

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет



НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

***ЛОМОНОСОВСКИЕ
ЧТЕНИЯ***

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ

***Подсекция
«Геология, геохимия, геофизика
и водные ресурсы Крыма»
(межкафедральная)***

Руководитель – и.о. декана, профессор, чл.-корр. РАН Еремин Н.Н.
Соруководители – доцент Романовская М.А., доцент Филимонов С.В.

СБОРНИК
ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ

Москва
2023

Содержание:

1. История развития рельефа, геоморфология и неотектоника Горного Крыма
М.Ю.Никитин, Т.Ю.Тверитинова 3
2. Тектодинамические условия формирования западной периклинали Качинского поднятия Горного Крыма по данным анализа кинематической трещиноватости палеогеновых отложений
Т.Ю.Тверитинова, М.В.Коротаев, Н.В.Правикова, Е.А.Лыгина, Е.Р.Чижова, Н.Н.Курдин 10
3. Опорный разрез пограничных отложений сантона-кампана (верхний мел) Юго-Западного Крыма
Е.Ю.Барабошкин, В.В.Акинин, А.Ю.Гужиков, Г.Н.Александрова, И.П.Рябов, М.А.Устинова, Б.Г.Покровский, Н.А.Ртищев, В.С.Вишневская, А.А.Гужикова, В.А.Фомин, В.А.Грищенко, А.Г.Маникин, Д.С.Болотова 14
4. Внутридатское несогласие в отложениях Центрального Крыма
Е.А.Лыгина, А.И.Рыжикова 17
5. Островодужный гипабасальный Первомайско-Аюдагский интрузивный комплекс Горного Крыма. Геология и петрология
Э.М.Спиридонов, Г.Н.Овсянников, С.В.Филимонов, Е.В.Путинцева, Е.С. Семиколенных, Арк.В.Тевелев, И.В.Шалимов, В.И.Лысенко, М.Ю.Никитин 22
6. Реальное положение надвиговых зон в основании яйлинского комплекса центрального сегмента первой гряды Крымских гор
И.В.Шалимов 34
7. Региональный низкоградный метаморфизм в мезозоидах Горного Крыма
Э.М.Спиридонов, Г.Н.Овсянников, С.В.Филимонов, Е.В.Путинцева, Е.С.Семиколенных 37
8. Создание учебного полигона по комплексному геолого-геофизическому изучению Гераклейского плато, Юго-Западный Крым
Н.В.Лубнина, О.В.Крылов, М.Л.Владов, И.Н.Модин, А.Ю.Бычков, Г.В.Брянцева, А.И.Гущин, М.А.Романовская, Е.В.Козлова, В.Л.Косоруков, М.В.Коснырева, Н.И.Косевич, М.С.Мышенкова, А.Ю.Паленов, А.Д.Скобелев, В.А.Стручков 43
9. Новейшая тектоника равнинного Крыма как основа для гидрогеологических и экологических изысканий
Т.В.Суханова, Н.В.Макарова 47

10. Комплексные геофизические исследования археологических памятников при проектировании трассы «Таврида»	
И.Н.Модин, А.А.Пелевин	49
11. Магнитотеллурические зондирования в Крыму	
Д.О.Десятов, В.А.Куликов, П.Ю.Пушкарев, А.Г.Яковлев	53
12. Возможности многоуровневых магнитных съемок при изучении магматических образований Горного Крыма	
Л.А.Золотая, А.Ю.Паленов, Н.Л.Шустов, М.В.Коснырева, А.В.Филиппович	56
13. Пространственно-временные закономерности формирования возобновляемых водных ресурсов Крыма	
Н.Л.Фролова, А.Г.Косицкий, В.Ю.Григорьев, М.Г.Гречушникова, Е.М.Богущая	60
14. Модельный анализ естественных ресурсов подземных вод юго-западной части Крыма	
В.Н.Самарцев, С.О.Гринеvский, Е.А.Филимонова, С.П.Поздняков	63
15. Эколого-геохимическая оценка качества природных вод Крымского полуострова	
Н.А.Харитонова, Е.И.Барановская, А.Л.Прошкина, С.А.Глухова, А.А.Маслов, Я.В.Сорокоумова, Е.А.Филимонова	66
16. Оценка углеводородного потенциала Крымского полуострова: состояние и перспективы	
А.В.Ступакова, Р.О.Самсонов, М.Ю.Карпушин, О.В.Крылов, А.А.Суслова, А.Н.Стафеев, Р.С.Сауткин, Е.А.Краснова, Т.О.Колесникова, Я.А.Шитова	70
17. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона как свидетельство нефтегазоносности недр	
О.В.Крылов, А.Ю.Бычков, Г.Г.Ахманов, Е.В.Козлова, Н.Ш.Яндарбиев	74

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА, ГЕОМОРФОЛОГИЯ И НЕОТЕКТОНИКА ГОРНОГО КРЫМА

М.Ю.Никитин, Т.Ю.Тверитинова

Фазы альпийских деформаций: Начало орогенного этапа – граница раннего–среднего миоцена – несогласие в основании тархана–чокрака [1]. Несогласия фиксируются в основании сармата и мэотиса в морских фациях Внешней гряды – Горный Крым стал приподнятым островом. В основании плиоцена (понта, киммерия и куяльника) – предгорная моласса Альминской впадины (таврская, береговская, кизилджарская свиты). Эоплейстоцен–гурий – заложение на северном склоне Горного Крыма речных долин (высокие террасы (XIV–XII) долин Внешней гряды); в предгорных прогибах морские условия. Неоплейстоцен–голоцен – формирование современной эрозионной сети (террасы XI–I и пойма речных долин), связанная с регрессивно-трансгрессивными циклами Чёрного и Азовского морей; в приустьевых частях долин переуглубления.

Этапы планации рельефа Горного Крыма: досарматский, сарматский, мэотический, таврский (понт–ранний киммерий), береговский (поздний киммерий–ранний куяльник), кизилджарский (поздний куяльник), эоплейстоценовый (гурий), неоплейстоцен–голоценовый.

I. Досарматский этап. Водораздельные поверхности Главной гряды (1550–1200 м): плато Бабуган, Верхний Чатырдаг, Северное Демерджи, массивы Тирке и Кара-Тау. С севера – абразионный уступ 250 м, с юга – главный эскарп к морю. Возраст рельефа уровня – *досреднемиоценовый* – подтверждается несогласием в основании *тархана – чокрака и караганского регионаруса*. В центральной части Горного Крыма и в р-не Тарханкутского и Новосёловского поднятий существовала невысокая островная суша. Последующая *среднемиоценовая* трансгрессия почти полностью покрывала Крымский полуостров и сформировала абразионный уступ по периферии первого вершинного уровня в осевой части Горного Крыма.

II. Сарматский этап. Абразионная поверхность второго яруса рельефа Главной гряды (1000–1100 м) (Центральное карстовое плато, Ай-Петри, Нижний Чатырдаг, Долгоруковское плато, Караби) соответствует несогласию в основании *сармата* Внешней гряды. Нами принимается *позднесарматский* возраст второго яруса рельефа, врезанный в первый уровень на 200–300 м. Островная *досарматская* суша может быть реконструирована от плато Ай-Петри через плато Бабуган – Чатырдаг до г. Каратау (плато Караби). На северных склонах плато Бабуган, Гурзуфское и Ялтинское выражен абразионный уступ (береговая линия) сарматской суши. Абразионный уступ к западу от Ай-Петри указывает, что суша пересекала Главную гряду и уходила в ЮЗ направлении за пределы Крыма. Восточное ограничение суши располагалось к

юго-востоку от г. Каратау (плато Караби). К востоку от Караби сарматская поверхность маркируется разобщенными вершинами (900–1000 м) главного водораздела (горы Хрыколь, Шуври, Кургуч, Бучина и др.), сложенными верхнеюрскими рифовыми известняками (пиннаклы), залегающими среди терригенно-карбонатных толщ. Аналогичные рифовые постройки есть в окрестностях Нового Света. К северу от Крымской островной суши (Вторая и Третья гряды и Степной Крым) в среднем–позднем сармате располагался мелководный морской бассейн с накоплением органогенно-обломочных и терригенных осадков, с размывом лежащих на мелководные среднемиоценовые отложения. Абразии подвергались отложения мела-эоцена. К северу от линии Ай-Петри–Чатырдаг верхнеюрские карбонаты были уничтожены при формировании эрозионного рельефа еще в раннем мелу.

III. Мэотический этап. Формирование абразионной поверхности третьего уровня планиции рельефа (800–825 м) связано с мэотической трансгрессией Черноморского бассейна (аттическая фаза орогенеза). Мэотическая поверхность, врезанная в сарматскую сушу на 150–200 м, расположена к северу от г.Черной, Чучели, Басман (междуречье Бельбека и Черной) и вдоль северных склонов плато Караби и Долгоруковское. В Восточном Крыму она выражена разобщёнными вершинами главного водораздела (880–700 м). Южная граница суши проходит вдоль береговой зоны к югу от эскарпа Никитского плато. На ЮЗ суша обрезана у мыса Сарыч. В процессе абразии не позднее среднего мэотиса были вскрыты и частично срезаны мел–палеогеновые отложения и начали вскрываться среднеюрские и таврические образования. В аттическую фазу орогенеза происходят смещения по разломам (Краевой взброс Главной гряды, Трапан-Баирский, Ялтинский, Гурзуфский сбросы, Салгино-Октябрьская зона и др.), разделивших сарматскую сушу на блоки. Началось формирование глыбовых накоплений на южном склоне островной суши. По мере роста Горного Крыма, начиная с понта, фронт моноклинали платформенного чехла отступал к северу, а Южное межгрядовое понижение по складчатому комплексу расширялось.

IV. Таврский (понт–раннекиммерийский) этап. Формирование IV яруса рельефа (700–725 м), фрагментами которого являются гребни по нижнемеловым отложениям на левобережье р. Бельбек, в верховьях р. Альмы, г. Чуку, северные водоразделы плато Долгоруковское и Караби, гребневидные водоразделы Восточного холмогорья, массива Агармыш и др. Эрозионное расчленение абразионных поверхностей сопровождалось врезанием овражно-балочной сети в выше расположенный уступ на северных и южных склонах суши, совпадающих с выходами терригенных отложений средней юры и таврической серии и затем врезанием в верхнеюрские известняки водоразделов. Моноклинали чехла отступает по падению и происходит расширение Южного межгрядового понижения. На месте Внутренней гряды формируются врезанные в мел–палеогеновые отложения плоские ложбины стока, переходящие к СЗ и СВ в аллювиально-

пролювиальные равнины и лиманы береговой зоны. В Альминской впадине накапливается таврская свита. В Равнинном Крыму трансгрессия в раннем понте привела к накоплению мелководных ракушечных известняков с прослоями глин (новороссийский горизонт). Морское осадконакопление сохранилось в Присивашье и р-не Керченского п-ова. На отложениях понта в климатический оптимум киммерия сформировалась элювиальная толща красно-бурых глин. Мелкоморье периодически затоплялось и осушалось. Более древние песчано-гравийно-галечные свиты к северу сменяются на более молодые суглинистые. С близостью базиса эрозии связано сильное эрозионное расчленение южных склонов Крымской суши, особенно миоценового абразионного уступа, и его отступление к северу, что привело к усилению асимметрии Главной гряды. Длительное отступление к северу южного эскарпа Главной гряды сформировало шлейф олистостромового массандровского комплекса с крупными отторженцами–олистолитами и врезанными современными крутосклонными долинами и оврагами. Массандровская свита вероятно самый древний горизонт грубообломочных накоплений Южного берега, сопоставляющийся с таврской (понт) [2] или береговской (киммерий–куяльникой) [3] свитами.

V. Береговский (позднекиммерийский–раннекуяльницкий) этап. Ему соответствует несогласие в основании среднего киммерия (береговская свита Альминского и камышбурунский горизонт Индольского прогибов) вследствие сокращения площади бассейна. Морское осадконакопление сохранилось лишь на востоке Степного Крыма. В районе Керчи формировались оолитовые железные руды, на Тарханкутском и Новосоколовском поднятиях – элювиальные красно-бурые глины по глинам понта. Поднятие Крымской суши привело к эрозионному расчленению ее северных склонов (останцы таврского этапа 700–725 м). В осевой части суши формировался низкогорный скалистый рельеф 400–700 м. В Южном межгрядовом понижении (550–600 м) выработывался пологосклонный квестовый рельеф, сохранившийся на междуречьях Чёрной – Бельбека – Качи – Альмы – Салгира. На месте Внешней гряды гор формировались широкие плоские долины со смещением устьевых частей к северу (вслед за мелкоморьем) к центру Альминской впадины, формируя береговскую свиту. На южных и ЮВ склонах Крымской суши продолжалось эрозионное расчленение и отступление эскарпа известняков верхней юры Главной гряды с образованием новых генераций массандровской олистостромы.

VI. Кизилджарский (позднекуяльницкий) этап. Формирование древнейшей кизилджарской террасы (190–225 м – XV терраса р. Качи) междуречий северных склонов Внешней гряды. В галечниках преобладают породы верхней юры. Кизилджарские долины врезаны на глубину 100–150 м в рельеф береговского этапа; положение днищ на уровне 400–450 м. На Бельбек-Качинском междуречье в отложениях нижнего–верхнего мела формируется квестовый рельеф. На плато Обсерватория и Кичик-Сараман сохранились фрагменты рельефа этого этапа. Севернее

кизилджарские поверхности срезают современные водоразделы Внутренней гряды на выс. 450–550 м. Аллювий террас ложится на отложения сармата–мэотиса Внешней гряды. Фрагменты выположенных водоразделов 500–600 м и одновысотные гребни известняков палеоцена присутствуют в междуречьях ЮЗ Крыма. К востоку от Симферополя на северных склонах Долгоруковского плато сохранились денудационные поверхности в известняках верхней юры (500–550 м). На западе и востоке Главной гряды начинается «откапывание» раннемелового рельефа обрамления Байдарской, Варнаутской, Салгирской и Молбайской котловин. Происходит «откапывание» интрузива Аю-Даг. С этапом эрозионного расчленения связано дальнейшее накопление глыбовых генераций верхнеюрских известняков подэскарповых склонов ЮБК. На месте Внутренней и Внешней гряд и Северного эрозионного понижения располагались предгорные равнины или наземные дельты, распространявшиеся в центральную часть Альминской впадины.

