриваемом случае содержание тантала и ниобия резко отличается: магматиты существенно обогащены танталом, но обеднены ниобием. Причины такого поведения этих элементов не совсем ясны и требуют дальнейшего изучения и обсуждения. Можно предположить, что в химизме магматитов мыса Фиолент зафиксирована переходная стадия от континентального рифтогенеза в тылу островной дуги к задуговому бассейну спредингового типа с разрывом континентальной коры. Отметим, что аналогичное распределение ниобия и тантала характерно для высокомагнезиальных базальтов Ломоносовского подводного массива, расположенного на дне Черного моря в 24 милях на юго-запад от мыса Фиолент [Шнюкова, 2013]. Геодинамическая природа Ломоносовского массива спорная, согласно данным А.Ф. Шнюкова с соавторами [1997], он представляет собой магматические фрагменты островной палеодуги мелового возраста. В то же время В.В. Юдин [2003] относит его образования к позднемеловому–палеогеновому задугово-спрединговому комплексу.

Вопрос о возрасте магматических образований Фиолента остается открытым, главная причина этого состоит в отсутствии пород, вмещающих вулканиты. Единичные определения абсолютного возраста выпол-



нены Е.Е. Шнюковой [2005, 2013], но и они не решили проблему. Проанализированные U–Pb SHRIMP-методом цирконы (3 зерна) из дайки долеритов Центрального Фиолента указали на докембрийский возраст — 1771 ± 28 млн лет. Этот факт может свидетельствовать либо о возрасте мантийного субстрата, из которого выплавлялись магмы, либо о захвате цирконов из докембрийских пород при движении магмы к поверхности. Для плагиориолита K–Ar-методом определен возраст в 174 млн лет, что соответствует байосскому веку средней юры.

Заключение. Анализ химического состава магматитов Центрального Фиолента позволяет сделать вывод о том, что они сформировались, скорее всего, над зоной субдукции при рифтогенезе в обстановке задугового бассейна, развитие которого достигло спре-

Содержание микроэлементов и редкоземельных элементов
в магматических породах Центрального Фиолента

окончание табл.

Состав	Номер п/п, номер образца						
	1	2	3	4	5	6	7
	Л-1	Л-1а	53/1	Мс-1	Ф-1/1	Ф-1/2	Ф-001
Li	6,69	6,89	21,75	12,54	13,43	7,44	33,45
Cs	2,07	2,05	7,23	2,21	2,13	2,06	2,13
Sc	40,59	36,39	38,09	8,9	8,05	8,19	6,63
Be	0,26	0,22	0,18	0,12	0,94	1,04	0,88
Rb	10,99	10,63	14,12	24,46	19,56	18,75	4,96
Ba	121	124	98	133	135	91	120
U	0,28	0,22	0,08	0,46	0,35	0,23	0,4
Pb	4,99	7,86	6,99	14,56	9,05	3,61	4,74
Th	1,14	1,19	0,44	2,41	1,98	1,74	1,67
Sr	229	199	139	83	86	75	109
Nb	0,68	0,51	1,01	5,89	2,22	1,89	1,52
Ta	0,34	0,54	1,19	7,8	0,72	0,54	0,14
Hf	1,15	1,17	1,24	8,13	5,31	5,25	4,81
Zr	42,8	44,4	39,0	238,8	205,4	201,5	193,3
Y	16,3	16,21	18,07	43,84	41,09	44,81	44,15
Ni	46,49	44,2	62,42	8,2	5,7	18,42	4,85
Co	31,74	31,24	29,87	1,47	0,81	0,21	0,33
V	284	289	286	4,21	3,93	1,58	3,39

Состав	Номер п/п, номер образца						
	1	2	3	4	5	6	7
	Л-1	Л-1а	53/1	Мс-1	Ф-1/1	Ф-1/2	Ф-001
Cr	175	124	160	9,89	3,94	3,28	1,57
La	3,92	4,35	2,10	12,07	12,32	9,72	11,90
Ce	9,03	9,97	5,98	32,51	32,72	26,73	29,74
Pr	1,22	1,34	1,03	4,79	4,99	4,11	4,41
Nd	6,0	6,2	5,5	21,6	22,6	19,5	20,8
Sm	1,70	1,85	2,08	6,01	5,95	5,16	5,84
Eu	0,67	0,71	0,81	1,52	1,57	1,14	1,24
Gd	2,35	2,45	2,78	6,15	6,02	5,42	5,96
Tb	0,42	0,44	0,50	1,17	1,08	1,02	1,1
Dy	2,79	2,93	3,25	7,70	7,58	7,49	7,75
Ho	0,66	0,67	0,73	1,69	1,64	1,73	1,64
Er	1,93	2,00	2,15	5,14	4,93	5,22	4,75
Tm	0,29	0,28	0,33	0,80	0,74	0,81	0,71
Yb	1,83	1,84	2,09	5,16	4,77	5,28	4,39
Lu	0,29	0,29	0,31	0,79	0,73	0,84	0,67

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, аналитик А.Ю. Бычков: 1, 2 — базальты; 3 — долерит; 4, 5 — плагиориолиты; 6, 7 — брекчии плагиориолитов.

динговой стадии. Преобладание подушечных лав в ассоциации с кремнистыми осадками свидетельствует о глубоководных условиях излияния магмы. Наличие габброидов и ультраосновных пород на западном окончании мыса Фиолент, а также обилие даек оливиновых долеритов позволяет отнести магматические комплексы Фиолента к фрагментам офиолитовой ассоциации, что предполагалось ранее [Шнюкова, 2005]. Существенная обедненность редкоземельными элементами во всем спектре, наличие субдукционной составляющей, выраженной в незначительном обогащении крупноионными элементами по сравнению с высокозарядными свидетельствуют о выплавлении магмы в недрах океанической литосферы, которая уже была деплетирована при магмогенерации в обстановке срединно-океанического хребта океана Тетис.

Магматические комплексы задуговых бассейнов по прошествии некоторого времени после формирования оказываются вовлеченными в коллизионные или аккреционные процессы, поскольку они сопряжены с субдукционными процессами, ведущими к закрытию крупных океанических бассейнов. При этом их тыловодужное положение способствует лучшей сохранности магматических и осадочных комплексов, чем океанических, которые, как правило,

почти полностью субдуцируются. Детальное петрологическое, геохимическое изучение офиолитовых разрезов и сопутствующих им вулканогенных и осадочных комплексов, известных в разных складчатых поясах, показало, что большинство из них представляют собой реликты коры океанического типа, сформированной в задуговых бассейнах. По мнению Дж. А. Пирса с соавторами [1987], лучшим критерием разделения офиолитов зоны субдукции и срединно-океанического хребта может служить доля участия средних и кислых пород в лавовых толщах и интрузиях в верхних частях разреза. В качестве примера эти авторы приводят комплекс Семайл в Омане, прорванный диорит-плагиогранитовыми интрузиями и содержащий в верхних частях лавовой толщи значительную долю андезитов и риолитов. В районе Центрального Фиолента плагиориолиты также более поздние, а их объем по сравнению с подушечными лавами незначителен — не более 7–10%.

Субщелочной характер части магматических пород мыса Фиолент, скорее всего, не является первичным и связан со спилитизацией, сопровождающейся натриевым метасоматозом. В то же время субщелочные серии магматитов наряду с известково-щелочными и толеитовыми обычны в задуговых бассейнах.

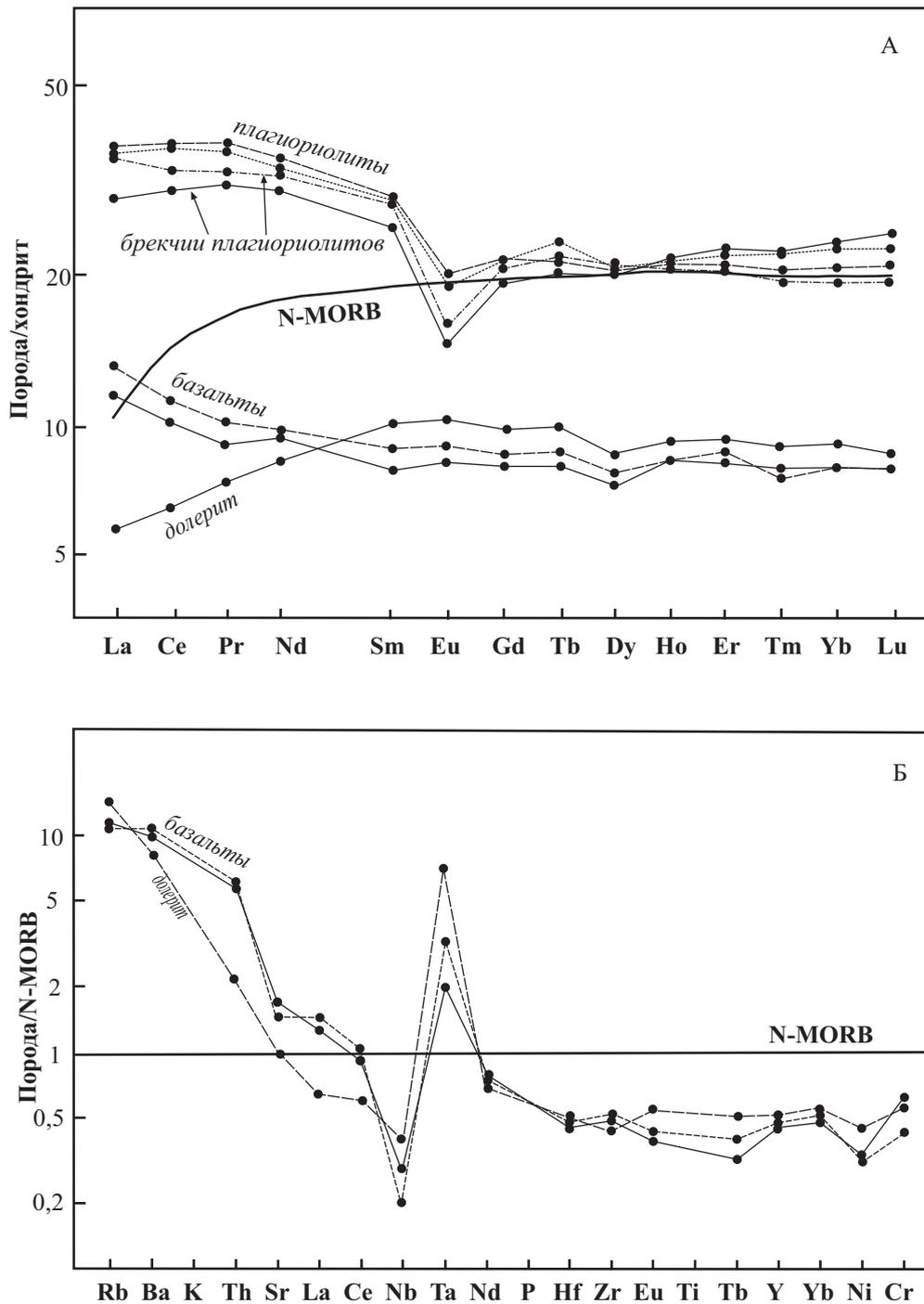


Рис. 6. Тренды содержания редкоземельных элементов (А) и микроэлементов (Б) в магматитах Центрального Фиолента, хондрит — по [Sun, 1982], N-MORB — по [Tarney et al., 1981]

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Иванов В.Е., Ломакин И.Э., Топлюк А.С. и др. Особенности тектоники Юго-Западного Крыма // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 4. С. 27–39.
 Коваленко А.П., Пасынков А.А. Палеовулканические центры Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 5. С. 1192–1195.
 Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. М.: КДУ, 2011. 232 с.
 Лебединский В.И., Макаров Н.Н. Вулканизм Горного Крыма. Киев: АН УССР, 1962.

Лебединский В.И., Соловьев И.В. Байосские вулканоструктуры Горного Крыма // Геол. журн. 1988. № 4. С. 85–93.
 Миронов Ю.А., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г. и др. Вулканизм и океанское колчеданообразование. М.: Научный мир, 1999.
 Петрография. Ч. II. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981.
 Пирс Дж.А., Линнард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зонами субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.

Спирidonov Э.М., Кортаева Н.Н., Ладыгин В.М. Хромшпинелиды, титаномагнетит и ильменит островодужных вулканитов Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1989. № 6. С. 37–55.

Спирidonov Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 4. С. 102–112.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 319 с.

Шнюков А.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: НАНУ, 1997. 287 с.

Шнюкова Е.Е. Магматические породы мыса Фиолент // Происхождение магматических пород: Мат-лы Междунар. (X Всеросс.) петрографического совещ. «Петрография XXI века». Апатиты: КНЦ, 2005. С. 289–291.

Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты: Автореф. докт. дисс. Киев, 2013. 40 с.

Юдин В.В. Магматизм Крымско-Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики // Мінеральні ресурси України. 2003. № 3. С. 18–21.

Irvine T.N., Barager W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523–548.

Jensen L.S. A new Cation plot for classification of the common volcanic rocks. Ontario Department of Mines. Miscellaneous, 1976. Pap. 66.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and Glossary of Terms, Blackwell. Oxford, 1989. 193 p.

Sun S.S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1982. Vol. 46. P. 179–192.

Tarney J., Sanders A.D., Matthey D.P. et al. Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and western Pacific // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1981. Vol. A300. P. 263–285.

Поступила в редакцию
22.05.2014

УДК 551.87

О.А. Хлебникова¹, А.М. Никишин², А.В. Митюков³, Е.В. Рубцова⁴,
П.А. Фокин⁵, Л.Ф. Копаевич⁶, Н.И. Запорожец⁷

СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ ИЗ ТУРБИДИТОВЫХ ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУАПСИНСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Объект исследований — отложения нижней части майкопской серии Крымско-Кавказского региона. В каждой структурно-фациальной зоне исследуемой территории описаны доступные обнажения, изучен вещественный состав песчаников в шлифах, выделено 5 основных литологических типов пород. Высказано предположение о разных источниках сноса для территории Керченского п-ова, Сочинского региона и территории Абхазии в раннеолигоценное время, а также о разной удаленности питающих провинций от областей осадконакопления. В результате предложена уточненная палеогеографическая схема для рупельского века раннего олигоцена Крымско-Кавказского региона.

Ключевые слова: вещественный состав песчаников, источники сноса, седиментология, олигоцен, рупельский век, Кавказ, Туапсинский прогиб, палеогеография.

The object of research is the deposits of the lower part of the Maikop series within Crimean-Caucasian region. The available outcrops in each structural-facies zone of the study area were described; the material composition of sandstones in thin sections was investigated; and five major lithological rock types were identified. The authors suggested significantly different composition of provenances rocks for the territory of Kerch Peninsula, the Sochi region and Abkhazia in the early Oligocene, and different distances of the provenance from sedimentation areas. As a result the specified paleogeographical scheme for a Rupelian age (early Oligocene) of the Crimean-Caucasian region was proposed.

Key words: material composition of the sandstones, source area, sedimentology, Oligocene, Rupelian age, Caucasus, Tuapse through, paleogeography.

Введение. Майкопскую серию (олигоцен—нижний миоцен) с точки зрения палеогеографии и истории геологического развития изучали многие ученые, к последним работам, посвященным этой теме, относятся публикации [Роров et al., 2004; Попов и др., 2010; Афанасенков и др., 2007; Никишин и др., 1997; Баженова и др., 2003, 2006]. В задачу наших исследований входило изучение вещественного состава и структуры песчаников, установление источников сноса, а также сравнение фаций нижней части майкопской серии на северо-восточном обрамлении Черного моря (рис. 1). Основную сложность при исследованиях составляли плохая обнаженность отложений майкопа в этом регионе, сложный вещественный состав пород и частые фациальные переходы. Существенно разный состав фаций, вероятно, обусловлен сложными тектоническими преобразованиями, происходившими

в регионе одновременно с процессами седиментации. Результаты изучения этих пород позволят сделать выводы об истории геологического развития региона на орогенном этапе.

Материалы и методы исследований. Материал собран при полевых работах 2011 и 2012 гг. на южном склоне Северо-Западного Кавказа в районе гг. Сочи и Туапсе, в ходе которых пройдено 17 маршрутов, описано 40 обнажений пород майкопской серии (олигоценный интервал), отобрано около 270 образцов песчаников и глин для микроскопического описания и аналитических исследований. Размеры обнажений варьируют в широких пределах — от небольших выходов (1×1,5–2 м) до полноценных разрезов (в русле р. Псахо общей мощностью до 300 м). Из образцов песчаников изготовлено 90 прозрачно-полированных шлифов.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирантка; *e-mail:* oxana.khlebnikova@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, заведующий кафедрой; *e-mail:* nikishin@geol.msu.ru

³ ООО «РН-Эксплорейшн», заместитель генерального директора по геологии; *e-mail:* a_mityukov@rosneft.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, ст. науч. с.; *e-mail:* ekaterina.v.ru@yandex.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, канд. геол.-минерал. н., доцент; *e-mail:* fokin@geol.msu.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, докт. геол.-минерал. н., профессор; *e-mail:* lfkopaevich@mail.ru

⁷ ГИН РАН, лаборатория палеофлористики, науч. с.

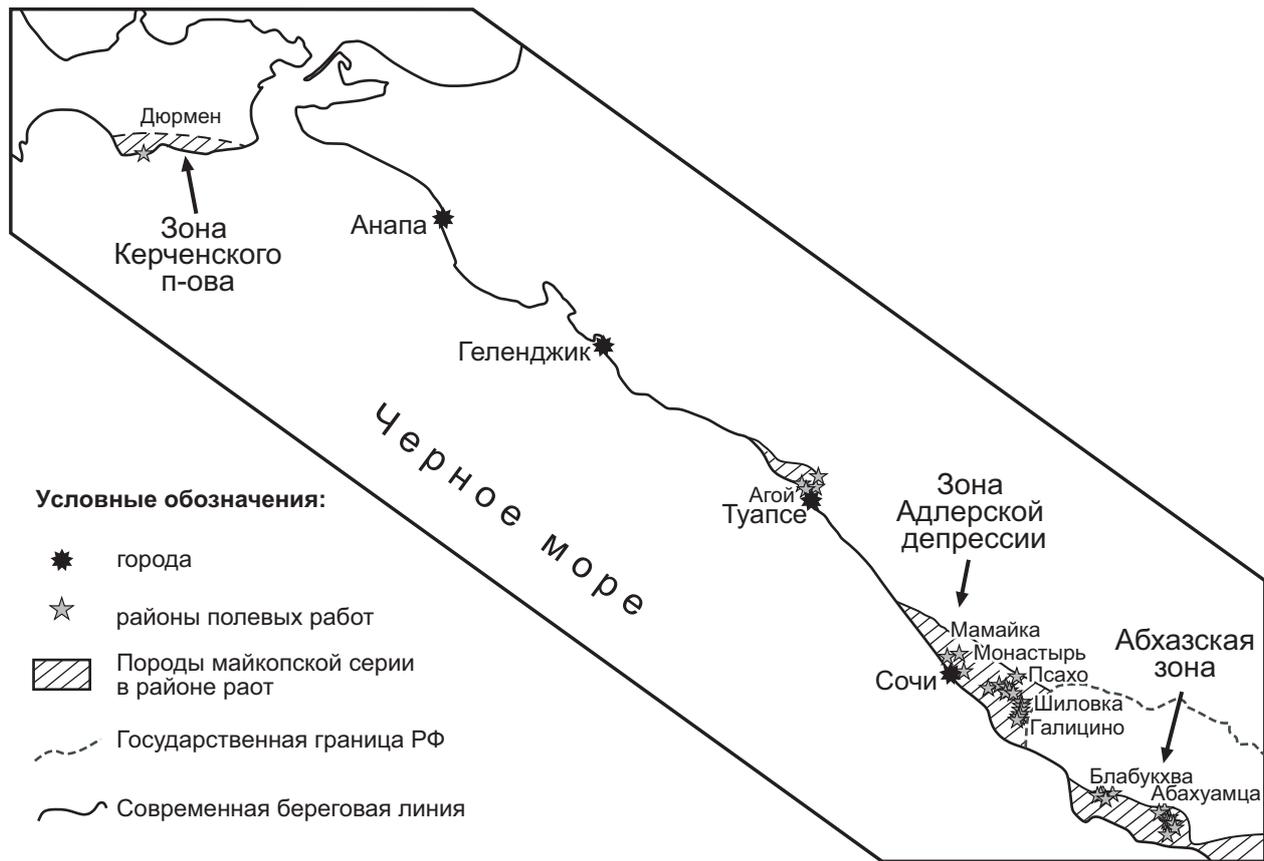


Рис. 1. Схема района работ с указанием структурно-фациальных зон

Кроме того, использован материал экспедиций 2003, 2004, 2009 и 2011 гг. на Крымском п-ове, в российском секторе южного склона Северо-Западного Кавказа, а также на территории Абхазии (описания 32 обнажений, 80 прозрачно-полированных шлифов песчаников).

Микроскопическое изучение состава пород и фотографирование шлифов проводили по стандартной методике на поляризационном микроскопе «Motic BA300 Pol» при использовании планохроматических объективов EFPL 4×/0,10; 10×/0,25; 40×/0,65.

В шлифах изучали осадочные структуры, изучен также гранулометрический и минералогический состав пород. При подсчетах количественного соотношения обломочных компонентов учитывали аллотигенные обломки — лито- и кристаллокласты.

Диаграммы Шутова [Шутов и др., 1972] построены по стандартной методике — за 100% принято содержание кварца, полевых шпатов и суммарное количество литокластов; кроме того, построены вспомогательные диаграммы, где за 100% принимали содержание обломков карбонатных, терригенных и вулканических пород.

Данные о возрасте отложений основаны на палеонтологическом анализе, выполненном Н.И. Запорожцем в лаборатории палеофлористики ГИН РАН, а также на анализе микрофауны, выполненном Л.Ф. Копаевич (развернутое обоснование возраста пород майкопской

серии с палеонтологическими таблицами будет приведено в отдельной публикации).

Стратиграфия пород майкопской серии. Из-за фациальной неоднородности пород майкопской серии в разных структурно-фациальных зонах выделяют разные свиты, которые приведены на рис. 2. Такое деление разреза на свиты сложилось не только из-за фациальной изменчивости отложений, но и из-за того, что разные участки изначально изучали разные исследователи. На данном этапе практически все подразделения скоррелированы. Мы рассматриваем только отложения нижней части майкопской серии, относящиеся к рупельскому ярусу олигоценового отдела.

Изученные разрезы и литостратиграфия. Керченский полуостров. Разрез пород нижней части майкопской серии на территории Керченского п-ова рассмотрен по материалам экспедиции 2001 г. Отложения описаны на его южном побережье в районе г. Дюрмен (рис. 3, А, Б), координаты N 45°01'19,93», E 35°57'27,04».

В этой точке обнажаются низы майкопских отложений с горизонтами песчаников, которые названы *дюрменскими слоями* [Носовский, 1993]. По стратиграфическому положению они отвечают низам нижнего олигоцена [Носовский, 1993] и соотносятся с нижней частью хадумской свиты Северо-Западного Кавказа.

Майкопские отложения с размывом залегают на шельфовых карбонатных образованиях маастрихта (определение выполнено Е.А. Щербининой в ГИН

Отдел		Подотдел		Ярус		Региональные стратиграфические подразделения, по [Akhmetiev et al., 1995]		Зоны по нанопланктону, по [Martini, 1971]		Зоны по диноцистам, по [Costa, Downie, 1976]		Зоны, подзоны, слои по диноцистам, по [Запорожец, 1999]		Серии, свиты, слои Керченского полуострова, по [по Носовский, 1993]		Свиты Адлерской депрессии, по [Афанасенков и др., 2007]		Серии и свиты территории Абхазии, по [Стратиграфия СССР; Палеогеновая система, 1975]	
Олигоценый		Верхний		Хатский		Септариевая		NP 25		D15		Подзона Deflandrea spinulosa (non typicus)		Средний майкоп		Нижний керлеут		Средний майкоп	
Нижний		Рюпельский		Морозкиной балки		NP 24		NP 23		D14b		Подзона Rhombodinium draco		Нижний майкоп		Азаматская		Средний майкоп	
Верхний эоцен		Белоглинская		NP 22		NP 21		NP 20		D14a		Слой с Batiacasphaera-Hystrichokolpoma		Дюрменские слои		Индольская		Нижний майкоп	
				NP 19		NP 18		D13		D12		Wetziella symmetrica		Дюрменские слои		Мацестинская		Нижний майкоп	
				NP 18		NP 19		NP 20		D12		Charlesdowniea clathrata angulosa		Белоглинская					

Рис. 2. Стратиграфическая схема нижней части майкопской серии для Северо-Восточного побережья Черного моря

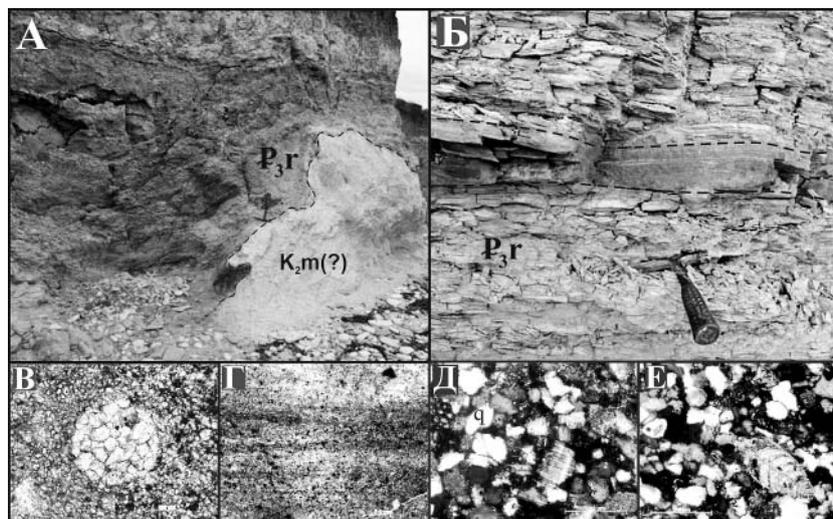


Рис. 3. Разрез Дюрмен: А — фото эрозионной границы майкопских и маастрихтских пород, основание майкопа в палеоканале сложено обломочными потоками с глинистым матриксом; Б — фото слоя песчаника в глинах майкопской серии; В — фото шлифа без анализатора, известняк микроспаритовый, в центре — кальцифера, возможно, перекристаллизованная раковина фораминиферы; Г — фото шлифа без анализатора, видна тонкая параллельная слоистость; Д — фото шлифа в скрещенных николях (ЛТ-Д); Е — фото шлифа в скрещенных николях (ЛТ-Д), в центре — раковина фораминиферы

РАН по микрофауне). В основании майкопских пород наблюдаются обломочные потоки с фрагментами подстилающих мергелей. Выше залегает толща глин с линзами песчаников, алевролитов. Выше по разрезу появляются уже прослои песчаников мощностью по 1–50 см с признаками турбидитного генезиса.

Песчаники слоя 1 в обнажении светлые бежево-серые, мелкозернистые, массивные, сильнокарбо-

натные. При микроскопическом изучении (серия шлифов Дюрмен-1) выяснилось, что это известняки с микритовой и микроспаритовой структурой, частично перекристаллизованные, слабодолмитизированные, с включением перекристаллизованных раковин фораминифер и, возможно, радиолярий, с глауконит-кварцевой алевроитовой примесью, иногда с заметными биотурбациями и слабо проявленной тонкой парал-

лельной слоистостью (рис. 3, В, Г). Отметим нетипичность этой породы для отложений нижней части майкопской серии, для которых нехарактерен карбонатный состав, вследствие чего генезис слоя остается дискуссионным.

По поводу происхождения породы предложены две теории. Согласно первой, накопление осадков происходило в склоновых условиях при размывании и переотложении карбонатных пород на шельфе, т.е. изначально накапливались карбонатные частицы, поэтому происхождение породы терригенное. В соответствии с другой теорией эта порода сформировалась в результате карбонатизации слоя глин, включавшего остатки раковин фораминифер и радиолярий. Вторая теория кажется более вероятной, так как структура породы не соответствует терригенному накоплению карбонатных частиц, кроме того, нельзя четко выделить цемент. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

По данным анализа фораминифер породы относится к нижней части олигоцена.

Песчаники слоев 2 и 3 темные, рыже-коричневые, мелкозернистые, массивные, иногда тонко-параллельно- или волнисто-слоистые, сильно ожелезненные. В шлифах эти слои описаны как песчаники микро- и

мелкозернистые, массивные, глауконит-кварцевые, некарбонатные, с небольшим содержанием литокластов (до 10%), с единичными включениями раковин фораминифер, пленочным глинистым и регенерационным кварцевым цементом. Эти породы объединены нами в один литологический тип «дюрмен» (ЛТ-Д, рис. 3, Д, Е).

По палинологическому анализу отложения в районе г. Дюрмен относятся к нижней части рюпельского яруса (определение до зоны выполнить не удалось).

Южный склон Северо-Западного Кавказа. В пределах структурно-фациальной зоны Адлерской депрессии майкопские породы представлены мацестинской (нижняя часть рюпельского яруса) и хостинской (верхняя часть рюпельского яруса) свитами, на территории Абхазии — хадумской свитой, охватывающей весь рюпельский ярус и нижнюю часть хаттского яруса. Рассмотрим опорные разрезы указанных стратиграфических интервалов.

Зона Адлерской депрессии. В районе пос. Нижняя Шиловка (координаты N 43°29'14,2", E 40°01'43,7") мацестинская свита представлена толщей переслаивания песчаников и аргиллитов со следующим залеганием слоев: азимут простирания (АЗ ПР) юг 190°, угол падения (УП) 15° (рис. 4, А). Песчаники

светло-серые, рыжеватые, мелко-среднезернистые, в наиболее мощных прослоях встречаются галька, глинистые примазки и мелкие обломки древесины. Состав маломощных прослоев более однородный, отмечена тонкопараллельная и волнистая слоистость, в подошве песчаных прослоев видны желобковые механоглифы (flute casts) с направлением юго-восток 150–160°. Мощность прослоев песчаника меняется незакономерно — от 0,01 до 0,5 м. Аргиллиты светло-серые, параллельно-слоистые, легко крошатся. Слои имеют небольшую мощность — от 0,01 до 0,2 м.

По результатам палинологического анализа породы этого обнажения отнесены к низам олигоцена (зона *Wetzeliella symmetrica*) [Запорожец, 1999].

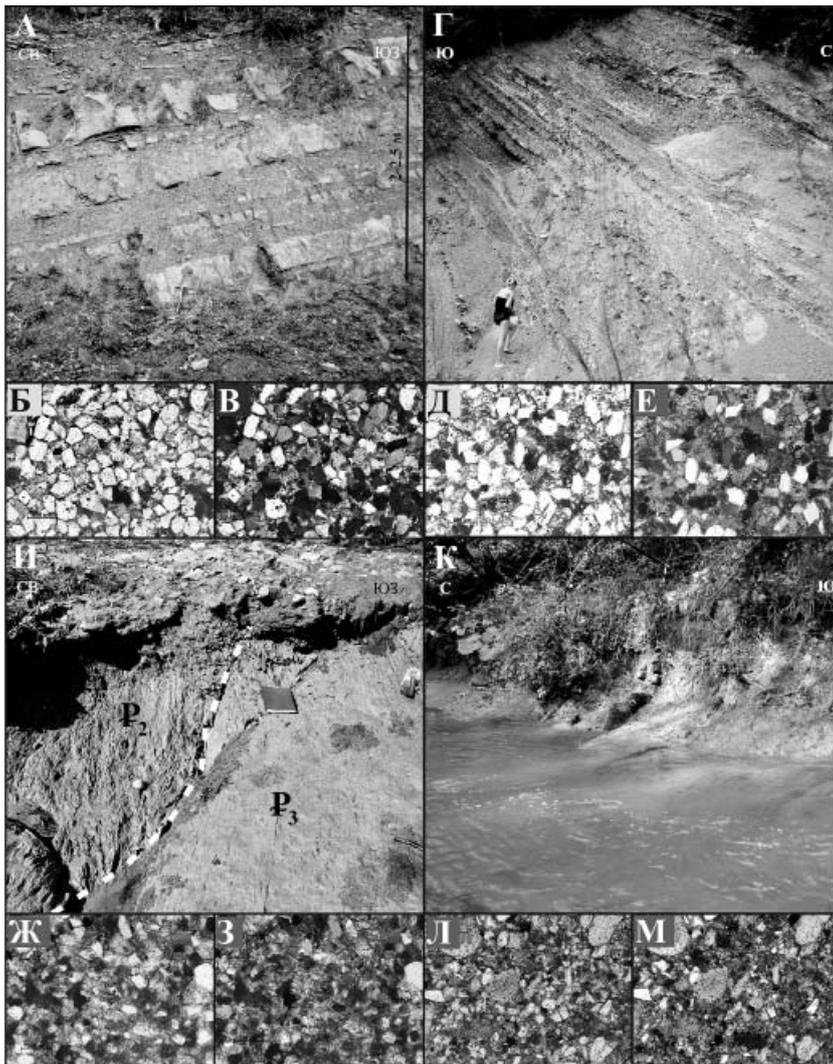


Рис. 4. Обнажение пород мацестинской свиты в районе пос. Нижняя Шиловка: А — общий вид; Б — фото шлифа без анализатора (ЛТ-1); В — фото шлифа в скрещенных николях (ЛТ-1); обнажение пород мацестинской свиты в подрезке трассы Адлер — Красная Поляна: Г — общий вид; Д — фото шлифа без анализатора (ЛТ-2); Е — фото шлифа в скрещенных николях (ЛТ-2); Ж — фото шлифа без анализатора (ЛТ-3); З — фото шлифа в скрещенных николях (ЛТ-3); обнажение пород мацестинской свиты в русле р. Псахо: И — граница биотурбированных глин палеоцена—эоцена и глубоководных майкопских глин; К — общий вид обнажения; Л — фото шлифа без анализатора (ЛТ-4); М — фото шлифа в скрещенных николях (ЛТ-4)

При микроописании образцов из разных слоев песчаников не выявлены значительные вариации состава литокристаллокластов, а также состава, типа и количества цемента, что позволяет объединить эти породы в один литологический тип ЛТ-1.

ЛТ-1: песчаник микро- и мелкозернистый, граувакковый (кристаллокласты (%): кварц 35–50, полевые шпаты 10–15, аллотигенный глауконит 5–7; литокласты (%): известняки 3–5, вулканиты 5–10, микрокварциты 5–10, глинистые породы до 10, кремни 1–5; биокласты отсутствуют либо редкие, меньше нескольких процентов (фораминиферы, мшанки, иглокожие); неслоистый (редко видна неясная тонкопараллельная слоистость, отмеченная ожелезнением), с первичным пленочным железисто-глинистым, вторичным поровым микротово-глинистым, реже мелкокристаллическим кальцитовым цементом (рис. 4, Б, В).

В подрезке трассы Адлер–Красная Поляна на повороте в с. Галицино (координаты N 43°32'19,9", E 39°59'44,2", рис. 4, Г) на поверхность выходят породы мацестинской свиты. Здесь она представлена толщей переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов; песчаники и алевролиты имеют резко подчиненное значение. Отложения залегают в целом моноклиально — АЗ ПД 350°, УП 60°.

Песчаники светлые, рыжевато- и коричневатосерые, средне-мелкозернистые, массивные, реже тонко- и параллельно-слоистые, иногда с градиционной слоистостью, часто сильноожезненные. В подошве слоев присутствуют биоглифы и механоглифы. Мощность прослоев колеблется от 0,01 до 0,2 м. Аргиллиты светло-серые, иногда коричневатые, тонкооскольчатые, сильновыветрелые, массивные, иногда тонко- и параллельно-слоистые. Мощность слоев до 1 м.

По результатам микроописания песчаников в шлифах на основании содержащихся в составе обломков можно выделить два литологических типа:

ЛТ-2: песчаник средне- и мелкозернистый, граувакковый; кристаллокласты (%): кварц 35–55, полевые шпаты 5–10, глауконит 3–5, кальцит 3–7; литокласты (%): известняки 10–25, кварциты 3–10, глины 5–15, вулканиты до 10, с включением биокластов фораминифер и иглокожих (до 5), массивный, плохосортированный, с карбонатным микротовым, редко глинистым поровым цементом (рис. 4, Д, Е);

ЛТ-3: песчаник средне- и тонко-мелкозернистый, граувакковый; кристаллокласты (%): кварц 50–60, полевые шпаты 2–3, кальцит 5–7, глауконит 1–5, слюда (единичные обломки); литокласты (%): известняки 25–35, глины 1–2, кварциты 3–5, вулканиты до 10, с включением обломков раковин фораминифер (до 7) и раковинным детритом, с относительно повышенным содержанием органического вещества (ОВ) сильнопиритизированного, массивный, в некоторых шлифах с косой или тонкопараллельной слоистостью, плохосортированный, ожелезненный, с поровым микротовым и мелкокристаллическим кальцитовым цементом (рис. 4, Ж, З).

Разрез в каньоне р. Псахо начинается снизу вверх от верхнемеловых отложений, включает палеоцен-эоценовые и заканчивается майкопскими отложениями. Описание разреза велось от туристического центра, расположенного у грунтовой дороги, соединяющей села Галицино и Красная Воля (N 43°33'17,1", E 39°57'48,5", рис. 4, И, К).

Предположительно граница пород эоцена и олигоцена (мацестинская свита майкопской серии) находится на 1–1,5 м ниже по течению от небольшого водопада, образованного первым относительно мощным слоем песчаника. Это подтверждено палинологическим анализом. Низы свиты представлены аргиллитами с тонкими равномерными прослоями песчаника. Аргиллиты темно-серые, массивные, плотные, тонкоплитчатые. Песчаники темные, рыжевато-серые, мелко- и среднезернистые, массивные и тонко- и параллельно-слоистые, мощность 0,03–0,15 м, АЗ ПД слоев северо-восток 35°, УП 65°.

Вверх по разрезу продолжается переслаивание аргиллитов с массивными либо косослоистыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, залегание изменяется незначительно: АЗ ПД северо-восток 40°, УП 85–90°.

Затем мощность песчаников возрастает, в верхах разреза она достигает уже 1–1,5 м, меняются и текстуры слоев, наблюдаются разные типы слоистости: параллельная, волнистая, косая. В подошве массивных средне- и крупнозернистых песчаников мощностью ~0,5–0,6 м часто наблюдаются механоглифы в виде крупных борозд.

В верхней части разреза чередующиеся слои аргиллитов и песчаников сложно дислоцированы. Общая мощность описанной толщи ~350 м.

При микроописании пород в шлифах обнаружены песчаники, которые относятся к ЛТ-2, а также выделен новый литологический тип ЛТ-4:

ЛТ-4: песчаник средне- и мелкозернистый, карбонатный, кристаллокласты (%): кварц 25–40, полевые шпаты 2–3, глауконит до 5, кальцит 5; литокласты (%): известняки 0–15, микрокварциты 2–8, вулканиты 3–7, кремни 1–2; биокласты 30–45, присутствуют целые либо слабодробленные раковины фораминифер, сильноизмененные обломки иглокожих, мшанок, кораллов(?), водорослей(?), двустворок(?); песчаник косослоистый, иногда тонко- и параллельно-слоистый, с поровым кальцитовым микротовым цементом (рис. 4, Л, М).

Около с. Красная Воля со стороны пос. Хоста (N 43°32'49,3", E 39°54'07") в подрезке дороги вскрыта мацестинская свита, в разных частях обнажения представленная толщей переслаивания песчаников и аргиллитов и толщей глин.

В западной части обнажения (рис. 5, А) вскрыта толща ритмичного переслаивания мелких прослоев песчаников и аргиллитов мощностью ~1–8 см. Толща залегают моноклиально (АЗ ПД юго-юго-восток 170°, УП 35°). Песчаники сероватые, светло-коричне-

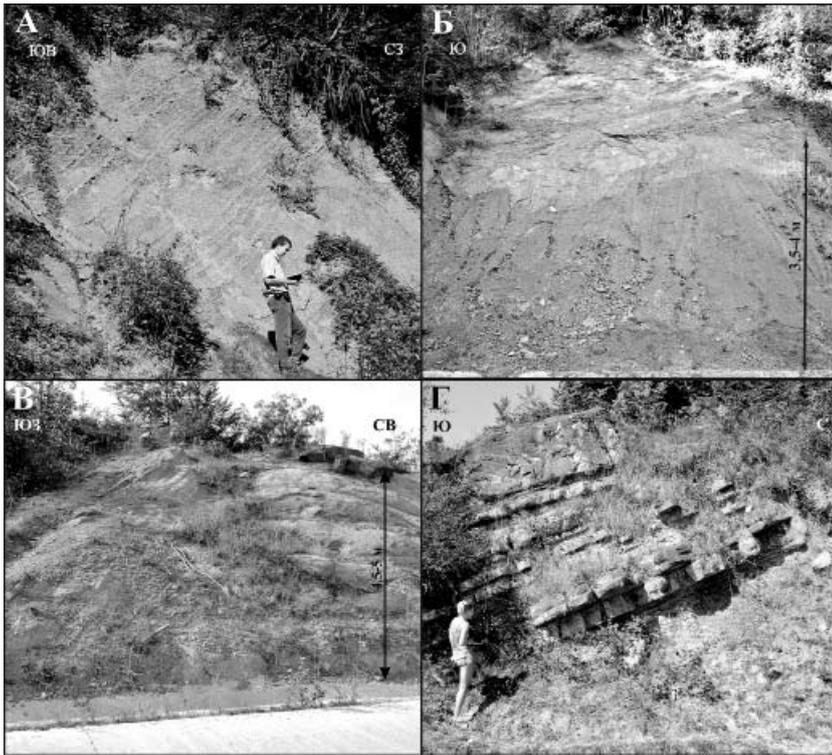


Рис. 5. Обнажения пород маестринской свиты: А — общий вид западной части обнажения у с. Красная Воля; Б — общий вид северной части обнажения у с. Красная Воля; обнажения пород хостинской свиты: В — общий вид обнажения пород у с. Ермоловка; Г — общий вид обнажения пород у с. Нижняя Шиловка

прослоев 0,05–0,1 м, АЗ ПД толщи юг 180°, УП 25°.

Для пород этого обнажения выполнен палинологический анализ, в результате чего толща отнесена к середине рюпельского яруса (зона D-14, *Wetzeliella gochti*, [Запорожец, 1999]).