VII. Эоплейстоценовый (гурийский) этап. В позднем плиоцене–эоплейстоцене, после окончания меотической трансгрессии, закладывается эрозионная сеть Горного Крыма (долины рек Чёрная, Бельбек, Кача, Бодрак и Альма, рек Восточного Крыма). К началу эоплейстоцена фронт рельефа Второй и Третьей гряд отступает к северу по падению отложений, располагаясь южнее их современного положения. На поверхности кизилджарской предгорной наклонной равнины в эоплейстоцене возникает овражно-балочный рельеф, формируются врезанные в неё XIV, XIII и XII речные террасы крикуновского комплекса, хорошо сохранившиеся на правобережье рек Кача и Западный Булганак. Заложение долин происходило соответственно уклону предгорий в СЗ и северном направлениях, линии стока закладывались по ослабленным зонам. В дальнейшем происходила глубинная эрозия. Геоморфологический анализ позволяет выделить 7 направлений основных палеодолин. В процессе эрозионного расчленения в них неоднократно происходили речные перехваты, которые и создали современную эрозионную сеть. Возраст структурно-эрозионного рельефа Второй гряды неясен из-за неотчетливости вершинных поверхностей. На западе Главной гряды в эоплейстоцене продолжается откапывание погребенных эрозионных котловин, заполненных ингрессивно залегающими отложениями нижнего мела (Байдарская, Варнаутская и Балаклавская котловины). Котловины в плане осложнены смещениями по разрывам СЗ и СВ простираения. Южный и ЮЗ борта Байдарской котловины примыкают к западному участку южного склона Главной гряды, отделяясь от последнего узким гребневидным водоразделом, рассеченным и смещенным разрывами СЗ и СВ простираения на отдельные блоки (Форосско-Байдарская сейсмодислокация).

VIII. Неоплейстоцен–голоценовый этап. В неоплейстоцене–голоцене возрастает роль климатических изменений, отражённых в регрессивно-трансгрессивных уровнях Чёрного моря. В береговой зоне Крыма возникают отчетливые периоды эрозии и аккумуляции в приустьевых

частях речных долин, формирование переуглублений, на фоне которых происходит дальнейшее эрозионное расчленение суши и формирование одиннадцати аллювиальных свит, соответствующих цокольным и аккумулятивным террасам северного склона Горного Крыма. К началу неоплейстоцена завершается обособление квестового рельефа Внутренней (Второй) гряды. Речные долины Бельбека, Качи, Альмы и З.Булганака вскрывают пластичные глины майкопа и вызывают формирование оползневых накоплений. В голоцене оползни стабилизированы, имеют встречный характер в склонах долин и сложены протяженными (до 2 км) пластинами известняков сармата в матриксе глин майкопа. Долины в оползневых телах сужены, ниже по течению широкие, а в приустьевых переуглубленных частях заполнены аллювиально-морскими отложениями среднего и верхнего неоплейстоцена. С неоплейстоцена меняются климатические обстановки. В эоплейстоценовом аллювии фиксируются аридные красноцветные почвы. Неоплейстоценовые террасы сложены сероцветным аллювием прохладных и влажных обстановок. В связи с предчаудинской регрессией уровень Чёрного моря снижается до –100 м и полностью осушается черноморский шельф. В связи с регрессивными циклами неоплейстоцена южнобережные склоны Главной гряды и массандровская олистодрома подвергаются активной линейной эрозии. Южная кромка эскарпа отступает с образованием крупных эрозионных цирков с отсутствием массандровских накоплений. Эрозионные цирки возникают и на северных склонах Главной Гряды.

Новейшая тектоника. Основные концепции: 1. *Первично симметричное строение мегантиклинория Горного Крыма и последующее погружение его южного крыла под уровень Чёрного моря с формированием тектонического уступа на юге* [4]. 2. Позднекайнозойская асимметрия Горного Крыма (отсутствие южного крыла) – результат олигоцен-четвертичного поддвига субокеанической коры Чёрного моря под континентальную кору Скифской плиты [1; 5; 7] с «вдвигом» верхней коры под ЮЗ Крым [6]. 3. Сдвигово-раздвиговый механизм формирования Горнокрымского орогена как структуры поперечной ориентировки к Кавказско-Добруджинскому структурному плану [8, 9].

Концепция авторов: *Асимметрия Горнокрымского орогена – следствие поддвига и последующего длительного отступления к северу южных склонов орогена под воздействием абразионно-эрозионных процессов.*

Вопрос о масштабах альпийских деформаций в Горном Крыму пока определенно не решен. В районе Мраморного карьера на севере плато Чатыр-Даг на породы нижнего мела надвинуты верхнеюрские известняки. Можно обсуждать варианты деформаций на границе эоцена и олигоцена или в миоцене. В целом, в Горном Крыму масштабы альпийских складчато-надвиговых деформаций могли быть значительными, и они проявились на всей Яйле от Балаклавы до Феодосии. Альпийские деформации связаны с некоторым пододвиганием

субокеанической коры Черного моря под Крым [1].

Поддвиго-вдвиговая модель формирования структуры Горного Крыма [6]: поддвиг происходит в Крымской сейсмогенной зоне (гравитационный градиент) вдоль континентального склона. ЮЗ часть Горного Крыма со сдвига-сбросовым режимом отделяется от восточной части вдоль линии Алушта–Симферополь с взбросовыми режимами. Поддвиг ВЧМ субокеанической микроплиты под Скифскую континентальную в Керченско-Таманской ветви осложняется в Южнобережной ветви расклиниванием края Скифской плиты за счет вдвига фронта верхней части ВЧМ микроплиты (при общем поддвиге литосферной мантии). С этим связана гравитационная аномалия Горного Крыма и его современный интенсивный подъем. С запада область поддвига ограничена Западно-Крымским левым сдвигом (Севастопольская ветвь гипоцентров землетрясений).

Современная геодинамическая обстановка региона определяется меридиональным сжатием, с которым связаны правые сдвиги вдоль Кавказского орогена. Структура Горного Крыма возникла на СЗ окончании Кавказа в результате кинематогенного СЗ сжатия.

Современная разломная тектоника и геодинамика. Максимальное количество разломов сосредоточено в поднятой части орогена преимущественно в компетентных комплексах пород. Главные динамические обстановки – меридиональное и СЗ горизонтальное сжатие, создающие закономерный структурный рисунок.

В основе современного структурного плана – киммерийские структуры, сформировавшиеся в аналогичных динамических условиях (меридионального и СЗ сжатия). Доказательство – закономерное распределение магматических комплексов, занимающих ядерную часть орогена как структуру отрывного типа. Они тяготеют к структурным узлам на пересечении зон концентрации деформаций различных (в первую очередь СЗ и СВ) направлений с максимальной концентрацией в пределах короткой диагонали в «структурном параллелограмме» ЮЗ Крыма, являющейся главной зоной растяжения.

На водораздельном геоморфологическом профиле через Главную гряду гор выявлена отчетливая ступенчатость в рельефе наиболее приподнятой части орогена (Ай-Петри – Бабуган – Чатырдаг). Она обусловлена смещением по сбросам и сбросо-сдвигам как киммерийским, так и вновь возникшим на рубеже сармата–мэотиса при формировании обособленных друг от друга Крымских плато.

Данные о высотных уровнях рельефа и скоростях поэтапных неотектонических поднятий указывают на медленный, но постоянно существовавший в плиоцене–квартере (с тархана–чокрака?) неотектонический рост орогена, сформировавший в рельефе современные крутой узкий южный и широкий пологий северный макросклоны Горного Крыма.

Литература

1. *Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копаевич Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О.* Геологическая история Бахчисарайского района Крыма М.: Изд-во МГУ, 2006. 60 с.
2. *Муратов М.В.* О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 29. Вып. 1, С. 1–20.
3. *Кожевников А.В., Найдина Н.Н.* Таврская свита Юго-Западного Крыма // Бюлл. МОИП. 1983. Отд. Геология. Т. 58. Вып. 6.
4. *Муратов М. В., Николаев Н.И.* Четвертичная история и развитие рельефа Горного Крыма // Учёные записки МГУ. 1940. Вып. 48.
5. *Вигинский В.А.* Орогенез в Азово-Черноморском регионе // Разведка и охрана недр. М.: Недра, 1999. С. 2–10.
6. *Гобаренко В.С., Муровская А.В., Егорова Т.П., Шерemet Е.Е.* Современные коллизионные процессы на северной окраине Черного моря // Геотектоника, 2016, № 4, с. 1–20
7. *Юдин В.В.* Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.
8. *Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 95–112.
9. *Расцветаев Л.М.* Крым. / Ред. А. В. Пейве. Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 399. М.: Наука, 1985. С. 48–57.

ТЕКТОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ПЕРИКЛИНАЛИ КАЧИНСКОГО ПОДНЯТИЯ ГОРНОГО КРЫМА ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Т.Ю.Тверитинова, М.В.Коротаев, Н.В.Правикова, Е.А.Лыгина, Е.Р.Чижова, Н.Н.Курдин

Предмет исследования – трещиноватость известняков палеоцена–эоцена в районе г. Бахчисарай, Юго-Западный Крым. Цель – установление тектодинамических условий формирования западной периклинали Качинского поднятия – центральной структуры Юго-Западного Крыма. Структуры киммерийского комплекса ориентированы в ВСВ направлении, эпикиммерийский чехол слагает моноклираль северо-западного (в Юго-Западном Крыму) и северного (в Восточном Крыму) падения. Замеры трещиноватости эоценовых известняков сделаны впервые и впервые в них были зафиксированы зеркала скольжения. При работе использовался комплексный подход, включающий несколько методик анализа разрывных и трещинных структур: парагенетический анализ минидизъюнктивов [2]; катакластический анализ дизъюнктивов [3], являющийся развитием кинематического метода О.И. Гущенко [1]; а также было проведено геомеханическое моделирование в программном пакете Midland Valley Move [5].

Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений позволяет выделять закономерно связанные друг с другом структуры одного этапа деформаций, образующие структурные парагенезы. *Метод катакластического анализа дизъюнктивов* позволяет определять количественные параметры тензора поля напряжений (локальные стресс-состояния): ориентировку осей главных напряжений, их относительное пространственное положение (геодинамический тип напряженного состояния) и коэффициент Лоде–Надаи (вид тензора напряжений). *Методика геомеханического моделирования* в программном пакете Midland Valley Move использована для расчета параметров полей напряжений для додеформационной и восстановленной структуры и моделирования зон трещиноватости в объеме.

По данным [4] было установлено, что Качинское поднятие формировалось на позднеальпийском этапе в условиях субгоризонтального СЗ (поперечного крылу поднятия) и субмеридионального (регионального) сжатия. Комплексы фундамента испытывали квазипластическое течение материала; породы чехла в тех же условиях деформировались хрупко с формированием структур отрыва и скола. Также были выявлены следы проявления СВ сжатия, действие которого авторы увязывали со смещениями по региональному Бодракскому разлому. Важным результатом являлось выявление в р-не г. Бахчисарая субмеридиональной зоны разноориентированной сдвиговой трещиноватости.

Новые результаты: парагенетический анализ. Наши данные полностью подтвердили

полученные ранее выводы. Главные морфокинематические системы трещиноватости в палеогеновых известняках представлены различно ориентированными крутопадающими структурами растяжения, крутыми правыми сдвигами СЗ и меридиональной ориентировки, левыми сдвигами СВ и широтного простирания, выявлены признаки структур покровного типа. Сдвиги и отрывы укладываются в парагенезы меридионального, СВ, СЗ, а также широтного сжатия и соответственно широтного, СЗ, СВ и меридионального растяжения. Важным выводом является получение информации о проявлении в районе Бахчисарая широтного сжатия. Они подтверждаются также в работе по распределению полей напряжений в палеогеновых отложениях на основании изучения трещиноватости датских известняков в районе г. Чуфут-Кале [6]. Тектодинамическая обстановка с меридиональной ориентировкой оси максимального сжатия и широтной – оси максимального растяжения проявлена повсеместно, т.е. она действительно характеризует Главное поле позднеальпийских напряжений. Происхождение полей напряжений с СВ и СЗ ориентировками оси максимального сжатия и соответственно с СЗ и СВ ориентировкой оси максимального растяжения естественнее всего увязывать с влиянием киммерийского структурного плана и альпийских структур СВ простирания (СЗ крыло Качинского поднятия). СЗ сжатие действует поперечно к этим структурам, как главной структурной неоднородности. СВ сжатие возникает при определяемых меридиональным сжатием левосдвиговых смещениях по структурам СВ простирания, в частности, по важнейшему региональному элементу – длительно развивающемуся Бодракскому разлому в киммерийском основании и выраженного в эпикиммерийском чехле широкой зоной динамического влияния в виде малоамплитудных различно ориентированных сдвиговых нарушений. Условия широтного сжатия – меридионального растяжения естественно увязывать с наличием в районе Бахчисарая меридиональной структурной неоднородности. В Главном поле напряжений меридиональные структуры являются в первую очередь структурами растяжения, но моноклиналиное залегание чехла приводит к появлению послойных проскальзываний и квазипластическому течению на склонах поднятий.

Новые данные: катакластический анализ. Методом катакластического анализа повсеместно выявлен сдвиговый тип поля напряжений. По отдельным точкам в восточной части полигона (ближе в плане к киммерийскому основанию) характерны обстановки СВ сжатия – СЗ растяжения, в западной части полигона – обстановки меридионального сжатия – широтного растяжения. Расчет параметров полей напряжений по всем замерам определяет условия субмеридионального (ССВ) латерального сжатия. Это может свидетельствовать об интерференции одновременно действующих полей напряжений с меридиональной и СВ ориентировками максимального сжатия.