Обнажение в районе с. Ермоловка (рис. 5, Г) представлено следующими отложениями (снизу вверх): слой 1 — глины рыжеватого-серые, коричневые, с прослоями песчаников турбидитовой природы; слой 2 — песчаники светло-серые, со складками оползания, средне- и мелкозернистые, мощность ~1 м; слой 3 — песчаники светло-серые, массивные (возможно, амальгамированные), средне- и мелкозер-

нистые, мелкозернистые, массивные либо тонко- и параллельно-слоистые, ожелезненные. Аргиллиты светло-серые, тонко- и параллельно-слоистые, оскольчатые, мощность 0,1–0,4 м.

Северное обнажение (рис. 5, Б) сложено толщей с двучленным строением: нижняя часть представлена темно-серыми массивными глинами, не содержащими заметных при макроописании обломков, тогда как верхняя часть сложена песчанстыми ожелезненными («мусорными») глинами светло-серого и коричневатого цвета, содержащими неокатанный обломочный материал (известняки, песчаники), размер обломков 0,1–1 см. Обломки в глинистом матриксе ориентированы по падению слоев (АЗ ПД юго-юго-запад 195°, УП 20°).

При микроописании песчаников в этом районе установлены 3 литологических типа — ЛТ-2, ЛТ-3 и ЛТ-4, — аналогичные описанным ранее. Для пород, отнесенных к ЛТ-2, отметим большее содержание биокластов (до 10%), хотя их состав сохраняется.

В районе сел Ермоловка (N 43°29'49,3", E 40°01'33,6") и Нижняя Шиловка (N 43°28'49", E 40°01'59") описаны обнажения пород хостинской свиты.

В обнажении в районе с. Нижняя Шиловка (рис. 5, В) толща пород хостинской свиты представлена переслаиванием мощных слоев песчаников с маломощными прослоями глин. Песчаники серые, рыжеватого-коричневые, грубо- и крупнозернистые, с включениями углистого детрита, глинистых примазок, массивные и параллельно-слоистые, плотные, ожелезненные. В подошве слоев наблюдаются механоглифы. Мощность слоев 0,2–1,5 м. Глины сероватые, тонкоплитчатые, рыхлые, параллельно-слоистые, сильновыветрелые, ожелезненные. Мощность

слоев ~5–6 м; слой 4 — песчаники светло-серые, тонко- и параллельно-слоистые, средне- и мелкозернистые, мощность ~1,5 м, АЗ ПД толщи юго-запад 210°, УП 30°.

При микроописании пород в шлифах выделены литологические типы ЛТ-1 и ЛТ-2, соответствующие литологическим типам маестринской свиты, единично ЛТ-3 и ЛТ-4.

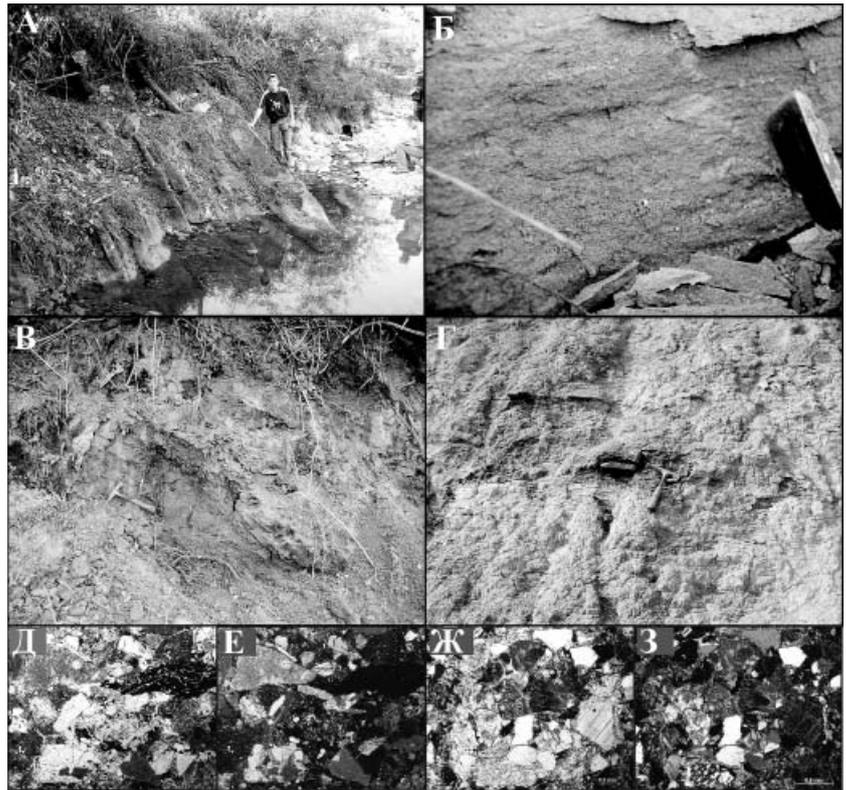
Абхазская территория. Здесь нижняя часть майкопской серии отвечает хадумской свите. Все изученные разрезы, по данным палинологического анализа, имеют раннеолигоценный возраст (рюпельский век, зоны *Wetzeliella symmetrica* и *Wetzeliella gochti* [Запорожец, 1999]).

Обнажение на южном склоне г. Ахуца (рис. 6, А; N 43°11'10,50", E 40°40'10,38") представлено пачкой желтоватых и серых песчаников, видимая мощность 2,5 м. Выделяются три слоя: слой 1 — желтоватые однородные песчаники, слой 2 — серые тонкоплитчатые песчаники, слой 3 — желтоватые плитчатые песчаники.

На южной границе пос. Ачандара, в русле р. Дохурта (рис. 6, Б; N 43°10'32,64", E 40°42'26,46") вскрыта толща ритмичного переслаивания песчаников и глин. Толщина слоев песчаников 0,3–1 м. Песчаники рыжеватого-серые, крупно- и среднезернистые, массивные, иногда имеют градиционную слоистость, несорттированные, существенно карбонатные. Глины светлые и темные серые, массивные, однородные.

В междуречье Дохурпы и Аапсты, в районе с. Абахуамца (рис. 6, В; N 43°09'27,18", E 40°43'17,88"), на поверхность выходит переслаивание песчаников и глин. Песчаники часто грубозернистые с плохой сортировкой. В них обильны фрагменты древесины и гальки глин. Глины темные, массивные, однородные.

Рис. 6. Обнажения пород хадумской свиты на территории Абхазии: А — общий вид обнажения в русле р. Дохурта; Б — слой грубозернистого песчаника в обнажении на южном склоне г. Ахуца; В — переслаивание песчаников и глин в междуречье Дохурпы и Аапсты; Г — толща глин с линзочками песчаников в обрыве в правом борту долины р. Аапсты у пос. Абгархук; Д — фото шлифа без анализатора (ЛТ-5); Е — фото шлифа в скрещенных николях (ЛТ-5); Ж — фото шлифа без анализатора (ЛТ-5); З — фото шлифа в скрещенных николях (ЛТ-5)



В обрыве в правом борту долины Аапсты у пос. Абгархук (рис. 6, Г; N 43°07'03,42", E 40°42'36,00") описана толща глин с линзочками песчаников. Песчаники кварцграувакковые, сильнокарбонатные. Глины темно-серые, однообразные.

При описании шлифов обнаружено, что литологические типы, которые выделены для пород мацестинской свиты в районе г. Сочи, очень сильно отличаются от типов пород в Абхазии. Это послужило поводом к выделению нового литологического типа ЛТ-5. Практически все песчаники, отобранные на территории Абхазии, относятся к этому литологическому типу.

Отметим характерное для всех шлифов высокое содержание литокластов, большое количество обломков карбонатов и в целом подчиненное значение кристаллокластов:

ЛТ5: песчаник средне- и грубозернистый, с примесью тонко-мелкопесчаного материала (0,07–0,2 мм) ~10%, карбонатный; кристаллокласты (%): кварц 5–25, полевые шпаты 1–15; литокласты (%): известняки 30–85, микрокварциты 1, кремни 1–2, песчаники и алевролиты 1–20, глинистые породы 1–20; биокласты представлены разбитыми, редко целыми раковинами бентосных и планктонных фораминифер (до 1%); песчаник массивный, цемент поровый глинистокарбонатный и пленочный глинистый (рис. 6, Д–З).

В двух шлифах отмечено резкое уменьшение содержания обломков известняков и мергелей и увеличение количества обломков кварца (до 40%). Так как подобные особенности выявлены в единичных шлифах, выделять новые литологические типы нецелесообразно, поэтому эти образцы отнесены к наиболее сходным по составу литологическим типам, выделенным для пород в районе г. Сочи, т.е. к типам ЛТ-1 и ЛТ-3.

Результаты исследований и их обсуждение. Микроскопическое описание пород в шлифах выполнено для трех регионов, в которых состав песчаников значительно различается.

Для пород нижней части майкопской серии на Керченском п-ове (дюрменские слои) характерно значительное содержание кварца (40–65%), невысокое содержание обломков горных пород (10–25%) и полевых шпатов (10–20%). Песчаники практически

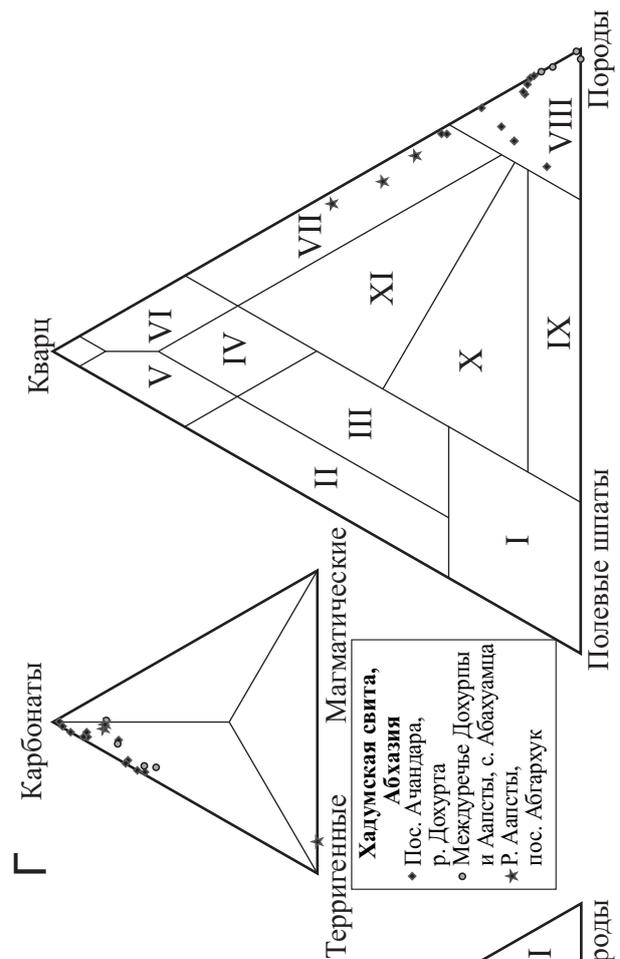
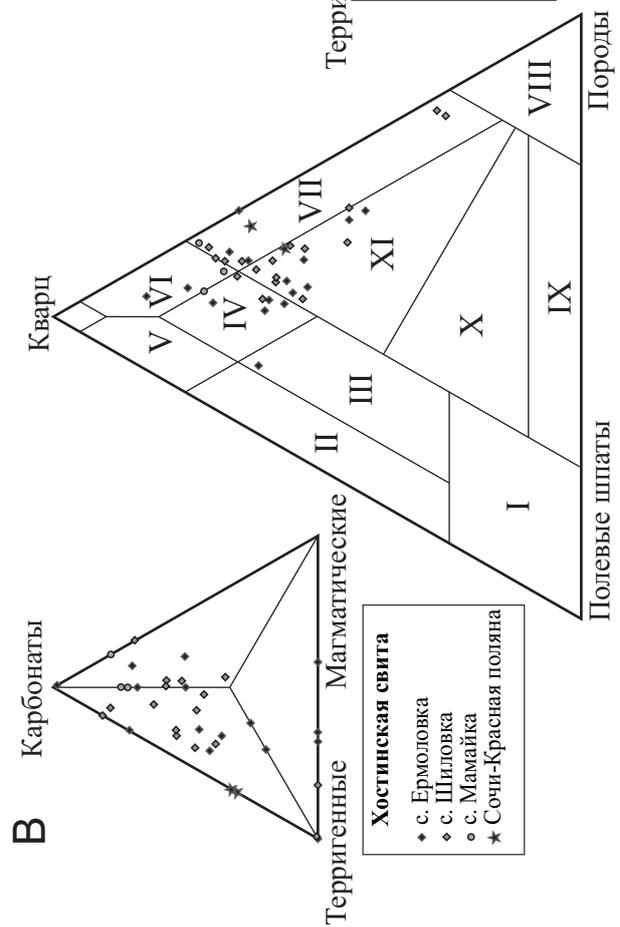
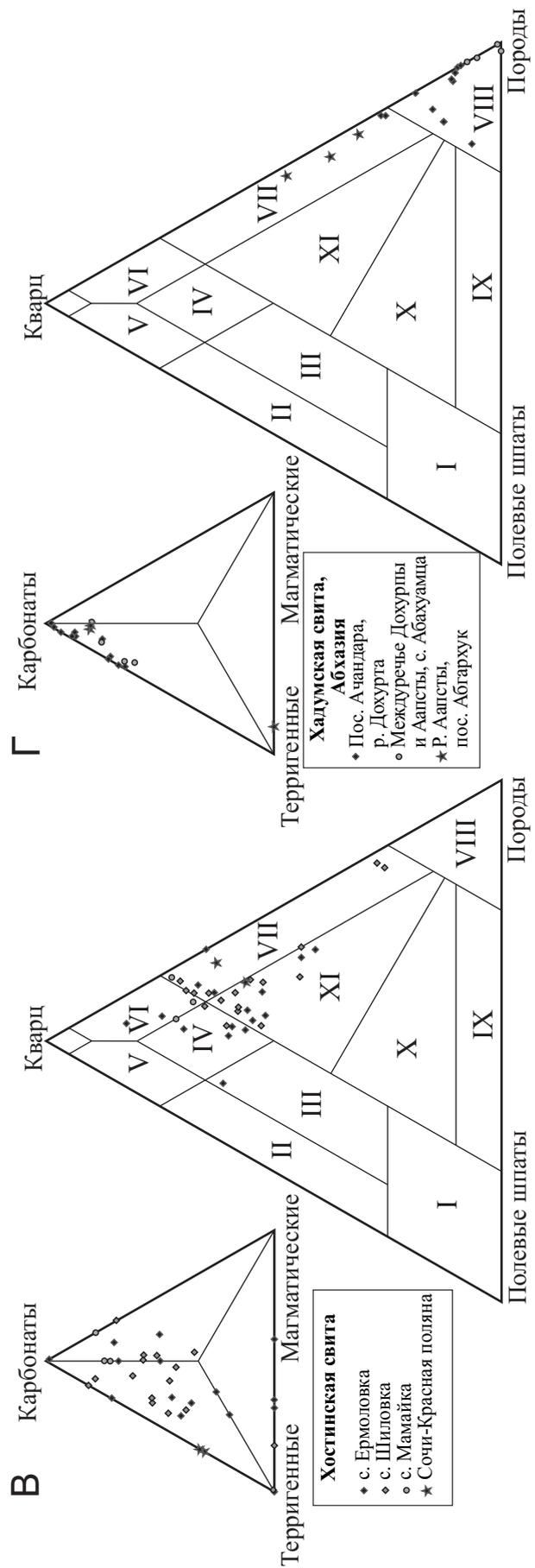
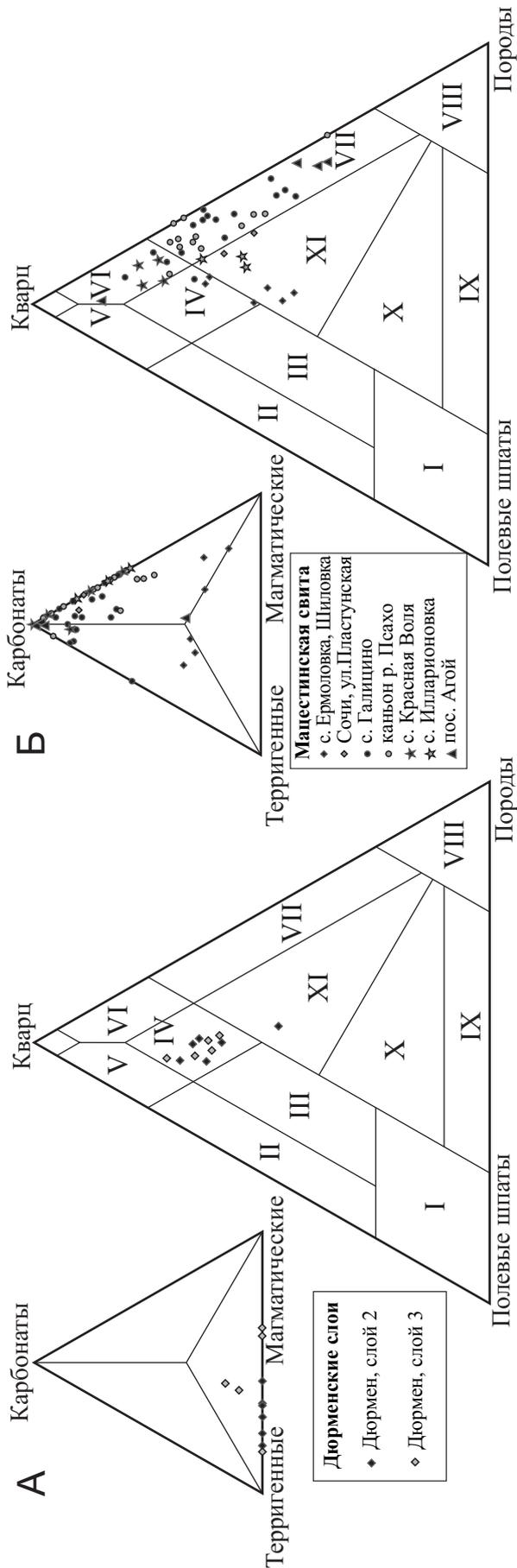
не содержат карбонатных обломков. Главный признак, указывающий на происхождение пород в морских условиях, — наличие большого количества глауконита (10–20%) с трещинами синерезиса, т.е. аутигенного. Кроме того, в породах встречаются единичные, практически неразрушенные раковины фораминифер. Часто видны следы растворения кварца и цементации под давлением.

На классификационной диаграмме Шутова [Шутов и др., 1972] все породы попадают в поле мезомиктовых кварцевых песчаников (кроме одного образца, в котором содержание кварца немного ниже — он попадает в поле полевошпат-кварцевых песчаников, рис. 7, А).

На южном склоне Северо-Западного Кавказа в районе г. Сочи описаны породы мацестинской и перекрывающей ее хостинской свит майкопской серии. В целом по составу и структуре породы этих свит аналогичны, но при множественном описании шлифов на основной и вспомогательной диаграммах Шутова можно отметить некоторые различия.

Породы мацестинской свиты попадают преимущественно в поле кварцевых граувакк, в меньшей степени в поле кремнеклатит-кварцевых и полевошпат-кварцевых пород, и лишь совсем малая часть — в поле мезомиктово-кварцевых пород (рис. 7, Б).

В целом в составе песчаников мацестинской свиты преобладают (%) обломки кварца (40–85), литокластов содержится немного меньше (15–60). Обломки полевых шпатов имеют подчиненное значение (0–20%). Как правило, песчаники содержат обломки карбонатов и магматитов, карбонаты незначительно преоб-



ладают, обломки терригенных пород содержатся в значительно меньшем количестве. В составе меньшей части песчаников мацестинской свиты резко преобладают обломки карбонатов, обломки терригенных и магматических пород присутствуют в незначительном количестве.

Породы хостинской свиты залегают стратиграфически выше пород мацестинской свиты и имеют больший разброс состава. Содержание кварцевых зерен в целом меньше, чем в породах мацестинской свиты (30–80%), больше обломков полевых шпатов (3–25%). Среди литокластов в отложениях этой свиты отмечено примерно одинаковое количество обломков карбонатов и терригенных пород, обломки магматитов имеют подчиненное значение.

В породах хостинской свиты преобладают песчаники, попавшие в поля полевошпат-кварцевых, мезомиктово-кварцевых пород и кварцевых граувакк; несколько образцов попало в область кремнекластит-кварцевых пород, и один — в поле граувакковых аркозов (рис. 7, В). На вспомогательной диаграмме видно, что во многих образцах снижено содержание обломков карбонатов и повышено терригенных пород.

Состав песчаников на территории Абхазии значительно отличается от такового песчаников Керченского п-ова и района г. Сочи. В них преобладают обломки пород (50–100%), а обломки кварца (0–50%) и полевых шпатов (0–15%) имеют относительно подчиненное значение. Зерна в песчаниках из Абхазии имеют наибольший размер — от средне- до грубозернистых.

На основной диаграмме Шутова песчаники хадумской свиты Абхазии попали в поле граувакк и в меньшей степени — кварцевых граувакк (рис. 7, Г). Среди обломков пород резко преобладают зерна карбонатов, количество терригенных обломков больше, чем магматических. Также отметим незначительное содержание обломков и целых раковин фораминифер во всех образцах.

Все отмеченные особенности состава песчаников в изученных регионах отражают состав и удаленность источников сноса. Таким образом, можно предположить, что материалом для майкопских песчаников Керченского п-ова послужили преимущественно магматические, в меньшей степени терригенные кварцевые породы, которыми была сложена питающая провинция.

Для пород майкопской серии в районе г. Сочи отметим, что в одном обнажении встречается несколько разных по составу песчаников, т.е. размываемая провинция либо ее удаленность могли меняться во время накопления одной толщи. В целом при формировании отложений в этом регионе в начале раннего олигоцена размывались терригенные кварцевые

(на что указывает высокое содержание кварца) и карбонатные породы, в меньшей степени магматические. Но примерно с середины раннего олигоцена питающая провинция изменилась, роль карбонатных образований в ее составе резко уменьшилась, а размыв магматических пород приобрел подчиненное значение.

Кроме того, изменения в составе пород можно связать с удаленностью питающей провинции. В начале раннего олигоцена она была расположена дальше, чем в его середине. На это указывает большее содержание терригенных обломков (песчаники и алевролиты не успели разрушиться в процессе транспортировки), а также полевых шпатов (менее устойчивых к разрушению минералов, чем кварц, и не подвергшихся вторичным изменениям).

Питающая провинция для отложений нижней части майкопской серии на территории Абхазии была сложена преимущественно карбонатными породами с подчиненной ролью терригенных. Содержание большого количества обломков пород, их слабая измененность и более крупный размер зерен указывают на ближайшее расположение источника сноса для этого района относительно других изученных территорий.

Таким образом, в направлении от Керченского п-ова к территории Абхазии для нижней части майкопских отложений можно выделить следующие закономерности: увеличение количества обломков карбонатов и уменьшение роли терригенных пород в составе питающей провинции; разное положение источников сноса относительно бассейнов осадконакопления.

Заключение. Особенности формирования пород майкопской серии связаны с важным тектоническим событием для всего Крымско-Кавказского региона на рубеже эоцена и олигоцена [Гроссгейм, 1960; Борукаев и др., 1981; Попов и др., 1993; Баженова и др., 2003; Афанасенков и др., 2007; Mityukov et al., 2012]. Это событие отвечает фазе альпийской складчатости — региональная компрессия повлекла за собой быстрое некомпенсированное погружение краевых прогибов. Таким образом, на территории южного склона Северо-Западного Кавказа образовался глубоководный трог, где происходило накопление мощных глинистых толщ с разной ролью турбидитовых песчаников и олистостромовых тел [Борукаев и др., 1981; Афанасенков и др., 2007; Mityukov et al., 2012].

Макроизучение обнажений нижнемайкопских пород подтверждает эту гипотезу. В разных точках в районе г. Сочи описаны мощные толщи глин массивных и тонко- и параллельно-слоистых. В большинстве обнажений присутствовали слои песчаников разной мощности и с разными текстурными особенностями,

Рис. 7. Классификационные диаграммы Шутова, по [Шутов и др., 1972]: А — породы дюрменских слоев Керченского п-ова; Б — породы мацестинской свиты Адлерской зоны; В — породы хостинской свиты Адлерской зоны; Г — породы хадумской свиты на территории Абхазии.

I — породы не чисто терригенного происхождения; II — собственно аркозы; III — граувакковые аркозы; IV — мезомиктовые кварцевые породы; V — полевошпат-кварцевые породы; VI — кремнекластит-кварцевые породы; VII — кварцевые граувакки; VIII — собственно граувакки; IX — полевошпатовые граувакки; X — кварц-полевошпатовые граувакки; XI — полевошпат-кварцевые породы



Рис. 8. Палеогеографическая схема для раннего олигоцена

которые отвечали одному или нескольким членам цикла Боума [Posamentier, Walker, 2006; Naughton et al., 2009], что указывает на их турбидитовую природу. На Керченском п-ове майкопские породы врезаются в верхнемеловые карбонатные отложения (маастрихт) серией канальных систем, в основании содержат крупные обломки подстилающих пород, а выше — линзы отложений обломочных потоков.

Изучение песчаников в шлифах позволило сделать очень важные заключения относительно источников сноса. Так, для территории Абхазии характерно наиболее близкое положение источника сноса, сложенного преимущественно карбонатными породами, в меньшей степени вулканитами. Можно предположить накопление этих пород в пределах дистального шельфа. На северо-западе — в районе г. Сочи — питающая провинция явно находилась дальше, в составе начинают преобладать терригенные породы с подчиненным значением карбонатов и вулканитов. Если принять во внимание турбидитовую природу пород, можно предположить, что осадконакопление проис-

ходило в условиях глубоководного трога. Результаты изучения отложений на Керченском п-ове позволяют предположить, что существовал отдаленный бескарбонатный источник сноса.

Размыву в олигоценное время подвергались в основном породы юры—эоцена и, скорее всего, ядра Большого Кавказа; вероятно присутствие серии островов, подвергавшихся субаэральному размыву [Гроссгейм, 1960; Попов и др., 1993; Афанасенков и др., 2007].

Для иллюстрации полученных данных построена палеогеографическая карта для раннего олигоцена изученной территории (рис. 8), основой для которой послужили фрагменты геологической карты региона и палеогеографической карты А.М. Никишина. Структура исходной карты, палеогеография Черноморского бассейна и северного склона Северо-Западного Кавказа остались неизменными. Уточнены положение источников сноса, состав питающих провинций, ширина шельфа, сделано предположение о наличии серии островов в осевой части Большого Кавказа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.

Баженова О.К., Фадеева Н.П., Сен-Жермес М.Л., Тихомирова Е.Е. Условия осадконакопления в восточном океане Паратетис в олигоцене—раннем миоцене // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. № 6. С. 58—65.

Борукаев Ч.Б., Расцветаев Л.М., Щерба И.Г. Мезозойские и кайнозойские олистостромы на южном склоне За-

падного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 6. С. 32—44.

Гроссгейм В.А. Палеоген Северного Кавказа // Тр. Краснодарского ф-ла ВНИИнефтегаз. 1960. Вып. 4. С. 3—190.

Запорожец Н.И. Палиностратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднеэоценовых—нижнеолигоценых отложений р. Белой (Северный Кавказ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 2. С. 61—78.

Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю. и др. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-

Кавказско-Черноморского региона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 6–16.

Носовский М.Ф. Майкопские отложения зоны сочленения Равнинного Крыма и Керченского полуострова // Геол. журн. 1993. № 6. С. 88–96.

Попов В.С., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. и др. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене — раннем миоцене // Докл. РАН. 1993. Т. 1. № 6. С. 10–39.

Попов В.С., Антипов М.П., Застрожников А.С. и др. Колебания уровня моря на Северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене—неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 1–26.

Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975.

Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др. Граувакки. М.: Наука, 1972. 346 с.

Costa L.I., Downie C. The distribution of the dinoflagellate *Wetzeliella* in the Palaeogene of North-Western Europe // Palaeontology. 1976. Vol. 19, N 4. P. 591–614.

Akhmetiev M.A., Popov S.V., Krhovsky J. et al. Excursion guidebook. Paleontology and stratigraphy of the Eocene—Mio-

cene sections of the Western Pre-Caucasia: Field symposium. August 1–9, 1995. Moscow; Krasnodar; Majkop, 1995. 18 p.

Haughton P., Davis C., McCaffrey W., Barker S. Hybrid sediment gravity flow deposits — Classification, origin and significance // Mar. Petrol. Geol. 2009. Vol. 26. P. 1900–1918.

Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation: Proceed. of the II Planktonic Conf. Rome, 1971. P. 739–785.

Mityukov A.V., Nikishin A.M., Almendinger O.A. et al. A sedimentation model of the maikop deposits of the Tuapse Basin in the Black Sea according to the results of 2D and 3D seismic surveys and field works in the Western Caucasus and Crimea // Moscow Univ. Geol. Bull. 2012. Vol. 67, N 2. P. 81–92.

Popov S.V., Rögl F., Rozanov A.Y. et al. Lithological-paleogeographic maps of Paratethys. Late Eocene to Pliocene // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 2004. T. 250. 46 p.

Posamentier H.W., Walker R.G. Deep-water turbidites and submarine fans facies models revisited // SEPM Spec. Publ. 2006. N 84. P. 1–122.

Поступила в редакцию
27.05.2014

УДК 552.143+551.762.2(477.75.+470.6)

Р.Р. Габдуллин¹, Е.Н. Самарин², А.В. Иванов³, Н.В. Бадулина⁴, М.А. Афонин⁵

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КРЫМСКО-КАВКАЗСКОМ ТРОГЕ В РАННЕЮРСКО-ААЛЕНСКОЕ ВРЕМЯ (на примере Качинского поднятия и Краснополянской зоны)⁶

Впервые литологическими и геохимическими методами проведено сравнение условий седиментации в крымской и кавказской частях Крымско-Кавказского трога в раннеюрско-ааленское время. Предложены модели вариаций температуры, солености и глубины в трог для раннеюрско-ааленского времени

Ключевые слова: юрский период, турбидиты, геохимия, палеогеография, глубина, соленость, температура, Крым, Кавказ.

The comparison of paleogeographic conditions in Early Jurassic and Aalenian of Crimean and Caucasian parts within the Crimean-Caucasian trough by lithological and geochemical methods was provided for the first time. Models explaining variations of temperature, salinity and bathymetry were proposed for the Early Jurassic and Aalenian time.

Key words: Jurassic, turbidites, geochemistry, paleogeography, bathymetry, salinity, temperature, Crimea, Caucasus.

Введение. Терригенные флишевые ниже-среднеюрские отложения Крымско-Кавказского трога сложно дислоцированы и визуально сложены однообразными циклически построенными породами, которые почти не содержат макрофауну и не всегда характеризуются микрофауной или микрофлорой, что сильно затрудняет их расчленение и сопоставление, поэтому их исследование представляется крайне актуальным. В процессе активного строительства объектов Олимпиады-2014 в долине р. Мзымта появилось множество временных обнажений, и изыскатели начали сталкиваться с характерными проблемами при расчленении и сопоставлении разрезов обнажений и скважин. Кроме того, наличие оползневых тел, иногда перекрывающихся, дополнительно усложняло работу по определению возраста толщ и их корреляции. При большом числе разрезов требовался экспресс-метод определения возраста, например микропалеонтологический. Однако некоторые датировки, полученные по наннопланктону, противоречили общепризнанным датировкам свит, возраст которых остается дискуссионным [Панов, 2003].

В качестве примера можно привести существовавшее до установки дорожных звукоизоляционных панелей и реконструкции дорожного полотна обнажение у въездного знака «Эстосадок» на правом берегу Мзымты (точка 457 в работе [Габдуллин, Иванов, 2013]) (рис. 1). Здесь в скальном утесе у старой автомобильной дороги Адлер—Альпика—Сервис были видны коренные выходы толщи песчаников. Определимые конодонты не выделены (А.С. Алексеев, МГУ). На геологических картах разных лет изданий этот участок относят то к триасу, то к нижней юре, хотя напротив этой точки на другом берегу р. Мзымта (точка 458) Е.А. Щербиной (ГИН РАН) из битуминозных аргиллитов был определен комплекс нанопланктона синемюр-плинсбахского возраста — *Mitrolithus elegans* и *Srepidolithus granulates* [Габдуллин, Иванов, 2013]. Кроме того, в разрезах Северо-Западного Кавказа в позднем аалене фиксируется массовое вымирание моллюсков и фораминифер, что связано с палеогеографическими перестройками и возникновением в раннем аалене областей морских вод с дефицитом растворенного кислорода [Ruban, Tyszka, 2005; Ruban, 2012] в условиях регрессии (рис. 2).

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail:* mosgorsun@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, доцент; *e-mail:* samarin@mail.ru

³ Саратовский государственный технический университет, факультет экологии и сервиса, лаборатория инженерной геоэкологии, декан, доцент; *e-mail:* yashkovia@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, науч. с.; *e-mail:* nvbadulina@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студент; *e-mail:* mihail282@gmail.com

⁶ Работа поддержана Министерством образования и науки (гранты СГТУ-141 и СГТУ-14); Программой стратегического развития СГТУ имени Ю.А. Гагарина на 2012–2016 годы (тема 2.1.6. «Развитие учебно-научной лаборатории инженерной геоэкологии»), а также РФФИ (проекты 14-05-31171, 14-05-31538 мол_а).

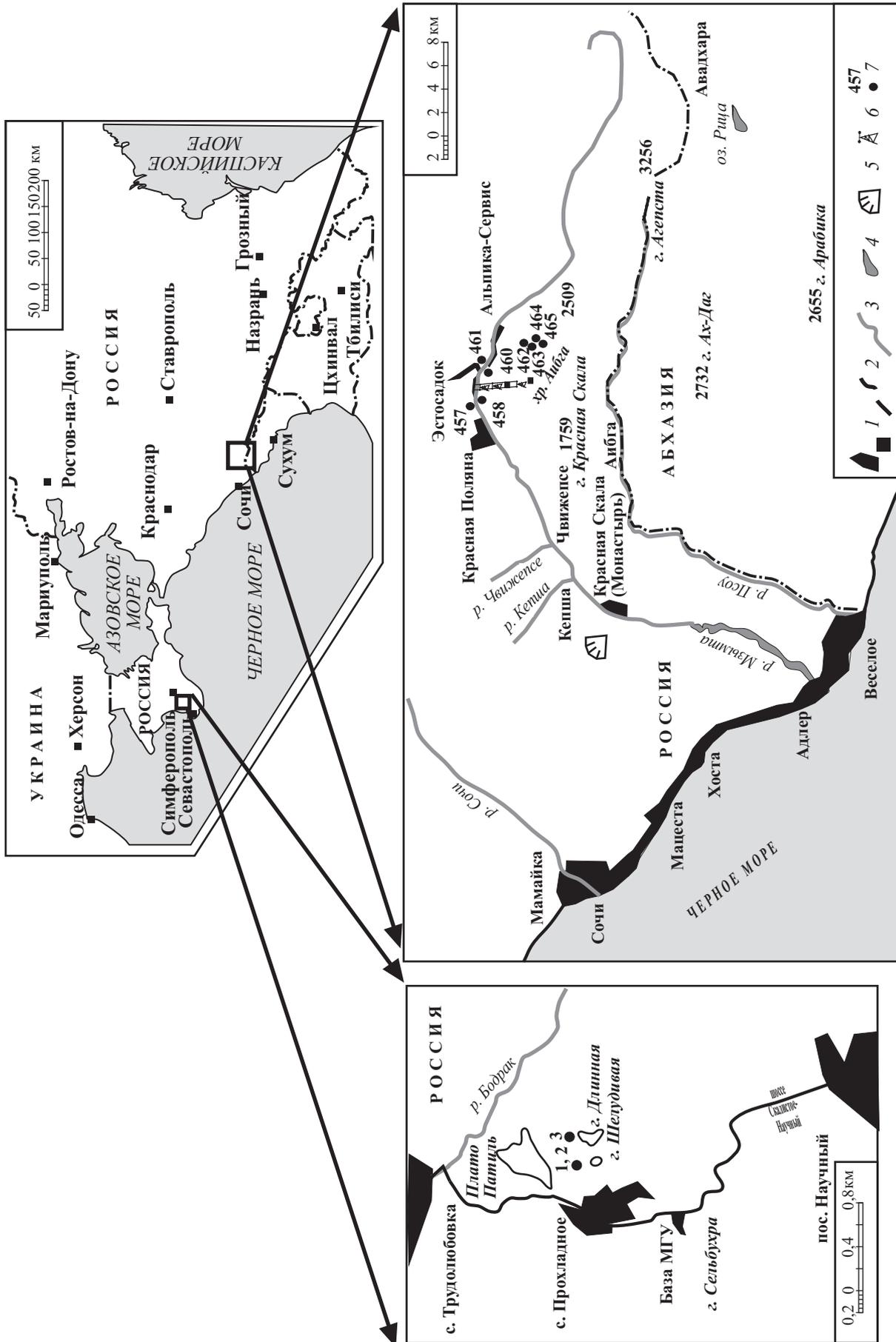


Рис. 1. Схематическая карта расположения изученных точек: 1 — границы населенных пунктов, 2 — государственные границы, 3 — реки, 4 — озера, 5 — карьер, 6 — линия подвесной канатной дороги «Горная Карусель», 7 — точки наблюдения и их номера

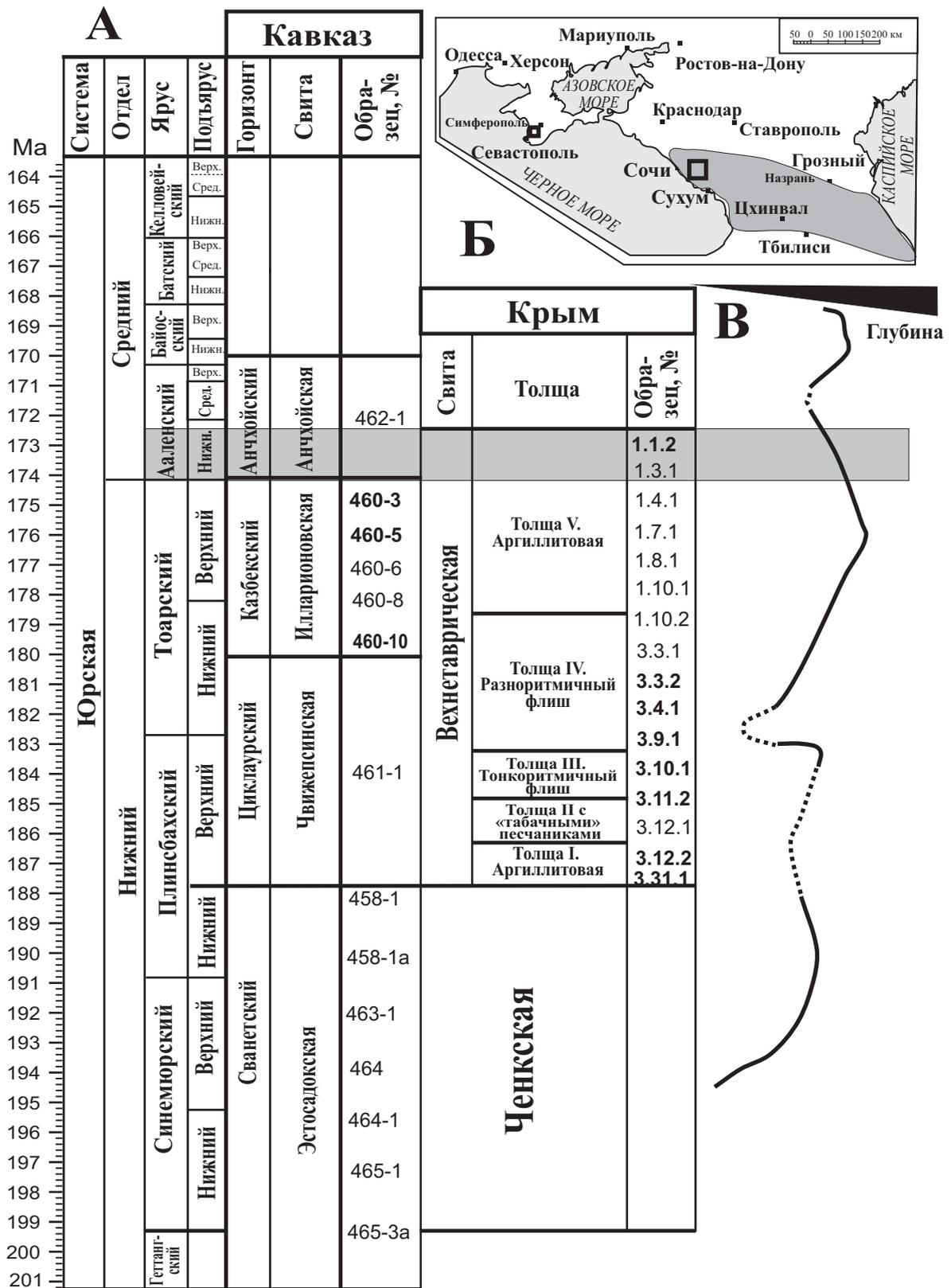


Рис. 2. Геологическая история Крымско-Кавказского региона: А — схема хроностратиграфической корреляции свит внутри крымской и кавказской частей трога и положения отобранных образцов; полуциркуль — образцы песчаников, остальное — аргиллиты; серое — время распространения вод с дефицитом кислорода в раннем аалене, по [Ruban, 2012]; Б — схематическая карта расположения районов исследований; серое — область распространения вод с дефицитом кислорода в раннем аалене, по [Ruban, 2012] (условные обозначения см. на рис. 1); В — региональная палеобатиметрическая кривая для Северо-Западного Кавказа, по [Ruban, Tyszka, 2005]

Именно поэтому коллектив авторов впервые принял попытку геохимического изучения этих отложений Крыма и Кавказа, так как этим методом можно сравнительно быстро получить результаты и, кроме того, помимо геохимической корреляции, уточнить палеогеографические условия седиментации.

Представленные в статье результаты будут, на наш взгляд, представлять практический и научно-образовательный интерес для геологических практик студентов МГУ имени М.В. Ломоносова, а также в свете будущего активного строительства и государственной геологической съемки в Крыму (ГДП-200).

Методика работ. На Кавказе (рис. 1) исследования проводили в районе Краснополянской зоны в долине р. Мзымта около железнодорожных станций Эсто-Садок и Красная Поляна. Точка 458 расположена восточнее станции хаба «Эсто-Садок», у северного портала 4-го туннеля. В районе подъемника нижней базы «Роза Хутор» исследованы разрезы на левом (точка 460) и правом (точка 461) берегах р. Мзымта. На автомобильной дороге, ведущей к сноуборд-парку, находятся точки 462–464. Точка 465 расположена в подрезке дороги над 6-м туннелем у ручья. В Крыму (рис. 1) изучали разрезы в ближайших окрестностях учебно-научной базы МГУ имени М.В. Ломоносова в с. Прохладное (Бахчисарайский район), локализованные в пределах Качинского поднятия. Точки 1 и 2 расположены в Мангушском овраге, в районе его слияния с оврагом Яман, а точка 3 — на водоразделе между горами Шелудивая и Длинная.

В статье рассмотрены терригенные флишевые отложения глубоководного Крымско-Кавказского трога. Из-за большой мощности свит и их дислоцированности авторы не описывали разрезы, а осуществляли привязку образцов к местным стратиграфическим подразделениям. Описаны фрагменты (интервалы) разрезов мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. В качестве метода анализа циклично построенных флишевых толщ использован метод построения ритмограмм, облегчающий стратиграфическое позиционирование изучаемого фрагмента внутри разреза свиты. Макроскопическое описание пород дополнено их микроскопическим (исследовано 65 шлифов, в статье не рассматриваются) и геохимическим анализом.

Выполнен полный геохимический анализ элементов для 30 образцов обломочных терригенных горных пород на рентгено-флюоресцентном спектро-скане MARC.GV (НПО «Спектрон», Санкт-Петербург) на кафедре инженерной геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик Е.Н. Самарин). Проанализировано 14 образцов, собранных из 7 разрезов нижне- и среднеюрских отложений Краснополянской зоны Большого Кавказа, а также 16 образцов, отобранных из 3 разрезов верхне-таврической серии Качинского поднятия (Горный Крым).

Затем подсчитаны соотношения и концентрация некоторых химических элементов, которые указывают на изменение условий осадконакопления (глубина бассейна, гидродинамика, климат и др.), что позволило уточнить сформулированные ранее представления о режиме седиментации.

Характеристика нижнеюрско-ааленских отложений Крымско-Кавказского трога. Отложения представлены терригенными, преимущественно песчано-глинистыми флишевыми толщами циклического строения. Их литолого-палеонтологическая характеристика, стратиграфическое и тектоническое положение и история изучения изложены в ряде работ [Афанасенков и др., 2007; Барабошкин, Дегтярев, 1988; Геология СССР, 1968, 1969; Густомесов, 1967; Королев, 1983; Логвиненко и др., 1961; Милеев и др., 1989; Муратов, 1959; Никишин и др., 1997, 2006; Панов, 1997, 2006, 2009; Панов и др., 2001; Панов, Пруцкий, 1983; Славин, 1958; Цейслер и др., 1999]. Схема корреляции стратиграфических шкал Крыма и Большого Кавказа для указанного интервала и положение отобранных образцов из изученных разрезов приведены на рис. 2.

Характеристика нижнеюрско-ааленских отложений Краснополянской зоны Западного Кавказа. В этом стратиграфическом интервале разреза выделяются анчхойская, илларионовская, чвежипсинская и эсто-садокская свиты краснополянской серии (рис. 2).

Этосадокская свита (J_{1es}, J_{1s-p_1}) имеет сходный возраст со сванетским горизонтом Южного склона Большого Кавказа, она описана в долине р. Мзымта у с. Эсто-Садок и сложена полосчатыми аргиллитами с пластами песчаников, гравелитов и линзами известняков, с базальным конгломератом в основании. Возраст свиты — синемюрско-раннеплинсбахский — определяется ее стратиграфическим положением и находкой аммонита *Arietites (Coroniceras) cf. bucklandi* Sow. [Панов, Пруцкий, 1983]. Мощность свиты ~650 м.

Восточнее станции хаба «Эсто-Садок», у северного портала 4-го туннеля (точка 458) наблюдаются коренные выходы толщи тонколистоватых черных малопрочных аргиллитов. Толща разлинзована и деформирована. Микроскопически (шлиф № 458/1) порода представляет собой аргиллит тонкодисперсный, полимиктовый, преимущественно гидрослюдистый с примесью (15–20%) неокатанного и полуокатанного мелко-тонкозернистого кварца и биотита, горизонтально-слоистый за счет микролинз органического вещества (30%), сидеритизированный (5%). Доля глинистого вещества составляет 50–45%. Среди вторичных изменений отмечены оксиды железа и пирит.

Южнее, у комплекса трамплинов К-95 и К-125 на левом берегу р. Мзымта, напротив железнодорожной станции и пересадочного хаба «Эсто-Садок» в ряде естественных обнажений наблюдаются выходы этосадокской свиты — пачки неравномерного ритмичного переслаивания тонкозернистых слюдистых (мусковит) кварцевых красновато-бурых на свежем и бурых на выветрелом сколе песчаников (30–50 см) и

аргиллитов (мощность слоев до 30–50 см, иногда несколько сантиметров), черных на свежем сколе и бурых на выветрелом, разлинзованных. Встречаются единичные прослои бурого алевролита. Азимут падения (АЗ ПД) 190°, угол падения (УП) 20° (залегание запрокинутое, по иероглифам).

На крутом повороте автомобильной дороги ниже сноуборд-парка, на правом борту безымянного селезного ручья в точке 463 (J_{1s-p_1} , эстосадокская свита) обнажаются аргиллиты графитового цвета (серо-черные), битуминозные, малопрочные и тонкослоистые в нарушенном залегании (оползень).

На крутом повороте автомобильной дороги ниже сноуборд-парка на левом борту безымянного селезного ручья (точка 464, J_{1s-p_1} , эстосадокская свита) наблюдаются коренные выходы битуминозных серо-черных аргиллитов, тонкочешуйчатых, очень малопрочных, рассыпающихся в руках и осыпаящихся от вибрации при движении автотранспорта по дороге, смятых в небольшую антиформную складку (оползень в нарушенном залегании, АЗ ПД 260°, УП 26°).

В подрезке дороги над 6-м туннелем у безымянного ручья (точка 465, J_{1s-p_1} , эстосадокская свита) находятся коренные выходы битуминозных аргиллитов, черных, тонкочешуйчатых и малопрочных (АЗ ПД 170°, УП 27°). Видимая мощность >10 м.

Чвежипсинская свита (J_{1cv} , $J_{1p_2}-J_{1t_1}$) выделяется в циклаурском горизонте на Южном склоне Большого Кавказа, представлена нерассланцованными, скорлуповатыми аргиллитами, алевролитами слюдыстыми, с линзами мергелей и известняков, с обилием обугленного растительного детрита.

Возраст свиты определяется ее стратиграфическим положением и находками аммонита *Amaltheus margaritatus* Montf. и белемнитов *Rhabdobelus exilis* Orb., *Coeloteuthis* sp. [Панов, Пруцкий, 1983]. Мощность свиты ~700 м.

Южнее северного портала 4-го туннеля, в районе комплекса трамплинов К-95 и К-125 наблюдаются коренные выходы чвежипсинской свиты, представленные аргиллитами нерассланцованными, часто слюдыстыми, темно-серыми или черными; как правило, они содержат большое количество обугленного растительного детрита, имеют пониженную прочность. Характерная особенность аргиллитов — пятнистость, обусловленная наличием субпараллельных черных выделений неправильно-линзовидной формы. Элементы залегания АЗ ПД 240°, УП 30–40°.

Илларионовская свита (J_{1il} , J_{1t_2}) представляет собой толщу чередования пакетов песчано-глинистых и алевроглинистых пород. Возраст свиты определяется по стратиграфическому положению [Панов, Пруцкий, 1983]. Мощность около 1600 м.

У подъемника нижней базы «Роза Хутор» на левом берегу р. Мзымта (точка 460) наблюдаются делювиально-пролювиальный конус и коренные выходы юрских пород. Толща разлинзована, деформирована. Элементы залегания АЗ ПД 200°, УП 65°, залегание

запрокинутое (по иероглифам). Разрез илларионовской свиты (J_{1t_2}) сверху вниз:

слой 1: рыже-бурые песчаники тонкозернистые, алевриты прочные, мощность >3 м;

слой 2: серо-зеленые песчаники мелкозернистые, мощность 2–2,5 м;

слой 3: зелено-серые песчаники железистые (на выветрелом сколе бурые), мелкозернистые, мощность 2,5 м;

слой 4: черные аргиллиты тонколистостатые, битуминозные, ожелезненные на выветрелом сколе, малопрочные, с прослоями алевритов серо-зеленых, черных малопрочных, мощность 6 м;

слой 5: тонколистостатые серо-зеленые песчаники, мелкозернистые, малопрочные, с органическим веществом, мощность 2,5 м;

слой 6: черные аргиллиты, разлинзованные, деформированные, малопрочные, мощность 0,6 м;

слой 7: переслаивание черных аргиллитов, разлинзованных, деформированных, малопрочных и серо-бурых песчаников, тонкозернистых, листоватых, малопрочных, мощность 4,5–5 м.

Затем следует необнаженный интервал разреза, переход на 30 м вверх по течению реки:

слой 8: черные аргиллиты разлинзованные, деформированные, средней прочности, с жилами кальцита (секущими и по слоистости), мощность неизвестна. Далее следует разлом;

слой 9: аналогичен слою 8, мощность неизвестна. Затем разлом и, видимо, граница с другой толщей;

слой 10: серые песчаники тонкозернистые, мощность неизвестна.

У подъемника нижней базы «Роза Хутор» на правом берегу р. Мзымта (точка 461) обнажены черные разлинзованные аргиллиты, аналогичные таковым в точке 460, АЗ ПД 355°, УП 25°.

Анчхойская свита (J_{2an} , J_{2a}), сложенная рассланцованными аргиллитами с редкими и маломощными прослоями пирокластических пород, выделена в районе перевала Анчхо в Горной Абхазии и прослеживается до бассейна р. Сочи. Возраст свиты определен как ааленский на основании находок *Leioceras bifidatum* Buckm. и *Ludwigia* sp. У перевала Анчхо ее мощность составляет 500–700 м, а в бассейне р. Чвежипсе — 1000 м [Панов, Пруцкий, 1983].

На повороте дороги в точке 462 наблюдались черные малопрочные битуминозные аргиллиты анчхойской свиты (АЗ ПД 120°, УП 55°).

Характеристика верхнеплинсабахско-ааленских отложений Качинского поднятия. Понятие «таврическая серия» охватывает мощный комплекс терригенных флишевых и флишоидных отложений поздне триасового и раннеюрского возраста, включающих локально развитые вулканогенные образования, горизонты известняковых глыб, пачки гравелитов и конгломератов.

Таврическая серия на территории Качинского поднятия объединяет следующие свиты (рис. 1, 2): нижнетаврическую (T_3tv_1 , T_3k-n), ченкскую (J_1cn ,

J_{1s-p}) и верхнетаврическую ($J_{1-2}tv_2$, $J_{1p_2}-J_{2a}$), разделяемую на пять толщ. Исследованы все 5 толщ верхнетаврической свиты, имеющих между собой согласные стратиграфические границы. Первые 3 толщи позднеплинсбахские, 4-я позднеплинсбахская—нижнетаврическая, а 5-я позднеаварско-ааленская. Возраст нижних 3 толщ (I, II, III) верхнетаврической свиты определяется их стратиграфическим положением.

Толща I — аргиллитовая ($J_{1-2}tv_2^I$) — сложена разнообразными черными оскольчатыми аргиллитами с многочисленными крупными конкрециями сидерита. Среди аргиллитов изредка прослеживаются прослойки более плотных алевролитов. В разных местах в аргиллитовой толще присутствуют пачки аргиллит-алевролитового, а иногда нормального (тонкозернистый песчаник—алевролит—аргиллит) тонкоритмичного флиша, но с резким преобладанием аргиллитов. Толща согласно налегает на отложения ченкской свиты. Мощность толщи достигает 500 м.

В составе глинистых минералов присутствуют (%) гидрослюда (44–53), смешанослойные минералы (8–18) при полном отсутствии хлорита, но обязательно присутствует каолинит (до 29).

Толща II, с «табачными» песчаниками ($J_{1-2}tv_2^{II}$) — однообразна на всей территории исследований и представляет собой песчаный флиш. Наиболее характерны для толщи крупные (мощность до нескольких метров) ритмы с мощным (до 1,5–2,0 м) первым элементом, представленным зеленовато-серыми «табачными» песчаниками. В основании этих пластов песчаников отмечены крупные флишевые иероглифы, главным образом слепки борозд размыва. Часто встречаются мелкие обломки раковин неопределимых пеллеципод и фрагменты скелетов криноидей.

Мощность толщи II довольно постоянна и составляет 220–300 м.

Толща III — тонкоритмичный флиш ($J_{1-2}tv_2^{III}$) — образована ритмами толщиной преимущественно 7–25 см, в которых первый элемент ритма обычно представлен только плотными тонкослоистыми алевролитами, а второй — аргиллитами, иногда с конкрециями сидерита, толщина ритмов 5–20 см. На нижней поверхности первого элемента ритма иногда отмечаются флишевые иероглифы, чаще всего мелкие биоиглифы.

Мощность толщи III оценивается не менее чем в 300 м.

Толща IV — разноритмичный флиш ($J_{1-2}tv_2^{IV}$) — нормальный трехкомпонентный (песчаник—алевролит—аргиллит) флиш с изменчивой мощностью ритмов. В овр. Яман между горами Шелудивая и Длинная толща образована ритмами мощностью от 10–12 до 30–40 см с некоторым преобладанием последних.

Возраст толщи IV подтвержден находками моллюсков — плинсбахских аммонитов *Aegoceras sp.* и *Liparoceras sp.*, плинсбахских белемнитов *Nannobelus pavloviensis Men. et Erl.* (возможно), раннетаврических

аммонитов *Dactylioceras sp.* и белемнитов *Dactyloteuthis cf. attenuata Ernst*, поэтому толща отнесена к верхам верхнего плинсбаха—нижнему тоару. Мощность толщи IV ~750 м.

Толща V — аргиллитовый субфлиш ($J_{1-2}tv_2^V$) — представлена чередованием пачек аргиллитов (4–10 м) и флишевых пачек (3,5–11,5 м). Пачки аргиллитов однородны и содержат только прослойки конкреций сидерита (или единичные конкреции). Основную часть ритмов во флишевых пачках составляют аргиллиты, мощность которых может достигать 40–50 см.

Во флишевых пачках в основании ритмов часто присутствуют бурые железненные известковистые гравелиты со следами выщелоченного раковинного детрита. В аргиллитах из верхних частей ритмов отмечены прослойки конкреционного известняка. В аргиллитовых пачках и уникально мощных (до 2 м) ритмах во флишевых пачках достаточно часто встречаются *паститы* — линзовидные тела несортированных глинистых алевролитов, переполненных мелкими обломками аргиллитов, песчаников и конкреций.

Возраст толщи — поздний тоар—ранний аален по позднеаварским белемнитам *Mesoteuthis quenstedti* Opp.

Видимая мощность толщи V в ядре Прохладненской синклинали оценивается в 250 м.

Образцы взяты из всех пяти толщ верхнетаврической свиты. Из толщи I для геохимических исследований отобраны 2 образца песчаников, из толщи II — образец аргиллита, из толщи III — 2 образца песчаников, из толщи IV — 3 образца песчаников и образец аргиллита, из толщи V — 7 образцов аргиллитов и образец песчаников.

Геохимические данные о ниже-среднеюрском интервале разреза позволили рассчитать значения концентрации (%) для 29 элементов и соединений, а также 6 их отношений (модулей), необходимых для уточнения условий седиментации и генезиса цикличности (рис. 3–8). Для этих исследований отобрано 16 образцов из разрезов Горного Крыма и 14 образцов из разрезов Большого Кавказа. Описанию этой методики посвящено множество работ [Енгальчев, Панова, 2011; Климат..., 2004; Скляр, 2001]. Иногда полученные нами данные о некоторых показателях в контексте их палеогеографической интерпретации противоречивы, что требует дополнительного изучения, этому будет посвящена следующая статья.

Кратко и выборочно охарактеризуем концентрацию элементов, соединений и их отношения.

К показателям изменения глубины бассейна относятся отношение Fe/Mn, ТМ, а также элементы Zn, Pb, Al, Mn, Cu, Sr, Ba, показывающие смещение фаций (рис. 3–5).

Отношение Fe/Mn. Уменьшение этого отношения соответствует увеличению глубины, а также переходу от шельфовых фаций к пелагическим. Тенденция к уменьшению этого отношения с глубиной осадконакопления обусловлена поглощением осадочными отложениями марганца из морских вод, которое

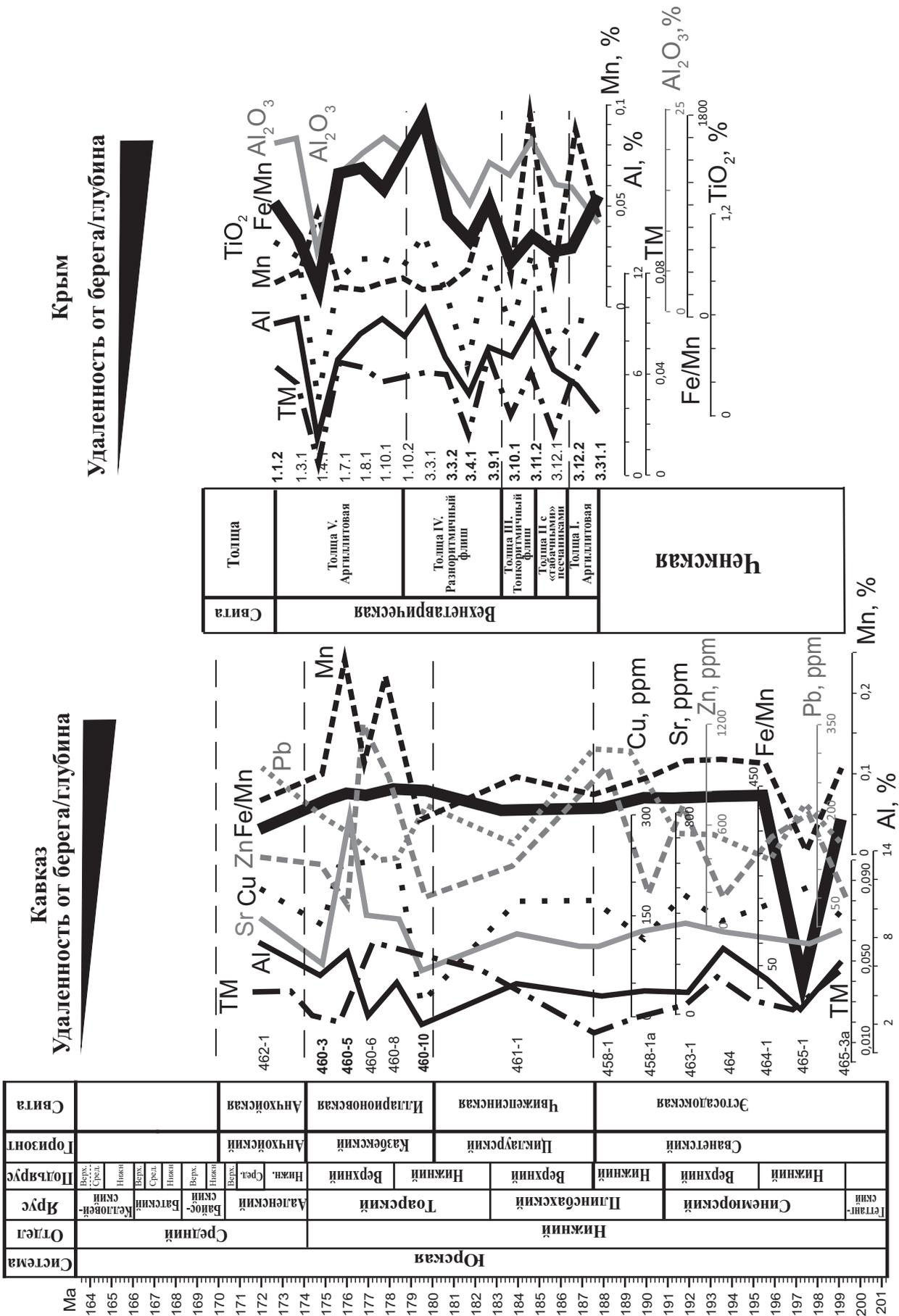


Рис. 3. Геохимическая характеристика вариаций глубины в Крымско-Кавказском тропе

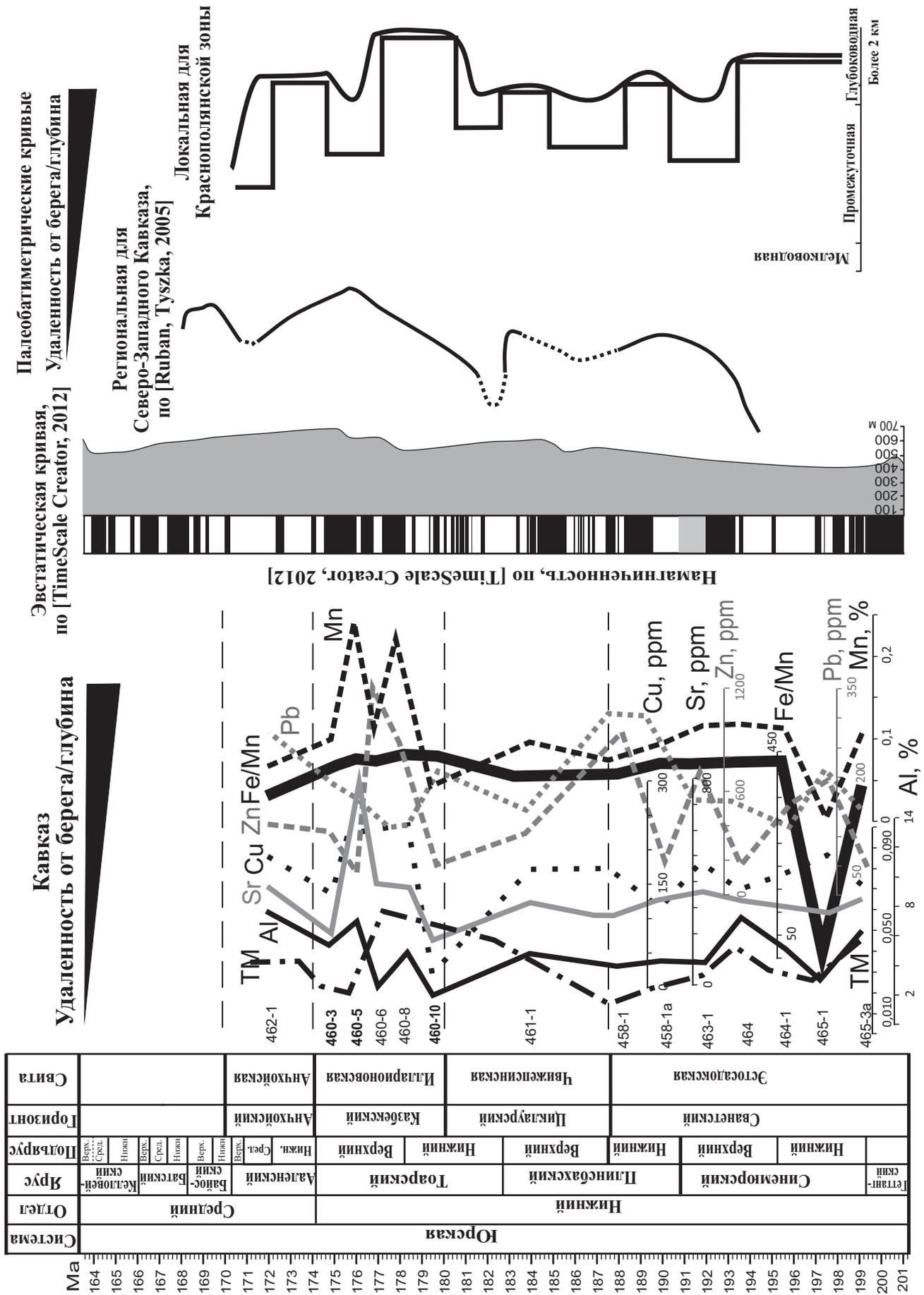


Рис. 4. Геохимическая характеристика вариаций глубины в крымской части трога

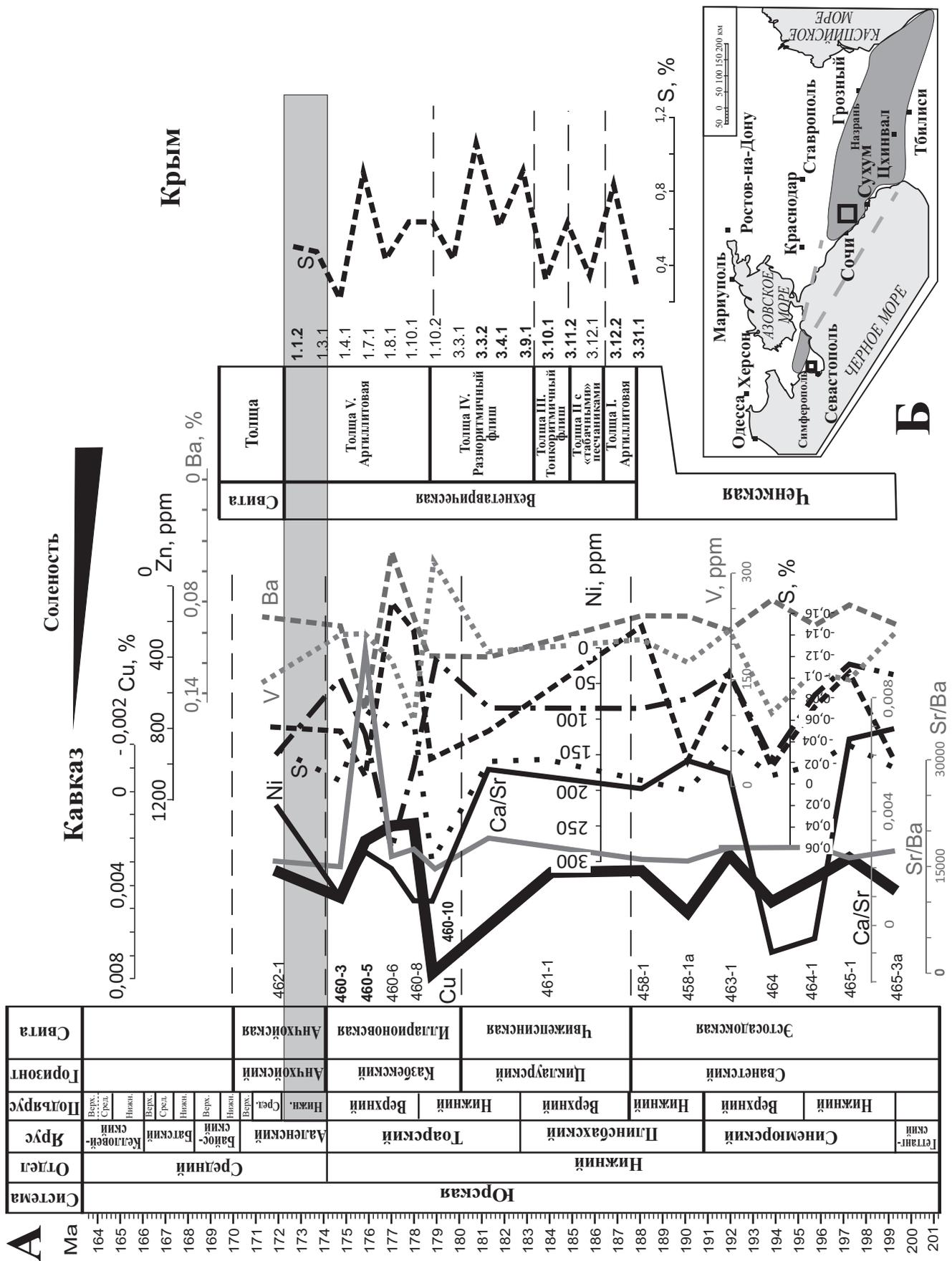


Рис. 6. Геохимическая характеристика вариаций солёности в Крымско-Кавказском трого (А) и карта возможного распространения вод с дефицитом кислорода в раннем аалене (Б), по [Ruban, 2012] с дополнениями

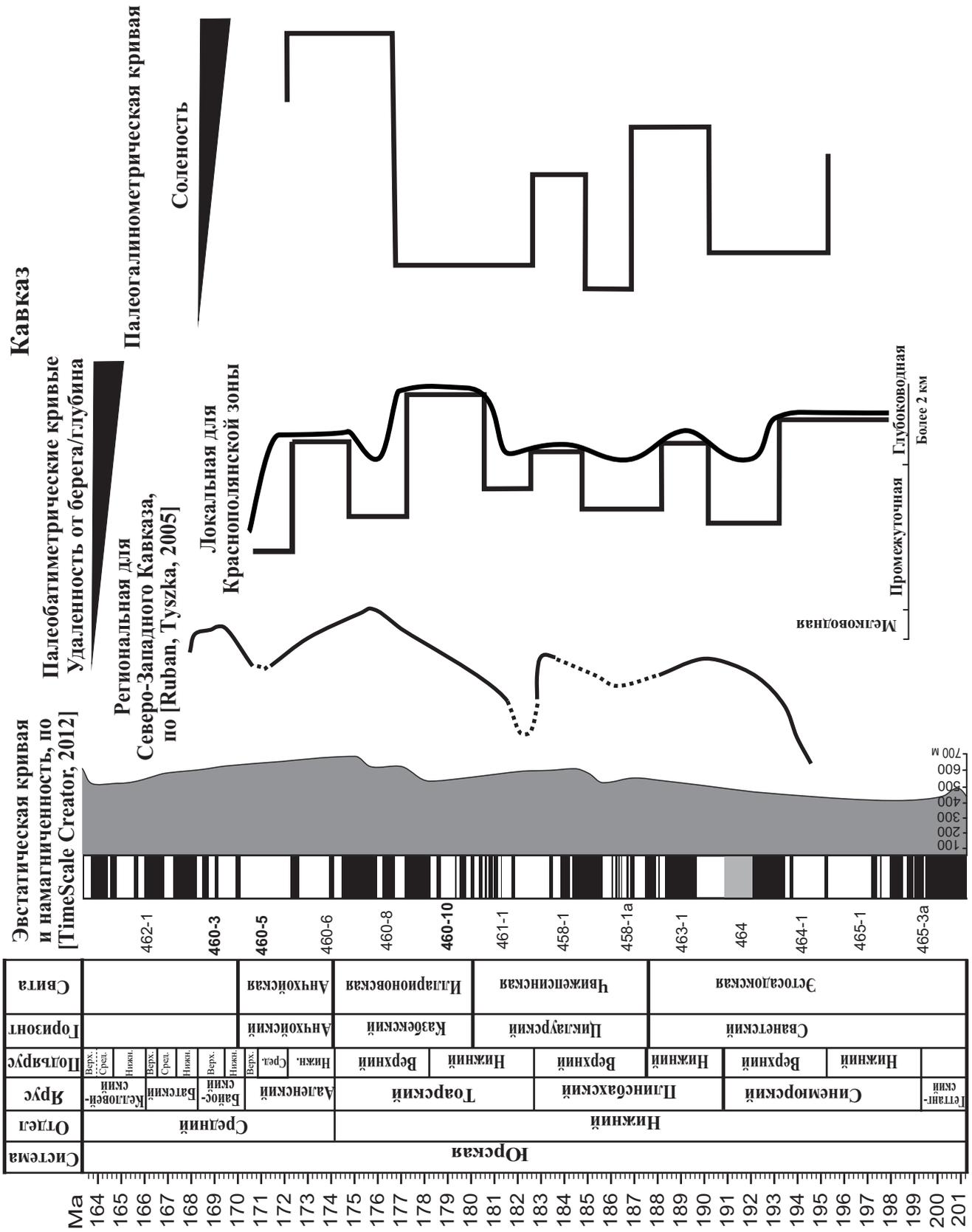


Рис. 7. Корреляция вариаций глубины и солености в кавказской части трога по геохимическим данным

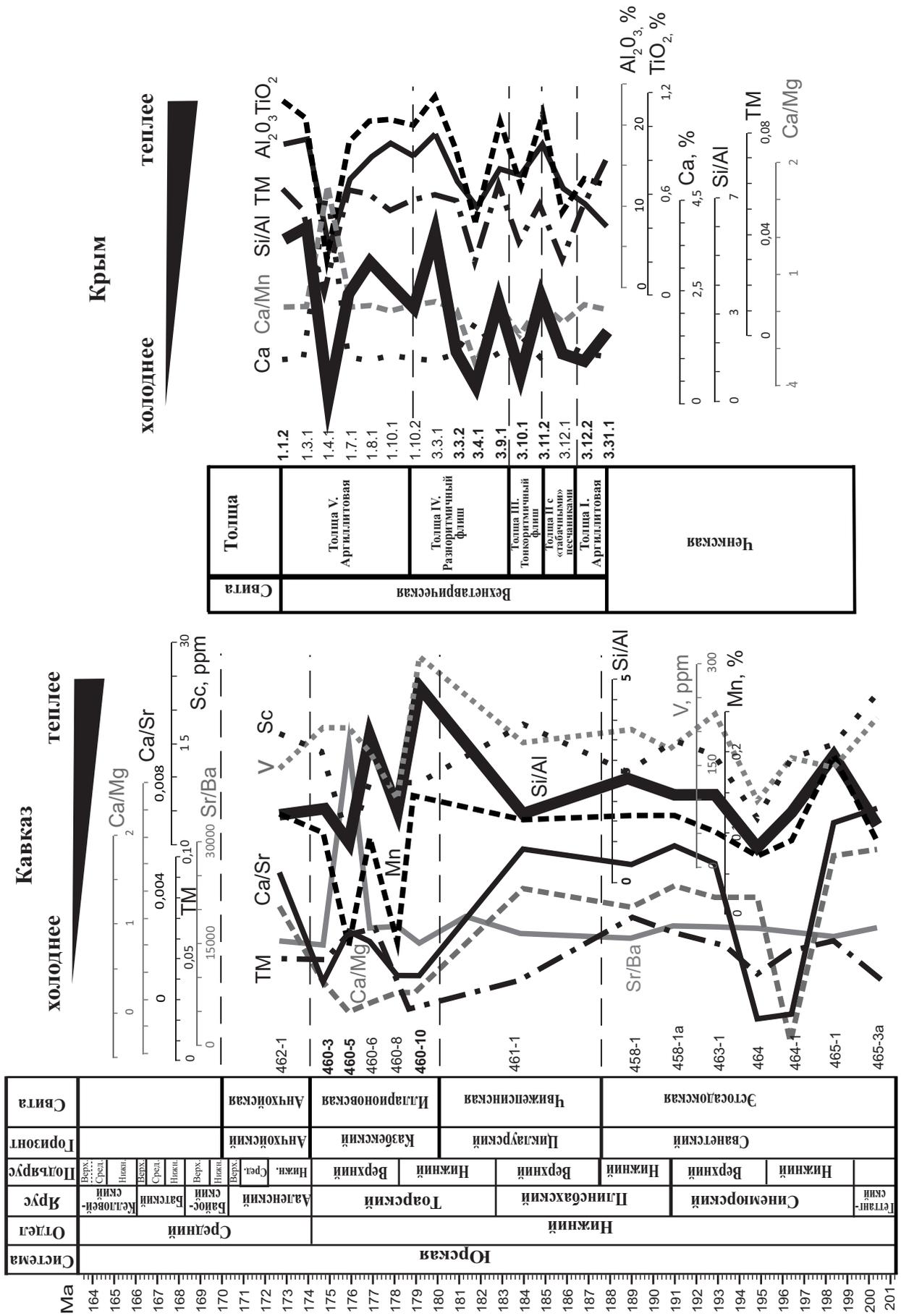


Рис. 8. Корреляция вариаций температуры в кавказской и крымской частях трота по геохимическим данным

сильнее проявляется в глубоководных условиях. По значению отношения Fe/Mn осадочные породы можно разделить на глубоководные (<40), мелководные (~80) и мелководно-прибрежные с преимущественно терригенным источником сноса (>160). Отношение Fe/Mn хорошо применимо к глинистым или глиносо-держащим отложениям и в меньшей степени к карбонатным [Скляров, 2001].

Значение отношения Fe/Mn варьирует от 38 до 70 (при аномальных значениях до 110, в среднем до 40), что подтверждает глубоководность бассейна.

Кроме того, на глубоководную фацию указывают другие показатели: увеличение содержания Sr свидетельствует об удаленности от источника сноса терригенного материала. Средние значения этого параметра — 230–270 ppm, аномальные — 320–340 ppm.

Титановый модуль (ТМ) — отношение содержания TiO_2 и Al_2O_3 — зависит как от динамической фации седиментации, так и от титанистости петрофонда, поэтому если зафиксировать факультальный фактор, то ТМ служит отличным индикатором петрофонда основного или кислого состава. Различие значений ТМ свидетельствует о разной климатической обстановке. Гумидные, песчано-алевритовые породы характеризуются более высокими значениями ТМ, чем аридные. Такое же соотношение наблюдается и для глинистых пород. Использование этого модуля для восстановления климатических особенностей возможно лишь в условиях постоянства источника сноса. В ряде случаев динамическая сортировка материала и состав петрофонда влияют на величину ТМ гораздо сильнее, чем климатический фактор. Резюмируя, можно сказать, что его величина возрастает при переходе из аридной зоны в гумидную, а в пределах последней — по мере движения от глубоководных зон к прибрежно-морским и континентальным [Енгальцев, Панова, 2011].

Содержание Sr и Ba. Увеличение содержания стронция свидетельствует об удаленности от источника сноса терригенного материала, а повышение концентрации бария, наоборот, — о приближении источника сноса. С ростом глубины бассейна Ba все сильнее растворяется, однако при этом на глубине 4–5 км его концентрация может достигать максимальных значений, так как он вступает в реакцию с окружающей средой и выпадает в осадок.

Содержание Pb и Zn. Увеличение концентрации свинца и цинка вызвано приближением к источнику сноса и/или увеличением солёности бассейна.

Начало тоара характеризуется уменьшением показателей Fe/Mn, Sr, Ba, Al, Mn, что указывает на снижение глубины трога. Однако в конце раннего тоара и начале позднего тоара происходило увеличение этих показателей, а следовательно, углубление бассейна.

Скорее всего, с ослаблением прогибания и уменьшением глубины бассейна происходило его расширение, с чем связано последовательное увеличение зрелости поступающего в него обломочного материала,

этим, в частности, объясняется циклическое строение верхнетаврической свиты [Панов, 1997]. В эвстатических вариациях в трого ведущую роль играл тектонический фактор.

В итоге на основе полученных данных построены палеобатиметрические кривые для Кавказа и Крыма, отражающие колебания уровня моря в раннеюрско-ааленское время в глубоководном трого (рис. 3–5). Глобальная эвстатическая кривая и кривая намагниченности взяты из данных программы «TimeScale Creator-2012».

Сравнивая полученные нами результаты с данными предшественников, отметим, что локальная палеобатиметрическая кривая, построенная для Краснополянской зоны, в целом не противоречит региональной палеобатиметрической кривой для Северо-Западного Кавказа [Ruban, Tyszka, 2005]. Также наблюдается следующая закономерность: при обмелении трога увеличивается солёность его вод.

Для анализа изменения солёности использованы значения отношений Sr/Ba и Ca/Sr. При нарушении физико-химического равновесия солевого раствора, обусловленного его захоронением, одни минералы в этой системе растворяются (например, кальцит), другие формируются (доломит), что ведет к глубокой трансформации состава рассолов. При этом в растворе происходит избирательное концентрирование химических элементов, среди которых Ca, Sr, Ba. Это также хорошо видно в суперсолёных растворах, где содержание Ca стремится практически к нулю, так как при увеличении солёности он замещается на Mg, сохранившийся до этого в осадке. Следовательно, увеличение значений Sr/Ba, Ca/Sr свидетельствует о повышении солёности раствора.

Концентрация B, S, Cr, Cu, Ga, Ni и V в морских осадках выше, чем в пресноводных.

Zn и Cu — также показатели солёности раствора, подвижность этих элементов напрямую зависит от солёности. В речных водах содержание Cu практически всегда постоянно, поэтому когда речная вода перемешивается с морской, скорость выпадения Cu в осадок уменьшается с повышением солёности получаемого раствора. Подвижность Zn также уменьшается с повышением солёности.

В итоге на основе полученных данных построены палеобатиметрические кривые для Кавказа, отражающие колебания солёности морских вод в раннеюрско-ааленское время в глубоководном трого (рис. 6, 7). Изменение солёности трога в тоарский век, вероятно, косвенно подтверждает вариации глубины бассейна. На кривой вариации солёности видно, что в раннем тоаре происходило опреснение воды, что коррелирует с общим увеличением глубины бассейна, но в позднем тоаре солёность повышалась, а бассейн становился относительно мелководнее. Из-за недостаточности данных оценка вариаций солёности в Крымской части трога не проведена.

На рис. 6, А видно, что к раннему аалену концентрация серы в разрезах Крыма и Кавказа увели-

чивалась, что, скорее всего, свидетельствует о более широком распространении областей с дефицитом растворенного в воде кислорода, поэтому предлагаем расширить границы этой области на северо-запад, в сторону Крыма (рис. 6, Б).

Для анализа **вариаций значений палеотемпературы** использованы следующие значения концентрации элементов и их отношения: V, Ca/Sr, Tm, Mn, Si/Al. Вариации температуры также можно оценить с помощью отношений Ca/Mg, Sr/Ba, Zn/Nb, (Ce, Nd, La, Ba)/Yb (Y, Zr). Палеотермометрические исследования авторы не проводили, поэтому значения температуры воды взяты из работы [Климат..., 2004], например, температура водных масс в палеобассейнах Крыма, Карпат, Кавказа и Памира составляла 20–22 °С в раннем тоаре и 15–17 °С в позднем тоаре. Более высокие значения палеотемпературы известны для тоарских бассейнов в Европе — 27–28 °С. Общее повышение температуры в палеобассейнах Европы от плинсбаха к тоару завершилось тоарским климатическим оптимумом, когда среднегодовые значения температуры достигали 28,4–32,9 °С в Северной Европе.