Новые данные: геомеханическое моделирование. Поверхности палеогеновых отложений

были приведены к исходному додеформированному состоянию. Восстановленные затем поля напряжений, которые могли привести к соответствующей деформации, характеризуются значительной неоднородностью, что отражает неоднородность первичной деформации. Построенные по модели диаграммы трещиноватости в основном отражают реальное распределение трещин. Трещиноватость представлена поперечными слоистости крутопадающими трещинами с преобладанием трещин по падению моноклинали (СЗ ориентировки), а также субпослойными пологими трещинами. Наличие пологих трещин указывает на существенную деформационную роль послыного проскальзывания.

Заключение. Таким образом, в альпийском поле напряжений главным является поле меридионального сжатия – широтного растяжения. Наряду с этим полем проявляются кинематогенные поля напряжений, действующие поперечно и продольно к существующему структурному плану как исходной структурной неоднородности. Это соответствует принципу "разложения сил на наклонной плоскости". Исходная структурная неоднородность – киммерийский структурный план СВ ориентировки был сформирован в условиях СЗ сжатия. СЗ сжатие проявлялось и на альпийском этапе – при формировании СЗ крыла Качинского поднятия, но Главным полем напряжений на альпийском этапе было поле с меридиональной ориентировкой оси максимального сжатия. В условиях альпийского меридионального регионального сжатия вдоль складчато-разрывных структур киммерийского комплекса происходят левосдвиговые перемещения, вызывающие действие кинематогенного СВ сжатия. В альпийской структуре отчетливо выражен и широтный структурный план, осложненный поперечными меридиональными структурами (в основном сбросами). На западном погружении ядра орогена в меридиональной зоне проявлено широтное сжатие, возможно связанное с квазипластическим течением чехла со склонов Симферопольского поднятия. Результаты катакластического анализа указывают на то, что при действии нескольких полей напряжений происходит их интерференция. Метод геомеханического моделирования позволяет выявлять аномальные участки в относительно слабо деформированной структуре.

Работа выполнена с использованием материалов ЦКП "Геопортал" МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литература

1. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформации в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
2. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173–235.

3. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.
4. *Курдин Н.Н., Тверитинова Т.Ю.* Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Качинского поднятия Горного Крыма. Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геол.науч.-учеб.центра. Выпуск 1. Изд-во Геол.ф-та МГУ, Москва, 1997. С.
5. Методика геомеханического моделирования: <http://www.mve.com/>
6. *Фокин П.А.* Дизъюнктивные нарушения на северо-восточном склоне плато Чуфут-Кале (Бахчисарайский район, Крым) // Геология и водные ресурсы Крыма. Полевые практики в системе Высшего образования. Материалы конференции / Под редакцией В.В. Аркадьева. Санкт-Петербург, Изд-во ЛЕМА, 2022. С. 72-75.

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САНТОНА-КАМПАНА (ВЕРХНИЙ МЕЛ) ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Е.Ю.Барабошкин^{1,3}, В.В.Акинин², А.Ю.Гужиков³, Г.Н.Александрова^{4,1}, И.П.Рябов³,
М.А.Устинова^{4,1}, Б.Г.Покровский⁴, Н.А.Ртищев^{1,3}, В.С.Вишневская⁴, А.А.Гужикова³,
В.А.Фомин³, В.А.Грищенко², А.Г.Маникин², Д.С.Болотова¹

¹Московский государственный университет, Москва, e-mail: barabosh@geol.msu.ru

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан

³Саратовский государственный университет, Саратов, aguzhikov@yandex.ru

⁴Геологический институт РАН, Москва, dinoflag@mail.ru

Кампан–маастрихтские отложения Юго-Западного Крыма хорошо известны в литературе благодаря своей стратиграфической полноте и схожести с разрезами З. Европы. Ранее нами был комплексно изучен ряд разрезов, охватывающих пограничный интервал сантонского и кампанского ярусов и нижнюю часть кампана в районе овра. Аксу-Дере и северной окраины с. Кудрино, в которых было предложено проводить границу сантона и кампана по смене магнитной полярности в подошве хрона C33r [1] (рис. 1). По своей охарактеризованности эти разрезы не уступают кандидату еще не утвержденной GSSP кампана в разрезе Губбио и цитируются в качестве дополнительных к кандидату [2].

На этот раз исследования были сконцентрированы на изучении нижнего кампана и поисках границы нижнего и верхнего кампана (при его двучленном делении) в разрезе Кудрино-1. Комплексная обработка материалов проводилась в 2018-2022 гг коллективом авторов: Е.Ю. Барабошкин (седиментология, ихнофоссилии, головоногие моллюски); В.В.Акинин (U-Pb датирование); А.Ю.Гужиков, А.А.Гужикова, В.А.Фомин, В.А. Грищенко, А.Г. Маникин (палео- и петромагнетизм); И.П. Рябов (бентосные фораминиферы, БФ); М.А. Устинова (нанопланктон); В.С.Вишневская (жилианеллы), Н.А.Ртищев, Б.Г. Покровский (хемостратиграфия); Г.Н. Александрова (палинология); Д.С. Болотова (литология).

Седиментологические и ихнологические исследования подтвердили хорошо известные представления о трансгрессивном строении данного интервала. Единичные находки аммонита *Pachydiscus (Pachydiscus) launayi* (De Grossouvre) и иноцерамов в пачке XVII, непосредственно выше известного килового прослоя, позволяют отнести эту часть разреза к нижнекампанской зоне *Sphaeroceramus sarumensis* - *Cataceramus dariensis*. Раннекампанский возраст подтверждается и U-Pb датированием цирконов из киловых (бентонитовых) глин в интервале 77-80 млн. лет. Уровень границы нижнего и верхнего кампана Общей (и европейской) шкалы наиболее убедительно определяется по смене комплексов бентосных фораминифер и проводится по появлению *Brotzenella monterelensis*. Подошва слоев с *Brotzenella monterelensis*, *Cibicides*

Поэтому мы предлагаем проводить границу нижнего и верхнего подъярусов кампана по подошве магнитного хрона C33n. В этом случае она становится прослеживаемой глобально, не зависимо от фаций и обстановок осадконакопления. В разрезе Кудрино-1 она расположена между обр. 52 и 53, находится на границе слоев с БФ *Bolivinooides decorata* и слоев с *Brotzenella monterelensis*, *Cibicides vultziana*, *Gavelinella beccariiformis*, на 0,5 м ниже начала изотопного события МСаЕ и на 2,4 м выше подошвы зоны *Globotruncana ventricosa* планктонных фораминифер, приходится на середину интервала с диоцистовым комплексом *Odontochitina porifera* - *Nelsoniella aceras* и находится внутри зон UC14d-UC15d по нанопланктону. Сам разрез Кудрино-1 в случае принятия такого предложения можно рассматривать как лимитотип границы нижнего и верхнего кампана при его двучленном делении.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00091, <https://rscf.ru/project/22-17-00091/>.

Литература

1. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копаевич Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона–кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 1. Геологическое описание, седиментология, биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021а. Т. 29. № 4. С. 71–117; Статья 2. Магнито- и хемотратиграфия, обсуждение данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021б. Т. 29. № 5. С. 27-58.
2. Gale A.S., Batenburg S., Coccioni R., Dubicka Z., Erba E., Falzoni F., Haggart J., Hasegawa T., Ifrim Ch., Jarvis I., Jenkyns H., Jurowska A., Kennedy J.W., Maron M., Muttoni G., Pearce M., Petrizzo M.R., Premoli-Silva I., Thibault N., Voigt S., Wagreich M., Walaszczyk I. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Campanian Stage at Bottaccione (Gubbio, Italy) and its Auxiliary Sections: Seaford Head (UK), Bocieniec (Poland), Postalm (Austria), Smoky Hill, Kansas (U.S.A), Тепаяс (Mexico) // Episodes. 2023. № 2. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2022/022048>

ВНУТРИДАТСКОЕ НЕСОГЛАСИЕ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КРЫМА

Е.А.Лыгина, А.И.Рыжикова

Датские отложения широко распространены в пределах Крыма и довольно хорошо изучены на всём протяжении их естественных выходов от г. Инкермана на западе до окрестностей г. Феодосии на востоке, а также в скважинах на необнаженной территории полуострова. Подавляющее большинство работ посвящены их стратиграфии, лишь малая часть касается вопросов палеогеографии региона в датское время.

Известно, что разрез датских отложений описывается как непрерывная последовательность слоев карбонатных пород почти на всей территории Крыма. Отчётливо несогласными являются границы с нижележащими меловыми и вышележащими танетскими отложениями. Однако, как было отмечено ранее [1, 2], в районе Центрального Крыма и внутри датских отложений присутствуют следы перерыва в осадконакоплении, приуроченные к границе среднего и верхнего дания. Эти образования представлены маломощным прослоем (до 10 см) песчанистого известняка с глауконитом и мелкими конкрециями фосфорита, переходящим по простирацию в мелкообломочную брекчию.

Единственной работой, которая посвящена детальному изучению пограничных отложений среднего и верхнего дания, является статья [3]. В ней описывается интервал разреза на г. Бурундуккая (с. Мичуринское), в котором устанавливается наличие калькрета (древней известняковой коры выветривания) в кровле среднедатских отложений и делается вывод о его формировании в субэральных условиях сухого жаркого климата. Предполагается, что одной из причин осушения территории в среднедатское время могла являться тектоническая активность. Поверхность датских известняков к моменту формирования калькрета представляла собой педимент, местами с эрозионными ложбинами, на существование которых указывает сокращение мощности среднедатских отложений на участке развития коры. В одной из таких ложбин и происходило образование калькрета. После того как последний был сформирован, нисходящие блоковые движения привели к трансгрессии моря и его погребению.

Статья [3] послужила идеей создания данной работы, целью исследования которой явилось подтверждение, дополнение или опровержение выводов предшественников. В ходе полевого сезона 2017 г. были детально описаны пограничные отложения среднего и верхнего дания двух соседних разрезов: г. Айлянмакая и расположенного в 2 км восточнее первого г. Бурундуккая. Для изучения пограничных образований были применены изотопный и микрофациальный анализы.

Микрофациальный анализ позволил выделить 5 микрофациальных типов (МФТ) (рис.1) и соотнести изученные карбонатные породы со стандартными микрофациями (СМФ) и фациальными поясами (ФП) [4].

В верхней части среднего дания, непосредственно под границей, распространены породы МФТ-1 (разрез г. Айлянмакая) и МФТ-2 (разрез г. Бурундуккая):

МФТ-1. Вак-пакстоун мелко-органогенно-обломочный фораминиферово-мшанково-криноидный. Кальцитовый микрит водорослевого происхождения составляет 30–40%. Органогенно-обломочная компонента средне-мелкозернистая 25–30%, представлена в основном органогенным детритом, а также обломками члеников криноидей (от 10–15%), мшанок (5–10%), раковин МБФ (5–7%), двустворок. Терригенная кварцевая примесь распределена неравномерно и составляет 2–3%. Также встречается редкий мелкозернистый аутигенный глауконит (до 3%), пятна ожелезнения (до 1%). Пористость фенестровая открытая (20–25%). Поры неправильной формы, крупные, по краям обрастают тонкокристаллическим кальцитом, некоторые заполнены мелко-тонкокристаллическим блоковым кальцитом, что говорит о метеорных фреатических условиях. МФТ соответствует СМФ21, довольно распространенной в различных отложениях, при фациальном анализе она часто используется в качестве индикатора приливных обстановок. Область распространения – надводные и приливные среды (ограниченные (ФП 8) и эвапоритовые лагуны (ФП 9)).

МФТ-2. Пак-грейнстоун и грейнстоун известняк органогенно-обломочный фораминиферово-криноидно-пелоидный. Кальцитовый микрит распределен неравномерно и образует пленки биохемогенного происхождения вокруг органогенных обломков (от 0 до 5–7%). Многие из обломков микритизированы с потерей внутренней структуры. Цемент мелко-среднекристаллический кальцитовый поровый гранулярный или блоковый и регенерации составляет от 1–2 до 30%. Пористость меняется от 5 до 30–35%. Органогенные зерна среднезернистой размерности (от 0,2 до 0,3–0,4 мм, редко до 1–3 мм) составляют в среднем 70–85% и представлены микритовыми комками и сгустками – пелоидами (75–85%, 0,2–0,4 мм), средней сортировки; обломками скелетов иглокожих (7–10%), мелких бентосных фораминифер (МБФ) (3–7%), багряных водорослей (до 3%), а также мшанок, двустворок. Присутствует незначительное количество терригенного кварца алевритовой размерности. Данный МФТ отвечает СМФ-11 относительно глубоководной части отмелей волновой зоны (ФП 6).

На границе среднего и верхнего дания в изученных разрезах, как уже было сказано, выделяется линзовидный прослой известняковой мелкообломочной брекчии с зернами глауконита и фосфорита, которая микроскопически представлена:

в разрезе г. Айлянмакая **МФТ-3.** Пак-грейнстоун органогенно-обломочный фораминиферово-криноидный. Кальцитовый микрит 30–35%. Органогенно-обломочная компонента 50–60%

мелко-среднезернистая (от 0,2 до 0,4 мм), представлена обломками криноидей (15–20%), раковинами МБФ (5–10%), единичными обломками мшанок, иглами морских ежей и двустворок. Мелко-среднезернистый кварц около 1%. Также встречаются мелко-средне- и грубозернистые литокласты подстилающих отложений (МФТ-1). Глауконит 2х генераций (до 10%): 1) единичные зерна в основной массе, зеленые, мелкозернистые с трещинами синерезиса, окатанные; 2) образуется в пустотах раковин, по ходам-сверлениям. Цемент поровый, регенерационный (10%). Данный МФТ соответствует СМФ10 и отвечает обстановкам шельфовой лагуны с открытой циркуляцией (ФП 7) или открытому морю (ФП 2). Обычно присутствуют частицы, перенесённые из высокоэнергетической среды в низкоэнергетическую (например, с отмелей в близлежащие лагуны). Наличие глауконита и литокластов известняков говорит о крайне мелководных условиях с активной гидродинамикой скорее всего в тылу отмели края карбонатной платформы.