Общее похолодание в Кавказском регионе произошло в раннем аалене (14–14,5 °С), чем объясняется отсутствие находок планктонных фораминифер в аалене, за исключением находки «Protoglobigerinids» из переходных слоев тоара и аалена в разрезах Турции [Климат..., 2004]. Отметим, что этот факт можно объяснить регрессией и распространением вод в раннем аалене с дефицитом растворенного кислорода. В позднем аалене температура воды трога приблизилась к таковой в палеобассейнах Западной Европы и достигла 20–22 °С [Климат..., 2004]. При сопоставлении литературных данных с вариациями значений температуры на построенных нами кривых колебания температуры в раннеюрское время (рис. 8–10) выяснилось, что предположительно средняя температура акватории трога в районе Большого Кавказа (рис. 9) колебалась в пределах 14–22 °С, а в Крымской части трога — от 14,0 до 21,5 °С (рис. 10). Форма кривых, построенных по нашим данным (показаны на рис. 10 тонкой линией), в целом повторяет тенденции вариации температуры по литературным данным [Климат..., 2004], но с небольшим смещением во времени.

Для раннетоарского времени показатели V, Ca/Sr, Tm, Mn, Si/Al увеличились, что отвечает общему повышению температуры. Для позднего тоара значения этих показателей снизились, что интерпретировано нами как общее понижение температуры (рис. 6–8). Аналогичный тренд для указанного периода виден на температурной кривой, приведенной в работе [Климат..., 2004]. Кроме того, рост температуры увеличивает степень химического выветривания, что косвенно может влиять на повышение скорости осадконакопления в троге. Изменения палеотемпературы косвенно связаны с вариациями солёности палеобассейна, так как при относительном потеплении солёность увеличивается.

Рост концентрации Ca, Sr, Mg может указывать на аридный тип климата, а увеличение содержания Sc, Ni, Zn, Y, W, U, Cu, V и редкоземельных элементов (РЗЭ) — на гумидные условия седиментации.

Потепление климата [Климат..., 2004] и сокращение стока («аридизация») в раннем тоаре в кавказской части трога хорошо видны на кривых распределения содержания Cu, Sc и V (рис. 3 и 8), которые демонстрируют увеличение их концентрации для этого временного интервала. Уменьшение значений концентрации этих элементов в позднетоарское время на фоне похолодания можно объяснить сокращением объема поступающего с суши материала (стока).

Результаты геохимических исследований и их обсуждение. Изменение климата напрямую связано с интенсивностью химического выветривания. Образование песчаников и глин тесно связано с климатом, но, к сожалению, образцы, взятые на Большом Кавказе, практически все глинистые (мало песчанистых разностей), что не дает полной картины изменения климата. В области Горного Крыма нами отобраны песчанистые и глинистые породы практически в равных отношениях. По форме палеотемпературной кривой видно (рис. 9 и 10), что уменьшение значений температуры в позднем тоаре—раннем аалене соответствует формированию аргиллито-алевролитовой формации. Это изменение может свидетельствовать о более влажном климате в этот период времени. В J_1P_2 — J_2t_1 происходило увеличение значений температуры, а следовательно, накапливалась песчанистая формация (рис. 9, 10).

Нами солёность использована как дополнительный показатель условий осадконакопления. Изменение солёности часто связано с опреснением воды из выпадающих в водоем источников. В позднем тоаре имело место значительное опреснение, почти синхронное с уменьшением глубины трога и понижением температуры вод, что могло быть вызвано увеличением объема речного стока в условиях влажного климата и отвечает времени накопления преимущественно глинистой формации.

Климат — важный фактор осадконакопления и постседиментационных преобразований. Климат в ранней юре был теплый и влажный [Климат..., 2004], климатическая вариация температуры вод в троге составляла 5–7 °С.

Выводы. 1. Впервые выполнен геохимический анализ нижнеюрско-ааленских отложений Крымско-Кавказского трога.

2. На основе полученных геохимических данных палеогеографически охарактеризовано раннеюрско-ааленское время.

3. Показаны тенденции вариации глубины трога, вызванные прежде всего тектоническим фактором, а также выявлены флуктуации солёности и температуры вод в троговом бассейне.

4. Можно выделить следующие этапы изменения глубины бассейна: в течение синемюра — постепенное увеличение глубины трога с максимумом на си-

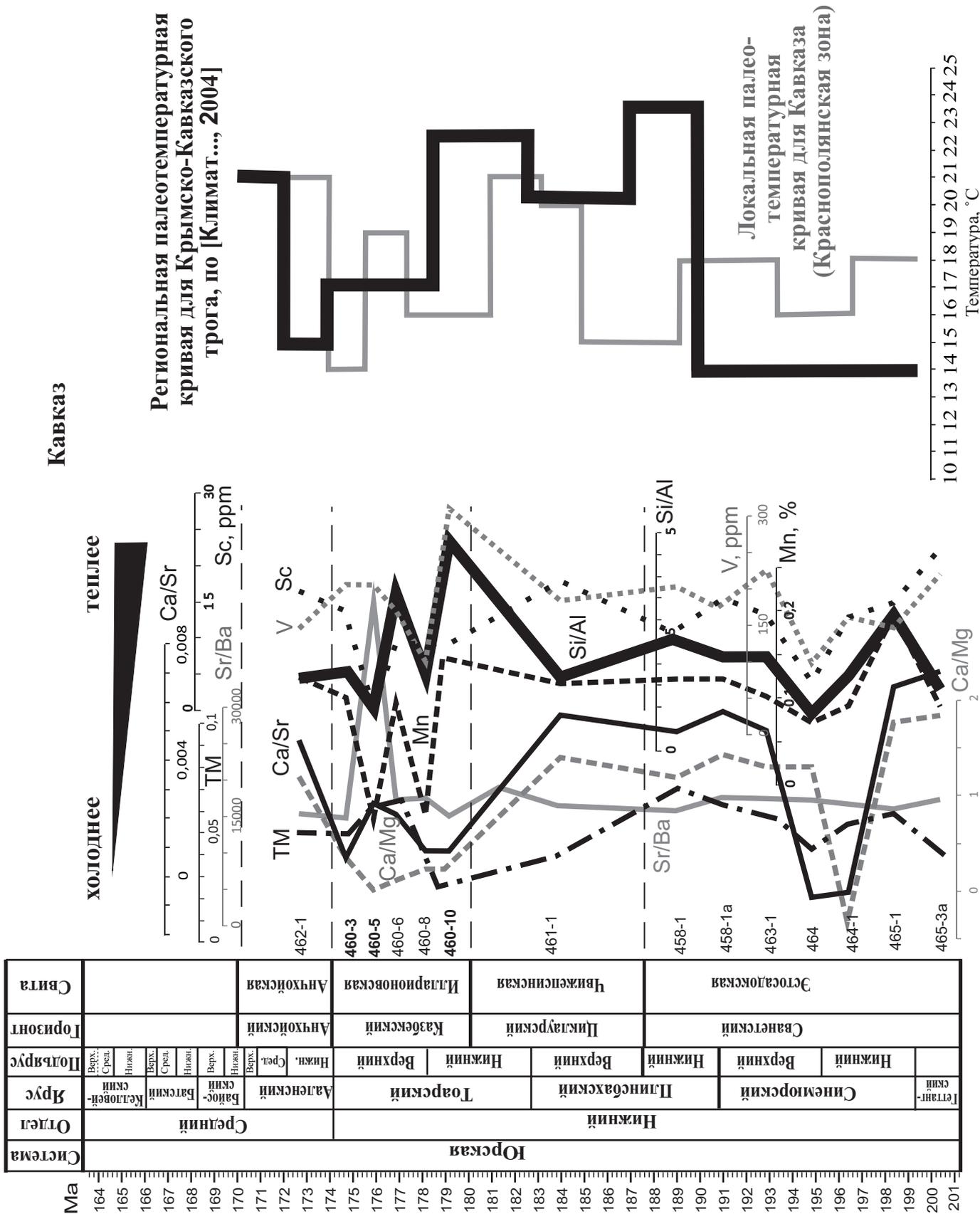


Рис. 9. Вариации температуры морских вод в кавказской части трога по геохимическим данным

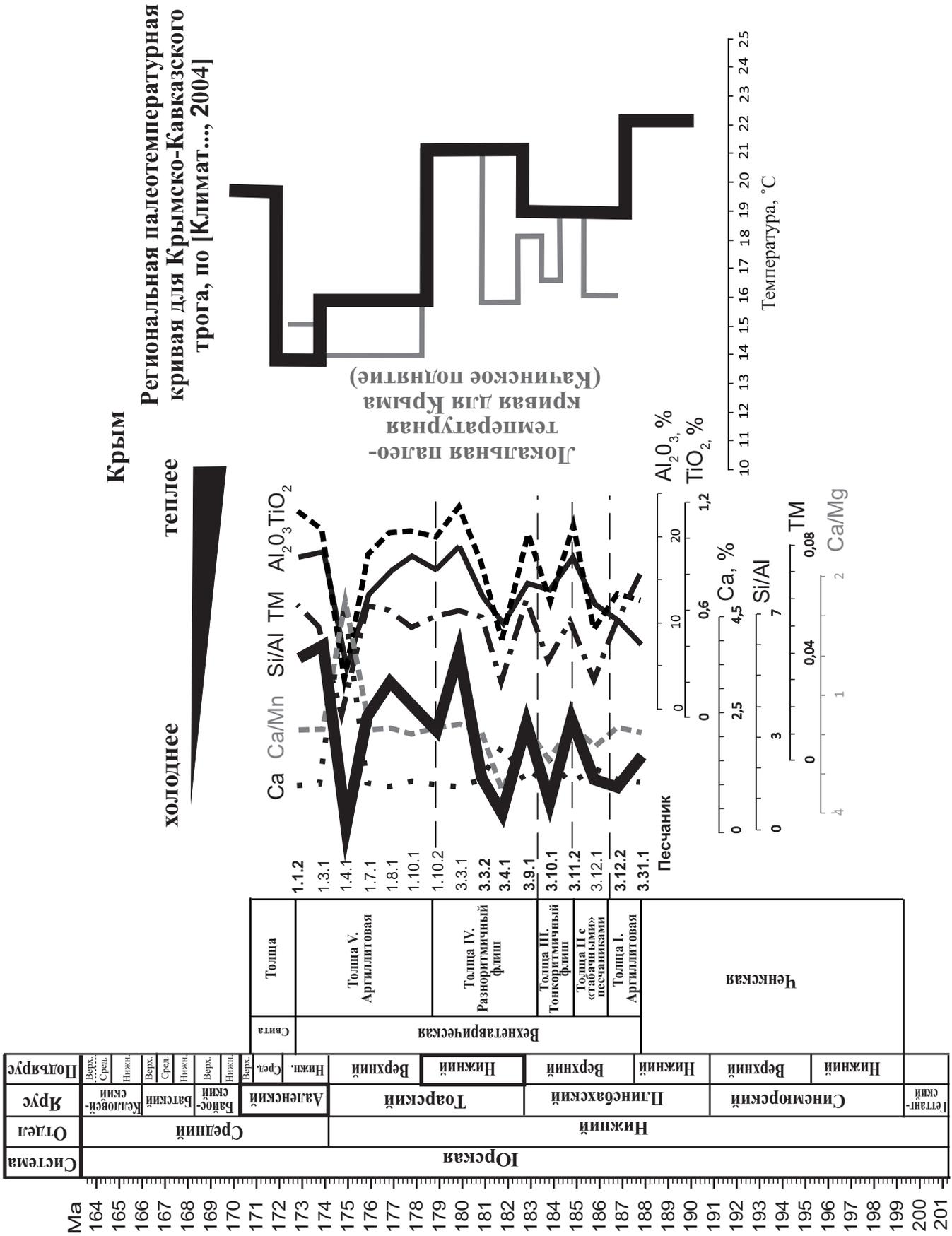


Рис. 10. Вариации температуры морских вод в крымской части трога по геохимическим данным

немюрско-плинсбахской границе, регрессия в J_{1p_1} и последующая трансгрессия в J_{1p_2} ; резкое падение эвстатического уровня в начале тоара, общее прогибание коры и углубление трога до конца тоара, а затем с конца тоара по аален включительно — регрессия.

В позднем тоаре имело место значительное опреснение вод, почти синхронное с уменьшением глубины трога и понижением температуры. В раннем аалене на фоне региональной регрессии возникли благоприятные условия для нарушения гидроциркуляции и формирования водных масс с дефицитом растворенного в воде кислорода. Климатические вариации температуры вод в трогe составляли $\sim 5\text{--}7^\circ\text{C}$, причем в Крымской части воды были теплее.

5. Анализ ритмограмм и характера флишевых толщ показал, что в интервале $J_{1s}\text{--}J_{2a}$ существовал глубоководный троговый бассейн с несколькими источниками сноса осадочного материала.

5. Анализ ритмограмм и характера флишевых толщ показал, что в интервале $J_{1s}\text{--}J_{2a}$ существовал глубоководный троговый бассейн с несколькими источниками сноса осадочного материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.

Барбошкин Е.Ю., Дегтярев К.Е. Псефиты таврической серии (район среднего течения р. Бодрак) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1988. № 4. С. 79–82.

Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. Прикладная стратиграфия в инженерной и экологической геологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2013.

Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1968. 760 с.

Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.

Густомесов В.А. Заметки об юрских и нижнемеловых белемнитах Бахчисарайского района Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42, вып. 3. С. 120–134.

Енгальчев С.Ю., Панова Е.Г. Геохимия и генезис песчаников восточной части главного девонского поля на северо-западе Русской плиты // Литосфера. 2011. № 5. С. 16–29.

Королев В.А. Первая находка ископаемого растения в отложениях таврической серии (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1983. № 2. С. 81–82.

Логвиненко Н.В., Карпова Г.В., Шапошников Д.П. Литология и генезис таврической формации Крыма. Харьков: Изд-во ХГУ, 1961. 400 с.

Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. редакторы М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. 299 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550).

Милеев В.С., Вишневецкий Д.Е., Фролов Д.К. Триасовая и юрская системы // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989.

Муратов М.В. О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 11. С. 31–41.

Никишин А.М., Алексеев А.С., Барбошкин Е.Ю. и др. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма: учебное пособие по Крымской практике. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006.

Никишин А.М., Болотов С.Н., Барбошкин Е.Ю. и др. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 6–16.

Панов Д.И. К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 3–18.

Панов Д.И. Проблемы корреляции ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. коррел. 2003. Т. 11, № 1. С. 64–77.

Панов Д.И. Вопросы регионального стратиграфического расчленения юрских отложений Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 6. С. 81–90.

Панов Д.И. Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас — лейас) качинского поднятия Юго-Западного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 5. С. 75–84.

Панов Д.И., Болотов С.Н., Никишин А.М. Схема стратиграфического расчленения триасовых и нижнеюрских отложений Горного Крыма // Геодинамика и нефтегазовые системы Черноморско-Каспийского региона: Сб. докл. III Междунар. конф. «Крым-2001». Крым, Гурзуф, 17–21 сентября. Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. С. 127–134.

Панов Д.И., Пруцкий Н.И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 1. С. 94–112.

Склярков Е.В. Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг, 2001.

Славин В.И. Новые данные о геологическом строении Красной Поляны и прилегающих частей Главного Кавказского хребта // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 6. С. 31–45.

Цейслер В.М., Караулов В.Б., Туров А.В. и др. О местных стратиграфических подразделениях в восточной части Бахчисарайского района Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 6. С. 8–18.

Ruban D.A. Diversity dynamics of Toarcian–Aalenian (Jurassic) ammonites and transgressions/regressions in the Greater Caucasus Basin (Caucasian Sea, northern Neo-Tethys Ocean): An evidence of partial dependence // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2012. Vol. 315–316. P. 124–133.

Ruban D.A., Tyszká J. Diversity dynamics and mass extinctions of the Early–Middle Jurassic foraminifers: A record from the Northwestern Caucasus // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2005. Vol. 222. P. 329–343.

Поступила в редакцию
25.05.2014

УДК 552.54:551.8(234.86)

Е.Ю. Барабошкин¹, Е.Е. Барабошкин²**СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АЛЬБСКОГО КАМЕННОГО ДНА В РАЙОНЕ С. ЧЕРНОРЕЧЬЕ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)³**

Изучены условия и история образования уникального геологического объекта — альбского каменного дна на поверхности верхнеюрских известняков в районе с. Черноречье (Юго-Западный Крым). Каменное дно покрыто сверлениями двустворок-камнеточцев, которые отнесены к разным ихновидам *Gastrochaenolites*: *G. aff. anauchen* [Wilson, Palmer, 1998], *G. cf. torpedo* [Kelly, Bromley, 1984], *G. lapidicus* [Kelly, Bromley, 1984], *G. isp.*, а также к *Trypanites isp.* Оценена средняя величина биоэрозии, составившая 0,0068 м³ для площади 1 м².

Ключевые слова: каменное дно, альб, биоэрозия, двустворки, сверления, седиментология, *Gastrochaenolites*, *Trypanites*, Крым, с. Черноречье.

The conditions and history of sedimentation of unique geological locality — Albian rockground on the surface of Tithonian limestones have been studied in Chernorechie Village region. The rockground is covered by borings of boring bivalves, which were referred to different ichnospecies of *Gastrochaenolites*: *G. aff. anauchen* [Wilson, Palmer, 1998], *G. cf. torpedo* [Kelly, Bromley, 1984], *G. lapidicus* [Kelly, Bromley, 1984], *G. isp.*, and to *Trypanites isp.* The moderate intensity of bioerosion was estimated as 0,0068 m³ for area 1 m².

Key words: rockground, Albian, bioerosion, bivalves, borings, sedimentology, *Gastrochaenolites*, *Trypanites*, Crimea, Chernorechye Village.

Введение. Каменное дно (рокграунд) — поверхность перерыва, возникшая на полностью литифицированных породах посредством механической и биологической эрозии и биоинкрустации. Подобные поверхности покрывают породы первой гряды Крымских гор во многих местах [Барабошкин, 2001; Барабошкин и др., 2002]. Одна из наиболее хорошо сохранившихся поверхностей такого типа — альбское каменное дно в районе с. Черноречье (рис. 1), она кратко описана В.М. Цейслером [1958], Р.Ф. Геккером и Е.А. Успенской [1966], с тех пор исследование этого уникального геологического объекта не проводилось.

В 2013 г. это каменное дно посещали авторы статьи совместно с Д.А. Мамонтовым, И.В. Панченко, В.С. Исаевым (МГУ) и А.В. Исаевой, участвовавшими в сборе материалов. Поверхность с многочисленными сверлениями экспонируется на площадке длиной около 200 м и шириной от 11 до 42 м (рис. 2, а) вдоль обочины проселочной дороги между селами Черноречье и Родное, а также в полотне дороги, на вершине обрыва в правом борту р. Черная. Площадка сложена титонскими известняками и перекрыта верхнеальбскими песчаниками и гравелитами. Сверления в каменном дне также выполнены песчаниками (рис. 2, г), но значительная часть из них отпрепарирована в естественных условиях (рис. 2, б).

Методы исследований. Для определения ихнотаксонов из наиболее хорошо сохранившихся сверлений были изготовлены слепки из точного поливинилсилоксанового (А-Силиконовый) слепочного материала высокой вязкости (Detaseal hydroflow putty = Детасил-База). Полученные слепки сфотографированы фотоаппаратом «Sony DSLR-A580» с объективом для макро-съемки.

Для исследования плотности сверлений (величины биоэрозии) размечено 5 площадок площадью 1 м² с максимальным числом сверлений (таблица); сделаны их детальные фото для дальнейшего дешифрирования и подсчета числа сверлений.

Литология исверленных и перекрывающих пород изучена в 7 шлифах, изготовленных в шлифовальной лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова по стандартной методике. Шлифы исследованы и сфотографированы с использованием микроскопа «Carl Zeiss AxioLab A1» и камеры «AxioCam ICs 5». При описании терригенных пород использована классификация Аддена—Уэнтурта [Лидер, 1986], а карбонатных пород — модифицированная классификация Р. Данема [Flügel, 2010].

Результаты исследований и их обсуждение. *Стратиграфическое положение каменного дна.* В предальбский этап развития в Юго-Западном Крыму сформировались крупные эрозионные формы рельефа, которые

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: barabosh@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студент; e-mail: baraboshkin_zhen@mail.ru

³ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00745а).

Координаты площадок, плотность сверлений и величина биоэрозии

Номер площадки	Координаты	Число сверлений	$S, \text{ м}^2$	$V, \text{ м}^3$
1	N 44° 32'21,102", E 33° 42'14,255"	540	0,15	0,0075
2	N 44° 32'21,102", E 33° 42'13,661"	767	0,21	0,0105
3	N 44° 32'21,185", E 33° 42'13,187"	183	0,09	0,0045
4	N 44° 32'21,321", E 33° 42'12,873"	262	0,1	0,005
5	N 44° 32'21,137", E 33° 42'11,123"	627	0,13	0,0065
Среднее значение на площадке 1 м ²		476	0,136	0,0068
Среднее значение на площадке 200×20 м		1 904 000	544	27,2

особенно четко видны в местах, где альбские песчаники залегают на известняках кимериджа—титона и берриаса. В районе сел Родное, Терновка и Черноречье наблюдается облекание альбскими отложениями крупных массивов кимеридж-титонских известняков [Муратов, 1960; Геология СССР, 1969] байдарской серии [Бискэ, 1997]. К их контакту и приурочен страти-

графический перерыв, обычно выраженный поверхностью каменного дна (рис. 3).

Титонский возраст известняков определен по находкам гастропод и брахиопод [Геология СССР, 1969], а их мощность превышает 500 м [Бискэ, 1997]. Возраст глауконит-кварцевых песчаников установлен по присутствию многочисленных *Aucellina gryphaeoides* [Цейслер, 1958], указывающих на зоны *rostratum*—*perinflatum* верхнего альба. Кроме того, у с. Терновка в средней части той же толщи песчаников (25–30 м) в 2000 г. нами найден *Mortoniceras (Durnovarites) cf. perinflatum* — вид-индекс одноименной зоны верхнего альба [Барабошкин, 2001]. Поскольку сверления в каменном дне выполнены аналогичными песчаниками, то возраст их заполнения можно определить как позднеальбский.

Строение разреза и положение каменного дна. Склоны гор в месте выхода каменного дна поросли густым лесом, поэтому мы смогли описать лишь небольшой фрагмент разреза, непосредственно характеризующий каменное дно и примерно 1 м вышележащих песчаников (рис. 4).

Титонские известняки, в кровле которых расположено каменное дно, изучались как в автохтонных породах, так и в гальках карбонатов из заполнения сверлений и базального горизонта альба. Известняки представлены коралловыми и губковым (?) фреймстоунами и грейн-рудстоунами (рис. 5) видимой мощностью несколько десятков метров.

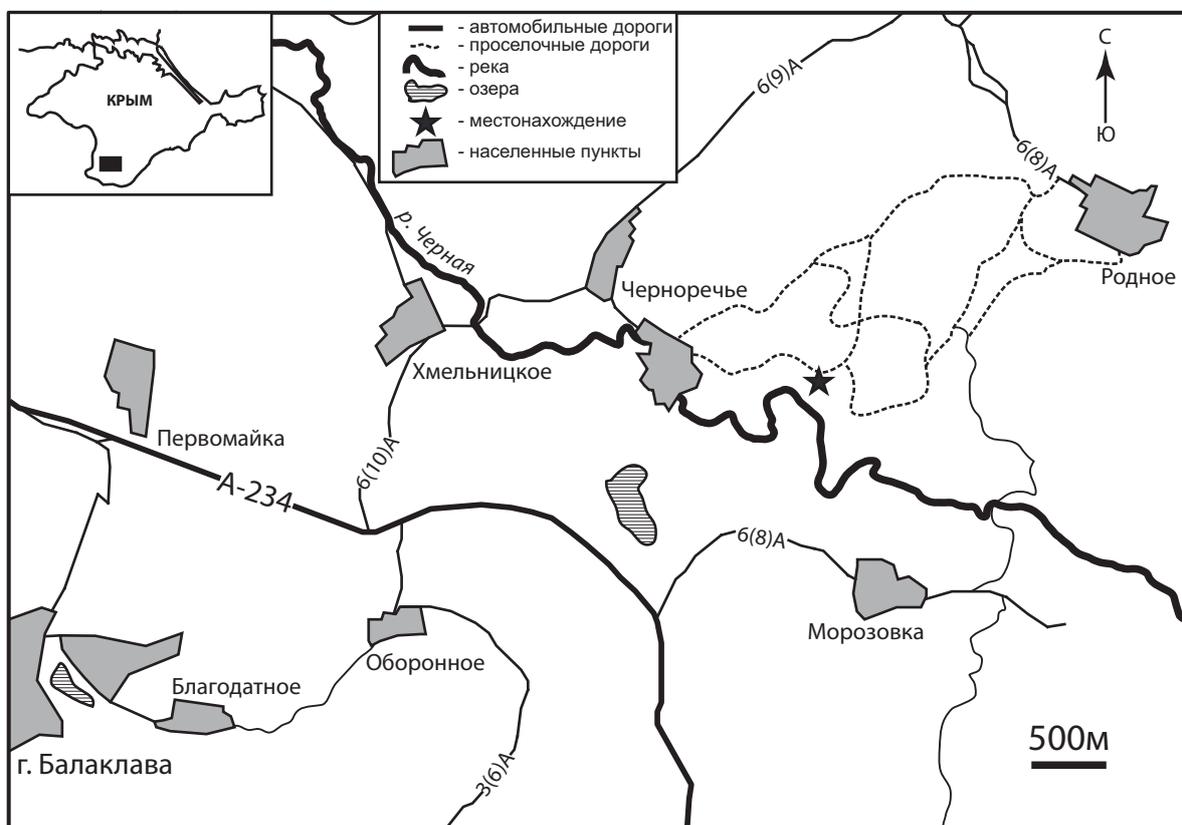


Рис. 1. Схема расположения каменного дна

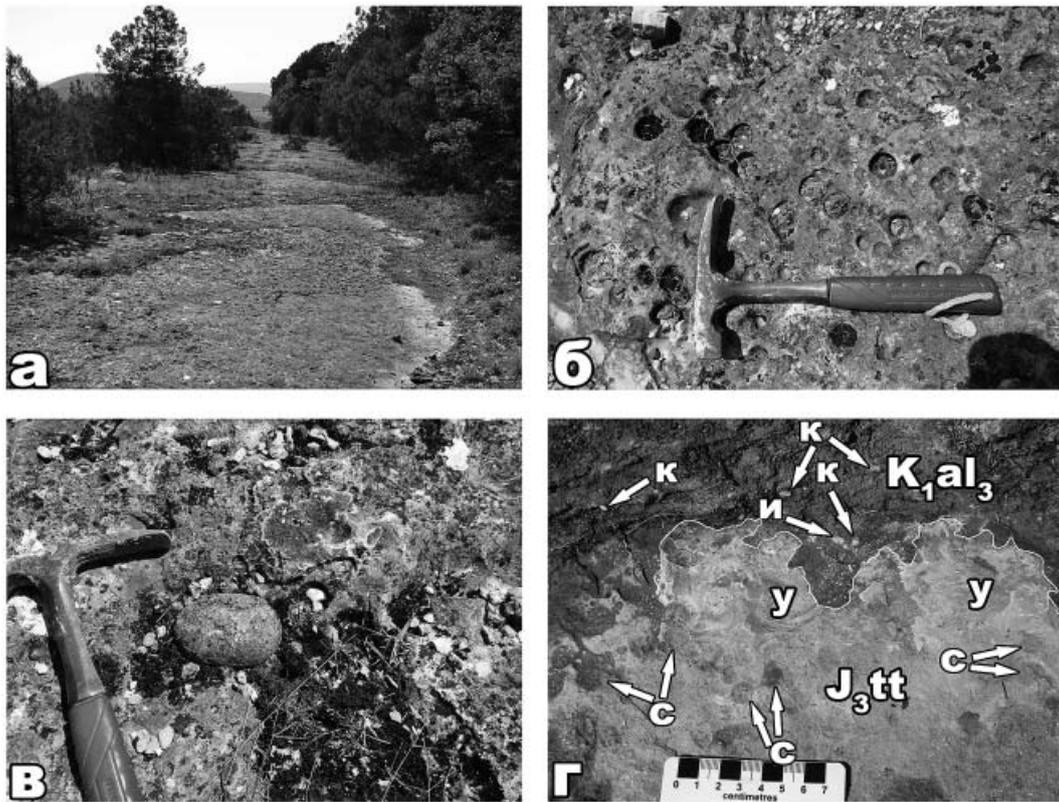


Рис. 2. Детали строения разреза: а — общий вид поверхности каменного дна; б — отпрепарированные сверления двустворок-камнеточцев. Разная глубина норок свидетельствует о разной величине эрозионного среза; в — хорошо окатанная галька известняков на поверхности каменного дна; г — поверхность каменного дна со сверлениями (с), которые заполнены песчаниками, приросшими устрицами (у), и перекрытая глауконит-кварцевыми песчаниками с кварцевой (к) и известняковой (и) галькой

Поверхность известняков, как уже отмечалось, покрыта сверлениями с разной глубиной (рис. 2, б). Максимальная наблюдавшаяся нами глубина составляет ~10 см, но отмечено значительное количество более мелких норок. Кроме того, большинство сверлений было эрозионно срезано во время альбской трансгрессии. Достаточно часто наблюдается основание очень крупных сверлений, 99% высоты которых эродировано. Это говорит о том, что первичный облик каменного дна был существенно изменен при углублении бассейна.

В шлифе Кр-5 (рис. 5, а, б) видна краевая часть альбского сверления *Gastrochaenolites* в титонском известняке. Известняк представлен перекристаллизованным коралловым фреймстоуном с мозаичным цементом замещения; размер кристаллов 0,01–0,2 мм, по данным [Flügel, 2010], породу можно отнести к стандартной микрофации (СМФ) 7.

Сверление *Gastrochaenolites* выполнено известковым разномерным кварц-глауконитовым песчаником с примесью гравия. Зерна плохо сортированы; в обломках присутствуют кварц (30%), преобладающая фракция 0,2 мм (60%); биокластовые и микритовые известняки фракции 0,5–1,2 мм (37%), а также единичные переотложенные онкоиды (2,8 мм); эффузивы (10%), кварциты (5%); отмечены зерна глауконита (3%) и слюда (2%). Цемент базальный. На фото (рис. 5, б) хорошо видно, что стенка *Gastrochaenolites* нарушена

более поздним сверлением *Trypanites* *ispr.*, что свидетельствует о многостадийности формирования каменного дна. Вторичные сверления *Trypanites* зафиксированы и на слепках норок *Gastrochaenolites* (рис. 6, д).

Шлиф Кр-3 изготовлен из гальки, найденной внутри крупного сверления. Порода представляет собой агрегатно-зерновой грейн-рудстоун с раковинами бентосных фораминифер милиолид (рис. 5, в). В зернах встречены агрегаты (0,2–0,7 мм), единичные экстракласты и раковины милиолид (до 5%). Отмечены редкие зерна хорошо окатанного кварца (0,2 мм). Цемент кальцитовый друзовый. По [Flügel, 2010], породу можно отнести к СМФ 17–18.

Шлиф Кр-4 взят из гальки известняка (рис. 2, в) в базальном горизонте альба. Это перекристаллизованный губковый (?) фреймстоун (рис. 5, г) с несколькими ооидами в одной из полостей, по [Flügel, 2010], порода относится к СМФ 7.

Выше поверхности каменного дна разрез сложен биотурбированными разномерными глауконит-кварцевыми песчаниками (шлиф Кр-1) с поровым кальцитовым цементом (рис. 5, д, е). Сортировка зерен плохая, размер зерен варьирует от 0,05 до 2,5 мм, преобладающая фракция (60%) — 0,4 мм. Зерна полу- и слабоокатанные, представлены (%) кварцем (50), плагиоклазом (5), халцедоном (10); из литокластов присутствуют мшанковые, песчаные, микритовые известняки (до 20), обломки вулканических пород

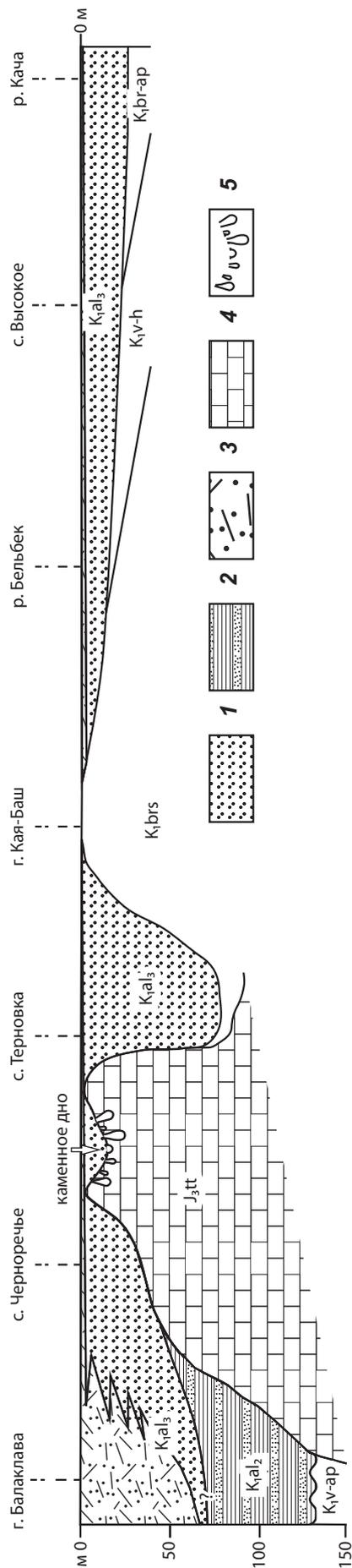


Рис. 3. Схема строения и условия залегания толщи верхнеальбских отложений в Юго-Западном Крыму, по [Муратов, 1960, с изменениями]: 1 — глауконит-кварцевые песчаники, 2 — глины с прослоями песчаников, 3 — туфогенные песчаники и туфы, 4 — известняки, 5 — сверления камнеточцев в каменном дне (вне масштаба)

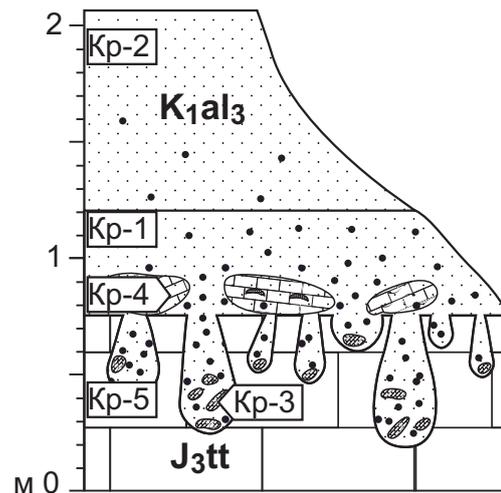


Рис. 4. Схематическое строение разреза и положение изученных образцов (шлифы Кр-1–Кр-5). Размер сверлений показан вне масштаба

(до 3), кварциты (2). Наблюдаются зерна аутигенного глауконита (5). Слой имеет мощность около 30–40 см и содержит большое количество кварцевых и известняковых галек разного размера (рис. 2, г).

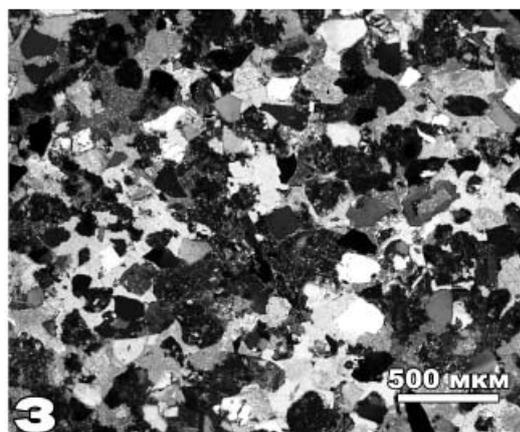
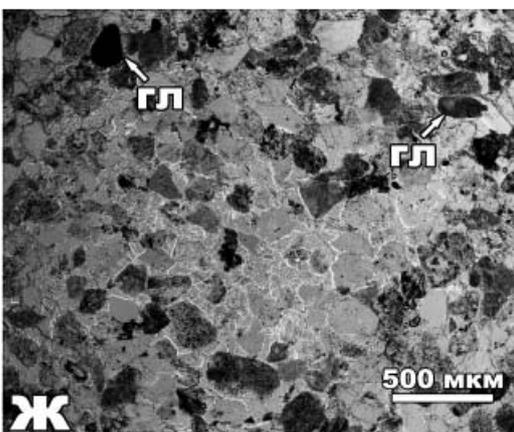
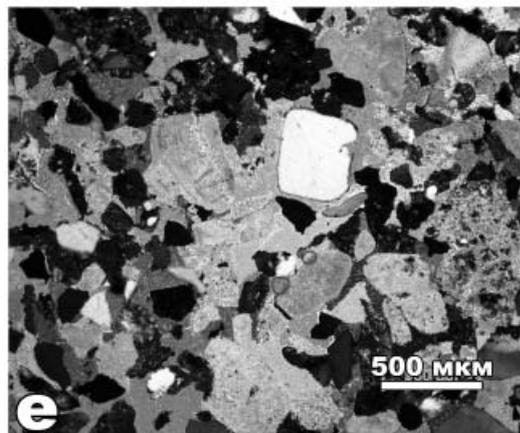
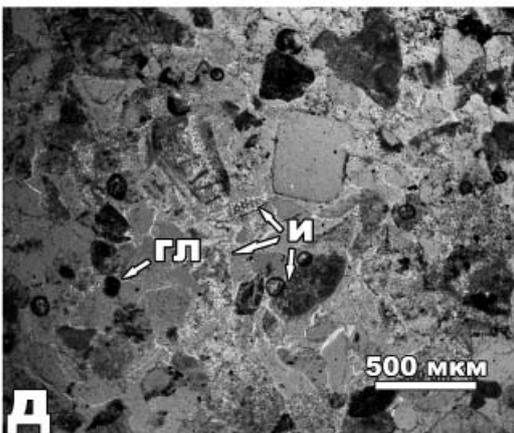
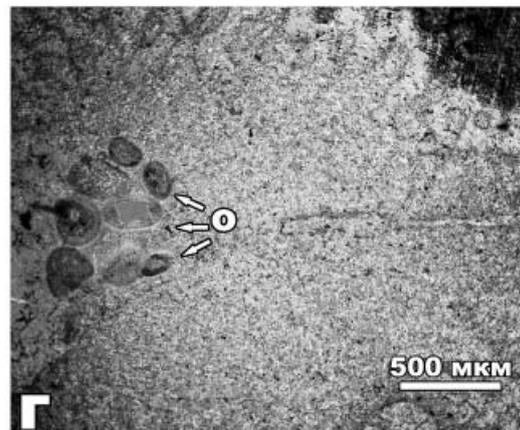
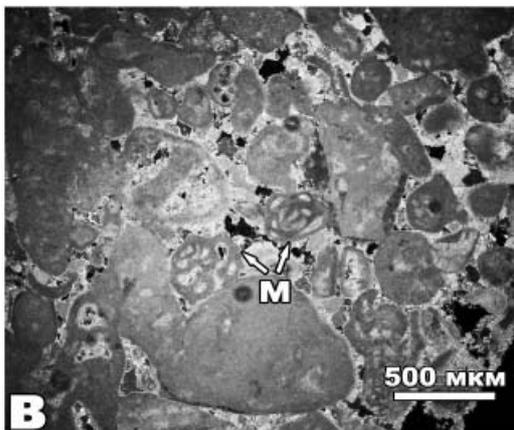
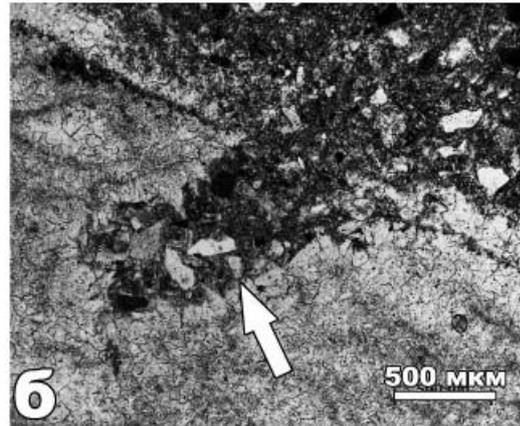
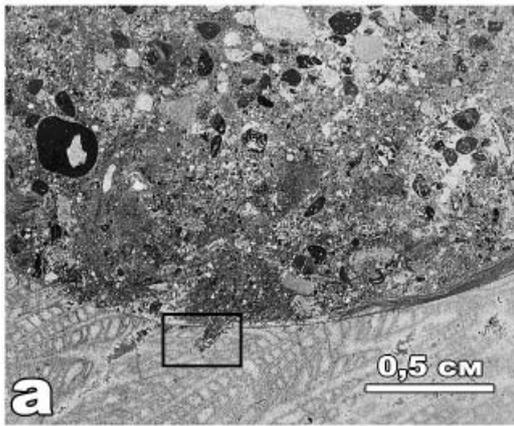
Завершает видимый разрез слой мелкозернистого биотурбированного глауконит-кварцевого песчаника (шлиф Кр-2). Порода состоит из полуокатанных и окатанных хорошо сортированных зерен размером 0,1–0,2 мм, представленных (%) кварцем (25–30) плагиоглазом (до 15), вулканитами (до 15), кварцитами (5), кластами известняка (5) и глауконитом (5).

Характеристика сверлений и оценка биоэрозии.

Как уже отмечалось, поверхность каменного дна нарушена сверлениями. Их количество сильно варьирует на площадке — от полного отсутствия (там, где современная и/или альбская эрозия полностью уничтожила норки камнеточцев) до значительной плотности (рис. 2, б, 7; таблица). Сверление — результат механической или химической переработки поверхности с удалением материала и образованием пространства, которое служит последующим постоянным местом обитания организма. Сверления могут образовывать моллюски, черви, ракообразные, губки, мшанки и другие организмы.