В разрезе г. Бурундуккая эту позицию занимает **МФТ-4**. Вакстоун и вак-пакстоун мелкозернистые. Кальцитовый микрит составляет 40-80%. Песчаная примесь мелко-среднезернистая (0,2-0,3 мм) составляет 5–7% и представлена кварцем неокатанным и слабоокатанным и глауконитом аутигенным и аллотигенным. Биокласты незначительны, составляют 5–30% и представлены МБФ, серпулами, криноидеями, редкими мшанками; присутствуют пелоиды (0,1–0,5 мм) и пеллеты. В основной массе рассеян вторичный крупно-среднекристаллический сдвойникованный кальцит (25–30%), что указывает на преобразование пород в субаэральных условиях при формировании калькрета. Данный МФТ соответствует СМФ23 и распространён в пределах приливных равнин (ФП 8) и засушливых эвапоритовых побережий (ФП 9). Осаждается в соленой или испаряющейся среде, например, в приливных лагунах.

Породы МФТ-4 также развиты в разрезе г. Айлянмакая непосредственно выше контакта среднего-верхнего дания. Это может указывать на развитие обмеления территории с востока на запад.

В разрезе г. Бурундуккая образования коры выветривания перекрыты породами **МФТ-5**. Это преимущественно грейнстоун органогенно-обломочный с пелоидами и покрытыми биокластами. Микритовая масса 10–20%; цемент кальцитовый спаритовый 20%. Терригенный кварц мелко-среднезернистый, окатанный и полуокатанный 5%. Биокласты 40–50% представлены остатками МБФ, иглокожих, мшанок, двустворок, литотамниевых водорослей. Присутствуют пелоиды (до 30%), единичные кортоиды. В породе могут встречаться темные округлые включения – литокласты. Пористость открытая 10–15% в основном фенестровая и отчасти выщелачивания, а также межзерновая. Присутствуют пятна ожелезнения. Породы соответствуют СМФ11, которая распространена в пределах песчаных отмелей края платформы (ФП 6). Осадок образуется на участках с нормальной морской соленостью, постоянным

волновым воздействием над уровнем основания волн или между уровнем основания волн и основанием штормовых волн. Покрытые зерна образуются преимущественно в крайне мелководных средах (первые метры).

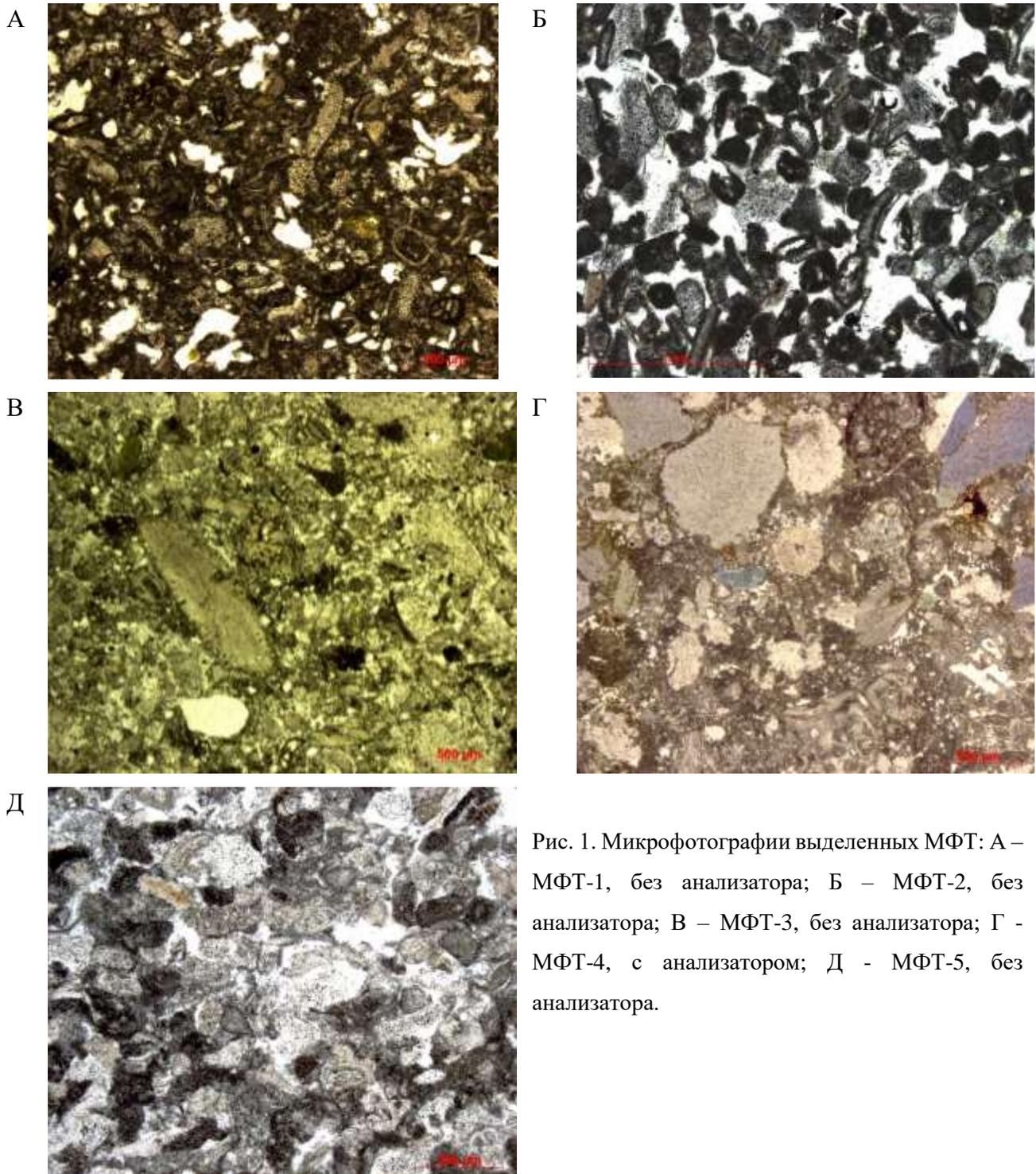


Рис. 1. Микрофотографии выделенных МФТ: А – МФТ-1, без анализатора; Б – МФТ-2, без анализатора; В – МФТ-3, без анализатора; Г - МФТ-4, с анализатором; Д - МФТ-5, без анализатора.

Полученные результаты изотопного анализа характеризуются узким интервалом значений изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O} = -3,6 - -1,8, \text{‰ VPDB}$), изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C} = -1 - +0,3, \text{‰ VPDB}$). Значения изотопного состава соответствуют морским карбонатам [5]. Изотопное отношение $\delta^{18}\text{O}$ указывает на температуру осаждения карбонатного материала

нижней части разреза (до внутридатского перерыва) 22-24°C, верхней части (после перерыва) – 26-27°C. Такое увеличение температуры согласуется с данными микроскопического изучения шлифов – обстановки формирования верхней части разреза отвечают наиболее мелководным условиям хорошо прогретых морских вод и/или даже субаэральной экспозиции.

Особое внимание обращают на себя значения изотопного состава углерода и кислорода образцов, взятых непосредственно с контакта средне- и верхнедатских отложений. Они показывают слабый сдвиг состава в область отрицательных значений ($\delta^{18}\text{O} = -3,0 - -3,6, \text{‰ VPDB}$; $\delta^{13}\text{C} = -1,0, \text{‰ VPDB}$). По данным изотопного отношения $\delta^{18}\text{O}$ температура образования отложений составляла 28-32°C, что также согласуется с данными микроскопического изучения – породы имеют признаки формирования и преобразования в субаэральных условиях жаркого и засушливого климата. Отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ могут указывать либо на диагенез в субаэральных условиях, либо на воздействие на породы пресных вод, в частности, атмосферных осадков [6]. Первое наиболее вероятно.

Таким образом, альтернативными методами в данном исследовании были подтверждены выводы [3] о присутствии в верхней части отложений среднего дания Центрального Крыма известковой коры выветривания, сформированной в субаэральных условиях жаркого аридного и семи-аридного климата.

Работа выполнена с использованием материалов ЦКП "Геопортал" МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литература

1. *Найдин Д.П.* Датские и монские отложения Крыма // Сборник в честь акад. И.С. Йовчева. София, 1964. С. 167–183.
2. *Горбач Л.П.* Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма. М.: Недра, 1972. С. 1–115.
3. *Горбач Л.П., Шехоткин В.В.* Поверхностное окремнение в нижнем палеоцене Крыма как показатель палеогеографической обстановки // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1173-1176.
4. *Flügel E.* Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, interpretation and application. Berlin: Springer-Verlag, 2010. 984 p.
5. *Фор Г.* Основы изотопной геологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.
6. *Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.

ОСТРОВОДУЖНЫЙ ГИПАБИССАЛЬНЫЙ ПЕРВОМАЙСКО – АЮДАГСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ГОРНОГО КРЫМА. ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ

Э.М.Спиридонов, Г.Н.Овсянников, С.В.Филимонов, Е.В.Путинцева (СПбГУ),

Е.С.Семиколенных (СПбГУ), Арк.В.Тевелев, И.В.Шалимов,

В.И.Лысенко (Севастополь, филиал МГУ), М.Ю.Никитин

Горный Крым – часть грандиозной Альпийско-Гималайской складчатой системы [14]. Это – мезозойское покровно-складчатое сооружение, состоящее из северной Лозовской и южной Горно-Крымской тектонических зон [11]. Значительную часть складчатого комплекса слагают терригенные флишевые толщи T_2-J_1 таврической и эскиордынской серий, сложно дислоцированные и несогласно перекрытые J_2 угленосными конгломерато-песчано-глинистыми толщами, которые заметно дислоцированы. По геофизическим данным мощность блоков терригенных пород – до 4.5 км. Более древние толщи слагают ядра антиклинальных структур: Качинского, Южнобережного и Туакского поднятий. М.В. Муратов считал, что Горный Крым – область альпийской складчатости, которая от триаса до кайнозоя прошла полный цикл геосинклинального развития [14]. Эти представления в значительной степени были основаны на разработках Ф.Ю. Левинсона-Лессинга [9], который палеовулканы Карадага описал как спилит-кератофировую формацию, типичное раннегеосинклинальное образование.

А.Е. Лагорио – один из первых петрографов России, изучавших магматические породы Горного Крыма. Он установил два поколения интрузивных пород – более древние габброиды и более молодые гранитоиды [5]. В дальнейшем эти соотношения многократно подтверждены. Ассоциацию габброидов и гранитоидов, среди которых преобладают близкие к плагиогранитам, В.И. Лучицкий [10], М.В. Муратов [14] выделили в качестве двухфазной габбро-плагиогранитной раннегеосинклинальной формации. В.И. Лебединский описал в Горном Крыму три разновозрастных габбро-плагиогранитных формации [8]. В.И. Лучицкий, Е.А. Кузнецов, В.С. Коптев-Дворников, В.Н. Павлинов [16] полагали, что эти интрузивные образования – производные контаминированной гранитной магмы. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, М.В. Муратов и их ученики рассматривали их, как дифференциаты базитовой магмы, которая «породила» и вулканы спилит-кератофировой формации. Конец спорам о типе исходной магмы для данных интрузивных пород положили работы С.М. Кравченко [3,4], который установил, что породы Аю-Дага содержат множество кристаллов анортита, что исключило гипотезу о гранитоидной исходной магме. Он же показал, что для пород Аю-Дага характерна положительная европиевая аномалия, тогда как для нормальных гранитов характерна отрицательная европиевая аномалия.

В конце 1980-х годов Э.М. Спиридонов и Т.О. Фёдоров при участии В.М. Ряховского, С.Б. Розанова, В.С. Милеева, М.Н. Щербаковой разработали легенду магматических образований

Горного Крыма, обособили два петрологически различных интрузивных комплекса – базитовый первомайско-аюдагский и гранитоидный кастельский; доказали, что вулканиты бодракско-карадагской серии моложе базитов первомайско-аюдагского комплекса и имеют островодужную природу; установили эпигенетическую – метаморфогенную природу спилитов и кератофиоров Карадага, Балаклавы и Альмы [19,24]. Это существенно изменило представление о геологическом развитии мезозойского Горного Крыма, т.к. «раннегеосинклинальные» спилит-кератофировая и габбро-плагиогранитная формации оказались островодужными. Разработанная схема выдержала проверку временем [11,15,31].

Наличие в мезозоидах Горном Крыму образований ранней, так называемой океанической, стадии не доказано. Офиолитовая формация мезозойского возраста и её наиболее яркие представители – офиолитовые гипербазиты (дунит-гарцбургитовый комплекс) в Крыму не установлены. Крошечные тела апогипербазитовых антигоритовых серпентинитов вскрыты в структурной скважине Р-1 глубиной 3.5 км в районе Симферополя под МЗ отложениями. Судя по степени метаморфизма, отвечающего фации зелёных сланцев, это домезозойские офиолиты [20]. Мелкие тела «пикритов» = плагиоцерцолитов и оливиновых габбро-норит-долеритов, выявленные В.И. Лысенко около 20 лет назад среди шаровых лав базальтов в районе Балаклавы (у Севастополя), ошибочно отнесены к мезозойской офиолитовой формации [18]. Ранее подобные образования В.В. Плошко выделил как ассоциацию пикритов и кварцевых диабазов Крыма [17]. По геологическим соотношениям, составу горных пород и минералов, обилию минералов титана (армоколлит, ильменит, титаномagnetит), геохимическим особенностям, это – образования островодужной базитовой формации (первомайско-аюдагского комплекса) [23]. Таким образом, Горный Крым – складчатая область с редуцированной историей геологического развития.

Среднеюрский (раннебайосский) первомайско-аюдагский базитовый интрузивный комплекс – островодужная плагиоцерцолит-габбро-норит-долерит – габбро-норит-диорит-кварцеводиорит-плагиогранитная формация. Этот комплекс объединяет широко распространённые в Горном Крыму небольшие по размерам интрузивы: штоки, нередко куполовидные – ранее их часто именовали лакколитами [10,14,16], дайкообразные и силлообразные тела габбро-норит-долеритов (от оливиновых до кварцевых) (иногда с обособлениями плагиоцерцолитов), габбро-норит-диоритов (кварцосодержащих и кварцевых), кварцевых диоритов до плагиогранитов с шширами и жилами гранодиоритов, плагиогранитов и гранофировых гранитов. Изотопные U/Pb датировки по циркону, выполненные геологами СПбГУ [12,13], показали, что возраст интрузивных пород отвечает раннему байосу – 172 млн. лет. Ранее близкие результаты были получены K/Ar методом по породе для наименее изменённых оливиновых габбро-норит-долеритов силлообразного интрузива Лебединского [1,27].

В Горном Крыму интрузивы комплекса размещены в зоне Салги́ро-Октябрьского разлома северо-северо-западного простирания, поперечного к простиранию складчатых структур региона. В бассейнах рек Бодрак и Салгир размещение интрузивов комплекса контролирует зона субширотного Бодракского разлома (рис. 1).

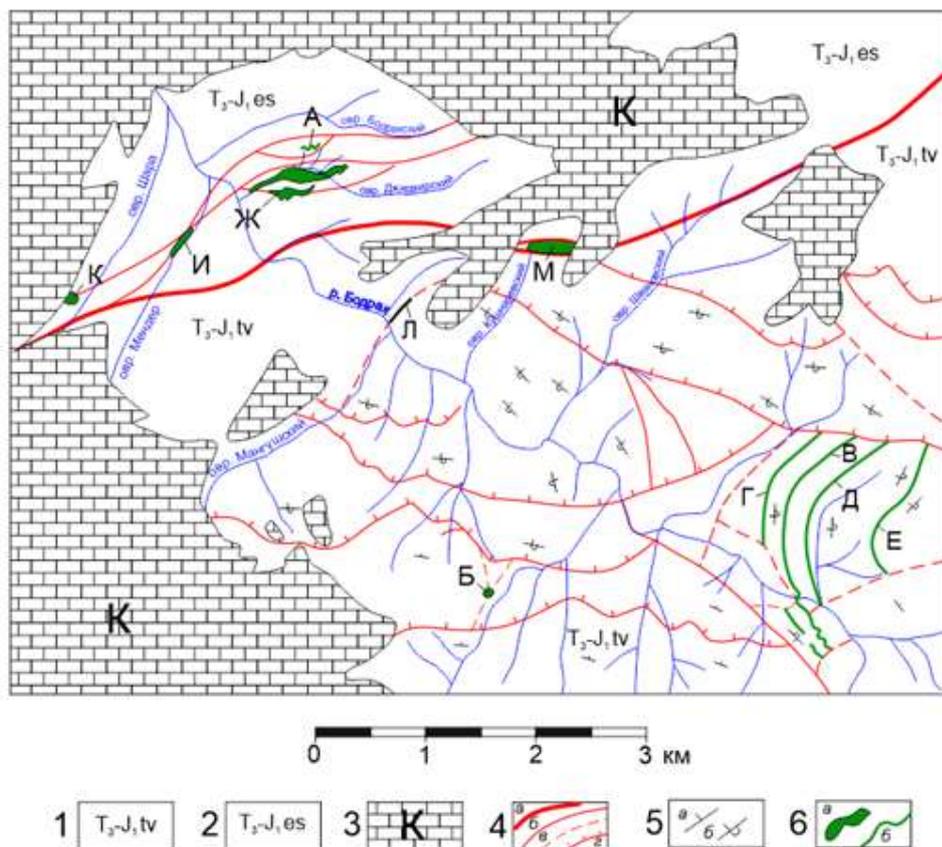


Рис.1. Схема размещения интрузивных тел первомайско-аюдагского интрузивного комплекса в долине реки Бодрак, Горный Крым.

Составили Э. М. Спиридонов, М. Ю. Никитин, С. В. Филимонов, Г. Н. Овсянников, Арк. В. Тевелев, И.В. Шалимов. Геол. основа по Д. И. Панову (1983) и М.Ю. Никитину (2018))

Условные обозначения: 1 – таврическая серия (Горнокрымская зона), 2 – эскиордынская серия (Лозовская зона), 3 – осад. отложения мелового возраста, 4 – разрывные нарушения: а – Бодракский разлом, б - взбросы и сбросы, в - надвиги, 5 – элементы залегания: а - нормальное, б - опрокинутое. 6 – первомайско-аюдагский интрузивный комплекс: а – штоки (Б-Донузоран, К - Шаринский), удлинённые штоки (Ж – Джидайрский, И – Мендерский, М – Кушнарёвский). б – дайкообразные интрузивы (А –Уртапай, Л – дайка у р. Бодрак), силлообразные интрузивы (В – Лебединский, Г, Д, Е – соседние). А, Б, В, Г, Д, Е, Л – оливиновые габбро-норит-долериты. Ж, И, К – оливин-содержащие и кварцевые габбро-норит-долериты. М – кварцевые габбро-норит-долериты, кварцевые габбро-норит-диориты, кварцевые диориты, плагиограниты. Мощности интрузивов даны вне масштабно.

Родоначальные для первомайско-аюдагского комплекса расплавы внедрялись механически активно, дополнительно сминая, раздвигая и пронизывая дислоцированные породы рамы (рис. 2,3), последние контактово метаморфизованы [21,22]. В краевых частях интрузивов

местами обильны ксенолиты близповерхностных (рис. 4) и более глубинных роговиков. Уровень контактового метаморфизма достигает пироксен-роговиковой фации [2]. Можно полагать, что внедрение мантийной базитовой, пикробазальтовой магмы данного комплекса сопровождало и завершило процесс среднеюрской раннебайосской (или на границе бат – байосс) складчатости.



Рис. 2. Механически активное внедрение пологих тел габброидов в дислоцированный и ороговикованный таврический флиш. Краевая зона интрузива Аю-Даг. Бухта Панаир. Фото Э.М. Спиридонова.



Рис. 3. Механически активное внедрение габброидов в дислоцированный и ороговикованный таврический флиш. Вдоль всех контактов развиты тонкозернистые породы зоны закалки. Краевая зона интрузива Аю-Даг. Бухта Панаир. Высота обнажения 8 м. Фото Э.М. Спиридонова.



Рис. 4. Ксенолиты роговиков по углеродистым алевролитам таврического флиша в мелкозернистых габбро-норит-долеритах. Фермановский (Южнокурцовский) интрузив. Фото Э.М. Спиридонова.

Для пород более крупных интрузивов характерны полосчатые текстуры (рис. 5); местами развиты складки магматического течения. Широко распространены массивные породы, зачастую такситовые. Пегматоиды редки.

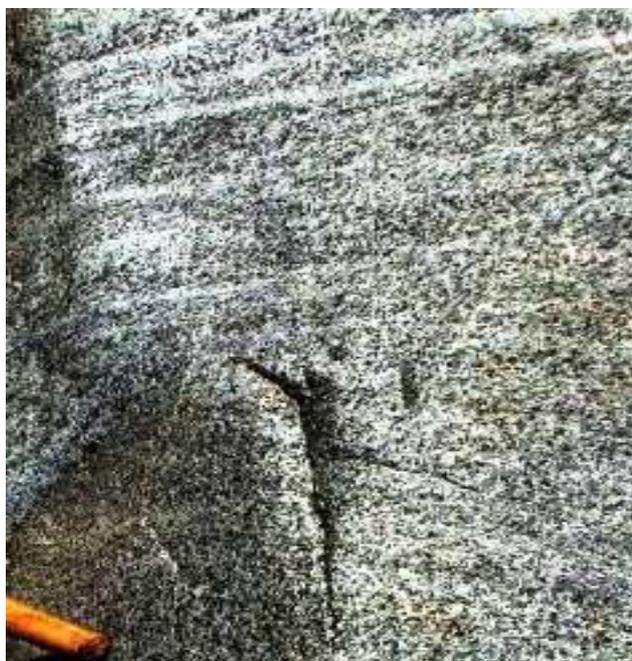


Рис. 5. Полосчатые текстуры кварцевых габбро-норит-долеритов Аю-Дага. Светлые полосы богаты анортитом и битовнитом, тёмные – пироксенами и титаномагнетитом. Береговые скалы. Фото Э.М. Спиридонова.

Большинство интрузивов внедрились в дополнительно дислоцированные слоистые осадочные породы. Согласно принципу Эйлера, при смятии слоистой толщи в ней образуются линзовидные полости (рис. 6), которые работают как помпы. Происходит всасывание расплава,

который быстро «убегает» от основной его массы, теряет связь с основным тепловым фронтом. Таковы полого залегающие интрузивы Ферсмановского карьера (южный склон Симферопольского поднятия), внедрения бухты Панаир (рис. 3), интрузивы Медвежонок и мыс Плака у Партенита, Уртапай, краевые зоны силлообразного интрузива Лебединского и иные [6,7,21]. При этом расплавы теряли большую часть флюида (воды), и это – одна из причин относительно узких ореолов контактового метаморфизма [6].

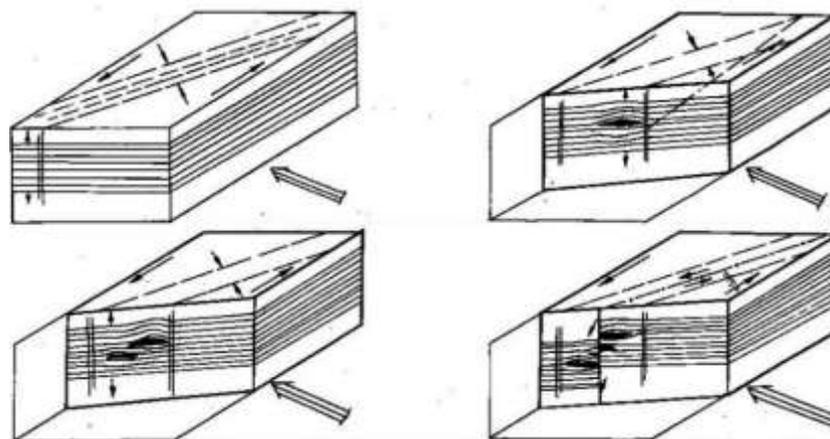


Рис. 6. Внедрение пологих интрузивов в процессе смятия слоистой толщи согласно принципу Эйлера.

Поэтому краевые зоны и апофизы интрузивных тел – наиболее ранние внедрения – сложены резко порфиroidными мелко- и микрoзернистыми породами, до стекловатых. Они нередко –миндалекаменные с размерами миндалин до 15 см; миндалины ориентированы согласно с текстурами течения, конформно к контактам интрузива; мощность зон от первых см до 12 м [16,3,4,21,22]. В миндалинах нередки кальцит, хлорит, кварц, халцедон. Это эффузивоподобные породы в составе гипабиссальных интрузивов габбро-долеритов. По этой причине, если магматическое тело плохо обнажено или не вскрыто карьером, часто трудно определить – перед нами интрузив, субвулканическое тело или выход вулканитов покровной фации. Ситуация – довольно типичная для района Крымских практик.

Особый интерес представляет силлообразный интрузив Лебединского. У переката на р. Бодрак интрузив сечёт под прямым углом флиш, к северу от реки большая его силлообразная часть залегает согласно с пластами крупной складки флишевой толщи (рис. 7).

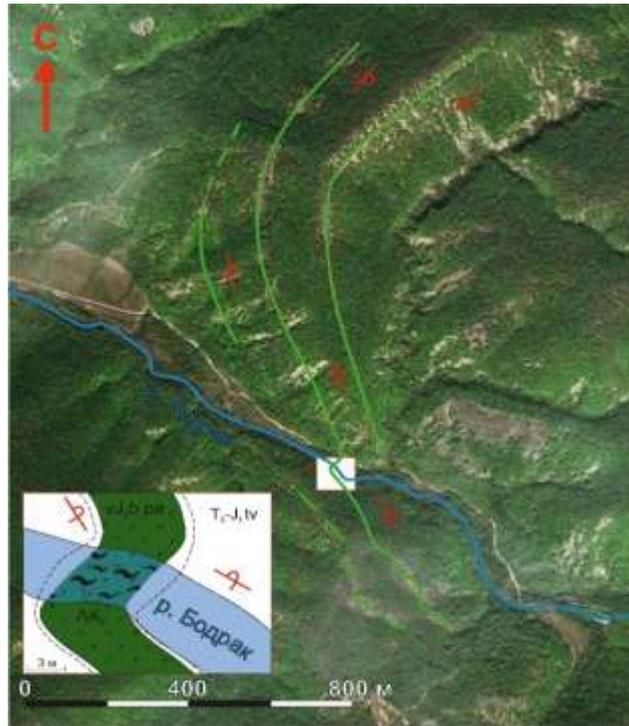


Рис. 7. Силлообразные интрузивы Лебединский и соседние, сложенные оливиновыми (до кварцевых) габбро-норит-долеритами. Верховья реки Бодрак. Составил Г.Н. Овсянников, 2022.

Реальные геологические наблюдения показали, что большая часть тел габброидов первомайско-аюдагского комплекса это –автохтонные образования, а не олистолиты, фрагменты зон меланжа, согласно В.В. Юдину [30].

Все типы горных пород комплекса – от плагиолерцолитов до плагиогранитов образованы семью минеральными ассоциациями (МА) (рис. 8), которые отвечают петрогенетической схеме Н.Л. Боуэна.



Рис. 8. Минеральные ассоциации горных пород первомайско-аюдагского комплекса. Ширина колонок отвечает доле минеральных ассоциаций (пород) в составе данного интрузива. Красные цифры – эволюция хромистости хромшпинелидов, чёрные – эволюция плагиоклаза An, %. Составили Э.М. Спиридонов, Г.Н. Овсянников, С.В. Филимонов.