В.М. Цейслер [1958] указал, что сверления в рассматриваемом каменном дне принадлежат моллюскам

Рис. 5. Микроскопическое строение изученных пород: сверление *Gastrochaenolites*, заполненное верхнеальбским песчаником, в коралловом фреймстоуне титона, шлиф Кр-5, николи параллельны: а — фрагмент сверления *Gastrochaenolites*, рамкой обведен участок шлифа, изображенный на б; б — сверление *Trypanites* isp. (стрелка) в стенке *Gastrochaenolites*; в — агрегатно-зерновой грейн-рудстоун с милиолидами (м), титон, шлиф Кр-3, николи параллельны; г — губковый (?) фреймстоун с полостью, заполненной ооидами (о), титон, шлиф Кр-4, николи параллельны; д, е — разнозернистый песчаник с зернами известняков (и) и глауконита (гл), верхний альб, шлиф Кр-1: д — николи параллельны, е — николи скрещены; ж, з — мелкозернистый песчаник; гл — глауконит, верхний альб, шлиф Кр-2, николи: ж — параллельны, з — скрещены



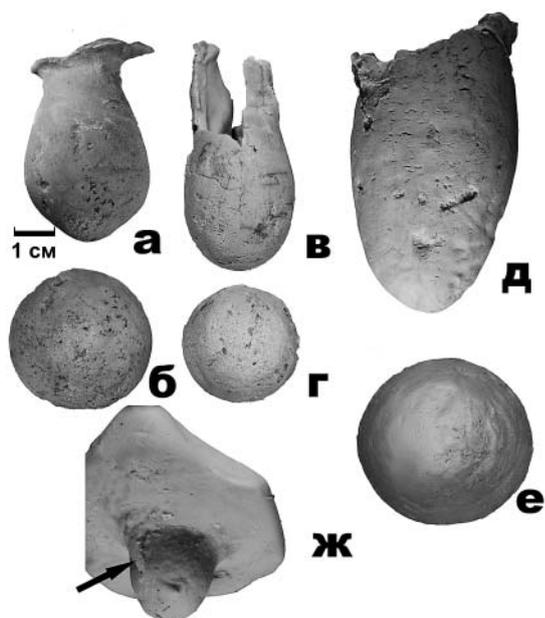


Рис. 6. Слпки сверлений камнеточцев *Gastrochaenolites*: а–б — *G. aff. anauchen* [Wilson, Palmer, 1998]: а — вид сбоку, б — вид в сечении; в–г — *G. lapidicus* [Kelly, Bromley, 1984]: в — вид сбоку, г — вид в сечении; д–е — *G. torpedo* [Kelly, Bromley, 1984]: д — вид сбоку, е — вид в сечении; ж — *G. isp.*, вторично просверленного *Trypanites* isp. (стрелка)

Lithodomus, остатки которых он встретил в норках. Позже Р.Ф. Геккер и Е.А. Успенская [1966] отнесли их к роду *Lithophaga*. В обоих случаях авторы единодушно признали, что сверления принадлежат двустворкам, но были сделаны определения самих моллюсков, а не типов их сверлений. По нашим наблюдениям, остатки самих камнеточцев редки (нами они не встречены), а морфология сверлений отличается разнообразием, что свидетельствует и о разнообразии самих сверлильщиков (рис. 6). Нами определены ихновиды *Gastrochaenolites*: *G. torpedo*, *G. lapidicus* [Kelly, Bromley, 1984], *G. aff. anauchen* [Wilson, Palmer, 1998], *G. isp.*, а также *Trypanites* isp. Определения в открытой номенклатуре связаны либо с тем, что сверления отличаются от известных видов (*G. aff. anauchen*), либо с тем, что гораздо чаще их верхняя часть срезана более поздней эрозией (в большинстве образцов).

По данным [Kelly, Bromley, 1984], продюсерами сверлений *G. torpedo* могут быть некоторые виды двустворок родов *Gastrochaena* и *Lithophaga*, в частности *Lithophaga lithophaga* (L.) или *Lithophaga patagonica* (D'Orb.) [Farinati, Zavala, 2002]. Продюсером *G. lapidicus* может быть *Gastrochaena dubia* (Pen.) [Donovan, Hensley, 2006] или *Barnea candida* (L.) [Donovan, 2013]. По данным [Suzuki, Hiranaka, 2008], сверления *G. anauchen* (= *G. turbinatus*) могут принадлежать двустворкам *Penitella kotakae* (Kanno et Matsuno).

Таким образом, изученные сверления *Gastrochaenolites* сделаны в твердом субстрате и принадлежат двустворкам-гастрохенидам. Способ сверления у них различен:

1) механическое сверление, которое позволяет двустворке, закрепившейся биссусом на поверхности субстрата, сделать первоначальное отверстие путем проворачивания под давлением собственной массы. В процессе сверления моллюск совершает движение вокруг своей оси, разрушает субстрат и формирует ход, увеличивающийся с ростом моллюска. Скорость продвижения в субстрате имеет родовые различия и достигает 11,4 мм в месяц [Рупперт и др., 2007];

2) химическое растворение субстрата за счет органических кислот [Carter, 1978]. Кислота выделяется из мантийных желез в виде капелек, имеющих большую плотность, чем вода, и проходит через переднюю часть раковины. Растворенный материал выносятся благодаря постоянному водотоку, создаваемому входным сифоном. Некоторые выносимые компоненты организм усваивает для дальнейшего роста, другие выходят наружу и маскируют сифоны.

Изучение нор *Gastrochaenolites* показывает, как организмы располагались на поверхности, а также какое количество материала субстрата было удалено в процессе их жизнедеятельности. Площадь биоэрозии подсчитана путем дешифрирования изображений с помощью графического редактора Photoshop. На каждом изображении отмечали все достоверные сверления (рис. 7), после чего рассчитывали плотность и общую площадь сверлений. Объем рассчитан приблизительно, исходя из условия, что средняя глубина сверлений составляет 5 см. Последняя определена как средняя величина самого крупного сверления (~10 см для *Gastrochaenolites torpedo*). В результате получилось, что на площадке 1 м² при средней плотности поселений 476 камнеточцев объем биоэрозии может достигать 0,0068 м³, а на всей изученной площади — ~27,2 м³ (таблица).

Попытка оценить плотность популяций и ориентировку сверлений для *G. lapidicus* и *G. torpedo* с помощью компьютерной обработки фотографий недавно предпринята для нижнемиоценовых отложений Португалии [Redweik et al., 2010], эти авторы не анализировали величину биоэрозии, но смогли получить сведения о направлении течений и ориентировке палеобереговой линии.

Сверления *Trypanites* принадлежат червям-полихетам, которые селятся, как правило, в приповерхностной части субстрата и проникают в него на небольшую глубину. Поэтому мы предполагаем, что такие сверления появились позже *Gastrochaenolites*, что подтверждается изучением шлифов (рис. 5, а, б). Объем биоэрозии, связанный с этими сверлениями, пока оценить невозможно.

История формирования каменного дна. В юрское время район исследований находился в пределах мелководной части карбонатной платформы, о чем свидетельствует присутствие фреймстоунов, миллиолит, а также другие признаки, судя по строению разреза. В начале мела (вероятнее всего, в середине берриаса) платформа поднялась над поверхностью моря,

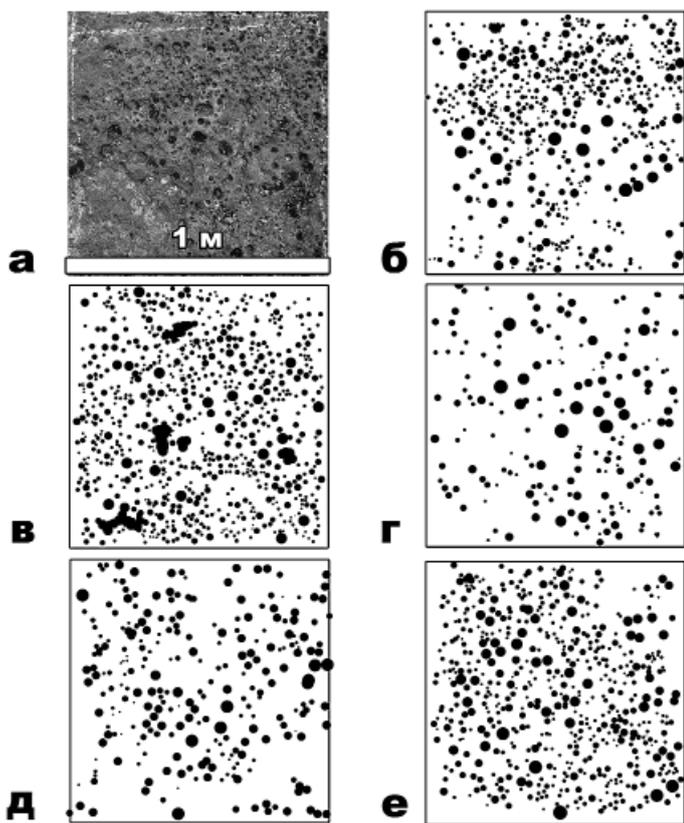


Рис. 7. Расположение сверлений на выбранных площадках: а — фото площадки 1; б — схема дешифрирования нор сверлильщиков на площадке 1; в–е — схемы дешифрирования нор сверлильщиков на площадках 2, 3, 4 и 5 соответственно

а осадки литифицировались (рис. 8, а). В конце берриаса—апте карбонатная платформа вновь погрузилась под уровень моря и была перекрыта пелагическими глинами, выполняющими Байдарскую, Варнаутскую котловины и выходящими на поверхность в карьере горы Гасфорта, на 1,5 км юго-западнее с. Черноречье [Барабошкин, 2001; Барабошкин и др., 2002]. В конце апта—начале альба район Первой гряды вновь приподнялся и деформировался, а меловые отложения местами полностью эродированы, в том числе в пределах рассматриваемого района.

В конце среднего альба началась новая трансгрессия моря — среднеальбские глины наблюдаются в балаклавском карьере (рис. 3; [Барабошкин, 2001]). Возможно, уже в этот момент рассматриваемый район погрузился под уровень моря, хотя прямых свидетельств этому нет. Ближе к концу альба мелкое море перекрыло всю территорию Юго-Западного Крыма. По всей видимости, именно тогда выступы юрских карбонатных отложений наиболее интенсивно заселялись двустворками-камнеточцами и формировалась поверхность каменного дна со сверлениями *Gastrochaenolites* (рис. 8, б), которые относятся к ихнофации *Trypanites* A. Зеелахера. Присутствующий на границе титона и альба перерыв можно оценить в 39 млн лет в соответствии с данными [Gradstein et al., 2012]. Первые генерации сверлений, очевидно, были унич-

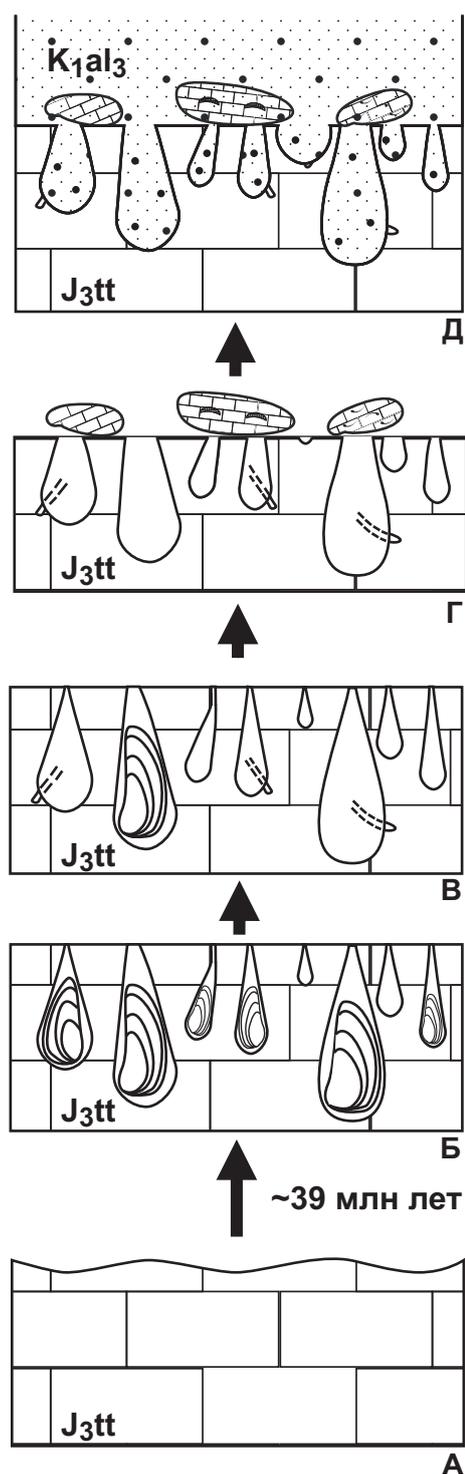


Рис. 8. Стадии формирования каменного дна (пояснения см. в тексте)

тожены эрозией. Их количество практически невозможно оценить, но на их существование указывает присутствие оснований крупных норок сверлильщиков в каменном дне.

Спустя некоторое время двустворки вымерли, а на их месте были образованы сверления последующих генераций, после гибели камнеточцев (всех или части) уже внутри их пустых норок селились черви-

полихеты, создававшие еще более поздние сверления *Trypanites* (рис. 8, в).

Затем поверхность снова была эродирована и выровнена с образованием галек известняков, не несущих видимых сверлений (рис. 2, в; 8, г), после чего началось поступление терригенного материала и сверления заполнились песчаным осадком (рис. 8, д).

Формирование аналогичных поверхностей каменного дна не редкость; рокграунды с близкой историей развития, но отличающиеся деталями, описаны из разных стратиграфических интервалов Португалии [Santos et al., 2010], Испании [de Gibert et al., 1994], Франции [Геккер, Успенская, 1966], Туркменистана [Барабошкин и др., 2002] и других регионов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барабошкин Е.Ю. Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления (стратиграфия, палеогеография, борельно-тетическая корреляция): Автореф. докт. дисс. М., 2001. 50 с.

Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Конаевич Л.Ф., Найдин Д.П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки: Метод. рекомендации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 163 с.

Бискэ Г.С. Надвиговая позднемезозойская тектоника юго-западной оконечности Горного Крыма // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 2, № 14. С. 12–20.

Геккер Р.Ф., Успенская Е.А. Об индикаторном значении сглаженных поверхностей известняков, исверленных камнеточцами // Организм и среда в геологическом прошлом / Под ред. Р.Ф. Геккера. М.: Наука, 1966. С. 246–254.

Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание // Под ред. М.В. Муратова. М.: Недра, 1969. 576 с.

Лидер М. Седиментология. Процессы и продукты / Под ред. В.Г. Кузнецова. М.: Мир, 1986. 439 с.

Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: ГОНТИ, 1960. 208 с.

Рунперт Э.Э., Фокс Р.С., Барнс Р.Д. Зоология беспозвоночных: Функциональные и эволюционные аспекты. Т. 2. Низшие целомические животные / Под ред. А.А. Добровольского, А.И. Грановича. М.: Академия, 2007. 448 с.

Цейслер В.М. Сверлящие моллюски из альбских отложений Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1958. Т. 33, № 3. С. 132–133.

Carter J.G. Ecology and evolution of the Gastrochaenacea (Mollusca, Bivalvia) with notes on the evolution of the endolithic habitat // Peabody Mus. of Natural History, Yale University. 1978. Bull. 41. 92 p.

Donovan S.K. A recent example of the boring Gastrochaenolites lapidicus Kelly and Bromley and its producing organism

Заключение. В результате проведенных работ изучено строение альбского каменного дна (рокграунда) ихнофагии *Trypanites* и особенности его формирования в районе с. Черноречье. Впервые изучено разнообразие двустворок-камнеточцев, отнесенных к ихновидам *Gastrochaenolites*: *G. aff. anauchen* [Wilson, Palmer, 1998], *G. torpedo*, *G. lapidicus* [Kelly, Bromley, 1984], *G. isp.* Показано, что существовали сверления нескольких генераций, впоследствии эродировавшиеся, а на заключительной стадии сверлившиеся полихетами *Trypanites isp.* Впервые оценена средняя величина биоэрозии, которая на площадке 1 м² при средней плотности поселений в 476 особей составила ~0,0068 м³.

in north Norfolk, eastern England // Bull. Mizunami Fossil Museum. 2013. N 39. P. 69–71.

Donovan S.K., Hensley C. Gastrochaenolites Leymerie in the Cenozoic of the Antillean region // Int. J. Plant and Animal Traces. 2006. Vol. 13, N 1. P. 11–19.

Farinati E.A., Zavala C. Trace fossils on shelly substrate. An example from the Miocene of Patagonia, Argentina // Acta Geol. Hispánica. 2002. N 37. P. 29–36.

Flügel E. Microfacies analysis of Limestones. Analysis, interpretation, and application. Berlin: Springer, 2010. 894 p.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D. The geologic Time Scale. 2012. Vol. 1–2. 1144 p.

Gibert J.M. de, Martinell J., Domènech R. Marine Miocene sequences between L'Arrabassada and El Miracle beaches (Tarragona, NE Spain): Paleontological approach and sedimentological implications // Acta Geol. Hispánica. 1994. N 29. P. 133–148.

Kelly S.R.A., Bromley R.G. Ichnological nomenclature of clavate borings // J. Palaeontol. 1984. Vol. 27, N 4. P. 783–807.

Redweikab P., Dinisa J., Barreira E. et al. Spatial analysis of trace fossils for paleogeographic studies // 13th AGILE Int. Conf. on Geographic Inf. Sci. 2010. Portugal, Guimarães, 2010. 11 p.

Santos A., Mayoral E., da Silva C.M. et al. Trypanites ichnofacies: Palaeoenvironmental and tectonic implications. A case study from the Miocene disconformity at Foz da Fonte (Lower Tagus Basin, Portugal) // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2010. Vol. 292. Iss. 1–2. P. 35–43.

Suzuki A., Hiranaka N. Bioerosive structures formed by Miocene rock-boring bivalves in Hokkaido, Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 2008. N 59. P. 385–395.

Wilson M.A., Palmer T.J. The earliest Gastrochaenolites (Early Pennsylvanian, Arkansas, USA): an Upper Paleozoic bivalve boring? // J. Paleontol. 1998. Vol. 72. P. 769–772.

Поступила в редакцию
27.05.2014

УДК 551.763.13:551.763.333 (477.75+470.6)

Л.Ф. Копаевич¹, А.О. Хотылев²**СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ
В КРЫМУ И НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ³**

Приводятся возрастные датировки активизации вулканической деятельности в Крыму и на Северном Кавказе. Обоснование возраста описываемых интервалов основано на данных микропалеонтологического анализа (планктонные фораминиферы) с привлечением датировок по другим группам, главным образом аммонитам и иноцерамам. Выявлена принадлежность вулканитов к отложениям верхнего альба — зона *Thalmaninella appenninica*; нижнего сеномана — зона *Thalmaninella globotruncanoides*, пограничным отложениям нижнего и среднего сеномана — зона *Thalmaninella deecke* и среднего–верхнего сеномана — зона *Rotalipora cushmani*. Проявления вулканизма установлены также и для кампанского яруса — зоны *Globotruncanita elevata* и *Globotruncana ventricosa*.

Ключевые слова: вулканизм, альбский, сеноманский и кампанский ярусы, планктонные фораминиферы, зональные подразделения.

The article presents materials on age of volcanic activity of the Crimea and North Caucasus. Age of volcanic activity based on data of micro- and macrofossils (planktonic foraminifers, ammonites, inoceramids). Volcanic activity is typical for upper Albian — *Thalmaninella appenninica* Zone; Lower Cenomanian — *Thalmaninella globotruncanoides* Zone, interval around the lower and middle Cenomanian — *Thalmaninella deecke* Zone and middle–upper Cenomanian — *Rotalipora cushmani* Zone. Volcanic activity is characterized Campanian interval — *Globotruncanita elevata* Zone and *Globotruncana ventricosa* Zone.

Key words: volcanism, Albian, Cenomanian and Campanian stages, planktonic foraminifers, zonal subdivisions.

Введение. В Крыму в верхнеальбских и верхнемеловых отложениях хорошо известны уровни с высоким содержанием вулканического материала. К ним можно отнести вулканиты позднего альба, сеномана и кампана. Одним из важных моментов является более точная датировка их возраста, и здесь немалую роль играют микропалеонтологические исследования. С их помощью можно установить возраст отложений, перекрывающих вулканические прослои и толщи; кроме того, в ряде случаев и вулканогенно-осадочных породах может содержаться богатый комплекс микрофоссилий [Горбачик и др., 2000]. В статье приводятся данные о возрастных датировках вулканических и вулканогенно-осадочных пород из нескольких разрезов Юго-Западного Крыма и Северо-Западного Кавказа.

Результаты исследований снабжены геологическими разрезами, фототаблицами с изображениями раковин планктонных и некоторых бентосных фораминифер, составляющих зональные комплексы. Фототаблицы приведены для отложений терминальной зоны альба, раннего и среднего сеномана, раннего и среднего кампана. Характеристика вулканических

пород приведена в краткой форме, так как их подробное описание дано в предшествующей публикации [Никишин и др., 2013].

Материалы и методы исследований. Раковины фораминифер выделяли из образцов массой от 100 до 200 г путем их механической дезинтеграции до фрагментов размером 0,1–0,5 см, а затем отмучивания глинистой части в воде. Некоторые наиболее глинистые разности пород подвергали кипячению с технической содой (NaHCO_3). Образцы высушивали при комнатной температуре или с нагреванием не выше 50–60 °С. Затем образцы разделяли на фракции с помощью сит с ячейками 63, 125 и 250 м. Полученные порошки изучали под бинокляром, из них отбирали раковины фораминифер. Отбор и определение раковин проводили под биноклярным микроскопом «LEIKA MZ12» при увеличении 20–50. Фотографирование раковин осуществлялось на электронном микроскопе «TeSCAN» в Палеонтологическом институте РАН, а также на кафедре петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на электронном микроскопе «JEOL JSM-6480LV» с последующей обработкой на компьютере.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет; кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: lfkopaevich@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет; кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; e-mail: akhotylev@gmail.com

³ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00263).

Альбские вулканические и вулканогенно-осадочные породы Юго-Западного Крыма и Северного Кавказа.

В Юго-Западном Крыму вулканические альбы были описаны в нескольких разрезах. Первый тип верхнеальбского разреза описан у железной дороги в месте ее пересечения с автомобильной трассой на Севастополь (на 3,9 км северо-восточнее центра Балаклавы, N 44°32'00,56"; E 33°37'00,83", рис. 1, Б; 2). Породы представлены вулканокластической толщей видимой мощностью >5 м и определены как кристалло-литокластический мелко-среднеобломочный переотложенный туф андезитодацитового состава. В толще присутствует большое количество в разной степени окатанных обломков осадочных пород, изученных в шлифах, — глин, алевролитов, песчаников, известняков, песчаников с кластами андезитов. Толща могла формироваться, как подводный обломочный поток (дебрит) с андезитовой вулканической постройкой. При движении этого потока в него попадали и разнообразные фрагменты пород, на которых находился вулкан. Возраст вулканических пород на основании анализа возраста цирконов определен как позднеальбский — 103±1 млн лет [Никишин и др., 2013].

На вулканокластической толще с отчетливой эрозионной границей залегает толща мергелей. Породы содержат значительную примесь алевролитового и песчаного материала, это указывает на то, что они формировались в условиях высокой гидродинамической активности. В мергелях содержится богатый комплекс фораминифер с явным преобладанием планктонных форм над бентосными — 70/30%. Систематический состав комплекса фораминифер и их изображения приведены в работе [Никишин и др., 2013]. Его состав отвечает интервал-зоне *Thalammnina deeskei*, которая прослеживается в разрезах Крымско-Кавказского региона и является аналогом

зоны *Rotalipora reicheli* [Маслакова, 1978; Тур, 1998; Копаевич, 2010; Robaszynski, Caron, 1995; Тур, 1996; Тур et al., 2001]. Зона охватывает интервал пограничных отложений нижнего и среднего сеномана. Из этого следует, что в описываемом разрезе присутствует hiatus между альбскими и сеноманскими отложениями, отвечающий нижней интервал-зоне сеномана — *Thalammnina globotruncanoides*.

Второй тип разреза представлен вулканокластическими породами, которые присутствуют в разрезах Юго-Западного Крыма в районе учебно-научной базы МГУ (рис. 1, Б). В междуречье Качи и Бодрака установлено, что между верхнеальбскими крепкими известковистыми песчаниками высокобугорской свиты и сеноманскими мергелями белогорской свиты расположены менее крепкие рыхлые зеленые песчаники, которые по редким находкам аммонитов рода *Stoliczkaia* отнесены к терминальному альбу. Тогда же была предложена индексация составляющих пограничного интервала: al_3^2 — зона *Pervinquieria inflata*, al_3^3 — зона *Stoliczkaia dispar*, cm_1 — *Mantelliceras mantelli* [Marcinowski, Naidin, 1976]. Породы прослеживаются локально в виде маломощных линзовидных участков в основании толщи вышележащей белогорской свиты [Янин, Вишневецкий, 1989; Барабошкин, 1997]. Литологическая и палеонтологическая характеристики на основании полевых наблюдений и опубликованных материалов представляются следующими:

al_3^3 представлен глауконитовыми песчаниками разных оттенков зеленого цвета, мощность не превышает 2 м. Обломочная часть представлена фрагментами (%) туфов и лав (20), зернами плагиоклаза (40–45), роговой обманки (7–10), магнетита (5–7), хлорита (5–7), кварца (15–20). Эффузивные породы представлены обломками андезитов неправильной, угло-

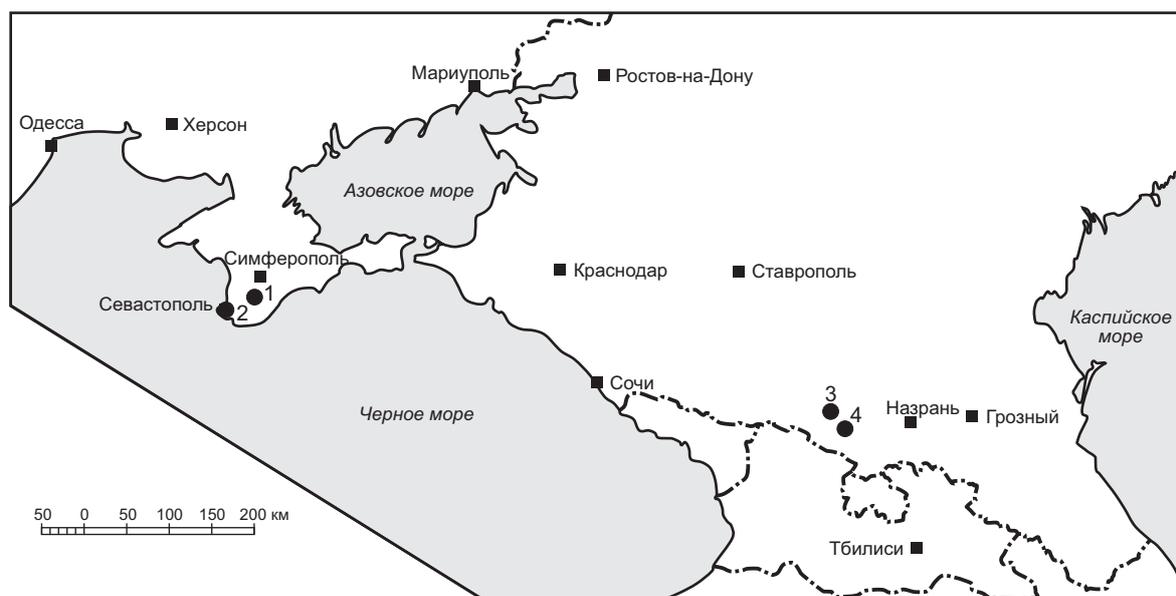


Рис. 1. Расположение изученных разрезов в Юго-Западном Крыму и на Северном Кавказе: 1 — Балаклава; 2 — г. Сельбухра, овраг Кояс-Джилга и База МГУ, дер. Кудрино; 3 — Баксан; 4 — Хеу

ватой, изометричной, вытянутой формы размером до 0,7–0,9 мм с полностью девитрифицированным стеклом и фрагментами пепловых туфов того же состава, практически полностью измененных до хлорит-серпичитового агрегата. Местами порода представляет собой тонкие прослои туффитов [Nikishin et al., 2008]. Угловатость и правильная форма обломков, с одной стороны, и сильное изменение роговой обманки до кальцита — с другой, свидетельствуют об отложении вулканического материала в водных условиях с относительно спокойным гидродинамическим режимом [Никишин и др., 2013]. Вероятно, туфовый материал транспортировался по воздуху и осаждался на дне мелкого моря.

В карбонатной составляющей пород al_3^3 содержится богатый комплекс планктонных и бентосных фораминифер (рис. 2). Это агглютинирующий бентос — *Arenobulimina advena* (Cushman), *A. sp.*, *Marssonella trochus* (Orbigny), *M. ozawai* Chapman; секреторный бентос — *Lenticulina gaultina* (Berthelin), *L. sp.*, *Lingulogavelinella formosa* (Brotzen); планктон — *Whiteinella cf. portsdownensis* (Williams-Mitchell), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), *T. appenninica* (Renz), *T. gandolfii* (Renz), *T. globotruncanoides* (Sigal), *Rotalipora. caroni* Ion и *R. micheli* (Sagal et Debourle).

Перечисленные выше виды бентосных фораминифер известны в верхнеальбских и сеноманских отложениях разных регионов тетического и бореального климатических поясов. Совместное нахождение двух форм планктонных видов — *Thalmaninella appenninica* (Renz) и *T. gandolfii* (Luterbacher et Premoli Silva) — позволяет отнести вулканогенно-осадочную толщу к отложениям терминального альба, к интервал-зоне Т. appenninica, что согласуется с данными по макрофауне [Горбачик и др., 2000; Копаевич, 2010].

В разрезах Северо-Западного Кавказа — Баксан, Хеу, Подкумок — в верхнеальбских породах также установлены прослои туфов. Они, как и в Крыму, приурочены к терминальной аммонитовой зоне верхнего альба — *Stoliczkaia dispar* [Baraboshkin, 1999; Baraboshkin et al., 2003]. Породы представлены чередованием карбонатных глин, мергелей и известняков, в которых содержатся прослои туфов, пород с повышенным содержанием C_{org} , а также конкреции пирита и фосфоритовые стяжения (рис. 3, 4). Прослои туфов прослежены по всему разрезу, последний находится в 34 см ниже альб-сеноманской границы в разрезе Баксан. Мощность описываемого интервала меняется от 6 м в разрезе Хеу до 7–8 м в разрезе Баксан.

Комплекс планктонных фораминифер в разрезах Северного Кавказа разнообразнее, чем в Крыму. Это

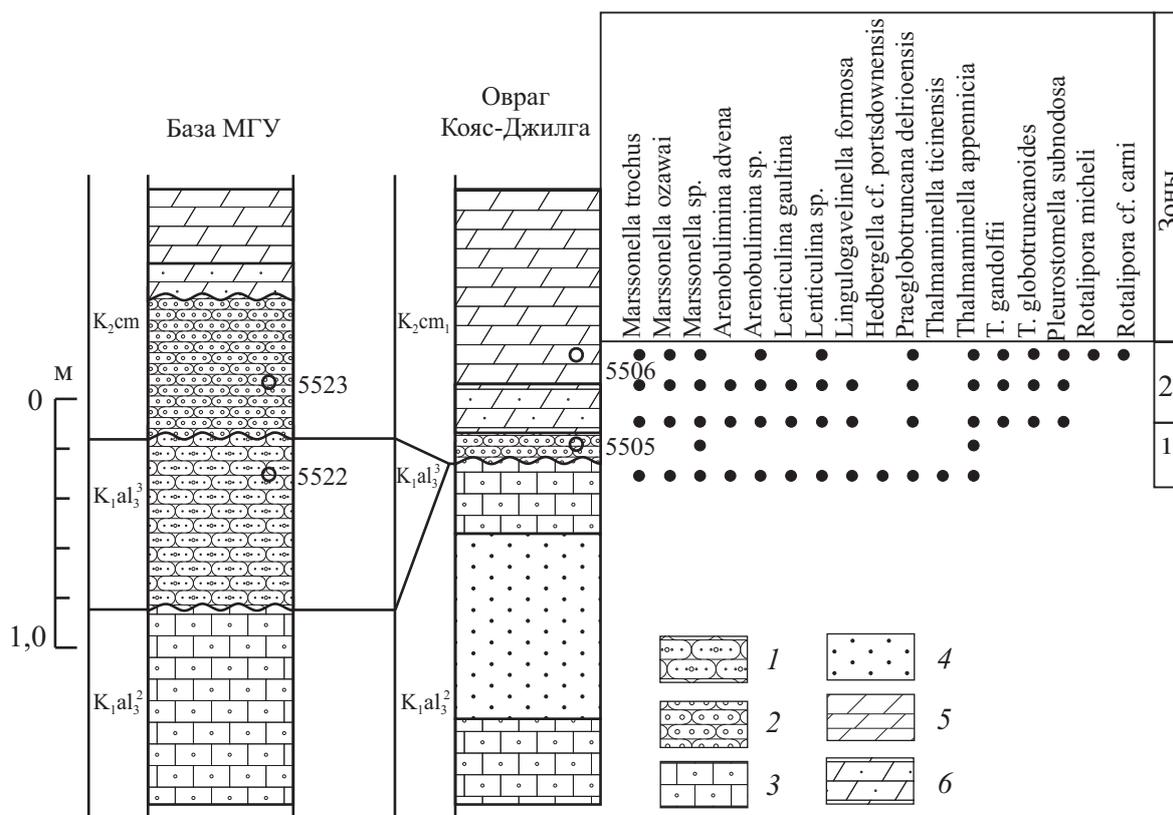


Рис. 2. Распространение планктонных и бентосных фораминифер в пограничных альб-сеноманских отложениях разрезов База МГУ и овраг Кояс-Джилга (южный склон г. Сельбухра): 1 — зона *Thalmaninella appenninica*, 2 — зона *Thalmaninella globotruncanoides*: 1 — зеленые глауконитовые песчаники с большим количеством туфового материала; 2 — песчаники рыхлые с большим количеством мелкогалечного материала; 3 — песчаные известняки; 4 — песчаники глауконитовые крепкие, узловатые; 5 — мергели; 6 — мергели песчаные; 7 — мергели глинистые

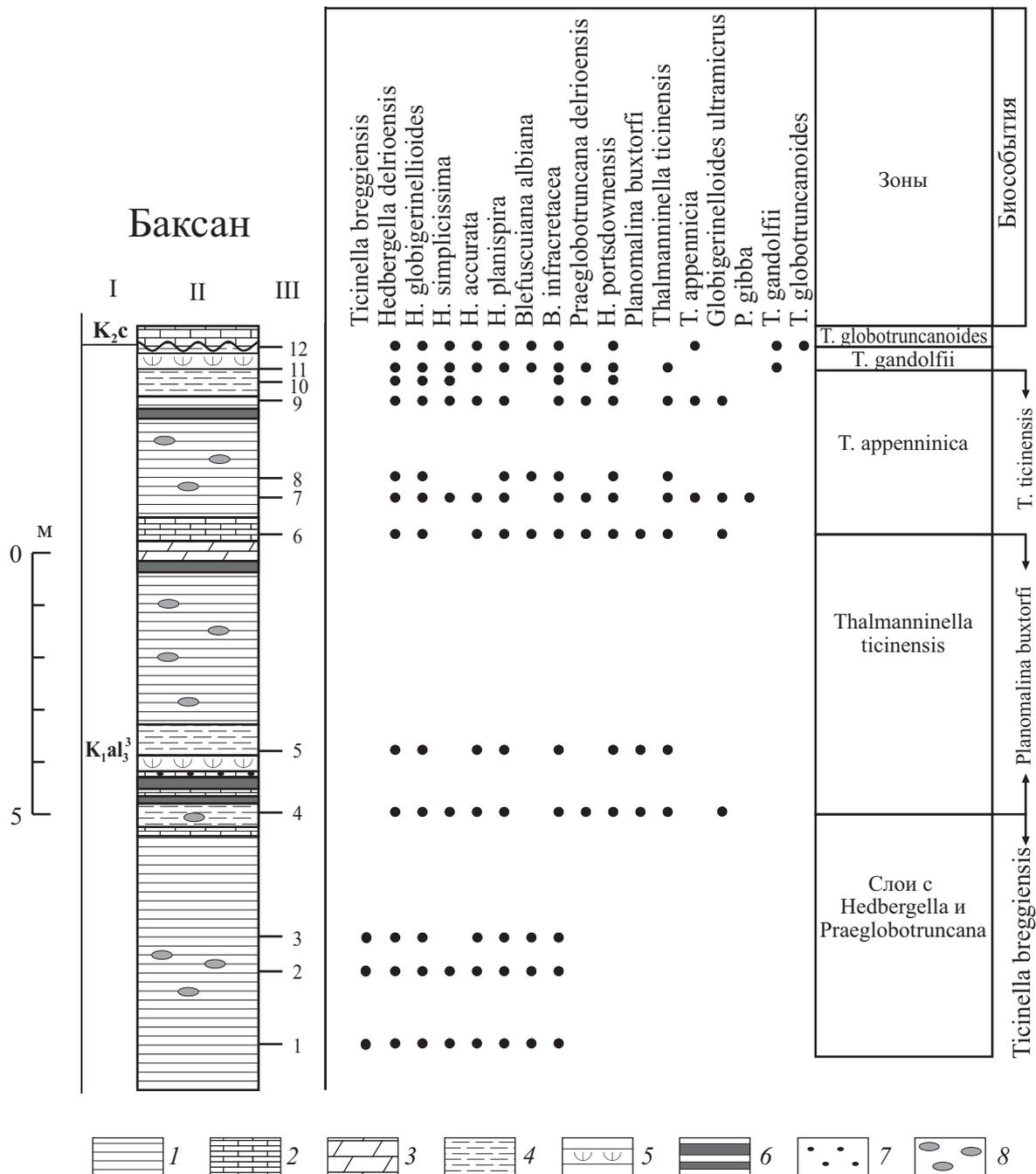


Рис. 3. Распространение планктонных фораминифер в пограничных альб-сеноманских отложениях в разрезе Баксан, Северный Кавказ

позволяет выделять не только зоны, но и определенные событийные уровни, последовательно сменяющие один другой (рис. 3, 4).

Так, в нижней части опробуемого интервала выделяются слои с *Hedbergella* и *Praeglobotruncana* (пробы 1–4 в разрезах Баксан и Хеу). В составе комплекса присутствуют виды *Hedbergella accurata* Gorbachik et Alexandrova, *Blefuscuiana albiana* BouDagher et al., *H. delrioensis* (Carsey), *H. infracretacea* (Glaessner), *H. simplicissima* (Magne et Sigal), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Globigerinelloides ultramicrus* (Subbotina). Следующий интервал характеризуется совместным присутствием *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi) и *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi) (пробы 5–7 в разрезах Хеу

и Баксан), что позволяет выделить здесь зону *Thalmanninella ticinensis*. Следующая зона, *Thalmanninella appenninica*, характеризуется совместным присутствием зонального вида *T. ticinensis* и исчезновением *Planomalina buxtorfi*. Этот интервал выделен на уровне проб 8–10 в разрезе Хеу и 7–10 в разрезе Баксан. Затем следует появление вида *Thalmanninella gandolfi* (проба 11 в разрезе Баксан и проба 10 в разрезе Хеу). На этом же уровне встречены последние *T. ticinensis*. Пробы из вышележащих отложений содержат раковины *Thalmanninella globotruncanoides* и относятся уже к сеноманской части разреза [Вишневецкая и др., 2006; Vishnevskaya, Koraevich, 2008]. Здесь, как и в Крыму, видимый перерыв существует между отложениями

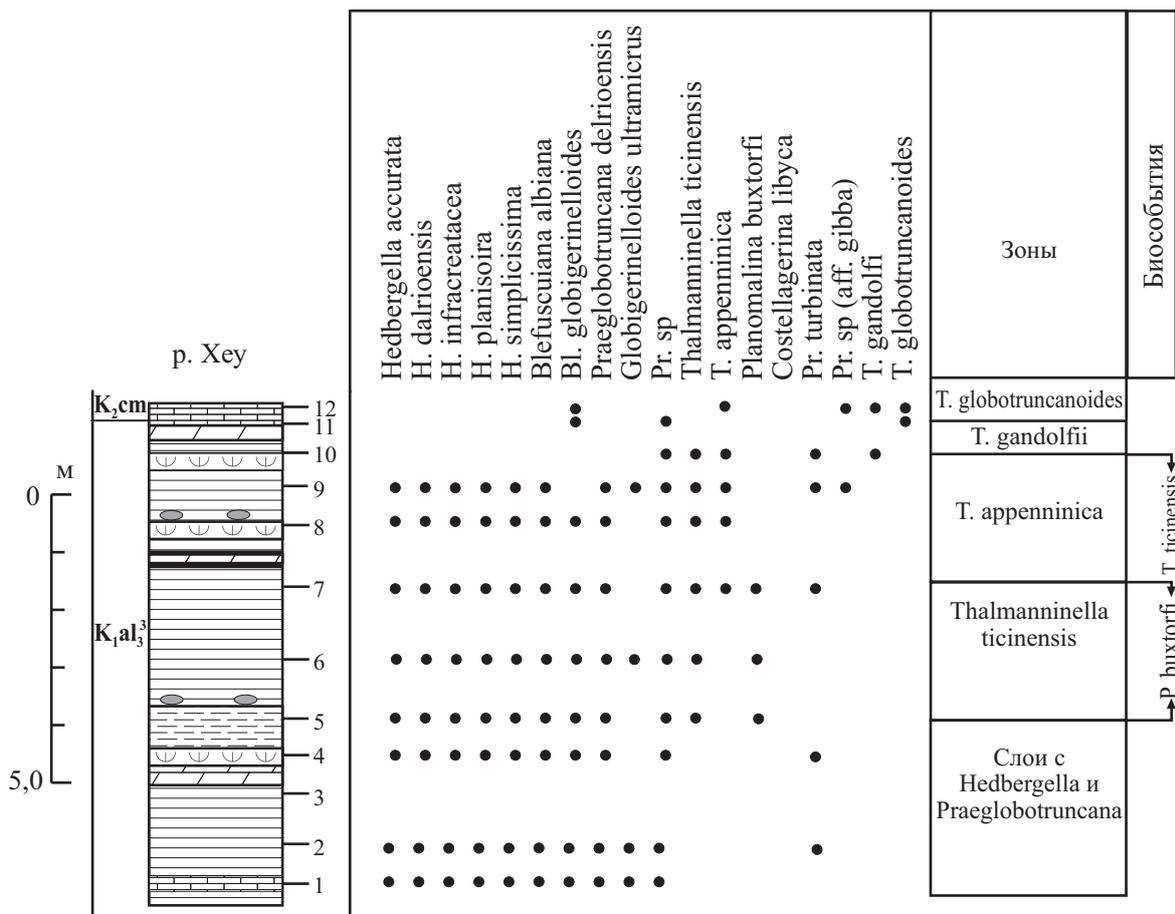


Рис. 4. Распространение планктонных фораминифер в пограничных альб-сеноманских отложениях в разрезе Хеу, Северный Кавказ

альба и сеномана. Разнообразный комплекс планктонных фораминифер в разрезах Баксан и Хеу позволяет сопоставить его с аналогичным комплексом стратотипа границы альба и сеномана (Global Boundary Stratotype Section) разреза Монт-Ризу в Юго-Восточной Франции [Gale et al., 1996; Kennedy et al., 2004], а также с другими регионами, например с разрезами Туниса [Robaszynski et al., 1993].