1 МА образована кумулятивным Mg оливином с включениями алюмомагнезиохромита; 2 МА – анортитом, оливином, хромшпинелидами от алюмохромита до хромтитаномагнетита и Zn хромульвошпинели. 3 МА слагает значительную часть интрузивов комплекса, образована битовнитом, магнезиальными пироксенами и армолколитом [23]. Армолколит $(Mg,Fe)Ti_2O_5$ – характерный минерал лунных титанистых базальтов, назван в честь первых астронавтов: Армстронга, Олдрича и Коллинза [28]. Армолколит обилен в плагиоперидотитах и оливиновых габбро-норит-долеритах Балаклавы [23] и Донузорана, нередок в участках плагиолерцолитового состава на перекате в Лебединском. 4 МА слагает значительную часть объёма интрузивов; представлена лабрадором, железистыми пироксенами, ильменитом, титаномагнетитом, ненасыщенными SiO_2 акцессорными минералами, это – бадделеит ZrO_2 , цирконолит-(Y) $(Y,Ca,Nd,Ce,Th,Gd,U)_2FeZr_2Ti_3O_{14}$, чевкинит-(Ce) $(Ce,La,Nd,Ca)_4Fe^{2+}Ti_4[O_4/Si_2O_7]_2$ и перрьерит [25,26]. 5 МА образуют андезин, магматический амфибол – паргасит, титаномагнетит, ильменит. 6 МА слагают олигоклаз, кварц, биотит, алланит (ортит)-(Ce) $CaREEFe^{2+}(Al, Fe^{3+})_2[O/OH/SiO_4/Si_2O_7]$, циркон. 7 МА образована альбит-олигоклазом, кварцем, графическими кварц-полевошпатовыми срастаниями, биотитом, акцессорные – титаномагнетит, ортит, циркон. Во всех МА, кроме первой, присутствует апатит.

Ксеногенные минералы Zr, Y, Th, U в магматических породах – индикаторы состава фундамента Горного Крыма. В габброидах Аю-Дага, Партенита, Кастели, Балаклавы, Донузорана, Ферсмановских широко распространены мелкие ксенокристаллы циркона с многочисленными лакунами, следами оплавления и с включениями торита (рис. 9). Циркон трёх разновидностей по составу: а) обогащённый гафнием – до 6 масс. % Hf; б) твёрдый раствор циркон – торит, до 4 масс. % Th; в) твёрдый раствор циркон-ксенотим-торит. Торит в сростании с ксеногенным цирконом содержит 7-9 масс. % U [20]. По данным Е.Е. Шнюковой, возраст ксеногенного циркона Аю-Дага >2 млрд. лет [29].

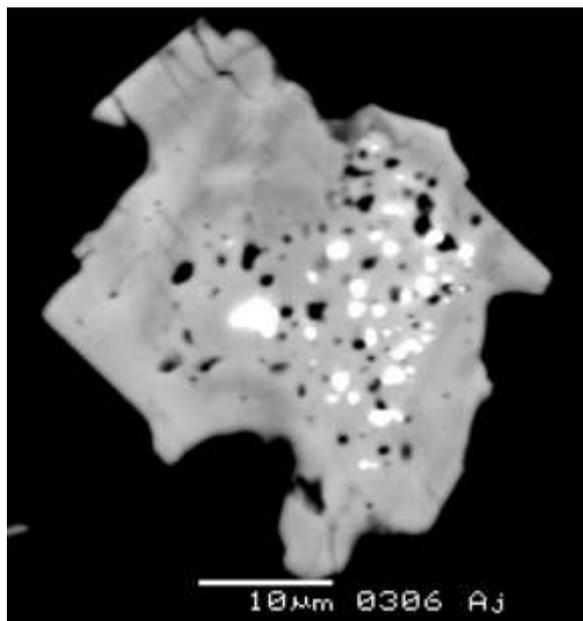


Рис. 9. Ксеногенный циркон оплавленный, с массой включений торита (белые). Габбро-норит-долериты центральной части интрузива Аю-Даг. В отражённых электронах.

Такого состава циркон и торит – типичные минералы не габброидов и не стандартных гранитов, а высоко радиоактивных калиевых гранитов [32]. Следовательно, базитовая магма первомайско-аюдагского комплекса была контаминирована веществом раннедокембрийских высокордиоактивных гранитов, сквозь которые она прорвалась. На этом основании высказано предположение, что в составе фундамента Горного Крыма присутствуют блоки древней зрелой континентальной коры с телами высокордиоактивных гранитов. Это напоминает картину Украинского щита Русской платформы.

Послеинтрузивные дайки глубинного происхождения и гидротермальные образования. Интрузивы сопровождают дайки глубинного происхождения с закалёнными контактами – дупироксеновые долериты, роговообманково-дупироксеновые долериты, микрогаббро-долериты, микродиориты. Их внедрение завершило магматическую историю базитового первомайско-аюдагского комплекса. Послеинтрузивные гидротермальные

образования редки. Это пропилиты малоглубинной эпидот-хлоритовой фации, а также кварц-карбонатные жилы и прожилки с пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом.

Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ кафедры минералогии геологического факультета МГУ, с использованием оборудования, полученного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Литература

1. Багдасарян Г.П., Лебединский В.И. Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1967. Т. 173. С. 149-152.
2. Ерёменко Г.К., Ерёменко Е.И. Метакарбонатные контактовые роговики Аю-Дага // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1972. № 7. С. 585- 589.
3. Кравченко С.М. Геология интрузивного комплекса юга центральной части Горного Крыма. Дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГРИ. 1958. 197 с.
4. Кравченко С.М. Петрографические особенности интрузивных массивов юга Центрального Крыма в свете новых данных // Изв. АН СССР. Геология. 1958. № 1. С. 100-105.
5. Лагорио А.Е. К геологии Крыма. О некоторых массивных горных породах Крыма и их геологическом значении // Записки Варшавского ун-та. 1887. № 5. С. 1-16. № 6. С. 17-48.
6. Латышев А.В., Панов Д.И. Юрские магматические тела в долине реки Бодрак, ЮЗ Крым // Вестн. МГУ. Геология. 2008. № 2. С. 70-78.
7. Лебединский В.И. Пластовые интрузии в таврической серии и их роль в геологической истории Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 4. С. 32-39.
8. Лебединский В.И., Шалимов А.И. Магматические проявления в структуре и геологической истории Горного Крыма // Советская геология. 1967. № 2. С. 82-97.
9. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Палеовулкан Карадаг в Крыму // Изв: Геол.Ком.1926.Т.45. 95с.
10. Лучицкий В.И. Петрография Крыма. Петрография СССР. Серия 1. Региональная петрография. Вып. 8. М.-Л.: изд. АН СССР. 1939. 98 с.
11. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геология. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3–21.
12. Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д. Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U–Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // Докл. РАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 66-72.
13. Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Суфиев А.А. U-Pb цирконовый (Shrimp) возраст Джидайрской интрузии как реперного объекта для геологии Крыма // Вестн. СПбГУ. Геология и география. 2012. № 4. С. 25-33.
14. Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. М.: Недра, 1973. 192 с.

15. *Никитин М.Ю., Болотов С.Н.* Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. М.: МГУ. Ч. 1. 2006. 135 с. Ч. 2. 2007. 110 с.
16. *Павлинов В.Н.* Форма и механизмы образования малых интрузий типа лакколитов. М.: изд. МГРИ. 1946. 411 с.
17. *Плошко В.В., Сиденко О.Г., Иванов В.И.* Ассоциация пикритов и кварцевых диабазов Крыма // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. С. 442-445.
18. *Промыслова М.Ю., Дёмина Л.И., Бычков А.Ю., Гуцин А.И., Царёв В.В.* Природа магматизма района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Вестн. МГУ. Геология. 2014. № 6. С. 14-22.
19. *Спиридонов Э.М.* Метаморфические и метасоматические образования Горного Крыма. В кн.: Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Т. II. М.: МГУ. 1989. С. 136-152.
20. *Спиридонов Э.М.* О составе фундамента киммерид Горного Крыма // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. М.: Геос. 2018. Т. II. С. 219-223.
21. *Спиридонов Э.М., Кравченко С.М., Степанов В.К., Путинцева Е.В., Тевелев Арк.В., Филимонов С.В., Никитин М.Ю., Овсянников Г.Н., Семиколенных Е.С.* Эффузивоподобные породы в составе гипабиссальных интрузивов габбро-долеритов мезозоид Горного Крыма и траптовой формации Восточно – Сибирской платформы (рудоносных и безрудных) // Петрология и геодинамика геологических процессов. Иркутск. 2021. Т. 3. С.107-109.
22. *Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Филимонов С.В.* Характер контактов габброидного интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Новые идеи в науках о Земле. 2019. Т. I. С. 97-100.
23. *Спиридонов Э.М., Семиколенных Е.С., Лысенко В.И., Филимонов С.В., Кортаева Н.Н.* Армоколлит-содержащие островодужные плагиолерцолиты и оливиновые габбро-норит-долериты Балаклавы, Горный Крым // Вестник МГУ. Сер. геол. 2019. № 3. С. 51-60.
24. *Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., Ряховский В.М.* Магматические образования Горного Крыма. Статьи 1 и 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119-134. Вып. 6. С. 102-112.
25. *Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С.* Цирконолит, бадделеит, циркон и торит островодужных анортит-битовнитовых кварцевых габбро-норит-долеритов интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Вестн. МГУ. Геология. 2018а. № 5. С. 70-78.
26. *Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С.* Чевкинит-(Се) и перрьерит-(Се) островодужных кварцевых габбро-норит-долеритов интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Зап. ВМО. 2018б. Ч. 148. Вып. 4. С. 45-63.
27. *Фирсов Л.В.* Абсолютная датировка изверженных пород Крыма в качестве реперных

образований для байоса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 4. С. 24-34.

28. Фрондел Дж. Минералогия Луны. М.: Мир. 1978. 333 с.

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

30. Юдин В.В. Микститы Горного Крыма // Доклады РАН. 1998. Т. 363. № 5. С. 666-669.

31. Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J., Kuiper K.F., Wijbrans J., Davies G.R., Stephenson R.A., Kaymakci N., Matenco L., Saintot A. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // Lithos. 2010. Vol. 119. P. 412-426.

32. Zircon (eds. Hancler J.M., Hoskin P.W.O.) // Rev.Mineral. Geochem. 2004.Vol.53.500 p.

РЕАЛЬНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ НАДВИГОВЫХ ЗОН В СНОВАНИИ ЯЙЛИНСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТА ПЕРВОЙ ГРЯДЫ КРЫМСКИХ ГОР

И.В.Шалимов shalimov.i.v@gmail.com

Развитие представлений о геологическом строении Крыма идет в направлении увеличения роли тектонических деформаций не только в составе комплексов складчатого основания, но и в составе комплексов субплатформенного чехла.

Первые предположения о наличии надвигов в складчатом фундаменте были высказаны еще в начале 20-го века. Однако, на геологических картах Крыма миллионного масштаба 1941, 1965, 1983 гг надвиги отсутствуют. Аналогичная ситуация наблюдается на картах двухсоттысячного масштаба 1960 г под редакцией Муратова. Первые надвиговые структуры в составе фундамента отражены только на двухсоттысячной карте Деренюка 1984 г.

Детальное изучение строения юрских отложений яйлинского комплекса чехла на протяжении многих лет было сильно затруднено в связи с ограниченным доступом на территории яйл из-за расположения воинских частей и правительственных дач.

Первые материалы аэрофотосъемок были получены лишь на рубеже 80-х и 90-х годов благодаря усилиям сотрудника Геологического факультета М.Ю. Никитина.

Анализ полученных материалов показал, что во многих местах слоистость верхнеюрских отложений резко упирается в субгоризонтальную подошву комплекса чехла, и, следовательно, мы имеем дело с шарьированием яйлинского комплекса.

Развитию данной концепции были посвящены работы Милеева и др. [1, 2, 3], основанные на полевых работах 1993-1996 гг. В результате была разработана концепция чешуйчато-надвигового строения яйлинского комплекса с многократным повторением элементов разреза. Важной особенностью строения надвигов в юрских отложениях, затрудняющей их изучение, является очень малая мощность зон динамического воздействия, связанная с перемещением аллохтонов в условиях высокого пластового давления, т.е. на гидрородушке.

Отдельная проблема заключается в диагностике наличия надвигов в основании конгломератовых толщ оксфорда, подстилающих карбонатные комплексы яйлы. Затрудненная диагностика слоистости и обильное развитие мощных осыпных шлейфов существенно затрудняет эту задачу.

В процессе проведения геологосъемочных работ на листе L-36-XXIX (Симферополь) удалось обнаружить несколько мест, позволяющих пролить свет на эту проблему.

В районе пос. Зеленогорье был обнаружен крупный оползень, развитый по расланцованным породам бата-келловея несколько ниже подошвы конгломератов оксфордского яруса (рис.1).

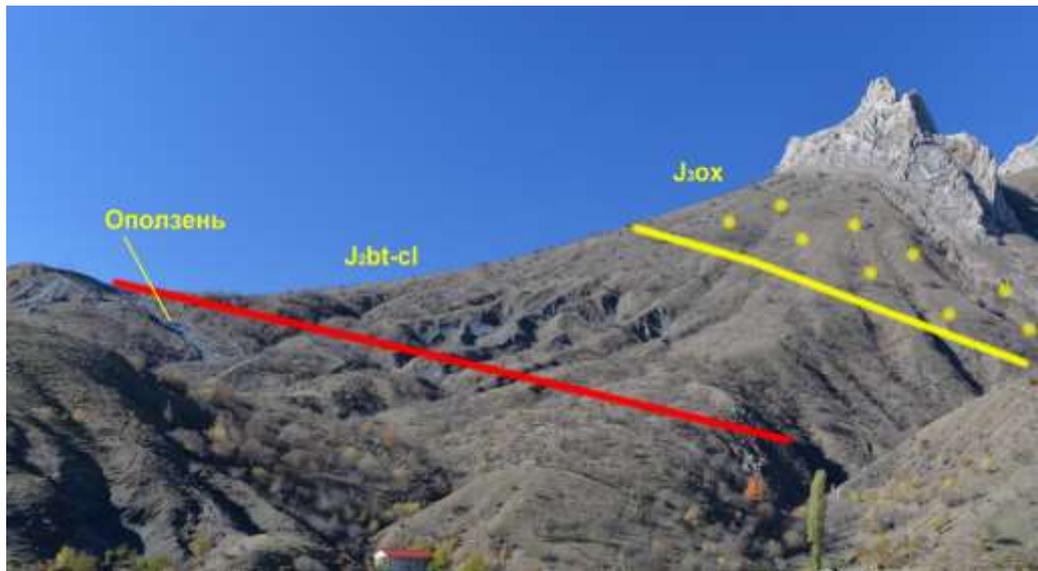


Рис.1. Строение зоны надвига в районе пос.Зеленогорье.

Зона расланцевания прослеживается на обоих бортах долины Арпата и падает на север под углами 30-35°. При этом сама подошва конгломератов имеет характер резкого углового несогласия и практически лишена признаков тектонизации.

Второй объект со сходным строением расположен в районе пос Генеральское. Здесь также наблюдается срыв несколько ниже подошвы конгломератов во флишеподобных отложениях бата-келловея. В крутой промоине на правом борту долины удалось рассмотреть строение зоны надвига. Мощность зоны динамического воздействия составляет всего 8 метров. В пределах этой зоны наблюдается сильное расланцевание пород, разорванные лежащие близизоклиальные складки и мелкие пологие срывы (рис. 2).

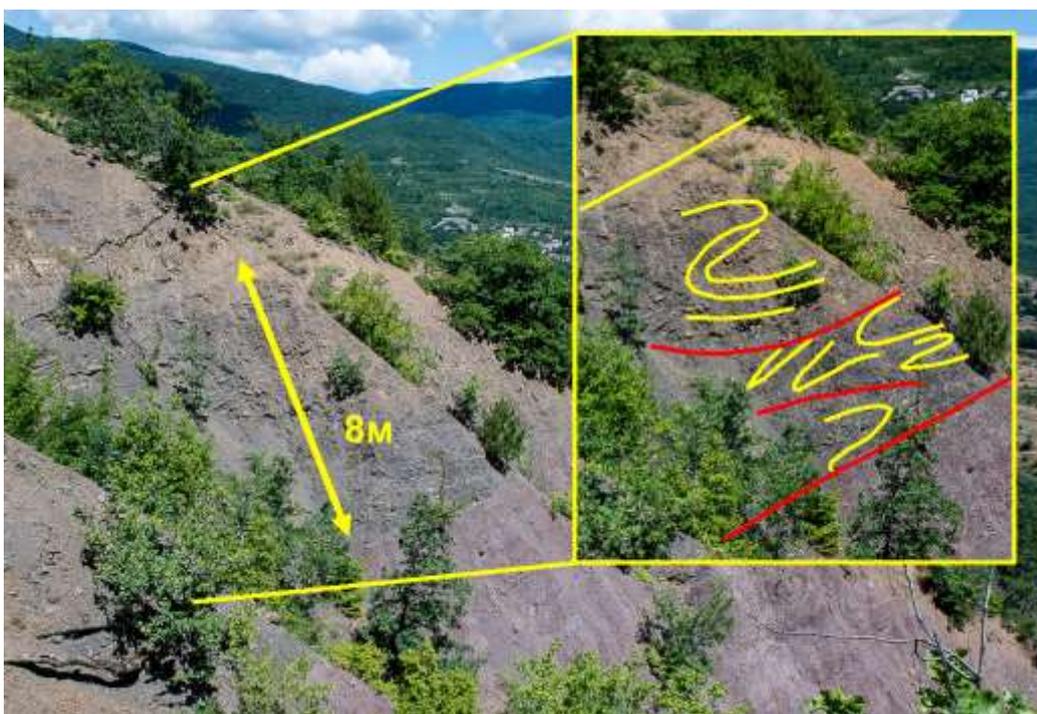


Рис. 2. Строение зоны надвига в районе пос. Генеральское

Зона рассланцевания прослеживается на обоих бортах долины Улу-Узень, образуя четкий пластовый треугольник северного падения с углами 30-35°. Конгломераты в правом борту долины с угловым несогласием залегают на отложениях бата-келловоя. Подошва полностью лишена признаков тектонизации.

Таким образом, проведенные исследования позволяют утверждать, что надвиговые деформации яйлинского комплекса сосредоточены не только в пределах верхней карбонатной части разреза, но и в основании конгломератовых толщ.

Выводы:

- Надвиговые структуры в яйлинском комплексе присутствуют не только в верхней карбонатной части, но и в основании нижней конгломератовой.
- Срывы происходят не строго по подошве, а с захватом линз подстилающих пород.
- Зоны дробления отличаются небольшой мощностью и невысокой степенью тектонической переработки, что, вероятно, объясняется флюидно-тектоническим механизмом их формирования.
- Время формирования этих структур стоит оценивать, как позднекиммерийское.

Литература

1. Об аллохтонном залегании верхнеюрских отложений Горного Крыма / В. С. Милеев, Е. Ю. Барабошкин, М. Ю. Никитин, С.Б. Розанов, И.В. Шалимов // *Доклады Академии наук.* — 1994. — Т. 338, № 4. — С. 497–500.
2. Особенности внутренних деформаций аллохтонов Горного Крыма / В. С. Милеев, С. Б. Розанов, Е. Ю. Барабошкин, И. В. Шалимов // *Доклады Академии наук.* — 1998. — Т. 358, № 2. — С. 233–235.
3. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма / В. С. Милеев, С. Б. Розанов, Е. Ю. Барабошкин М. Ю. Никитин, И.В. Шалимов // *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический.* — 1995. — Т. 70, № 1. — С. 22–31.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ НИЗКОГРАДНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В МЕЗОЗОИДАХ ГОРНОГО КРЫМА

Э.М.Спиридонов, Г.Н.Овсянников, С.В.Филимонов,
Е.В.Путинцева (СПбГУ), Е.С.Семиколенных (СПбГУ)

После 70 лет проведения учебных геолого-съёмочных практик на Крымском Полигоне МГУ и сопутствующих научно-исследовательских работ до сих пор для Полигона нет карты магнитного поля. Почему? В габброидах интрузива Аю-Даг и многих иных до 5-10% титаномагнетита. Однако все они или их части почти не выражены в магнитном поле. Почему? Также почему многие среднеюрские магматические породы Горного Крыма имеют позднеюрский Ar/Ar возраст? Попробуем найти ответы на эти вопросы.

Горный Крым – мезозойское покровно-складчатое сооружение. Значительную часть складчатого комплекса слагают терригенные толщи флиша T_2-J_1 таврической серии и эскиордынской свиты, сложно дислоцированные и несогласно перекрытые J_2 угленосными конгломерато-песчано-глинистыми толщами, которые заметно дислоцированы [8]. Терригенные толщи прорваны интрузивами островодужных габброидов и плагиогранитоидов раннебайосского первомайско-аюдагского комплекса [16] и перекрыты вулканитами островодужной базальт-андезит-дацит-плагиориолитовой позднебайосской бодракско-карадагской серии [16]. Островодужные породы нередко палеотипные, имеют зеленокаменный облик, что впервые описал Д.И. Щербаков в 1915 г. [19], в дальнейшем – Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [4]. Э.М. Спиридонов в работе 1989 г. доказал эпигенетическую метаморфогенную природу спилитов, кератофигов и кварцевых кератофигов Карадага и остальной части Горного Крыма и связанной с ними цеолитовой и агатовой минерализации [11]. В работах [11-17] доказано, что все допозднеюрские образования Горного Крыма охвачены региональным низкоградным метаморфизмом (НГМ) в условиях цеолитовой, затем – пренит-пумпеллиитовой и вновь – цеолитовой фаций. Таким образом, выявлена Горно-Крымская петля НГМ [15]. Этому способствовало открытие Н.Н. Шатагиным пумпеллиита в крымских породах [18].

Байосские интрузивы, вулканиты и дислоцированные совместно с ними терригенные толщи бата и келловея перекрыты «плащом» многокилометровых терригенно-известняковых отложений J_3 : верхнего оксфорда, кимериджа и нижнего титона [8]. На аэрофотоснимках Горного Крыма высокого качества, выполненных М.Ю. Никитиным, видно, что контакты верхнеюрских толщ с подстилающими образованиями – тектонические, и сами позднеюрские толщи интенсивно тектонизированы, многократно шарьированы [1,5,6]. Очевидно, что допозднеюрские образования Горного Крыма, судя по мощности J_3 отложений и с учётом их шарьирования, в позднеюрское время были погружены на глубину не менее 5-7-10 км. С этим коррелируется и то, что низы карбонатной толщи J_3 – известняки кимериджа метаморфизованы, превращены в

мраморизованные известняки (ими облицованы многие станции московского метро [10]) и содержат такую же кварц-халцедоновую минерализацию, что и палеовулканиды Карадага [2]. Ясно, что НГМ Горного Крыма – метаморфизм погружения и нагружения. Окатанные валуны и галька палеотипных – зеленокаменных вулканитов средней юры, находятся в конгломератах терминальной юры (верхнего титона) – раннего мела (раннего берриаса) [8]. С этими данными согласуются позднеюрские Ar/Ar датировки среднеюрских вулканитов Карадага и интрузивных пород бассейнов рек Качи и Бодрака [20]. Итак, процессы НГМ в Горном Крыму – не диагенетичные [3], а эпигенетичные [11]; их возраст – позднеюрский: для метаморфизованных интрузивных пород первомайско-аюдагского комплекса моложе исходных пород на ~13-23 млн. лет; для вулканитов бодракско-карадагской серии – на ~9-19 млн. лет.

Послеюрские образования Горного Крыма – повсеместно кайнотипные, испытали только диагенетические преобразования [8,11,16].

Обзор регионального низкоградного метаморфизма. Региональный метаморфизм – одно из грандиозных явлений в литосфере Земли. Продукты низкоградного метаморфизма НГМ погружения (и нагружения) широко распространены в складчатых областях, охватывая почти весь объём образований океанской и островодужной стадий и частично – орогенный комплекс. Установлено, что от форландов к центру и вглубь складчатых структур происходят довольно устойчивые для различных регионов и разновозрастных складчатых поясов: Новая Зеландия, Япония, Альпы, Аппалачи, Кордильеры, Урал, Большой Кавказ и др., преобразования пород. В базитах с ростом глубины в ассоциации с кварцем или халцедоном сменяются высокоSi цеолиты – морденит и клиноптилолит менее Si цеолитами – натролитом, мезолитом, гейландитом, шабазитом, затем – стильбитом и, наконец, ломонтитом (всё это цеолитовая фация (ЦФ), далее - ассоциациями пренит-пумпеллиитовой фации (ППФ), пумпеллиит-актинолитовой фации (ПАФ), далее – ассоциациями фации зелёных сланцев и более высокоградными [7,21]. НГМ – метаморфизм флюидодоминирующий, P_{H_2O} нередко превышает литостатическое на 1 кбар. Поэтому метаморфизованные породы массивные, нераздавленные, в них немало трещин гидроразрыва, заполненных минеральным веществом из окружающих пород. Параметры ЦФ – 120-290° С и 0.5-3 кб; ППФ – 270-330° С и 1-5 кб; из-за низкой T метаморфизма, степень метаморфических преобразований крайне изменчива даже на небольших расстояниях. Если доля CO₂ во флюиде превысит 3%, то в метапородах вместо цеолитов, пренита и пумпеллиита развиваются минералы кремнезёма – халцедон и кварц и глинистые минералы [7,21].

Региональный низкоградный метаморфизм в мезозоидах Горного Крыма. Верхняя часть колонны метаморфических образований представлена мраморизованными известняками оксфорда, метаморфизованными в условиях низкотемпературной части цеолитовой фации. Средняя часть колонны представлена метаморфизованными вулканитами, плутонитами и

осадочными породами J_2 : metabазальтами – до спилитов, диабазами и габбро-диабазами ЦФ и ППФ с лизардитом, метаандезитами – до кератофиров и метагаббро-диоритами ЦФ и ППФ, метадацитами и метариолитами ЦФ [11], в их числе трассы (пуццоланы) Карадага – богатые цеолитами породы для получения цемента, устойчивого в морской воде [8,9], и метаплагиограниты ЦФ и ППФ. В этих образованиях – масса заполненных миндалин, метаморфогенно-гидротермальных гнёзд, прожилков с кальцитом, цеолитами (от морденита, клиноптилолита и анальцима до ломонтита), халцедона, агатов, кварца, апофиллита, актинолита, пренита, пумпелиита...[11-17]. Нижняя часть колонны представлена метаморфизованными породами флиша T_2-J_1 , наиболее глубоко погруженными вулканитами и плутонитами J_2 в районе Балаклавы: метапесчаниками ППФ с метаморфогенно-гидротермальными кварцевыми жилами с хлоритом, рутилом, кристаллами дымчатого кварца с жидкими включениями с T гом. от 310° до 260° С; metabазальтами – спилитами ППФ, в том числе с гнёздами эпидота; метаплагиоцерцолитами ППФ с антигоритом, антофиллитом, везувианом.

НГМ в мезозоидах Горного Крыма и магнитные свойства среднеюрских магматических пород. Метаморфогенные флюиды цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фации имели щелочной характер и повышенный окислительный потенциал [7,11,14,21]. Поэтому, в метаморфизованных породах титаномагнетит в заметной степени замещён. Неметаморфизованные габброиды Аю-Дага содержат 3-10 % титаномагнетита и сильно магнитны. В целом, Аю-Даг и иные интрузивы J_2 первомайско-аюдагского комплекса в магнитном поле выражены слабо, т.к. большая часть титаномагнетита замещена (рис. 1,2).