Проявление вулканической активности зафиксировано в отложениях белогорской свиты на восточном и южном склонах г. Сельбухра в Бахчисарайском районе. На восточном склоне г. Сельбухра в пачке переслаивания светло- и темно-серых мергелей встречен прослой глины, цвет которого напоминает бентонит. Три тонких прослоя бентонитовых глин присутствуют также в русле р. Бодрак. Состав глин, по данным рентгенофазового анализа следующий: 74–82% монтмориллонита с магниевым обменным комплексом, 9–15% минералов группы гидрослюд, а также 11–17% гейландита и <3% хлорита. Состав бентонитовых прослоев позволяет отнести их к группе щелочноземельных бентонитов. На южном склоне г. Сельбухра обнажается разрез сеномана и турона (N 44°44'09,59", E 33°59'33,97"). В 40 м выше основания сеномана на пачке ритмичного переслаивания светлых и темных мергелей залегает слой глины толщиной 2–3 см. Глины бентонитовые серовато-коричневые и красноватые,

с примесью карбонатного вещества. Рентгенофазовый анализ показал, что глинистый минерал представлен разновидностью монтмориллонита — бейделлитом. Подробное описание этого бентонитового прослоя приведено в работе [Никишин и др., 2013]. Слои бентонитовых глин во время формирования были слоем вулканического пепла, осевшего на дно моря и подвергнувшегося в дальнейшем процессам подводного выветривания — гальмиролиза.

Породы, содержащие бентонитовые прослоя, на склоне г. Сельбухра около учебно-научной базы МГУ содержат комплекс фораминифер, состоящий из планктонных и бентосных форм. Среди планктонных видов установлены: *Thalmanninella globotruncanoides* (Sigal), *Thalmanninella. appenninica* (Gandolfi), *T. gandolfii* (Premoli Silva et Luterbacher), *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. simplicissima* (Magne et Sigal), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *P. turbinata*. Совместное присутствие видов *Thalmanninella globotruncanoides*, *T. appenninica*, *T. gandolfii* позволяет отнести эти отложения к интервал-зоне *Thalmanninella globotruncanoides*, характеризующей нижнюю часть нижнего сеномана [Кобаевич, 2010; Robaszynski, Caron, 1995].

Бентонит на южном склоне г. Сельбухра находится в верхней части ритмично переслаивающихся темно-серых мергелей, светло-серых известковистых мергелей и глинистых известняков пачки V, по [Най-

дин, Алексеев, 1980; Алексеев, 1989]. Породы содержат комплекс планктонных фораминифер зоны полного распространения *Rotalipora cushmani* [Копачевич, 2010; Caron, 1985; Robaszynski, Caron, 1995]. Здесь встречен богатый комплекс планктонных фораминифер, в котором помимо индекс-вида присутствуют *Thalmaninella greenhornensis* (Morrow), *T. deecke* (Franke), *Praeglobotruncana aumalensis* (Sigal), *P. gibba* Klaus, *P. stephani* (Gandolfi), *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. delrioensis* (Carsey), а также единичные *Whiteinella*.

Бентонитовые прослои отмечены и в сеноманских отложениях Восточного Кавказа. Так, в разрезе Аймаки (Дагестан) зафиксированы два пласта бентонитов толщиной до 10–15 см в известняковой пачке в середине разреза. До 7–8 прослоев бентонитов отмечено в верхней части разреза сеномана непосредственно под горизонтом, обогащенным $S_{\text{орг}}$ [Гаврилов и др., 2013]. Бентонитовые прослои в средне-верхне-

сеноманских отложениях отмечены и в разрезах на территории Чечни, в частности в разрезе Басс [Тур, 1998; Tur, 1996]. Изображения раковин фораминифер из альбских и сеноманских отложений показаны на рис. 5; 6; 7, 1–3.

Весьма интенсивные проявления вулканизма зафиксированы в отложениях кудринской свиты в районе с. Кудрино (Бахчисарайский район) (N 44°42'15,76"; E 33°56'27,30"). Здесь в заброшенном карьере выделяется толща серых и зеленовато-серых мергелей, в которых содержится несколько прослоев так называемых кировых глин. Глины серовато-зеленого цвета, чистые, слабоизвестковистые, неслоистые, мылкие на ощупь. Мощность прослоев в нижней части разреза 0,2–0,4 м. Вверх по разрезу наблюдается нарастание карбонатной составляющей, изменение цвета до кремового, появление обломочного материала алевритовой размерности и уменьшение мощности прослоев до 2–4 см.

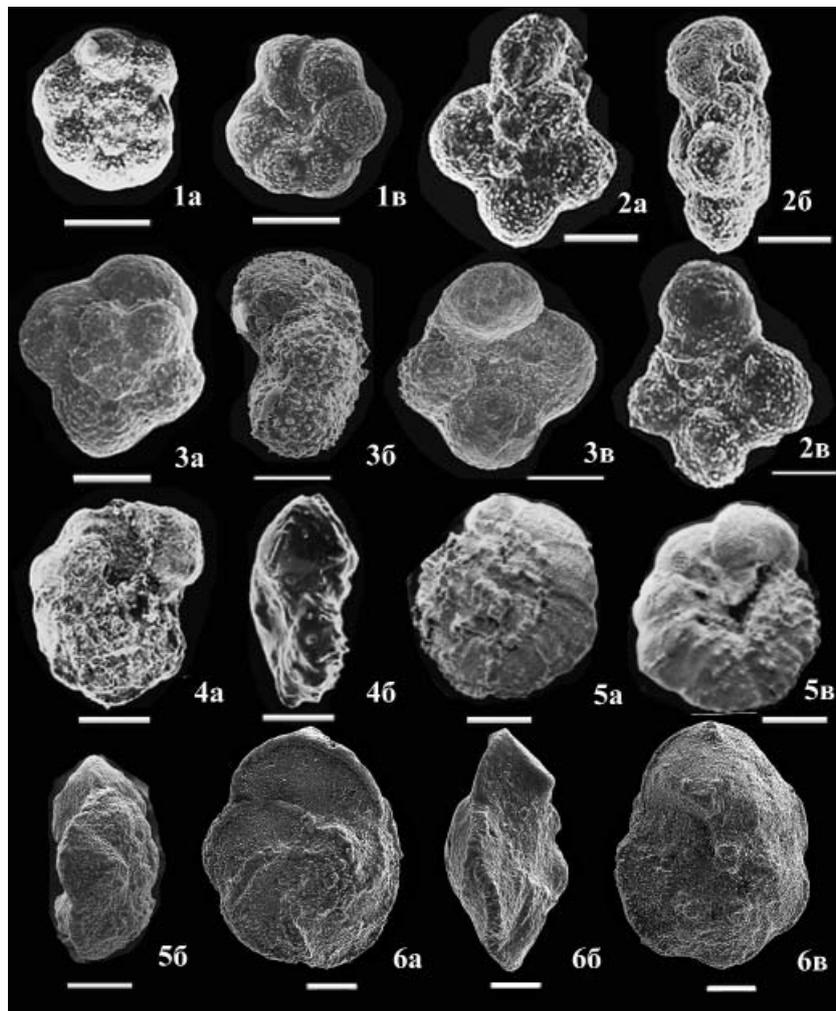


Рис. 5. Планктонные фораминиферы из верхнеальбских отложений разрезов Баксан и Хеу: 1а, 1в — *Blefuscuiana globigerinelloides* (Subbotina), разрез Баксан, образец 2; 2а–2в — *Hedbergella simplicissima* (Magne et Sigal), разрез Хеу, образец 1; 3а–3в — *Hedbergella accurata* Gorbachik et Alexandrova, разрез Баксан, образец 2; 4а–4б — *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi), разрез Хеу, образец 5; 5а–5в — *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), разрез Баксан, образец 6; 6а–6в — *Thalmaninella appenninica* (Renz), разрез Хеу, образец 6.

На всех изображениях раковин фораминифер: а — вид с дорзальной стороны, б — вид с периферической стороны, в — вид с умбиликальной стороны. Линейка для всех изображений — 100 μm

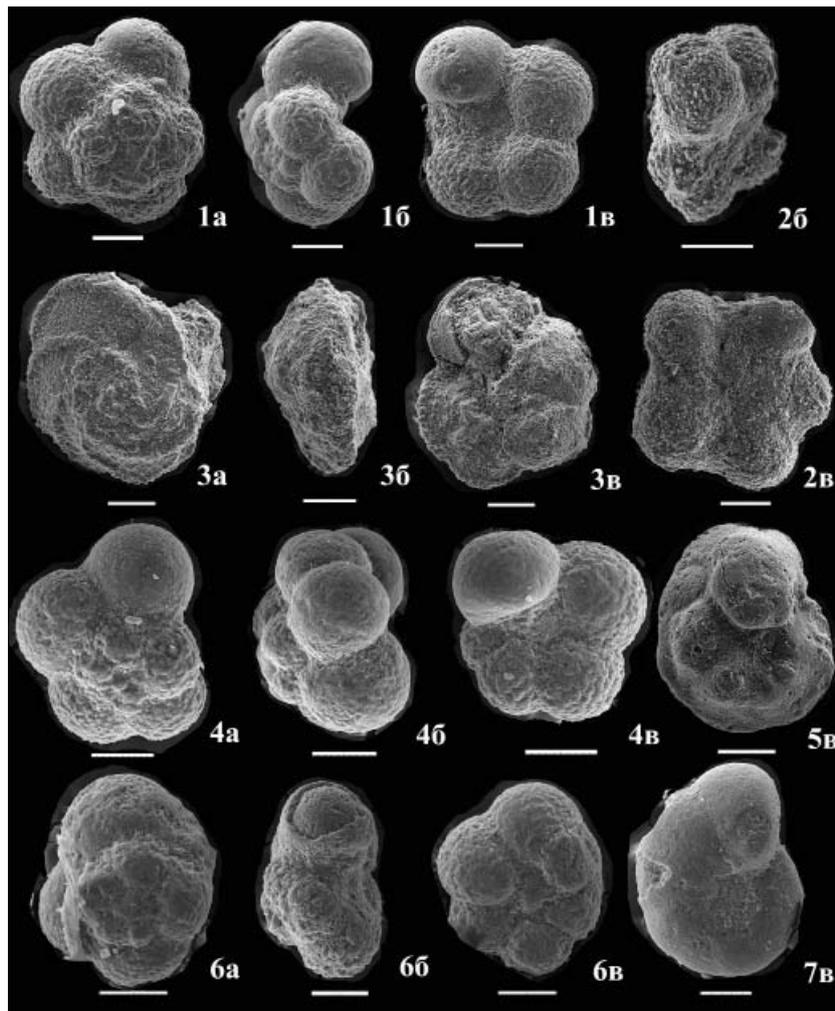


Рис. 6. Планктонные и бентосные фораминиферы из разрезов База МГУ (нижний сеноман), овр. Кояс-Джилга и южного склона г. Сельбухра (средний и верхний сеноман): 1а–1в, 4а–4в — *Whiteinella brittonensis* (Loebich et Tarran), южный склон г. Сельбухра, средний сеноман; 2б–2в — *Whiteinella aumalensis* (Sigal), южный склон г. Сельбухра, средний сеноман; 3а–3в — *Rotalipora cushmani* (Mogrow), южный склон г. Сельбухра, средний сеноман; 5в — *Lingulogavelinella formosa* (Brotzen), разрез База МГУ, нижний сеноман; 6а–6в — *Whiteinella* cf. *paradubia* (Sigal), южный склон г. Сельбухра, средний сеноман; 7в — *Gavelinella baltica* (Brotzen), овр. Кояс-Джилга, нижний сеноман

В мергелях содержится комплекс планктонных и бентосных фораминифер. В планктонной ассоциации присутствуют виды *Globotruncana arca* (Cushman), *G. bulloides* Vogler, *G. mariei* Banner et Blow, *G. ventricosa* White, единичные *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg), *G. volutus* White. Виды *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg), *Globotruncana bulloides* Vogler появляются в сантонских отложениях. Вид *Globotruncana arca* (Cushman) появляется в терминальном сантоне и постоянно встречается в породах кампана и маастрихта. Виды *G. mariei* Banner et Blow, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer) появляются в самой верхней части нижней зоны кампана — *Globotruncanita elevata*. Присутствие вида *G. ventricosa* White указывает на принадлежность вмещающих отложений к средней интервал-зоне кампана [Caron, 1985; Robaszynski, Caron, 1995]. Бентосные фораминиферы представлены видами *Gavelinella stelligera*

(Marie), *G. clementiana* (d'Orbigny), *Cibicidoides voltzianus* (d'Orbigny). Присутствие последнего позволяет отнести вмещающие отложения к среднему кампану при его трехчленном делении [Александрова и др., 2012] и к подзоне LC14b, по [Беньямовский, 2008]. Изображения раковин фораминифер из кампанских отложений разреза Кудрино показаны на рис. 7, 4–7 и на рис. 8.

Отметим присутствие тонких бентонитовых прослоев в основании нижнего кампана, которые хорошо видны на западном склоне г. Кизил-Чигир. По внешнему виду и составу они напоминают тонкие прослои нижнесеноманских бентонитов (обнажение в русле р. Бодрак). Присутствие многочисленных бентонитовых прослоев в кампанских отложениях, указывающих на весьма активное проявление вулканизма, отмечено на территории Восточного Кавказа [Гаврилов и др., 2013].

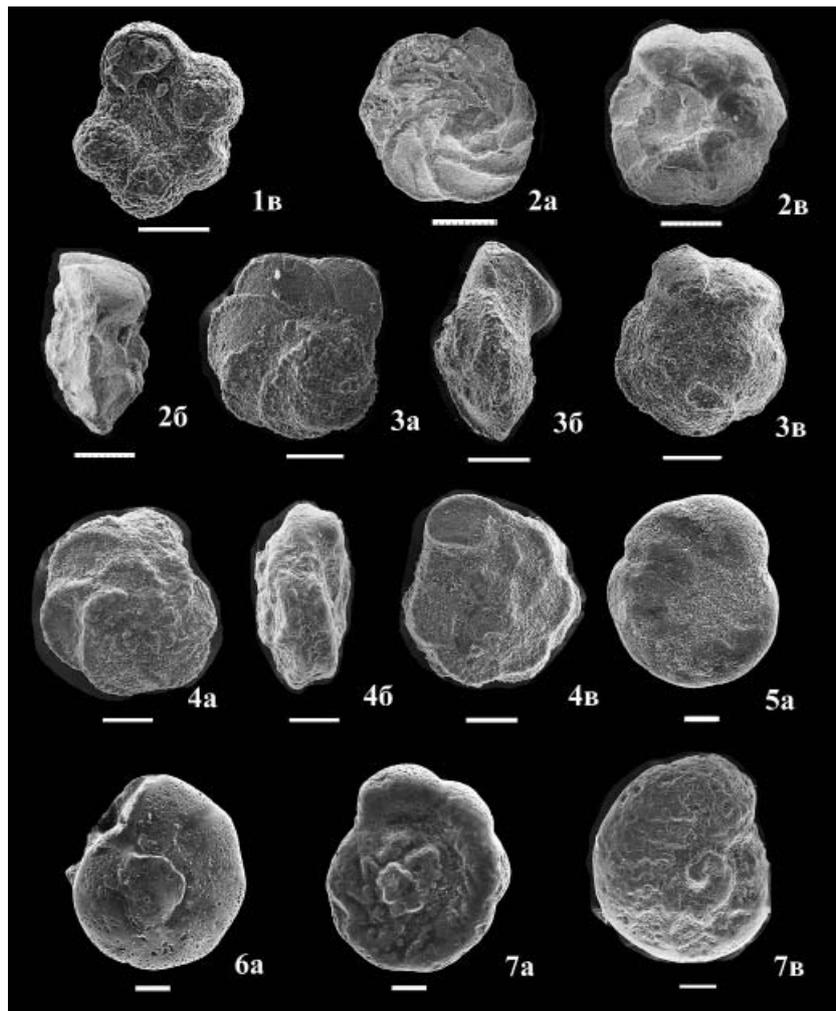


Рис. 7. Планктонные фораминиферы из разреза Балаклава (1а, 3а–3в — нижний–средний сеноман) и из разреза Кудрино (образец из карьера киловых глин, средний кампан): 1в — *Hedbergella planispira* (Tappan), разрез Балаклава; 2а–2в — *Thalmaninella deecke* (Ftanke); 3а–3в — *Thalmaninella globotruncanoides* (Sigal); 4а–4в — *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny); 5а — *Gavelinella stelligera* (Marie); 6а — *Cibicides voltzianus* (d'Orbigny); 7а–7в — *Gavelinella clementiana* (d'Orbigny)

Заключение. Проявления вулканизма на территории Юго-Западного Крыма и Северного Кавказа (рис. 9) проходили на фоне постоянной карбонатной седиментации, что дает возможность датировать их возраст с помощью макро- и микропалеонтологического анализа, в данном случае фораминифер. Изучение контактов вулкаников и вулканогенно-осадочных пород верхнего альба и сеномана показало наличие перерыва в основании сеномана, величина которого возрастает в направлении Балаклавы. Территориально альбский вулканизм был распространен вплоть до Северного Кавказа, где туфовые прослои обнаружены на том же стратиграфическом уровне, что и в Крыму.

Сеноманский вулканизм был менее масштабным и выразился в формировании бентонитов (монтмориллонитовых глин) в нижне-, средне- и верхнесеноманских породах. Усиление вулканической активности в сеномане, в частности в интервале, который предшествовал бескислородному событию, носило, по данным некоторых авторов [Hays, Pitman, 1973;

Hasegawa, 1997; Kuroda et al., 2007; Sinton, Duncan, 1997; Гаврилов и др., 2013], субглобальный характер. Территориально обширным было проявление кампанского вулканизма, который в Юго-Западном Крыму выразился в формировании тонких прослоев бентонитов в начале века, а в его середине — более значительных по толщине прослоев монтмориллонитовых глин. Наибольшее количество вулканических прослоев во всем верхнемеловом разрезе отмечено в кампанских отложениях на Восточном Кавказе [Гаврилов и др., 2013].

Авторы глубоко признательны А.С. Алексееву, А.М. Никишину, П.А. Фокину, Т.Н. Горбачик за обсуждение материалов и ценные замечания. Особая благодарность Е.Ю. Барабошкину и А.А. Александровой за предоставленные материалы по разрезам Северного Кавказа, руководителю лаборатории электронной микроскопии Палеонтологического института РАН Е.А. Жегалло и сотрудникам кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова Н.Н. Коротаевой и Е.В. Гусевой за изготовление фото

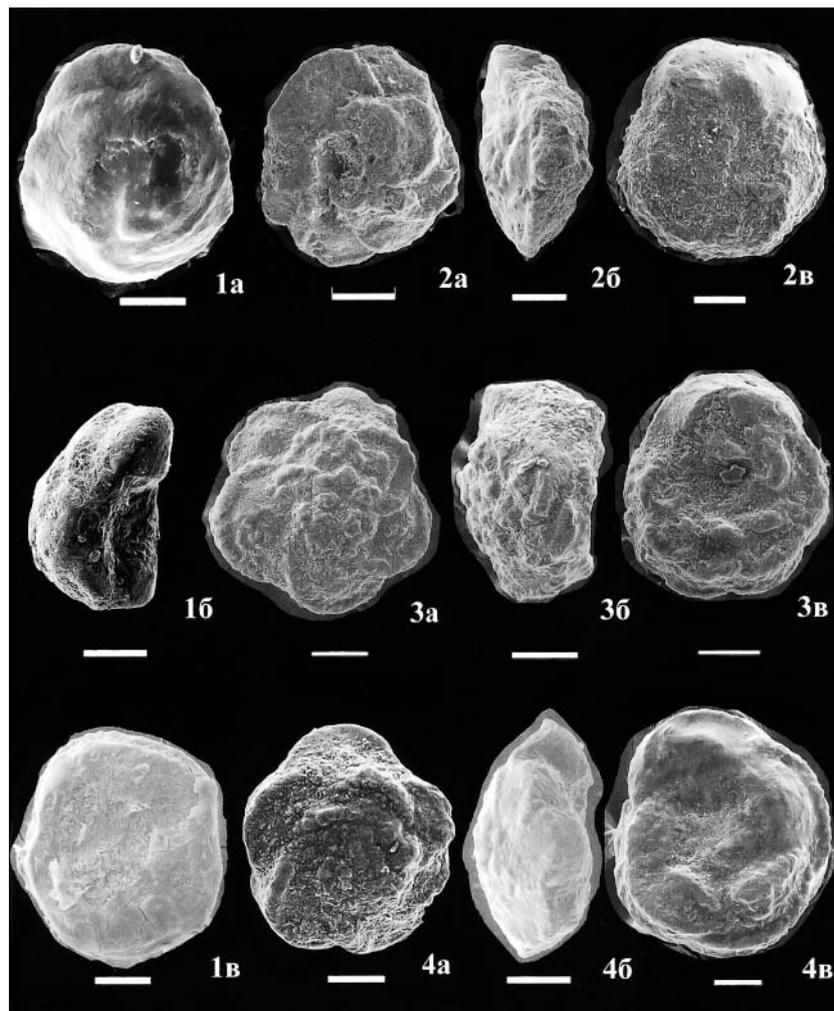


Рис. 8. Планктонные фораминиферы из разреза «Кудрино», образец из карьера килowych глин (средний кампан): 1а–1в — *Contusotruncana fornicata* (Plummer); 2а–2в — *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez); 3а–3в — *Globotruncana arca* (Cushman); 4а–4в — *Globotruncana ventricosa* White

раковин фораминифер на сканирующем электронном микроскопе. Авторы признательны В.Н. Соко-

лову и В.Л. Косорукову (МГУ) за аналитические исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Вишневецкая В.С., Копеевич Л.Ф. К вопросу о среднем кампане и нижней границе маастрихта на Восточно-Европейской платформе // Меловая система России и ближнего зарубежья. Проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы VI Всеросс. совещ. 10–15 сентября 2012 г. Краснодар: Изд-во Кубанского гос. ун-та, 2012. С. 8–11.

Алексеев А.С. Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия горного Крыма. Ч. 1. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 123–157.

Барабашкин Е.Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Качи и Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 22–28.

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Ст. 2. Сантон–маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 5. С. 42–63.

Вишневецкая В.С., Горбачик Т.Н., Копеевич Л.Ф., Брагина Л.Г. Развитие фораминифер и радиолярий на критических рубежах альба–сеномана и сеномана–турона (Северный Перитетис) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 62–74.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г. Позднесеноманское палеоэкологическое событие ОАЕ 2 в Восточно-Кавказском бассейне Северного Перитетиса // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 6. С. 522–551.

Горбачик Т.Н., Копеевич Л.Ф., Найдин Д.П. О границе альба и сеномана в Юго-Западном Крыму // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 5. С. 52–64.

Копеевич Л.Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85, вып. 5. С. 40–52.

Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Наука, 1978. С. 1–166.

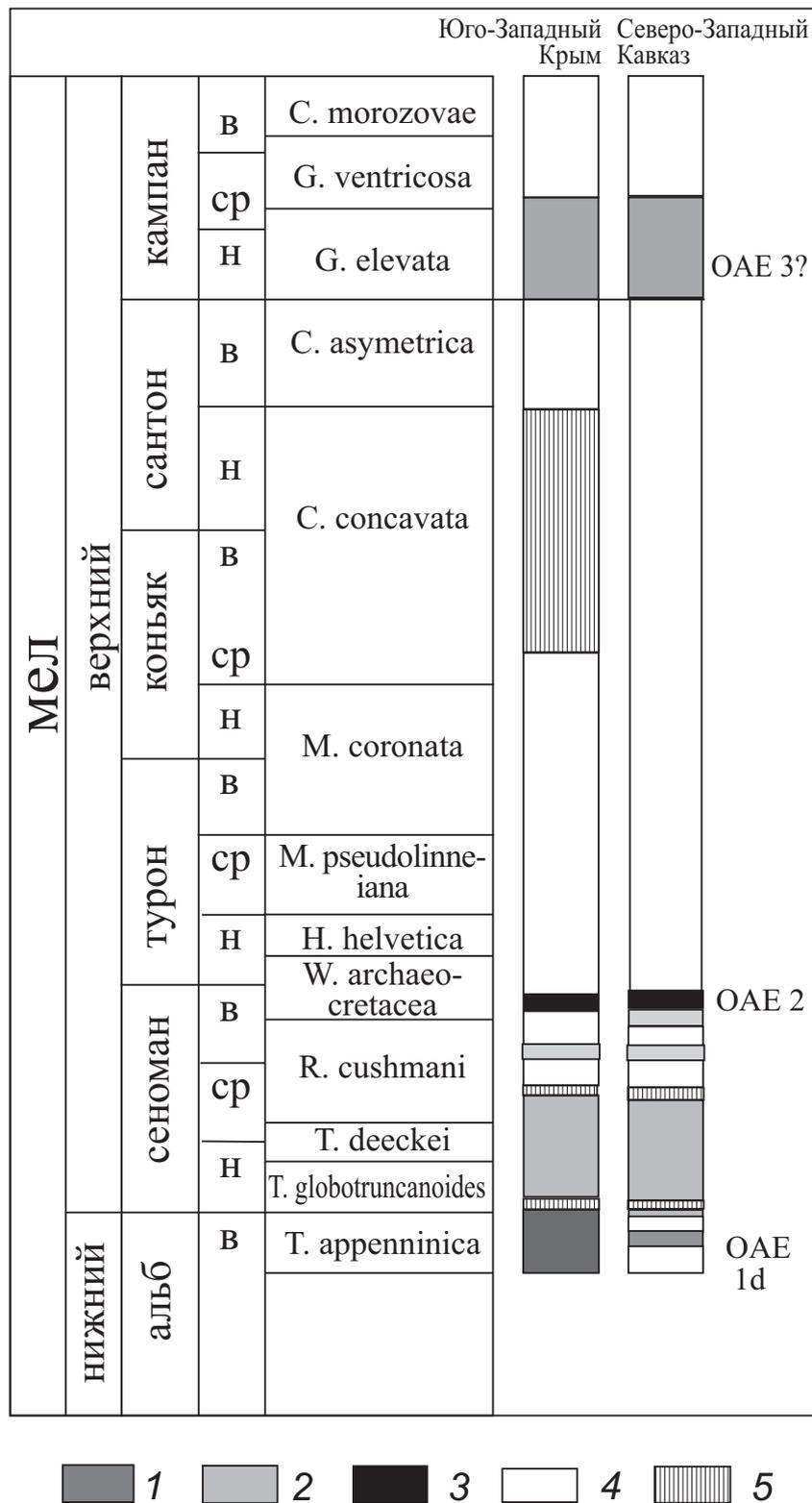


Рис. 9. Интервалы разреза с проявлениями вулканической деятельности в разрезах Юго-Западного Крыма и Северного Кавказа: 1 — интервалы, содержащие туфы и вулканогенно-осадочные породы; 2 — интервалы с бентонитами; 3 — карбонатные породы без видимых проявлений вулканической деятельности; 4 — битуминозные прослои, отвечающие дизоксическим обстановкам; 5 — перерывы

Найдин Д.П., Алексеев А.С. Разрез отложений сеноманского яруса в междуречье Качи и Бодрака (Крым) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 4. С. 11–26.

Никушин А.М., Хотылев А.О., Бычков А.Ю. и др. Меловые вулканические пояса и история формирования Черноморского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 3. С. 6–18.

Тур Н.А. Планктонные фораминиферы сеноманских, туронских и коньякских отложений Северо-Восточного Кавказа: Автореф. канд. дисс. СПб., 1998. 27 с.

Янин Б.Т., Вишневский Л.Е. Нижний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Ч. 1. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 81–123.

Baraboshkin E.Y. Albian ammonite biostratigraphy of the Northern Caucasus // Neues Jahrbuch Geol. Paläontol. 1999. Vol. 212, N 1–3. P. 175–210.

Baraboshkin E.Yu., Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Cretaceous palaeogeography of the North-Eastern Peri-Tethys // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Elsevier. 2003. Vol. 196. P. 177–208.

Caron M. Cretaceous planktonic foraminifera // Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, 1985. P. 17–86.

Gale A.S., Kennedy W.J., Burnett J.A. et al. The Late Albian to Early Cenomanian succession at Mount Risou near Rosans (Drôme, SE France): an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes) // Cretaceous Res. 1996. Vol. 17. P. 515–606.

Hasegawa T. Cenomanian–Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1997. Vol. 130. P. 251–273.

Hays J.D., Pitman W.C. Lithospheric plate motion, sea-level changes and climatic and ecological consequences // Nature. 1973. Vol. 246. P. 18–22.

Kennedy W.J., Gale A.S., Lees J.A., Caron M. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of

the Cenomanian Stage, Mont Risou, Hautes-Alpes, France // Episodes. 2004. Vol. 27, N 1. P. 21–32.

Kuroda J., Ogawa N.O., Tanimizu M. et al. Contemporaneous massive subaerial volcanism and Late Cretaceous oceanic anoxic event 2 // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. Vol. 256. P. 211–223.

Marcinowski R., Naidin D.P. An Upper Albian ammonite fauna from Crimea // Acta Geologica Polonica. 1976. Vol. 26, N 1. P. 83–118.

Nikishin A.M., Alekseev A.S., Baraboshkin E.Yu. et al. The Cretaceous history of the Bakhchisaray area, Southern Crimea (Ukraine) // Bull. de l'Insti. Royal des Scie. Naturelles de Belgique. Sci. Terre. 2008. Vol. 78. P. 75–85.

Robaszynski F., Caron M. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // Bull. Soc. Geol. France. 1995. Vol. 166, N 6. P. 681–692.

Robaszynski F., Caron M., Amédéo F. et al. Le Cénomanien de la région de Kalaat Senan (Tunisie Centrale): litho-biostratigraphie et interprétation séquentielle // Rév. de Paleobiologie. 1993. Vol. 12, N 2. P. 351–505.

Sinton C.W., Duncan R.A. Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxia at the Cenomanian–Turonian boundary // Econom. Geology. 1997. Vol. 56. P. 37–65.

Tur N.A. Planktonic foraminifera recovery from the Cenomanian–Turonian mass extinction event, northeastern Caucasus // Biotic Recovery from Mass Extinction Events / Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1996. N 102. P. 259–264.

Tur N.A., Smirnov J.P., Huber B.T. Late Albian–Coniacian planktonic foraminifera biostratigraphy of the northeastern Caucasus // Cretaceous Res. 2001. Vol. 22. P. 719–734.

Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F. Development of the Cretaceous radiolarians and planktonic foraminifers across the crises boundaries // Bull. de l'Inst. Royal des Scie. Naturelles de Belgique. Sci. Terre. 2008. Vol. 78. P. 87–115.

Поступила в редакцию
22.05.2014

УДК 553.96:550.4

Е.П. Шишов¹, А.Х. Богомолов²

МНОГОЭЛЕМЕНТНАЯ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ КОРФСКОГО И ЭЧВАЯМСКОГО БУРОУГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (КАМЧАТКА)

Приведены результаты исследования редких, рассеянных, цветных и благородных металлов в углях и углистых породах Корфского и Эчваямского бурогоугольных месторождений (Камчатский край). Установлено, что в бурых углях концентрация Sc, V, Cu, REE, металлов платиновой группы находится на уровне минимально-промышленного содержания в известных типах руд. Данные о содержании ряда металлов в углях Корфского и Эчваямского месторождений Камчатки публикуются впервые.

Ключевые слова: ископаемые угли, металлоносность углей, редкие металлы, редкоземельные элементы, редкометалльно-угольные месторождения, масс-спектрометрия, Камчатка.

The results of analysis of rare, scattered, nonferrous and noble metals content of brown coals and coaly rock (Korf and Echvayam deposits of Kamchatka). It has been determined that the concentrations of Sc, V, Cu, Pd, REE are at minimal commercial level if evaluate them with known ore types of metals. The data of the content of a number of metals in Echvayam and Korf brown coal deposits of Kamchatka are published for the first time.

Key words: coal, metal content in coal, rare metal, rare-earth elements, rare metal-coal deposits, mass-spectrometry, Kamchatka.

Введение. За последние 25 лет использование промышленных металлов, традиционно называемых редкими, стремительно возросло, в том числе существенно вырос и интерес к элементам редкоземельной группы (REE). Рынок редких металлов за рубежом стремительно развивается, потребление некоторых редких металлов (РМ) — стронция, циркония, редких земель — исчисляется сотнями тысяч тонн [Редкие металлы..., 2008]. В связи с этим важно выяснить природу их промышленных (и не только) концентраций в геологических образованиях. К крупнейшим концентраторам редких и других ценных металлов среди осадочных пород относятся ископаемые угли, которые в совокупности с металлами могут представлять ценное комплексное сырье. Геохимия металлов в углях сложна вследствие многостадийной и многофакторной истории их формирования, разнообразия составляющих их органических веществ и сложности процессов взаимодействия металлов с органическим веществом углей в различных природных средах. Известно, что органическое вещество (ОВ) способно концентрировать металлы путем прямых химических взаимодействий, а ОВ углей выступает в качестве геохимического барьера для мигрирующих в растворах РМ. Современные аналитические методы существенно расширяют возможность изучения механизмов и форм локализации металлов в угольных месторождениях. Слабоизученными в отношении металлоносности остаются угольные месторождения Камчатки.

В статье приводятся результаты проведенного авторами исследования особенностей распределения редких и других ценных металлов и их концентрации в углях Камчатки на примере месторождений Олюторского района — Корфского и Эчваямского.

Геологическая характеристика объектов и их изученность. Корфское бурогоугольное месторождение расположено на западном побережье залива Корфа, в 25 км на юго-запад от пос. Корф. Эчваямское бурогоугольное месторождение находится в нижнем течении р. Эчваям, на левом берегу, на 250 км северо-восточнее по прямой от пос. Корф.

Угленосность Корфского и Эчваямского месторождений связана с отложениями корфской (N₁kr) и медвежжинской (N₁md) свит соответственно, которые сложены туфогенными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами [Угольная база..., 1999].

Корфская свита разделена на верхнюю угленосную и нижнюю безугольную подсвиты. Угленосная подсвита несогласно перекрыта верхнечетвертичными глинисто- и песчано-галечниковыми отложениями мощностью до 32 м. В строении угленосной пачки принимает участие более 40 угольных пластов и пропластков, из них 14 мощностью более 0,7 м при общей мощности 62,2 м. Образования медвежжинской свиты залегают с угловым несогласием на отложениях пахачинской свиты и согласно перекрыты породами классической свиты. Медвежжинская свита включает 15 пластов бурого угля мощностью от 0,2 до 11,5 м.

¹ ФГУП «ВСЕГЕИ», отдел геологии горючих полезных ископаемых, науч. с., аспирант; e-mail: evgeny_shishov@vsegei.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих полезных ископаемых, канд. геол.-минерал. н., доцент; e-mail: nvprncl@geol.msu.ru

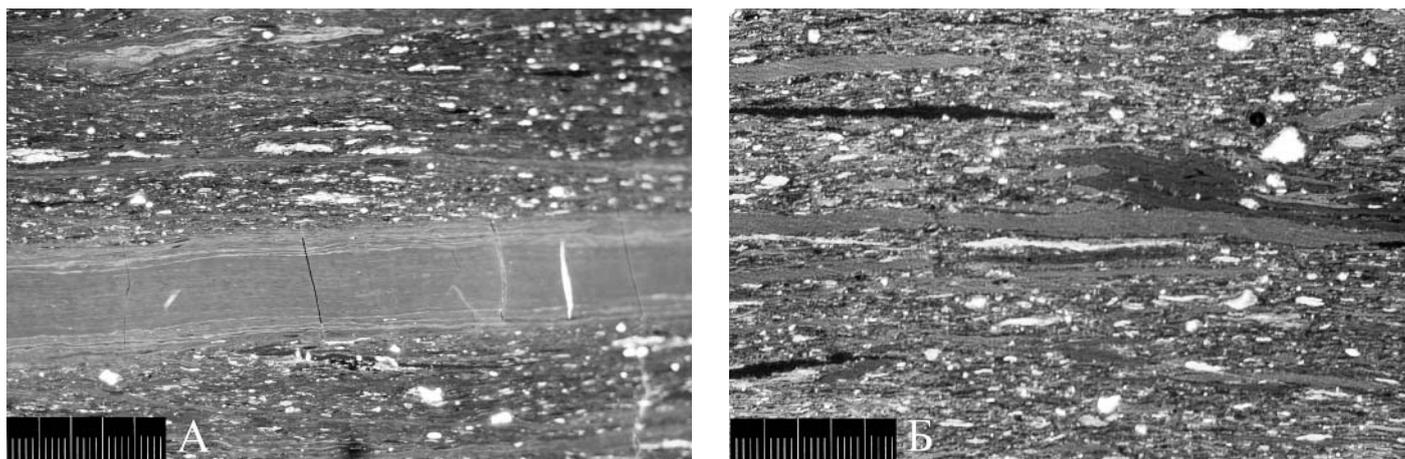


Рис. 1. Фото шлифов в проходящем свете (цена деления шкалы линейки 0,01 мм): А — уголь Корфского месторождения, Б — уголь Эчвоямского месторождения

Известно, что для формирования металлоносных углей необходимо одновременное сочетание нескольких факторов, таких, как наличие пород области сноса в непосредственной близости к участку металлоносных углей, малая мощность угольных пластов, низкая—средняя зольность углей, их преимущественно витринитовый состав, преобладание древесных тканей в исходной растительности. По вещественно-петрографическому составу угли месторождения относятся к классу гелитолитов (рис. 1, А) древесного и листового происхождения. Основные углеобразующие мацералы — крупные фрагменты главным образом слабоструктурных гелифицированных тканей (80–90%). Инертинит почти отсутствует, единично встречается склеротинит. Второстепенный мацерал — липтинит (10–20%). Из минеральных примесей отмечено глинистое вещество. Угли месторождения соответствуют технологической группе 3БВ, их можно использовать в качестве энергетического и технологического топлива [Угольная база..., 1999]. Плановая разработка бурого угля на месторождении ведется с 1929 г. С 1993 г. добычу угля на угольном разрезе осуществляет ОАО «Камчатлестопром» на основании лицензии. Балансовые запасы категорий А+В+С₁ составляют 10,645 млн т (в том числе для открытых работ 4,841 млн т).

По вещественно-петрографическому составу угли Эчвоямского месторождения отнесены к гелитам (рис. 1, Б). Основные углеобразующие мацералы (%) — витринит (92–100), семивитринит (1–3), инертинит (1–4), липтинит (1–4). По основным классификационным признакам угли отнесены к технологической группе 2Б. Запасы углей по категории С₂ на площади 0,8 км² (участок «Лосиный») оценены в 1,736 млн т. На месторождении существуют благоприятные горнотехнические условия для открытой разработки.

Изучение редких элементов проводилось на Корфском месторождении до начала 1960-х гг. Содержание Ge, Sc и других элементов определяли спектрометрическим методом в золе углей. Проведенная А.И. Байковым в 1962 г. обработка данных по метал-

лоносности свидетельствует о большой перспективе обнаружения высоких значений концентрации Ge и Sc в сравнительно маломощных пластах бурого угля. На Корфском месторождении концентрация Ge в отдельных пробах составила до 70–500 г/т, а Sc 30–60 г/т.

Распределение Ga и Sc характеризуется как равномерное. Содержание Ga изменяется от 2 до 70 г/т (преобладающее содержание 5–40 г/т). Концентрация Sc изменяется от 7 до 50 г/т (как правило, 10–30 г/т).

На Эчвоямском месторождении бурых углей в 1994–1997 гг. под руководством И.В. Матюшкина проводились поисковые и поисково-оценочные работы на участке «Лосиный». Вместе с изучением качества угля методом полуколичественного спектрального анализа исследованы сопутствующие компоненты в углях и породных прослоях. Средние значения содержания Zn, Pb, Sn, Cu, Ti, Mn, Ga, Ni, Cr, Mo, V, Ag, Co, Sr установлены на уровне кларкового в осадочных породах, причем в углях преобладает среднее содержание. Обогащенные участки не выявлены. В пробе, которая отобрана из глин с дресвой угля, подстилающих пласт «Нижний», отмечено единичное содержание иттрия (10 г/т) и индия (20 г/т) золы. В пробе из углей пласта «Параллельный» установлено содержание Zr (100 г/т золы) и Ba (600 г/т золы), а в пробе, отобранной из угля одного из непромышленных пластов в низах угленосной толщи, определены Zr и Ba (100 и 1000 г/т золы соответственно). В пробах по рабочим пластам угля содержание Ge составило 28 г/т золы.

Отмечена повышенная концентрация в углевымещающих породах Ba (50–100 г/т) и Co (0,7–4 г/т), что превышает кларковые значения в 50–100 раз. В 4 пробах встречен Cd (до 1 г/т).

Методика исследований. В 2013 г. сотрудники ВСЕГЕИ опробовали Корфское и Эчвоямское месторождения. На площади Корфского месторождения опробовано 8 обнажений, в том числе 3 в бортах Корфского угольного карьера. Кроме того, отобраны образцы из углепроявления в бухте Скрытой вблизи

пос. Тилички. Эчваямское месторождение опробовано по пласту «Верхний» на участке «Лосиный». Из проб изготовлены шлифы и аншлифы углей, которые петрографически изучены.

Всего в центральной лаборатории ВСЕГЕИ проанализировано 75 бороздовых и штучных проб углей, углистых и вмещающих пород методом ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой) на 38 элементов. Для элементов, значительная часть которых теряется при озолении (Ge, Sb, W, Ag и др.), анализ проводился по растворенному в кислотах углю; REE и другие металлы анализировались по пробе, сплавленной из золы.

На основе результатов аналитических исследований выполнена оценка уровня концентрации металлов вплоть до минимально-промышленных значений в известных типах руд [Инструкция..., 1987; Государственный баланс..., 2009а, б], оценены прогнозные ресурсы отдельных металлов, определена потенциальная ценность заключенной в углях нетрадиционной базы редких и благородных металлов.

Результаты исследований и их обсуждение. Авторами выявлены основные закономерности и особенности металлоносности углей изученных месторождений. В целом для олюторских углей отмечено преобладание металлов с промышленными значениями концентрации элементов-литофилов (Li, Sc, V, Zr и REE). На Корфском месторождении преобладают редкоземельные элементы цериевой группы ($REE_{Ce}/REE_Y = 2,7$), на Эчваямском незначительно преобладают элементы иттриевой ($REE_{Ce}/REE_Y = 0,8$). В табл. 1 и 2 приведены значения среднего содержания металлов в углях.

Таблица 1

Среднее содержание металлов в золе углей и углистых пород месторождений Камчатки, г/т

Месторождение/ число проб	Концентрация металлов в золе*, г/т								
	A ^d , %	Be	V	Cr	Zn	Ga	Rb	Sr	Y
Корфское/41	30	2,5 (36)	270,6 (224)	56,9 (7000)	н/д (500)	14,7 (50)	18,1 (71)	333,9 (675)	56,4 (75)
	Zr	Nb	Mo	Cs	Ta	W	ΣREE	U	Hf
	174,3 (670)	5,9 (70)	11,8 (100)	1,2 (2,5)	0,3 (5)	2,6 (35)	369,6 (340)	н/д (330)	4,2 (23)
Эчваямское/25	A ^d , %	Be	V	Cr	Zn	Ga	Rb	Sr	Y
	30	3,7 (36)	416,8 (224)	94,8 (7000)	95,8 (500)	28,6 (50)	11,8 (71)	459,3 (675)	99,0 (75)
	Zr	Nb	Mo	Cs	Ta	W	ΣREE	U	Hf
	377,0 (670)	7,0 (70)	2,1 (100)	0,7 (2,5)	0,7 (5)	1,3 (35)	309,8 (340)	2,2 (330)	7,8 (23)

* В скобках — принятые значения минимально-промышленного содержания.

Таблица 2

Среднее содержание металлов в углях месторождений Камчатки, г/т

Месторождение/число проб	Концентрация металлов в угле*, г/т						
	Li	Sc	Ni	Co	Cu	Ge	Sb
Корфское/41	7,3 (175)	7,4 (10)	9,7 (500)	5,3 (100)	22,7 (20)	0,7 (50)	0,3 (6)
	Pd	Pt	Au	Ag	Cd	Re	Hg
	0,04 (0,005)	0,004 (0,005)	0,01 (0,02)	0,2 (1)	0,1 (1)	0,007 (0,1)	0,07 (0,56)
Эчваямское/25	Li	Sc	Ni	Co	Cu	Ge	Sb
	75,1 (175)	27,0 (10)	20,2 (500)	11,9 (100)	93,0 (20)	9,0 (50)	0,3 (6)
	Pd	Pt	Au	Ag	Cd	Re	Hg
	0,01 (0,005)	— (0,005)	0,004 (0,02)	0,1 (1)	0,2 (1)	0,006 (0,1)	н/д (0,56)

* В скобках — принятые значения минимально-промышленного содержания.

Литий. Максимальное содержание (120 г/т) установлено в угле Эчваямского месторождения. Среднее значение концентрации Li в углях Корфского месторождения (41 проба) 7,3 г/т, Эчваямского (25 проб) — 75,1 г/т.

Скандий. Максимальная концентрация (30,8 г/т) выявлена в угле Эчваямского месторождения. Для Эчваямского месторождения содержание скандия составляет (25 проб) в среднем 27,0 г/т, что почти в 3 раза превышает минимально-промышленную концентрацию этого элемента.

Бериллий. Максимальная концентрация (11,9 г/т) отмечена в золе угля Корфского месторождения. Среднее содержание бериллия на этом месторождении составляет 2,5 г/т, на Эчваямском — 3,7 г/т.

Ванадий. Максимальная концентрация установлена в золе углей Корфского месторождения (3010 г/т). Содержание ванадия в эчваямских углях в среднем превышает минимально-промышленную концентрацию почти в 2 раза, это свидетельствует о том, что эти угли — возможное сырье для попутного получения этого элемента.

Хром. Максимальное содержание, установленное в золе углей Корфского месторождения, 649 г/т, Эчваямского — 262 г/т.

Никель. Максимальная концентрация достигает 43 г/т в углях Корфского месторождения.

Кобальт. Максимальная концентрация отмечена в углях Корфского месторождения и составляет 21,5 г/т.

Медь. Максимальная концентрация отмечена в углях Эчваямского месторождения, она составляет 140 г/т. Среднее содержание меди в углях Корфского и Эчваямского месторождений (табл. 2) находится на уровне минимальной промышленной концентрации, принятой для меди (10–20 г/т в угле).

Цинк. Максимальная концентрация выявлена в высокозольных углях Эчваямского месторождения и составляет 124 г/т.

Свинец. Максимальная концентрация этого металла установлена в корфских углях (18,2 г/т), средние значения составляют 5,1 г/т для Корфского и 9,1 г/т для Эчваямского месторождений.

Кадмий. Максимальное значение в эчваямских углях (0,3 г/т), среднее для этого месторождения — 0,2 г/т. Для Корфского месторождения среднее значение Cd составляет 0,1 г/т.

Галлий. Максимальное значение выявлено в пробе угля из Корфского месторождения (47,6 г/т). Отметим, что содержание галлия в промышленных типах нефелиновых и апатит-нефелиновых руд составляет 19,08–24,45 г/т, а в бокситах — 50 г/т.

Германий в углях Корфского месторождения определяли непосредственно в угле, в отличие от эчваямских углей, где германий определяли в золе. Максимальное значение в золе углей Эчваямского месторождения составляет 105 г/т. Обедненность германием изученных нами углей объясняется так называемым эффектом краевого обогащения, так как в зонах, прилегающих непосредственно к области сноса, пробоотбор не проводился.

Рубидий. Концентрация, составляющая 84,3 г/т, определена в золе угля Корфского месторождения, это максимальное значение.

Стронций. Для этого элемента отмечена повышенная концентрация в золе углей Корфского месторождения; максимальное значение 2550 г/т. Среднее значение концентрации Sr для Корфского месторождения — 333,9 г/т, для Эчваямского — 459,3 г/т.

Иттрий выявлен в золе углей изученных месторождений в минимально промышленной концентра-

ции как по максимальным, так и по средним значениям. Наибольшее содержание этого элемента в золе установлено в пробе угля из Корфского месторождения (553 г/т).

Цирконий. Максимальная концентрация определена в золе корфских углей — 1570 г/т (рис. 2).

Ниобий. Максимальное содержание установлено в золе бурого угля Корфского месторождения (65,8 г/т).

Молибден. Наибольшая концентрация выявлена в золе бурых углей Корфского месторождения (219 г/т). Среднее значение содержания молибдена в золе составляет 11,8 и 2,1 г/т для Корфского и Эчваямского месторождений соответственно.

Сурьма. Концентрация этого элемента не превышает 2 г/т, среднее содержание сурьмы в углях изученных месторождений Камчатки составляет 0,3 г/т.

Цезий. Максимальная концентрация установлена на Корфском месторождении (6,6 г/т).

Тантал. Максимальное содержание установлено в золе бурого угля Эчваямского месторождения (1,4 г/т). Среднее содержание в золе углей изученных месторождений лежит в интервале 0,3–0,7 г/т.

Уран и торий. Содержание этих элементов в золе углей Эчваямского месторождения соответствует фоновым — 2,2 и 3,3 г/т для урана и тория соответственно.

Редкоземельные элементы. Впервые в углях Олюторского района Камчатки изучено содержание полного комплекса лантаноидов. REE (в сумме с Y) часто содержатся в золе углей месторождений Камчатки в повышенной концентрации. Максимальная концентрация (1848 г/т) установлена в золе углей Корфского месторождения, среднее содержание REE в золе углей Корфского и Эчваямского месторождений составляет 370 и 310 г/т соответственно, что находится на уровне промышленно значимых концентраций и

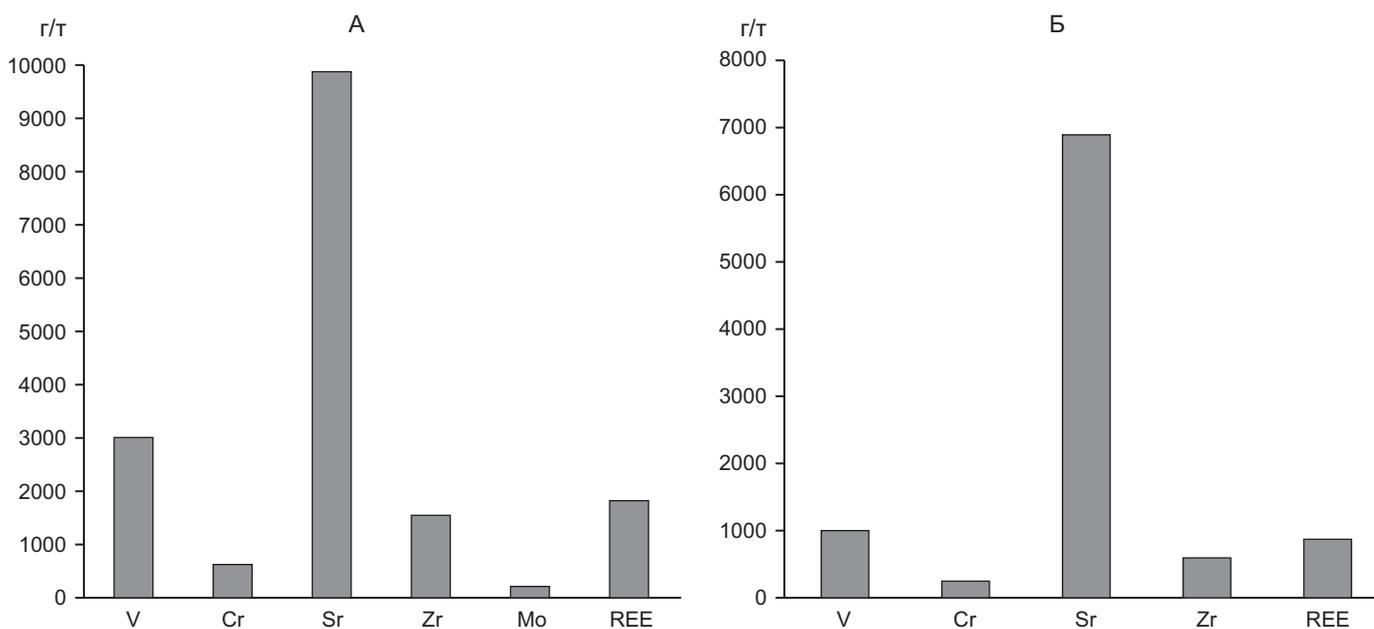


Рис. 2. Максимальное содержание металлов в золе углей Корфского (А) и Эчваямского (Б) месторождений в г/т

позволяет положительно оценивать камчатские угли как сырье для попутного получения REE.

Гафний. Максимальная концентрация (19,5 г/т) выявлена в золе углей Корфского месторождения, среднее 4,2 и 7,8 г/т для Корфского и Эчваямского месторождений соответственно.

Ртуть — максимальная концентрация в углях Корфского месторождения составляет 0,31 г/т, среднее 0,07 г/т.

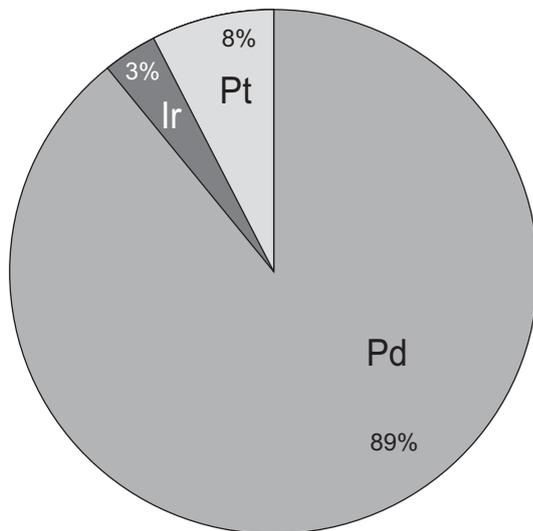


Рис. 3. Соотношение содержания металлов платиновой группы в углях Корфского месторождения

Металлы платиновой группы. Максимальная концентрация Pd — 0,2 г/т, а МПГ в сумме по максимальным значениям — 0,3 г/т (для корфских углей); среднее же значение МПГ (Pd, Pt, Ir) в углях Корфского месторождения составляет 0,05 г/т, причем почти 90% приходится на палладий (рис. 3).

Золото. Наибольшая концентрация зафиксирована в углях Эчваямского месторождения (0,015 г/т), средние значения в углях изученных месторождений Камчатки составляют 0,001–0,01 г/т.

Серебро. Его содержание в пробах часто достигает повышенной концентрации, максимальная установлена в углях Корфского месторождения (3,4 г/т); среднее — 0,2 г/т для Корфского и 0,1 г/т для Эчваямского месторождений.

Значения концентрации Li, Sc, V, Ge, Zr, Y превышают кларковые в золе бурых углей в 2 раза и более (рис. 4).

Предварительная оценка прогнозных ресурсов ценных металлов в углях Корфского месторождения (табл. 3) показывает значительное количество ценных металлов, что увеличивает инвестиционную привлекательность изученных угольных объектов.

Повышенная, а в ряде случаев минимальная промышленная в известных типах руд концентрация ряда металлов предполагает возможность комплексного использования углей и содержащихся в них ценных элементов. В связи с этим рассчитана потенциальная стоимость запасов углей и ресурсов попутных метал-

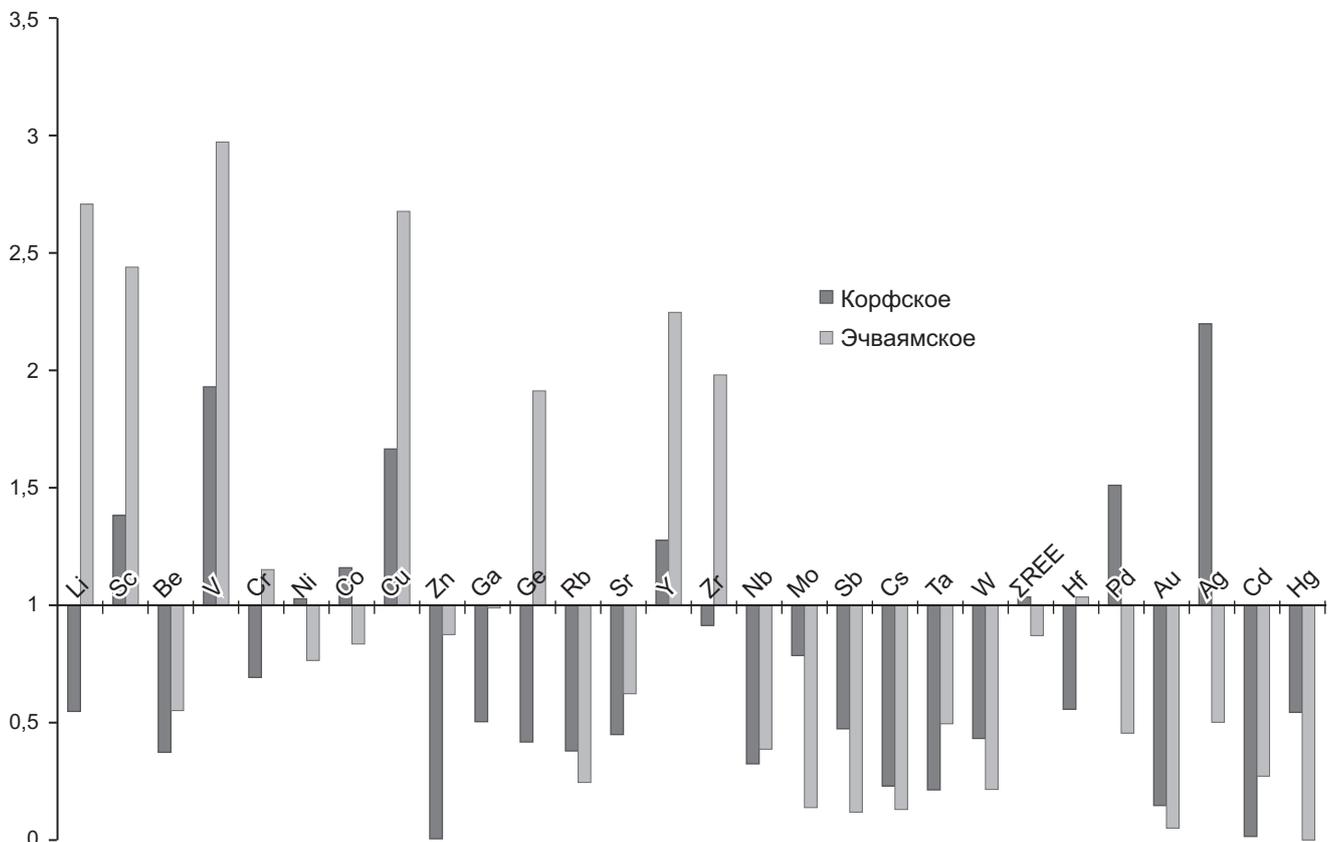


Рис. 4. Кларковые концентрации элементов в золе углей Корфского и Эчваямского месторождений, по [Ketris, Yudovich, 2009]

Таблица 3

Прогнозные ресурсы металлов в углях Корфского месторождения

Корфское	Прогнозные ресурсы, тыс. т							
	Sc	V	Ga	Sr	Zr	Mo	REE	МПГ, т
P ₂	0,1	1,70	0,1	1,6	1,0	0,1	1,7	0,5
P ₃	3,6	72,2	3,6	69,4	42,6	5,3	72,8	21,6
P ₂ +P ₃	3,7	73,9	3,7	71,1	43,6	5,4	74,5	22,1

лов Корфского месторождения, которая составит 14,9 млрд руб. [Неженский и др., 2014]. Основная доля (%) в общей стоимости месторождения приходится на уголь (58), REE (21,2), скандий (4,6), ванадий (4,7), галлий (3,2), германий (3), МПГ (2,7), цирконий (1,4), а также молибден, серебро, стронций (доли процента). При этом отмечена возможность рентабельной отработки месторождений [Неженский и др., 2013, 2014].

Заключение. На основании изложенного можно заключить следующее: выявлен ряд металлов, концентрация которых в месторождениях бурого угля Олюторского района Камчатки находится на уровне минимально-промышленных в известных типах руд или даже превышает их. Выявлен схожий спектр ме-

таллов для Корфского и Эчвямского месторождений — концентрация Sc, V, Cu находится на уровне минимальной промышленной. В углях Корфского месторождения средние значения содержания REE, Ag и Pd также находятся на уровне минимальных промышленных, в том числе для попутных компонентов. Концентрация таких металлов, как Li, V, Cu, Ge, Y, Zr, на Эчвямском месторождении превышает кларковую в золе бурых углей в 2 раза и более.

Скандий — элемент, почти не имеющий собственных промышленных месторождений и извлекаемый обычно попутно при разработке руд других металлов, — представляет особый интерес, как и редкоземельные элементы, спрос на которые в последние годы существенно возрос и будет увеличиваться.

Повышенные и минимальные промышленные значения содержания редких и редкоземельных элементов, сравнимые с таковыми для рудных месторождений, значительный объем прогнозных ресурсов и потенциальная ценность ряда металлов, возможность рентабельного освоения месторождений (по результатам предварительной геолого-экономической оценки) и промышленного извлечения металлов из бурых углей, на что существуют патенты, свидетельствуют о наличии новой значительной для извлечения базы редких металлов, содержащихся в изученных бурогольных месторождениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2009 г. Вып. 26. Редкоземельные металлы. М., 2009а.

Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2009 г. Вып. 28. Рассеянные элементы. М., 2009б.

Инструкция по изучению и оценке попутных твердых полезных ископаемых и компонентов при разведке месторождений угля и горючих сланцев. М.: Наука, 1987. 136 с.

Неженский И.А., Вялов В.И., Мирхалевская Н.В., Чернышев А.А. Геолого-экономическая оценка редкометалло-угольных месторождений — перспективного геолого-промышленного типа // Регион. геология и металлогения. 2013. № 54. С. 99–108.

Неженский И.А., Вялов В.И., Мирхалевская Н.В., Шишов Е.П. Экономические показатели возможных вариантов разработки редкометалло-угольных месторождений нераспределенного фонда недр Дальнего Востока // Регион. геология и металлогения. 2014. № 57. С. 95–101.

Редкие металлы на мировом рынке. Кн. 1. Металлы, имеющие собственные месторождения: бериллий, германий, литий, ниобий, редкоземельные металлы, стронций, тантал, цезий, цирконий. М.: ИМГРЭ, 2008. 197 с.

Угольная база России. Т. V, кн. 2. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. С. 555–587.

Ketris M.P., Yudovich Y.E. Estimations of Clarkes for Carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals // Int. J. Coal Geol. 2009. Vol. 78. P. 135–148.

Поступила в редакцию
25.05.2014

УДК 56.016.3:551.735(470.55)

Ю.А. Гатовский¹, М.А. Жокина²

ОНТОГЕНЕЗ НЕКОТОРЫХ ПОЗДНЕВИЗЕЙСКИХ КОНОДОНТОВ РАЗРЕЗА ВЕРХНЯЯ КАРДАЙЛОВКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Приводятся результаты исследования онтогенеза конодонтов из поздневизейских отложений разреза Верхняя Кардайлловка (Южный Урал). Детально описаны онтогенетические изменения трех видов родов *Gnathodus*, *Pseudognathodus* и *Lochriea*, которые широко представлены в разрезе. По результатам исследований удалось выявить признаки, характерные исключительно для изученных видов. Онтогенетический анализ помог установить моменты заложения видовых и родовых признаков. Подобная информация служит основой для построения филогенетических взаимосвязей конодонтов внутри одного рода.

Ключевые слова: конодонты, онтогенетические изменения, верхневизейский подъярус, разрез Верхняя Кардайлловка, Южный Урал.

The results of the study of ontogenetic changes of the Late Visean conodonts from the section Verkhnyaya Kardailovka (South Urals) are represented in this article. The detail ontogenetic changes in three species of the genera *Gnathodus*, *Pseudognathodus* and *Lochriea*, which are widely represented in the section, are described. According to the research was able to identify features unique to the studied species. Ontogenetic analysis helped establish moments of laying specific and generic features. This information is the basis for reconstructing phylogenetic relationships of conodonts in the same genus.

Key words: conodonts, ontogenetic changes, Upper Visean, section Verkhnyaya Kardailovka, South Ural.

Введение. Разрез Верхняя Кардайлловка расположен на правом берегу р. Урал в Баймакском районе Республики Башкортостан. В нем обнажаются каменноугольные отложения восточного склона Южного Урала. В настоящее время этот разрез претендует на роль GSSP-границы между отложениями визейского и серпуховского ярусов [Пазухин и др., 2009, 2010; Николаева и др., 2014]. В связи с этим было необходимо детальнее изучить основные группы фауны, в том числе конодонты. Конодонты — вымершая группа морских животных, широко распространенных на протяжении всего палеозоя и триаса. В работе [Бондаренко, Михайлова, 2011] указано, что от конодонтов в ископаемом состоянии сохраняются многочисленные разрозненные зубовидные образования микроскопического размера, реже в виде их совокупностей. Зубовидные элементы разделяются на простые и сложные и образуют разные типы конодонтовых аппаратов [Барсков, 1985]. Среди сложных элементов самые важные — платформенные Pa-элементы, которые наиболее быстро эволюционировали, изменяя свою морфологию.

Для более точного таксономического определения вида конодонта необходимо исследовать его морфологические признаки на разных стадиях онтогенеза. Статья посвящена онтогенетическому изучению наиболее стратиграфически важных видов поздневизейских конодонтов из разреза Верхняя Кардайлловка.

Материалы и методы исследований. Материал происходит из верхневизейских отложений разреза Верхняя Кардайлловка. Образцы отобраны группой стратиграфов во главе с председателем Международной подкомиссии Б. Ричардсом в 2010–2012 гг. Обработку образцов проводили на кафедре палеонтологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. В результате получена большая коллекция конодонтов, насчитывающая более 2000 экземпляров, 956 из которых платформенные. Коллекция конодонтов зарегистрирована за номером ZhM и хранится на кафедре палеонтологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Все экземпляры конодонтов в коллекции пронумерованы и имеют сквозную запись. Для онтогенетических исследований отобраны экземпляры, представленные наибольшим количеством из образцов VK1/16,50–16,60; VK1/17,10–17,25; VK1/17,95–18,20 и VK1/18,45–18,60. Затем конодонтовый материал сфотографирован на электронном микроскопе «TesScan» в Палеонтологическом институте имени А.А. Борисяка РАН. Для морфологического описания конодонтов использована новая биологическая терминология, предложенная в работе [Purnell et al., 2000]. Эта терминология позволяет описывать конодонтовые элементы с точки зрения их положения в аппарате относительно главных осей тела конодонта. Согласно этой терминологии, передний и задний концы элемента следует называть вентраль-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра палеонтологии, ст. науч. с.; e-mail: gatovsky@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра палеонтологии, магистрант; e-mail: paleomasha@mail.ru

ным и дорсальным соответственно, а внешнюю и внутреннюю стороны — ростральной и каудальной соответственно. Такое описание позволяет наглядно представить положение элемента относительно спинной и брюшной стороны, а также переднего и заднего концов конодонта. При онтогенетических построениях учитывался метод, предложенный ранее в работе Л.И. Кононовой и С.Е. Ким для икриодид [Кононова, Ким, 2001]. Метод также был применен для онтогенеза пальматолепид [Кононова и др., 2005] и полигнарид [Кирилишина, Кононова, 2010]. Для оценки возрастной стадии измеряли только длину платформы конодонтового элемента.

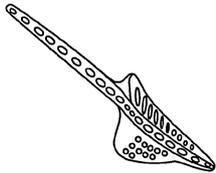
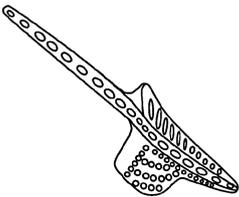
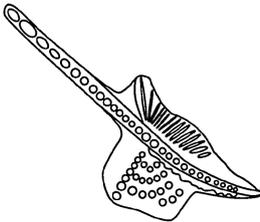
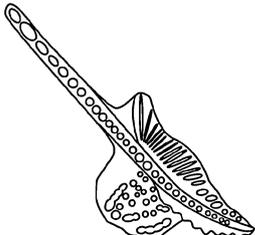
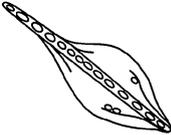
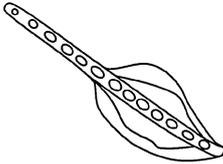
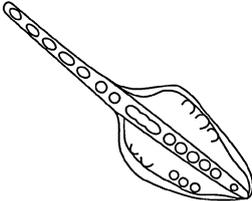
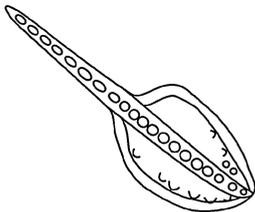
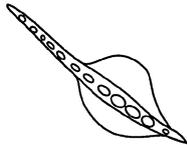
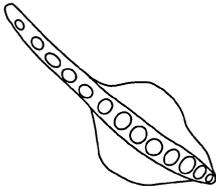
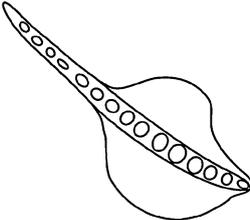
Исследования онтогенетических изменений конодонтов. Онтогенез — это индивидуальное развитие организма. Изучение онтогенеза конодонтов позволяет лучше оценивать таксономическую важность разных морфологических признаков. Выявление характерных для вида признаков необходимо для понимания объема вида и установления его сходства и различия с близкими видами на разных стадиях онтогенеза.

В верхневизейской части разреза Верхняя Кардаилловка наиболее распространены роды конодонтов *Gnathodus* Pander, 1856; *Lochriea* Scott, 1942 и *Pseudognathodus* Park, 1983. Виды, относимые к этим родам,

важны для стратиграфии этого интервала разреза. Исследуемый коллекционный материал не позволяет проследить онтогенез для всех видов конодонтов. Поэтому было выбрано по одному виду от каждого рода. Два из них — *Lochriea commutata* Scott (262 экз.) и *Pseudognathodus homopunctatus* (Ziegler) (203 экз.) — оказались самыми массовыми и имели наибольшее распространение в разрезе. Вид *Gnathodus bilineatus* (Roundy) представлен тремя подвидами, из которых наиболее интересен *Gnathodus bilineatus* subsp. A (= *Gnathodus bilineatus uralensis*, в печати) (8 экз.). Последний характеризуется меньшим числом экземпляров, но каждый из них относится к отдельной стадии онтогенеза и имеет хорошую сохранность.

Для описания онтогенетических изменений элементов конодонтов выделены 4 стадии развития — ювенильная, молодая, зрелая и старческая. К ювенильной стадии отнесены все экземпляры, длина которых не превышает 0,5 мм. В молодую стадию включены элементы размером от 0,5 до 0,7 мм; в зрелую — конодонты с размерами 0,7–0,9 мм; старческие формы имеют длину >0,9 мм (рисунок).

Ра-элементы рода *Gnathodus* имеют платформу с орнаментированной верхней поверхностью, могут присутствовать бугорки, ряды бугорков, ребра. Объ-

Стадия, размер, мм Вид	Ювенильная	Молодая	Зрелая	Старческая
	< 0,5	0,5-0,7	0,7-0,9	> 0,9
<i>Gnathodus bilineatus uralensis</i>				
<i>Pseudognathodus homopunctatus</i>				
<i>Lochriea commutata</i>				

Онтогенетические стадии верхневизейских видов конодонтов

зательно наличие одного или двух парапетов, параллельных осевому гребню. Осевой гребень зубчатый, плавно переходит в свободный лист. Свободный лист также зубчатый, прямой, его длина равна или немного превышает длину платформы. Базальная полость широкая, глубокая.

Подвид *Gnathodus bilineatus* subsp. A (= *Gnathodus bilineatus uralensis*) на ранних стадиях онтогенеза имеет треугольную платформу. Каудальная сторона имеет вид высокого парапета, орнаментированного поперечными ребрами. Парапет протягивается до конца осевого гребня. Ростральная сторона расширена, образует лопасть треугольного очертания, несет орнаментацию в виде 2 или 3 концентрических рядов бугорков. Осевой гребень высокий, состоит из небольшого числа крупных зубчиков, выходит за пределы лопасти. Свободный лист сливается с осевым гребнем и также состоит из крупных зубчиков, равен длине платформы.

У молодых форм платформа приобретает более прямоугольное очертание. Каудальный парапет становится более высоким, поперечные ребра выражены лучше, ростральная лопасть принимает квадратную форму. Бугорки на лопасти формируют 3 концентрических ряда. Появляются ряды бугорков, которые расположены перпендикулярно и параллельно осевому гребню. Первый небольшой ряд состоит из нескольких бугорков, второй сливается с перпендикулярным рядом бугорков в начале и протягивается почти до конца осевого гребня. Осевой гребень высокий, состоит из множества мелких зубчиков. Число зубчиков свободного листа также увеличивается. Длина свободного листа немного меньше длины платформы.

Зрелые формы имеют широкую платформу квадратного очертания. Парапет на каудальной стороне платформы сначала высокий, превышает высоту осевого гребня, но постепенно снижается в направлении дорсального конца платформы. Поперечные ребра, хорошо выраженные на приподнятой части парапета, к дорсальному концу платформы распадаются на отдельные бугорки. Ростральная лопасть сильно расширена, имеет квадратную форму. Бугорки формируют 3–4 концентрических ряда. Длина перпендикулярного и параллельного осевому гребню рядов бугорков увеличивается. Осевой гребень выходит за край платформы и состоит из множества мелких зубчиков. Свободный лист на вентральном конце элемента имеет крупные зубчики, которые уменьшаются по направлению к осевому гребню. Длина его листа меньше длины платформы.

Старческие формы имеют широкую платформу. Парапет становится более низким и широким. Поперечные ребра менее четкие, к дорсальному концу платформы переходят в отдельные бугорки. Ростральная лопасть становится более округлой. Бугорки на лопасти расположены беспорядочно. Перпендикулярный ряд бугорков выражен слабее и совсем пропадает ближе к осевому гребню. Бугорки ряда, параллельного

осевому гребню, становятся крупнее и формируют небольшой парапет. Осевой гребень сильно выдается за дорсальный край платформы, с двух сторон ограничен парапетами. Зубчики осевого гребня мелкие, в центре платформы могут сливаться в основании. Свободный лист короткий, зубчики на нем мелкие, выражены слабо.

Таким образом, по мере развития особи у элемента изменяется форма платформы от треугольной до квадратной. Парапет с каудальной стороны платформы постепенно возвышается и расширяется. Поперечные ребра на парапете четко выражены на ранних стадиях, а затем постепенно начинают терять форму и распадаются на отдельные бугорки. Ростральная лопасть сильно расширяется. Бугорки на ростральной лопасти по мере развития формируют все больше концентрических рядов, которые распадаются на крупные бугорки у старческих форм. На стадии молодой особи появляется перпендикулярный осевому гребню ряд бугорков, который остается выраженным на всех последующих этапах развития. Этот ряд — отличительный признак описываемого подвида. Изменения осевого гребня проявляются в увеличении числа зубчиков и уменьшении их размеров. Свободный лист по отношению к платформе становится короче. Базальная полость по мере роста конодонта изменяется только в относительных размерах.

Pa-элементы рода Pseudognathodus имеют овальную платформу. Верхняя поверхность платформы гладкая или орнаментирована бугорками, расположенными с двух сторон от осевого гребня по краю платформы. Осевой гребень зубчатый, прямой или изогнутый. Свободный лист не превышает длины платформы. Базальная полость глубокая, широкая.

Ювенильные формы *Pseudognathodus homopunctatus* имеют узкую симметричную платформу. С двух сторон от осевого гребня на верхней поверхности платформа несет один или два бугорка. Платформа по краям немного приподнята. Осевой гребень прямой, состоит из небольшого числа зубчиков. Свободный лист короткий, составляет примерно 1/2 платформы. Зубчики на свободном листе крупнее, чем на осевом гребне.

Молодые формы имеют овальную, немного асимметричную платформу. Бугорки на верхней поверхности платформы становятся крупнее. Дорсальный край приподнимается с обеих сторон от осевого гребня на всем протяжении платформы. Осевой гребень прямой, зубчики становятся крупнее. Свободный лист составляет 2/3 платформы.

У зрелых форм платформа овальная, асимметричная, несколько сужается к дорсальному концу. Крупные бугорки расположены на верхней поверхности платформы, в основном они протягиваются по ее краю, но некоторые более мелкие бугорки могут приближаться к осевому гребню. Осевой гребень немного изогнут, состоит из крупных зубчиков, которые иногда могут сливаться в основании. Свободный

лист прямой, примерно равен длине платформы. Он состоит из крупных зубчиков, которые немного уменьшаются по направлению к вентральному и дорсальному концам элемента.

Старческие формы также имеют овальную, суженную к дорсальному концу платформу. Края платформы приподнятые, неровные, бугристые. Осевой гребень изогнут, состоит из крупных отдельных зубчиков. Свободный лист равен длине платформы.

В процессе онтогенетического развития у этого вида расширяется платформа. Она сохраняет в общем овальные очертания, но становится шире к вентральному концу и сужается к дорсальному. Платформа постепенно приподнимается, причем сначала на концах, а затем по всему периметру. Число бугорков растет, в основном они приурочены к краям платформы. Осевой гребень немного изгибается, особенно это заметно у старческих форм. Свободный лист постепенно увеличивается пропорционально длине платформы. На ювенильной стадии лист составляет половину длины платформы, а на зрелой — уже всю длину платформы. Базальная полость увеличивается пропорционально росту элемента и на всех стадиях остается глубокой и широкой.

Ра-элемент рода *Lochriea* имеет овальную асимметричную платформу. Верхняя поверхность платформы может быть гладкой или орнаментированной бугорками, узлами бугорков или ребрами. Осевой гребень зубчатый, прямой, может выходить за край платформы. Свободный лист примерно равен длине платформы. Базальная полость глубокая и широкая.

Вид *Lochriea commutata* на ювенильных стадиях развития имеет узкую и овальную асимметричную платформу. Верхняя поверхность платформы гладкая. Осевой гребень немного выступает за дорсальный край платформы, состоит из нескольких крупных зубчиков. Свободный лист примерно равен длине платформы и несет небольшие зубчики, которые выражены менее отчетливо, чем на осевом гребне.

Молодые формы имеют более широкую овальную платформу. Асимметрия платформы выражена отчетливее. Ростральная сторона имеет округлую форму. Каудальная сторона сужается к дорсальному краю элемента. Осевой гребень уже не выходит за дорсальный край платформы, состоит из крупных и хорошо выраженных зубчиков. Свободный лист равен длине платформы, размер зубчиков меньше, чем на осевом гребне.

Зрелые формы имеют широкую асимметричную платформу, у которой ростральная сторона широкая и округлая, а каудальная имеет S-образные очертания и сильно сужается к дорсальному концу. Осевой гребень не выходит за дорсальный край платформы. Зубчики осевого гребня крупные, иногда они могут расширяться, превращаясь в бугорки. Свободный лист не превышает длину платформы, несет нечетко выраженные мелкие зубчики.

Старческие формы в коллекции не найдены.

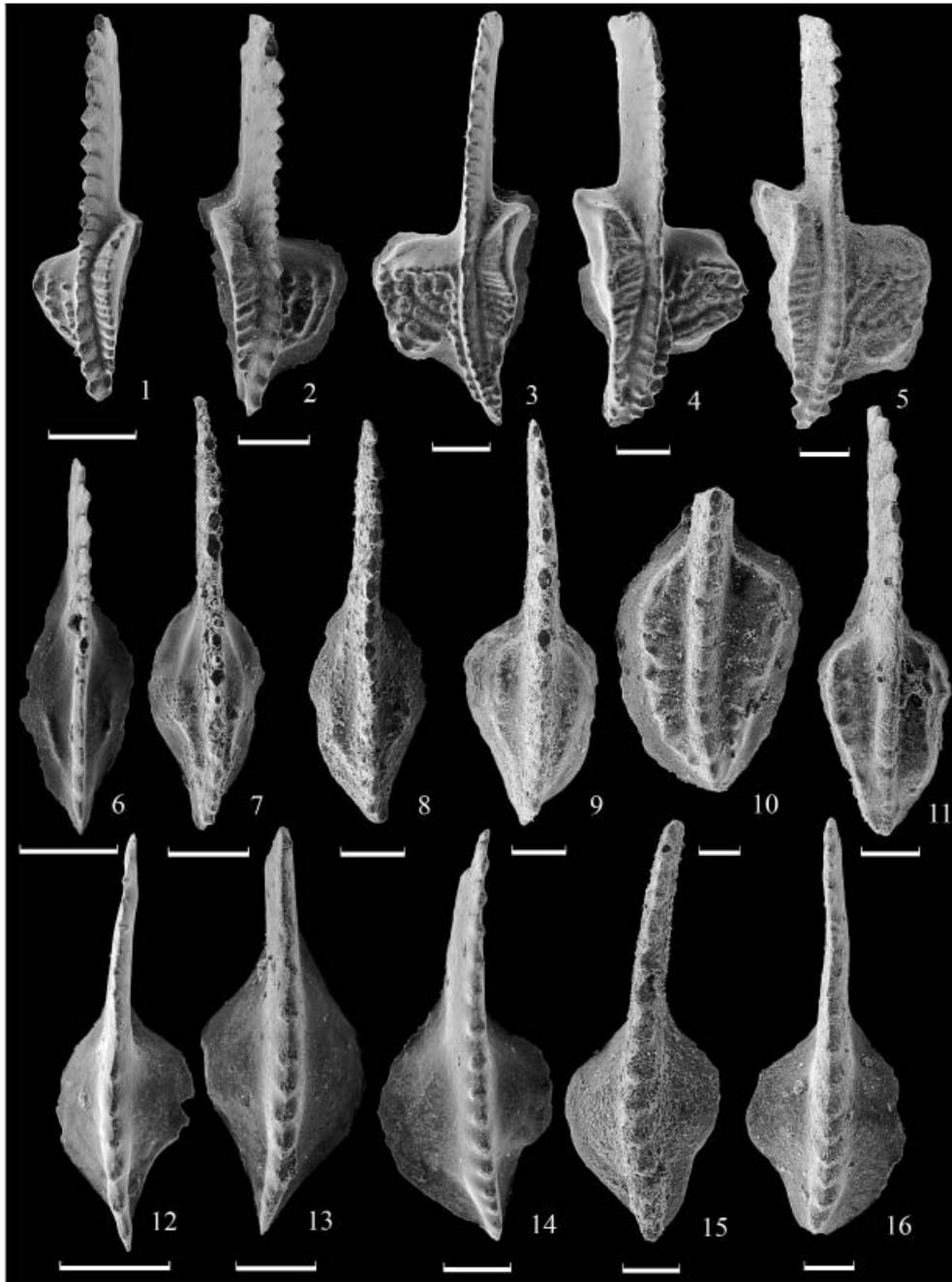
У этого вида онтогенетические изменения происходят по пути расширения платформы и увеличения ее асимметрии. Верхняя поверхность платформы остается гладкой на всех стадиях развития. На ювенильной стадии и у некоторых молодых форм осевой гребень выходит за дорсальный край платформы, чего нет у более взрослых форм. Постепенно расширяются зубчики осевого гребня. Свободный лист растет пропорционально всему элементу и сильных изменений не претерпевает. Базальная полость остается глубокой и широкой.

Таким образом, рассмотрение морфологических изменений конодонтовых элементов позволяет выделить характерные онтогенетические признаки для исследуемых видов. Совокупность этих признаков, проявляющихся на всех стадиях развития организма, составляет основу для определения таксономического объема вида (фототаблица). Например, к подвиду *Gnathodus bilineatus* subsp. A (= *Gnathodus bilineatus uralensis*) достоверно можно отнести формы, имеющие квадратные очертания платформы, каудальный парапет и ростральную лопасть с концентрическими рядами бугорков, но при этом обязательно наличие ряда бугорков, перпендикулярного осевому гребню. Этот подвид можно достоверно определить начиная с молодой формы. Для того чтобы точно определить таксономическое положение ювенильных форм, необходимо изучить онтогенез всех остальных подвидов данного вида. Набор признаков, которым обладают ювенильные формы, позволяет хорошо отличать подвид от других подвидов этого рода.

Для *Pseudognathodus homopunctatus* характерно возвышение платформы на всех стадиях онтогенеза и развитие бугорчатости по боковым краям. Эти признаки начинают проявляться на ювенильных стадиях, что позволяет отличать этот вид от близких видов на ранних этапах развития.

Характерные изменяющиеся признаки у *Lochriea commutata* — ширина и асимметрия платформы. Ра-элементы этого вида не имеют орнаментации на платформе на всех стадиях развития. Все виды этого рода отличаются типом скульптуры на верхней поверхности платформы. Отсутствие орнаментации отличает *Lochriea commutata* от всех остальных видов. Не изучив онтогенеза других близких видов этого рода и не определив, на какой стадии начинается закладка скульптуры, невозможно определить, на какой стадии этот вид будет достоверно диагностироваться.

Заключение. Изучение онтогенеза у разных видов в пределах одного рода позволяет выявить признаки, характерные исключительно для данного вида. В результате онтогенетического анализа можно установить моменты заложения родовых и видовых признаков. Подобная информация служит основой для построения филогенетических взаимосвязей конодонтов внутри одного рода.



Онтогенез отдельных представителей поздневизейских видов конодонтов. Все экземпляры происходят из разреза Верхняя Кардаиловка (Южный Урал), нижний карбон, визейский ярус (масштабная линейка 100 μm): 1–5 — *Gnathodus bilineatus* subsp. A [= *Gnathodus bilineatus uralensis*]: 1 — экземпляр МГУ, № ZhM-37, пачка 4, образец VK1/16,50-16,60, визейский ярус, алексинский, михайловский, венецкий горизонты нерасчлененные; 2 — экземпляр МГУ, № ZhM-41, там же, возраст тот же; 3 — экземпляр МГУ, № ZhM-39, там же, возраст тот же; 4 — экземпляр МГУ, № ZhM-40, там же, возраст тот же; 5 — экземпляр МГУ, № ZhM-79, пачка 5, образец VK1/18,45-18,60, возраст тот же; 6–11 — *Pseudognathodus homopunctatus* [Ziegler, 1960]: 6 — экземпляр МГУ, № ZhM-1, пачка 4, образец VK1/16,50-16,60, визейский ярус, алексинский, михайловский, венецкий горизонты нерасчлененные; 7 — экземпляр МГУ, № ZhM-1, пачка 1, образец VK1, визейский ярус, тульский горизонт; 8 — экземпляр МГУ, № ZhM-16, пачка 3, образец VK1/14,40-14,50, возраст тот же; 9 — экземпляр МГУ, № ZhM-77, пачка 5, образец VK1/18,45-18,60, визейский ярус, алексинский, михайловский, венецкий горизонты нерасчлененные; 10 — экземпляр МГУ, № ZhM-60, пачка 5, образец VK1/17,95-18,20, возраст тот же; 11 — экземпляр МГУ, № ZhM-62, там же, возраст тот же; 12–16 — *Lochrinea commutata* [Branson, Mehl, 1941]: 12 — экземпляр МГУ, № ZhM-45, пачка 4, образец VK1/17,10-17,25, визейский ярус, алексинский, михайловский, венецкий горизонты нерасчлененные; 13 — экземпляр МГУ, № ZhM-35, пачка 4, образец VK1/16,50-16,60, возраст тот же; 14 — экземпляр МГУ, № ZhM-34, там же, возраст тот же; 15 — экземпляр МГУ, № ZhM-71, пачка 5, образец VK1/18,45-18,60, возраст тот же; 16 — экземпляр МГУ, № ZhM-52, пачка 5, образец VK1/17,95-18,20, возраст тот же

Авторы выражают глубокую признательность И.С. Барскову и Л.И. Кононовой за ценные советы и критические замечания. Авторы благодарны А.С. Алек-

сееву за предоставленный коллекционный материал и помощь при описании конодонтовых элементов, а также Г.М. Сунгатуллиной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барсков И.С. Конодонты в современной геологии // Итоги науки и техники. Общая геология. Т. 19. М.: ВИНТИ, 1985. 201 с.

Бондаренко О.Б., Михайлова И.А. Палеонтология: Учебник: В 2 т. Т. 1. М.: Академия, 2011. 208 с.

Кирилишина Е.М., Кононова Л.И. Новые виды рода *Polynathus* (конодонты) из евлановско-ливленских отложений (верхний девон) Воронежской антеклизы // Палеонтол. журн. 2010. № 1. С. 62–70.

Кононова Л.И., Ким С.Е. Икриодиды (конодонты) эйфельского яруса Брянской области и их онтогенез // Палеонтол. журн. 2001. № 5. С. 64–69.

Кононова Л.И., Овнатанова Н.С., Васильева М.В. Развитие рода *Palmatolepis* (конодонты) во франском бассейне Волго-Уральской области и Южного Тимана // Палеобиология и детальная стратиграфия фанерозоя: к 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера. М.: РАЕН, 2005. С. 40–50.

Николаева С.В., Алексеев А.С., Кулагина Е.И. и др. Новые данные по литологии и палеонтологической характе-

ристике (аммоноидеи, конодонты, фораминиферы) пограничных отложений визейского и серпуховского ярусов в разрезе Верхняя Кардаилловка (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89, вып. 4. С. 53–63.

Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Николаева С.В. и др. Обоснование нижней границы серпуховского яруса в разрезе Верхняя Кардаилловка, как претендента на GSSP // Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы. Южноуральская сессия: Мат-лы Междунар. полев. совещ. Уфа–Сибай, 13–18 августа 2009 г. Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 2009. С. 129–141.

Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Николаева С.В. и др. Серпуховский ярус в разрезе Верхняя Кардаилловка, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 3. С. 45–65.

Purnell M.A., Donoghue P., Aldridge R.J. Orientation and anatomical notation in conodonts // J. Paleontol. 2000. Vol. 86, N 1. P. 113–122.

Поступила в редакцию
27.05.2014

УДК 551.7 (477.75)

Н.С. Фролова¹, А.В. Спиридонов², Х. Гуал Перес³, О.В. Перепечина⁴**ПОДВОДНО-ОПОЛЗНЕВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ В ТАВРИЧЕСКОЙ СЕРИИ (ГОРНЫЙ КРЫМ)**

Предложен новый подход к решению дискуссионной проблемы происхождения складок 2-го порядка во флишевых слоях таврической серии Горного Крыма. Изучены признаки деформации неконсолидированных осадков, морфология складок и их комплексов. Сделаны массовые замеры шарниров складок и директивных подошвенных знаков, показывающих ориентировку палеосклона. Замеры обработаны в программе Stereonet и нанесены на карту. Анализ полученных данных и сравнение с принятыми в настоящее время моделями слампинга показали, что изученные складки имеют подводно-оползневую природу.

Ключевые слова: дисгармоничные складки, слампинг, палеосклон, таврическая серия, Горный Крым.

We propose a new approach to solve the controversial problem of generation of second-order folds in the Tauric group flysch in the Crimea Mountains. Had been studied soft-sediment deformation, the morphology of these folds and their complexes. A large number of measurements of fold hinges and stratigraphic indicators of current direction had been taken. All the taken measurements had been analyzed with stereonet-based program and plotted on a map. Results of the analysis and the comparison with the currently accepted models of slump formation indicate that the studied folds have subaqueous slump character.

Key words: disharmonic folds, slumping, paleoslope, Tauric group, The Crimea Mountains.

Введение. Таврическая серия слагает комплекс основания (триас–верхняя юра) Горного Крыма и перекрыта комплексом чехла (мел–эоцен). Ее структура представляет собой моноклинали мощностью до нескольких сотен метров с разным углом наклона, в том числе опрокинутые, местами осложненные мелкими складками (складки 2-го порядка). Конкретное строение и механизм формирования крупной структуры описаны лишь в общих чертах и дискуссионны из-за отсутствия стратиграфической расчлененности и широкомасштабных детальных исследований. Однако и складчатость 2-го порядка изучена лишь на локальных участках, причем с применением какого-либо одного метода. Эту складчатость чаще всего связывают с покровообразованием [Милеев и др.; 2009, Тевелев и др., 2013], реже — с подводно-оползневыми процессами (слампингом) [Муратов, 1960; Фролов, 1998]. Проблема осложняется тем, что существует конвергенция признаков складок, сформировавшихся в указанных условиях, вследствие сходства геодинамической (механической) обстановки структурообразования. Однако нельзя не согласиться с В.Т. Фроловым [1998] в том, что невозможно выявить собственно тектоническую складчатость, не исследо-

вав и не вычленив первичную, синседиментационную, оползневую.

Нами предпринята попытка использовать, насколько это возможно, индикаторы подводно-оползневой складчатости, описанные в литературе, для суждения о природе складчатости 2-го порядка в таврической серии. Работа проводилась в 2013 г. вблизи с. Прохладное (Бахчисарайский район) и в бухте Лазурная около Алушты.

Индикаторы складчатости. *Морфология и расположение в разрезе складок 2-го порядка.* Размеры складок — от $n \cdot 10$ см до $n \cdot 10$ м, а их ансамбли местами имеют протяженность $n \cdot 100$ м. Складки асимметричные, наклонные, опрокинутые, лежащие, иногда грибообразные и спиралевидные. Характерны резкая дисгармония, не связанная со строением разреза, и парагенез со взбросами и надвигами (рис. 1). Ориентировка шарниров самая разнообразная. Такие особенности складок характерны для подводно-оползневой складчатости, однако, как правило, не являются ее прямыми индикаторами.

Местами в районе исследований видно, что складчатые пакеты имеют границы, параллельные вмещающим их моноклинально залегающим слоям. Это

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* n.s.frolova@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, науч. с.; *e-mail:* avspir@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирант; *e-mail:* juangual@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, студентка; *e-mail:* perepetchina@yandex.ru

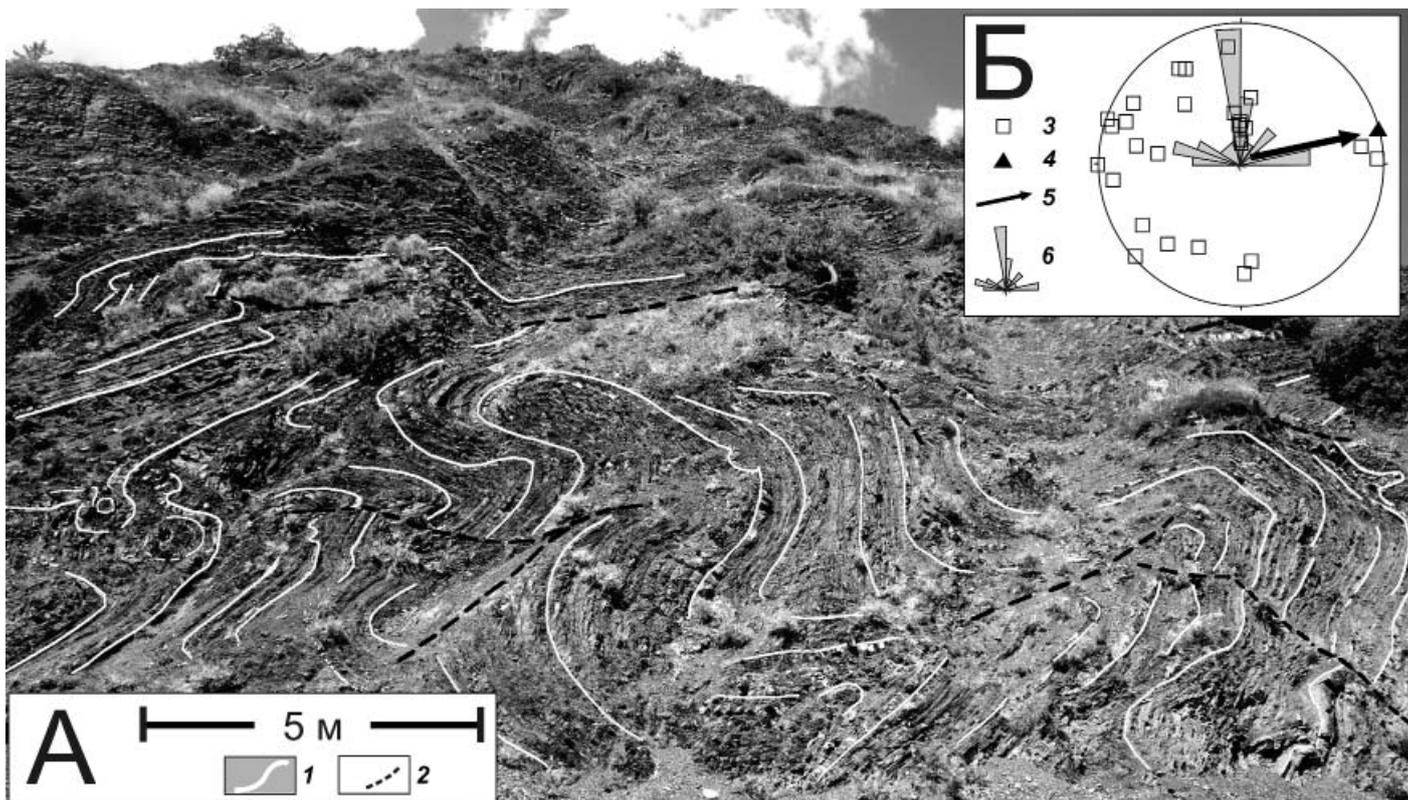


Рис. 1. Складчатость в районе бухты Лазурная: А — фрагмент обнажения, Б — сравнение ориентировки шарниров складок и палеосклона на всем обнажении:

1 — слоистость, 2 — разрывы, 3 — шарниры складок на стереограмме, 4 — ориентировка палеотечения, 5 — падение палеосклона, 6 — роза-диаграмма ориентировок шарниров

прямой индикатор слампинга, но характер обнаженности не позволяет наблюдать такие соотношения повсеместно.

Деформация мягких, слабо- или нелитифицированных слоев. В складки смяты слои с признаками разжижения и флюидизации (например, flame-structures), характерными для нелитифицированных осадков. Слои песчаников полностью или частично дезинтегрированы в результате этих процессов, усиленных растяжением, которое неизбежно в верхней части слампа. В результате еще до складчатости формируются структуры, сходные с будинами. Наблюдалась тесная ассоциация в пространстве складок и так называемых будин. Описаны ситуации, когда слои в замках складок облекают будины, что невозможно при тектонических деформациях.

Закономерная ориентировка шарниров складок в пространстве служит, согласно современным представлениям, одним из надежных критериев слампинга. В средней части слампа шарниры перпендикулярны простиранию палеосклона или ориентированы косо к нему (рис. 2). Это следует из кинематической модели [Ortner, 2007], представлений о неизбежности формирования конических складок на участках с наибольшей компонентой простого сдвига [Alsop, Marco, 2011] и подкреплено природными экспериментами [Lajoie, 1972]. В нижней части слампа преобладают цилиндрические складки с шарнирами, параллель-

ными палеосклону (рис. 2). Чтобы воспользоваться этим критерием, мы провели массовые замеры шарниров складок, а также элементов залегания крыльев складок с последующим вычислением их шарниров. Данные о шарнирах (77 замеров) обработаны в программе Stereonet. Ориентировку палеосклона мы определяли с помощью замеров отпечатков желобков (31 замер), указывающих направление течений, однозначно связанных с положением склона. Эти замеры обработаны в той же программе. Все полученные данные нанесены на карту.

Выяснилось, что на участке вблизи с. Прохладное (овраг Яман и плато Патиль) шарниры складок ориентированы преимущественно вдоль падения палеосклона, т.е. на восток-северо-восток (рис. 3). В то же время существует некоторый разброс ориентировки шарниров, как это и должно быть, согласно рассмотренной выше модели. В районе балки Донузоран, расположенной на 3 км восток-северо-восточнее с. Прохладное (рис. 3), напротив, все шарниры ориентированы параллельно палеосклону (ориентировка последнего точно такая же, как и в предыдущем случае). Не следует считать, что это разные части одного и того же слампа, однако определенно можно сказать, что в первом случае это участок, который находился в средней части палеосклона, а во втором — у подошвы того же склона. Таким образом, можно полагать, что ориентировка шарниров складок соот-

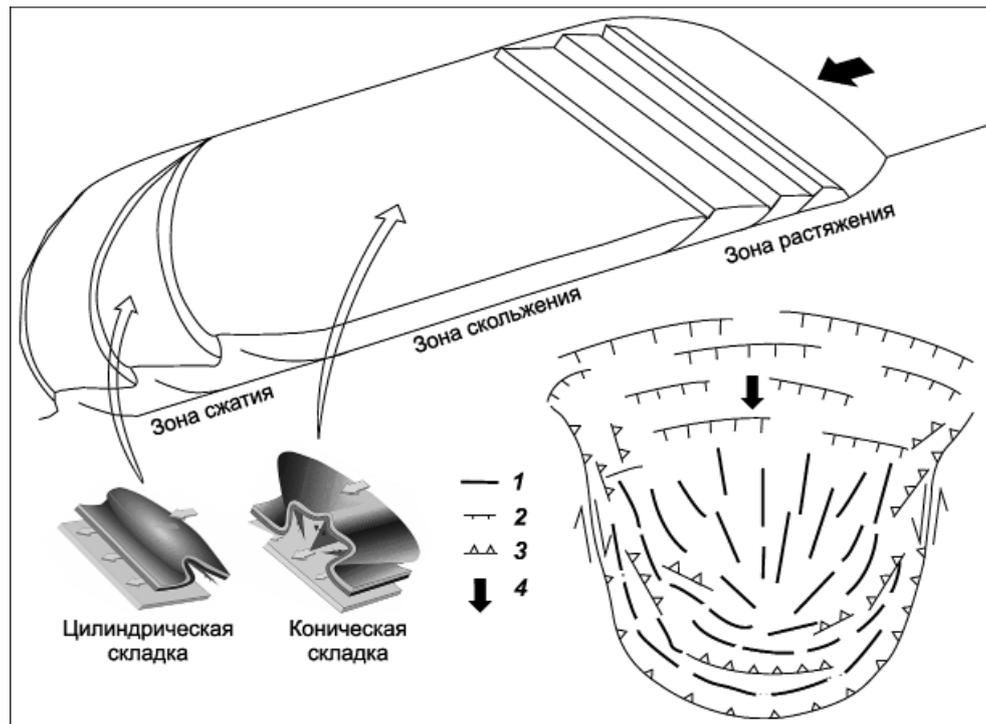


Рис. 2. Обобщенная модель слампа: 1 — шарниры складок, 2 — сбросы, 3 — взбросы и надвиги, 4 — направление перемещения масс. Использованы представления из работ [Alsop, Marco, 2011; Debacker et al., 2009; Lajoie, 1972; Ortner, 2007]

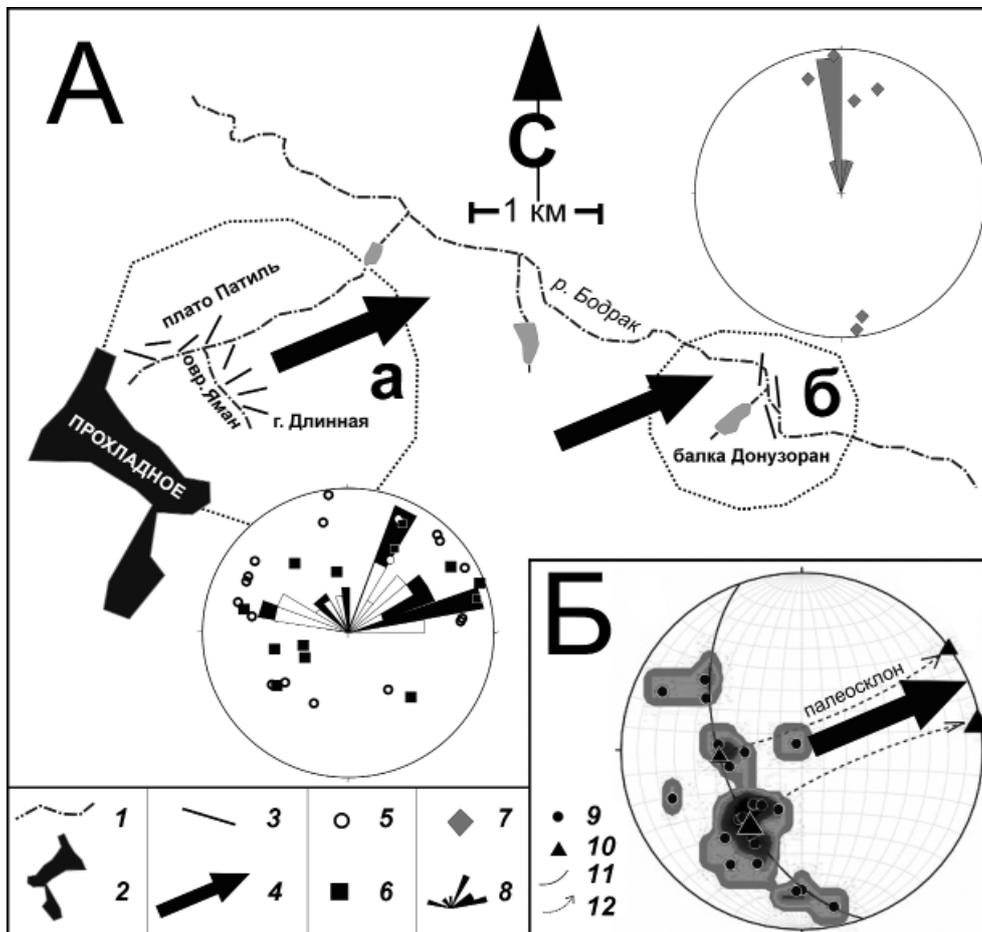


Рис. 3. Сравнение ориентировки шарниров складок с ориентировкой палеосклона:

А — схема для района с. Прохладное (а) и балки Донузоран (б); Б — ориентировка палеосклона, восстановленная по директивным подошвенным знакам: 1 — реки и ручьи; 2 — с. Прохладное; 3 — ориентировка шарниров в плане (несколько шарниров близкой ориентировки показано одной черточкой); 4 — линия падения палеосклона; 5–7 — шарниры на стереограммах: 5 — район плато Патиль, 6 — район оврага Яман, 7 — район балки Донузоран; 8 — розы-диаграммы ориентировки шарниров складок; 9 — директивные подошвенные знаки на стереограмме; 10 — максимумы концентрации знаков; 11 — плоскость, на которой лежат все максимумы («палеосклон» в современном положении); 12 — траектория поворота максимумов к первоначальному горизонтальному положению палеосклона

ветствует описанной выше модели. Анализ данных для района бухты Лазурная (рис. 1) в целом подтверждает представление о слампинге.

Заключение. Сочетание разных индикаторов сламповой складчатости позволяет предположить, что большинство складок 2-го порядка в таврической серии имеет подводно-оползневое происхождение. Для

подтверждения результатов необходимо продолжить исследования: во-первых, расширить район работ; во-вторых, фиксировать сламповые пластины в слоистом разрезе таврической серии и оценить их относительный объем; в-третьих, собрать больше индикаторов, позволяющих отличать сламповые складки от тектонических.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 3. С. 3–20.

Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: ГОНТИ, 1960. 208 с.

Тевелев Арк.В., Шмонова Е.А., Тевелев Ал.В. Морфология и условия формирования нижнеюрского складчатого комплекса Донузوران (Юго-Западный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88, вып. 6. С. 24–41.

Фролов В.Т. О модных интерпретациях геологической истории Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 6. С. 13–24.

Alsop G.L., Marco S. Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea Basin // J. Struct. Geol. 2011. Vol. 33. P. 433–457.

Debacker T.N., Dumon M., Matthys A. Interpreting fold and fault geometries from within the lateral to oblique parts of slumps: A case study from the Anglo-Brabant Deformation Belt // J. Struct. Geol. 2009. Vol. 31. P. 1525–1539.

Lajoie J. Slump fold axes orientations: an indication of paleoslope // J. Sediment. Petrol. 1972. Vol. 42. P. 584–586.

Ortner H. Styles of soft-sediment deformation on top of a growing fold system in the Gosau Group at Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria: Slumping versus tectonic deformation // Sediment. Geol. 2007. Vol. 196. P. 99–118.

Поступила в редакцию
27.05.2014

ЮБИЛЕЙ

КЛАРА ЕФИМОВНА ПИТЬЕВА
(к 90-летию со дня рождения)

1 сентября 2014 г. исполнилось 90 лет Кларе Ефимовне Питъевой, заслуженному профессору Московского университета, доктору геолого-минералогических наук, академику Российской экологической академии, заслуженному работнику высшей школы РФ, участнице Великой Отечественной войны, орденоносцу, члену Совета ветеранов МГУ, ведущему научному сотруднику кафедры гидрогеологии.

Летом 1942 г., после окончания средней школы, Клара Ефимовна Питъева стала курсантом авиационного училища связи, а затем старшим сержантом 804-го батальона аэродромного обслуживания Прибалтийского фронта. К.Е. Питъева достойно и с мужеством была в строю до окончания войны, за что награждена орденом Отечественной войны II степени, медалью «За победу над Германией в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.», юбилейными орденами и медалями.

В 1946 г., демобилизовавшись, К.Е. Питъева начала, как она любит говорить, второй период своей жизни, поступив на геолого-почвенный факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, этот выбор был не случаен. Ее отец в начале 1930-х гг. был начальником Соль-Илецких рудников и предприятий, перерабатывающих каменную соль, он часто брал дочь в соляные шахты, и в ее памяти навсегда осталась необычно-

венная красота соляных залов и штолен, сверкающих кристаллов галита и пестрых прослоев сильвинита.

К.Е. Питъева закончила аспирантуру, выполнив научную работу по теме, связанной с формированием подземных вод пустыни Каракум. Эта работа входила в комплексные исследования в связи с изысканиями для строительства проектируемого Большого Каракумского канала под руководством академика Е.М. Сергеева. Начало трудовой деятельности Клары Ефимовны в 1954 г. в МГУ практически совпало с организацией кафедры гидрогеологии. Именно на этой кафедре она плодотворно работает по настоящее время, пройдя путь от ассистента до профессора.

Гидрогеохимическое учебно-научное направление сформировалось на кафедре гидрогеологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова с первых дней ее основания. В 1954 г. К.Е. Питъева приступила к разработке учебного курса «Гидрогеохимия», крупный раздел которого опубликован в научном издании «Основы региональной геохимии подземных вод» в 1969 г.

В основу курса «Гидрогеохимия» положены натурные и экспериментальные материалы, полученные в результате исследований, проводимых группой сотрудников кафедры под руководством Клары Ефимовны. Первое издание учебника «Гидрогеохимия» появилось в 1978 г, второе издание — в 1988 г. В настоящее время готовится 3-е, существенно переработанное и дополненное издание учебника «Гидрогеохимия». Курс «Гидрогеохимия» Клара Ефимовна читала в Воронеже, Ашхабаде, Варшаве, Братиславе, он рекомендован УМО для университетов страны. Учебник «Гидрогеохимия» переведен на китайский язык. «Практикум по гидрогеохимии» (К.Е. Питъева, С.А. Брусиловский, Л.Ю. Вострикова, С.М. Чесалов) издан в 1984 г.

В нашей стране и за рубежом К.Е. Питъева известна как крупный ученый в области гидрогеохимии, основатель генетического гидрогеохимического направления. Под руководством профессора К.Е. Питъевой подготовлено и защищено 20 кандидатских диссертаций.

В основу теоретических разработок профессора К.Е. Питъевой положен тезис В.И. Вернадского о глобальном значении и постоянстве на Земле взаимосвязи подземной и поверхностной гидросферы с атмосферой, литосферой и биосферой, а в районах существенных антропогенных воздействий и с техносферой.

Одна из основных задач генетической гидрогеохимии, решенная К.Е. Питъевой, — классифицирование подземных вод по химическому составу. Результаты гидрогеохимического классифицирования

используются для общего гидрогеохимического картирования.

Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогеохимии К.Е. Питьева решала на базе материалов экспедиционных исследований в Прикаспии, Предкавказье, Прибалтике, Закарпатье, на северо-западе Сибири и Дальнем Востоке. Сотрудники гидрогеохимического направления кафедры под ее руководством участвовали в разработке межфакультетских тем.

В течение многих лет она сотрудничала с Братиславским и Варшавским университетами. В 1994 г. профессору К.Е. Питьевой были присуждены долгосрочные гранты Фонда Сороса.

Гидрогеологи высоко ценят монографии К.Е. Питьевой «Основы региональной геохимии подземных вод» (1969), «Подземные воды Северного Прикаспия» (1972), «Гидрогеохимические аспекты охраны геологической среды» (1984), «Определение фоновых и аномальных значений гидрогеохимических показателей при исследовании загрязнения подземных вод» (1996), «Гидрогеоэкологические исследования в районах неф-

тяных и газовых месторождений» (1999), «Теоретические обоснования использования адсорбированных углеводородов в качестве индикаторов техногенной нарушенности природных сред» (2000).

По результатам эколого-гидрогеохимических исследований ею с учениками опубликовано множество статей, около 10 монографий, связанных с исследованием гидрогеоэкологических проблем в районах нефтяных и газовых месторождений.

С 1950 г. К.Е. Питьева ведет активную общественную работу на уровне университета, в последние годы она входит в Совет ветеранов МГУ.

В настоящее время К.Е. Питьева руководит аспирантами и магистрантами кафедры, читает спецкурсы по фундаментальным и прикладным аспектам гидрогеохимии. Подтверждение ее высокой творческой активности — вышедшее в 2013 г. учебное пособие «Гидрогеоэкология городов» (в соавторстве с М.С. Орловым).

Коллектив факультета сердечно поздравляет Клару Ефимовну с замечательным юбилеем! Желаем ей доброго здоровья и новых научных достижений!

*Д.Ю. Пуцаровский, С.П. Поздняков,
М.С. Орлов, В.М. Семенова*

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ И МАТЕРИАЛОВ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ в 2014 г.

	№	Стр.
Алексеева А.Э., Ершов А.В., Линев Д.Н. Численное моделирование воздымания и процессов эрозии орогена Западного Кавказа в неоген-четвертичное время.	4	27
Али А.А., Прокофьев В.Ю., Кряжев С.Г. Геохимические особенности формирования Ново-Широкинского золото-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия).	2	0
Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Белохин В.С., Хамидуллин Р.А., Корост Д.В. Кремнистые коллекторы баженовского горизонта Средне-Назымского месторождения и структура их пустотного пространства	2	0
Барбошкин Е.Ю., Барбошкин Е.Е. Строение и условия образования альбского каменного дна в районе с. Черноречье (Юго-Западный Крым)	6	51
Барановская Е.И. Схематическое районирование территории Прикаспийского артезианского бассейна по формированию химического состава подземных вод верхней гидрогеодинамической зоны	2	0
Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю., Копеевич Л.Ф. Радиолярии, планктонные фораминиферы и стратиграфия турона–нижнего коньяка разреза Биюк-Карасу (Крым).	3	4
Булычев А.А., Гиллод Д.А., Дубинин Е.П. Совместный анализ гравитационного и аномального магнитного полей для изучения строения тектоносферы южной части Индийского океана	6	3
Бурикова И.А., Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Петрология андезитов центрального поднятия Ямато (Японское море)	3	36
Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Афонин М.А. Литолого-геохимическая характеристика условий осадконакопления в Крымско-Кавказском трое в раннеюрско-ааленское время (на примере Качинского поднятия и Краснополянской зоны).	6	34
Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Храмов А.Е., Короновский А.А., Руннова А.Е., Яшкова И.А., Бадулина Н.В., Игтисамов Д.В. Астрономо-климатические циклы в разрезе верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья	5	55
Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Фрейман С.И., Яковшина Е.В. Характеристика и условия формирования келловейско-верхнеюрских отложений зоны Ахцу (Краснодарский край)	3	15
Гатовский Ю.А., Жокина М.А. Онтогенез некоторых поздневизейских конодонтов разреза Верхняя Кардаилловка (Южный Урал)	6	76
Гриневский С.О. Влияние рельефа на формирование инфильтрационного питания подземных вод.	1	54
Громалова Н.А., Прокофьев В.Ю., Урусов В.С. Сравнительный анализ включений в александрите Урала, хризоберилле Танзании и некоторых синтетических образцах	1	48
Емельянов Е.М., Лукша В.Л. Глинистые минералы и палеогеография Готландского бассейна (по данным колонки Psd-303590).	4	32
Иванова Н.И. Закономерности распределения стронция в подземных водах и породах юго-восточной части Северодвинского артезианского бассейна.	4	70
К 100-летию со дня рождения Е.М. Сергеева — выдающегося ученого, педагога и организатора инженерной геологии	1	3
Кистанов О.Г. Влияние песчаной насыпи на температурный режим мерзлых грунтов основания	3	66
Конюхов А.И., Агапитов И.Д. Граптолитовые сланцы на окраинах материков в палеозойских океанах Япетус и Палеотетис (Рейкум)	3	27
Копеевич Л.Ф., Хотылев А.О. Стратиграфическое положение меловых вулканитов в Крыму и на Северном Кавказе	6	59
Корбутяк А.Н. Новые данные о геологическом строении газоносного Арало-Кызылкумского вала	4	12
Косевич Н.Н., Романовская М.А. Линеаменты и тектоника Кандалакшского залива Белого моря	4	20
Кузнецов К.М., Лубнина Н.В., Булычев А.А. Численное моделирование формирования термоостаточной намагниченности в интрузиях	3	49
Кулешова М.Л., Данченко Н.Н., Сергеев В.И., Шимко Т.Г., Малашенко З.П. Свойства бентонитов как материалов для создания сорбционных барьеров	5	87
Куликов В.А., Бобачев А.А., Модин И.Н., Паленов А.Ю., Стерлигова И.Д. Исследование неогеновой долины на территории национального парка Угра	3	54
Курасов И.А., Ступакова А.В. Тектоническое строение северной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна	4	56

	№	Стр.
Курасов И.А., Ступакова А.В., Коробова Н.И. Условия формирования среднеюрских песчаных резервуаров Тазовского месторождения (Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн)	2	22
Линев Д.Н., Ершов А.В. Двухмерное моделирование накопления кластических клиноформенных комплексов в морских условиях	2	11
Линева М.Д., Линев Д.Н., Ершов А.В. Двухмерное моделирование накопления карбонатных отложений в морских условиях	5	49
Лыгин И.В., Булычев А.А., Гилод Д.А., Фадеев А.А. Результаты гравиметрических исследований на геофизическом полигоне в Калужской области	2	3
Мамонтов Д.А., Орлова О.А. Палинологическая характеристика верхневизейских отложений карьера Мстихино (Калужская область)	1	35
Мухамадиярова Р.В., Смирнова А.С. Определение ртути в природных твердых пробах	1	43
Норина Д.А., Ступакова А.В., Кирюхина Т.А. Условия осадконакопления и нефтегазоматеринский потенциал триасовых отложений Баренцевоморского бассейна	1	6
Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшая тектоника Прикаспия	1	17
Пасенко А.М., Лубнина Н.В. Карельский кратон в палеопротерозое: новые палеомагнитные данные	4	3
Пийп В.Б., Ефимова Е.А. Методы однородных функций и моделирования для восстановления геологического разреза в Тибете по годографам преломленных волн	5	96
Плечов П.Ю., Попов Д.В. Характер вулканической активности в Юго-Западном Крыму в позднеальбское время	5	59
Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гушин А.И., Царев В.В. Природа магматизма района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым)	6	0
Ростовцева Ю.В., Рыбкина А.И. Циклостратиграфия понтических отложений Восточного Паратетиса (разрез мыса Железный Рог, Тамань)	4	50
Рыбкина А.И., Ростовцева Ю.В. Астрономическая цикличность верхнемэотических отложений Восточного Паратетиса (разрез мыса Железный Рог, Тамань)	5	72
Сначев В.И., Сначев А.В., Романовская М.А. Ключевой габбро-гранитный массив — недостающее звено южно-среднеуральского раннекаменноугольного рифта	5	12
Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косорук В.Л., Плечов П.Ю., Ростовцева Ю.И., Смирнова С.Б., Мороко А.А. Ченкская толща песчаников (нижняя юра Горного Крыма): стратиграфия и условия осадконакопления	5	40
Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Хотылев А.О., Тевелев Арк.В., Прудников И.А. Особенности строения и эволюции Айского вулканического рифейского комплекса (Южный Урал)	5	19
Тевелев Арк.В. Надпотоковая эрозия, террасы вскрытия и динамическая интерпретация аллювиальных отложений	1	24
Трофимов В.Т., Жигалин А.Д. Трансформация геофизической экологической функции абиотических сфер Земли под влиянием техногенеза и ее последствия	2	44
Трофимов В.Т., Королев В.А. Новые, ноосферные представления о геологической среде	3	61
Трофимов В.Т., Харьковина М.А. О необходимости и особенностях изучения современных природных и техногенных геологических и гидрометеорологических процессов при инженерно-геологических изысканиях	1	61
Хасанов Р.Р., Исламов А.Ф., Богомол А.Х. Редкоземельная минерализация в раннекарбонных углях Волго-Уральского региона	4	64
Хлебникова О.А., Никишин А.М., Митюков А.В., Рубцова Е.В., Фокин П.А., Копаевич Л.Ф., Запорожец Н.И. Состав песчаников турбидитовых олигоценых отложений Туапсинского прогиба	6	23
Хорошилова М.А., Франке Д., Кириллова Т., Мули Б., Никишин А.М. Датировка и корреляция опорных сейсмических горизонтов в Лаптевоморском бассейне	5	3
Цеховский Ю.Г., Япаскерт О.В., Стукалова И.Е. Седиментогенез в мезозойско-кайнозойских континентальных рифтах Центральной Азии	5	78
Шишов Е.П., Богомол А.Х. Многоэлементная металлоносность Корфского и Эчваямского буроугольных месторождений (Камчатка)	6	70
Япаскерт О.В. Новое о типизации постседиментационных преобразований терригенных отложений континентов и их окраин (с учетом влияния геодинамических факторов на литогенез)	4	42
<i>Краткие сообщения</i>		
Краковский В.В. Оценка геоэкологической обстановки Красногорского района (Московская область) с помощью линеamentного анализа	2	50
Кузин С.В. Инженерно-геологические особенности грунтовой толщи в приокеаническом районе провинции Боке (Гвинейская Республика)	2	56
Сауткин Р.С. Структура пустотного пространства рифейских доломитов Камовского свода (Восточная Сибирь)	4	80
Фролова Н.С., Спиридонов А.В., Перес Х. Гуал, Перепечина О.В. Подводно-оползневая складчатость в таврической серии (Горный Крым)	6	82

	№	Стр.
Ю р ч е н к о А.Ю. Генезис кальцита в карбонатных породах осадочных бассейнов по данным изотопного состава углерода и кислорода	5	107
<i>Хроника</i>		
Сведения о защитах диссертаций в 2013 г. на диссертационных советах геологического факультета МГУ	2	62
<i>Юбилеи</i>		
Клара Ефимовна Питьева (к 90-летию со дня рождения)	6	86
<i>Некролог</i>		
Алексей Александрович Маракушев (1925–2014)	3	71
<i>Рецензия</i>		
Геологическое пространство, эволюция и руды	3	73

ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ “ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ”

Для публикации в журнале принимаются статьи со- трудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседа- ния кафедры, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, уче- ное звание, ученая степень, телефон домашний и рабо- чий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принима- ют на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

Требования к оформлению статьи и краткого сообщения

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 стра- ниц. Рекомендуются стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: **введение, теорети- ческий анализ, методика, экспериментальная часть, ре- зультаты и их обсуждение, заключение (выводы)** и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6—8 строк) и ключевые слова (6—8) на рус- ском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов и названия статьи на английском языке.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расшире- ния .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон составляют по 2,5 см. Текст представляют на отдельном носителе (компакт- диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует прону- меровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подрисуночные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь те- матический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоми- нания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь за- головки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными ли- ниями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание. Трудноразличимые (латинские и греческие) буквы и знаки нужно пояснять карандашом на полях.

7. Размерность всех физических величин должна со- ответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавит- ном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы (не более 20), иностранная литература помеща- ется после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и стра- ницу “Бюллетеня изобретений”. Ссылки на неопубли- кованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или док- торской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы ав- торов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для непериодиче- ских изданий), для периодических — фамилии и ини- циалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номер страницы. Ссылка на литератур- ный источник в тексте приводится так: “В работе [Ива- нов и др., 1999] указано, что...”.

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепри- нятые сокращения названий мер, физических, химиче- ских и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам ана- литическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть рас- шифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на бе- лой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазер- ном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков ис- пользовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки должны предоставляться в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-бе- лыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Ком- пьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носи- теле (компакт-диске). На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название ста- тьи. **Обращаем Ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подрисуночные подписи прилагаются на отдель- ной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требова- ниям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право про- изводить сокращения и редакционные изменения текста статей.

Плата за публикацию не взимается.

*Благодарим Вас за соблюдение наших правил
и рекомендаций!*