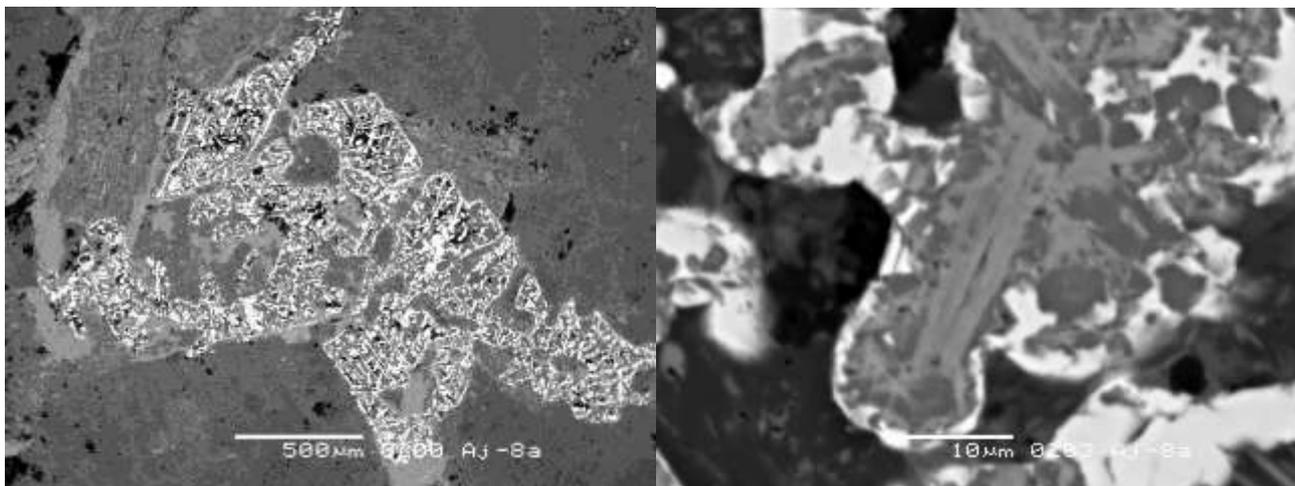


Рис. 1. Немангнитные метаморфизованные крупнокристаллические габбро-норит-долериты Аю-Дага. Слева. Структура распада титаномагнетита. Магнетит матрицы замещён хлоритом. Ильменит ламеллей замещён титанитом (светлый). Справа. Кристаллы титаномагнетита замещены сростаниями титанита (серый), игольчатого рутила (светло-серый) и пирита (белый). В отражённых электронах.

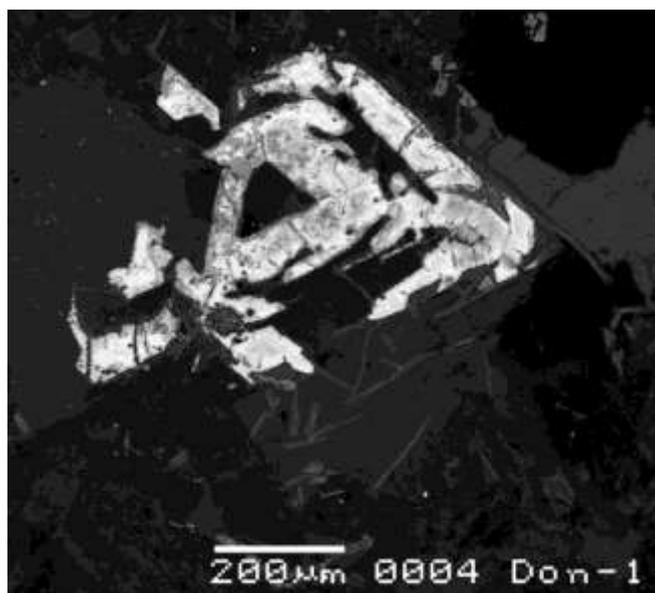


Рис. 2. Немагнитные метаморфизованные габбро-норит-долериты Донузорана. Титаномagnetит полностью замещён срastаниями немагнитных псевдобрукита $Fe^{3+}_2TiO_5$ (белый) и псевдорутила $Fe^{3+}_2Ti_3O_9$ (серый). В отражённых электронах.

Из-за крайней неравномерности проявлений НГМ магнитная восприимчивость одних и тех же пород сильно варьирует. Например, у метаморфизованных оливиновых габбро-норит-долеритов интрузива Лебединского в районе переката на р.Бодрак – от нуля до нескольких тысяч уже на расстоянии в первые метры и даже доли метра. Это – очевидная причина невозможности составления карты магнитного поля для территории Полигона МГУ.

НГМ в мезозоидах Горного Крыма как критерий отличия магматических пород допозднеюрских и послеюрских.



Рис. 3. Слева. Дайка раннемеловых кайнотипных керсутитовых лампрофиров сечёт низкоградно метаморфизованные среднеюрские оливиновые габбро-норит-долериты. Силлообразный интрузив Лебединского. Перекат р. Бодрак. Фото М.Ю. Никитина. Справа. Минидайка флогопитовых минетт кайнозойского возраста сечёт гнездо пренита и пумпеллита в метаморфизованных среднеюрских кварцевых габбро-диоритах. Кушнарёвский интрузив. Первомайский карьер. Шлиф, николи х. Колл. и фото Э.М. Спиридонова.

Допозднеюрские интрузивные и эффузивные образования Горного Крыма – повсеместно палеотипные, более или менее явно зеленокаменные с прожилками и гнёздами цеолитов, халцедона, карбонатов, пренита [11-16]. Кайнотипными являются послеюрские образования Крыма: – меловые вулканы Балаклавы [8,16], керсутитовые лампрофиры долины р. Бодрак [17] (рис. 3, левый), кайнозойские флогопитовые минетты (рис. 3, правый).

Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ кафедры минералогии геологического факультета МГУ, с использованием оборудования, полученного по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

Литература

1. Бискэ Г.С. Надвиговая позднемезозойская тектоника юго-западной оконечности Горного Крыма // Вест. СПбГУ. Геология и география. 2007. Вып. 2. С. 12-20.
2. Довгаль Ю.М., Токовенко В.С., Чернявский С.В. Проявления гидротермальной минерализации в верхнеоксфордских известняках Горного Крыма // Докл. АН УССР. 1988. Б. № 9. С. 17-19.
3. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах // Литология и полезные ископаемые. 1984. № 4. С. 19-34.
4. Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Дьяконова-Савельева Е.Н. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Л.: изд. АН СССР. 1933. 150 с.
5. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю., Розанов С.Б., Шалимов И.В. Об аллохтонном залегании верхнеюрских отложений Горного Крыма // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 4. С. 497-500.
6. Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Никитин Ю.М., Шалимов И.В. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Геология. 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 22-31.
7. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир. 1976. 536 с.
8. Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. М.: Недра, 1973. 192 с.
9. Попов С.П. Минералогия Крыма. М.: изд. АН СССР. 1938. 352 с.
10. Спиридонов Э.М. Декоративный камень в оформлении московского метро. Путеводитель экскурсии XXVII МК. М.: Союзгеолфонд. 1984. 25 с.
11. Спиридонов Э.М. Метаморфические и метасоматические образования Горного Крыма. В кн.: Геол. строение Качинского поднятия Горного Крыма. Т. II. М.: МГУ. 1989. С. 136-152.

12. *Спиридонов Э.М.* Островодужные феррокордиерит-альмандиновые плагиориолиты горы Кагель, Горный Крым // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2017. № 2. С. 15-21.
13. *Спиридонов Э.М.* Образование натролита за счёт мезолита механизмом ионного обмена в metabasalts (спилитах) Карадага, Горный Крым // Зап. РМО. 2021. Ч. 150. Вып. 3. С. 98-113.
14. *Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Янакиева Д., Фролова Ю.В., Семиколенных Е.С.* Агаты в метавулканитах (геологические обстановки, параметры и время превращения вулканитов в мандельштейны с агатами) // Спецвыпуск вест. РФФИ. МОЛНЕТ. 2014. 66 с.
15. *Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В., Филимонов С.В., Руденко И.Е., Овсянников Г.Н., Семиколенных Е.С.* Горно-Крымская петля регионального низкоградного метаморфизма позднеюрского возраста // Петрология и геодинамика геологических процессов. Иркутск. 2021. Т. 3. С. 120-124.
16. *Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., Ряховский В.М.* Магматические образования Горного Крыма. Статьи 1 и 2 // Бюлл. МОИП. Геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119-134. Вып. 6. С. 102-112.
17. *Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Никитин М.Ю., Овсянников Г.Н.* Керсутитовые лампрофиры мелового возраста в долине реки Бодрак в Горном Крыму // Петрология и геодинамика геологических процессов. Иркутск. 2021. Т. 3. С. 127-129.
18. *Шатагин Н.Н.* Пумпеллиит из Бахчисарайского района // Вестн. МГУ. Геология. 1964. № 4. С. 68-71.
19. *Щербаков Д.И.* Зеленокаменные породы Алупки. Сборник, посвящённый проф. Ф.Ю. Левинсону-Лессингу. СПб.: Политехнич. ин-т. 1915. С. 117-122.
20. *Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J., Kuiper K.F., Wijbrans J., Davies G.R., Stephenson R.A.* Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // Lithos. 2010. Vol. 119. P. 412-426.
21. *Philpotts A.R., Ague J.J.* Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press. 2009. 667 p.

**СОЗДАНИЕ УЧЕБНОГО ПОЛИГОНА
ПО КОМПЛЕКСНОМУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ
ГЕРАКЛЕЙСКОГО ПЛАТО, ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ**

Н.В.Лубнина, О.В.Крылов, М.Л.Владов, И.Н.Модин, А.Ю.Бычков, Г.В.Брянцева, А.И.Гущин,
М.А.Романовская, Е.В.Козлова (СКОЛТЕХ), В.Л.Косоруков, М.В.Коснырева, Н.И.Косевич,
М.С.Мышенкова, А.Ю.Паленов, А.Д.Скобелев, В.А.Стручков

natalia.lubnina@gmail.com

Успешность геодинамических и инженерно-геологических изысканий во многом зависит от правильного понимания строения и истории развития исследуемого региона. Использование одного/двух методов изучения часто дает однобокую картину и не позволяет корректно проинтерпретировать результаты исследований. Для того чтобы показать возможности и ограничения различных геолого-геофизических методов, на хорошо изученном и хорошо обнаженном объекте – Гераклейском плато – были проведены структурно-геоморфологический, морфометрический и гидрологический анализы. Геофизический комплекс исследований объединял морские сейсмические и магнитометрические съемки в сочетании с наземными методами электротомографии, гравиметрии, магнитометрии, а также петромагнитные исследования.

При выборе участков для детального изучения и интерпретации результатов мы опирались как на глобальные реконструкции [7–10], так и на результаты детальных тектонофизических [3] и петрологических [5, 6] исследований.

В тектоническом отношении Гераклейское плато представляет собой обособленный вулканотектонический блок в шовной зоне сочленения Скифской плиты и Горного Крыма. С юго-востока он ограничен Георгиевской зоной разломов (эшелонированных тектонических нарушений), активной в позднеальпийский этап, а с северо-востока – раннекиммерийской Чернореченской зоной разломов глубинного заложения. В его строении представлены верхний и нижний структурные этажи, слагающие Горно-Крымское сооружение. Считается, что деформация нижнего структурного этажа произошла до образования нижнемелового и более молодого осадочного чехла, который слабо или почти совсем не деформирован.

Верхний структурный этаж сложен известняками и глинами нижнего неогена (сарматского регионаруса среднего миоцена), залегающими субгоризонтально и образующими плато. Общая мощность миоценовых отложений достигает 30–40 м. В пределах Гераклейского плато миоценовые отложения подстилаются выклинивающейся в юго-западном направлении нижнемеловой толщей, часто с полным размывом верхнемеловых и палеогеновых пород [1].

Среднеюрские вулканы, слагающие нижний структурный этаж, в районе мыса Фиолент, включают серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты, расслоенный базит-

ультрабазитовый комплекс, габбро и габбро-долериты, фрагменты комплекса параллельных даек, подушечные лавы, кремнистые черные слоистые образования и яшмы. Химический состав, в том числе распределение редких земель и широкий спектр других микроэлементов подушечных лав и долеритов мыса Фиолент, указывает на их надсубдукционную природу и принадлежность к задуговому бассейну [5]. Эти породы прорваны экструзивными куполами, штоками и дайками плагиориолитов.

Большое значение в строении региона играют разрывные нарушения различного порядка, формирование которых в значительной степени предопределило его структурные особенности. По параметрам и роли в геологической истории Гераклейского полуострова разрывные нарушения подразделяются на глубинные разломы (I порядок), разломы глубокого заложения (II порядок) и локальные разрывы различной морфологии (III порядок) [4]. Проведенные структурно-геоморфологические исследования в пределах Гераклейского полуострова, позволили выделить Западный, Центральный и Юго-Восточный сегменты, отличающиеся густотой и направлением зон трещиноватости, разрывов, характером овражно-балочной сети, строением береговой зоны [5]. Границами этих сегментов являются крупные протяженные разрывные нарушения север–северо-восточного простирания II порядка.

Геофизические исследования проводились на м. Фиолент, на границе Центрального и Юго-Восточного сегментов. В Центральном сегменте широкое развитие имеет зона тектонических нарушений восток–северо-восточного простирания. На м. Фиолент выделена наиболее крупная зона трещиноватости северо-восточного простирания, являющаяся границей двух сегментов – Центрального с рельефом, значительно расчлененным овражно-балочной сетью и Юго-Восточного, где эрозионное расчленение практически отсутствует [2]. В Центральном сегменте многочисленные трещины деформируют долины оврагов и балок, изменяя их простирание. Установлено, что разломы северо-западного простирания в верхнем структурном этаже смещены на 30–40 метров на северо-восток относительно разрывов, выделенных в нижнем структурном этаже по результатам гравиметрической и магнитной съемок [2, 4].

Проведенные нами электротомографические исследования позволили выявить детали строения верхнего структурного этажа в районе м. Фиолент. Результаты исследований свидетельствуют о резком различии в строении северо-восточного и юго-западного крыльев балок: в юго-западной части выделено три слоя высокоомных пород, отличающихся по степени раздробленности и выветрелости известняков.

Установленное смещение магнитной и электротомографических аномалий относительно минимума рельефа связано с падением зоны разлома в юго-западном направлении.

Проведенные комплексные исследования позволили также установить генетическую связь сульфидного рудопроявления мыса Фиолент со среднеюрской магматической ассоциацией. Основные преобразования среднеюрских вулканитов произошли под влиянием гидротермальных флюидов, связанных с внедрением интрузивов кислого состава. В зоне контактовых изменений интрузивов отмечена сульфидная минерализация, основными минералами которой являются пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и пирротин, а также мышьяковистый пирит. При взаимодействии гидротермального флюида с вмещающими породами образуется большое количество сульфидов, в том числе сульфидов железа. На мысе Фиолент в результате петромагнитных исследований установлено присутствие как минимум двух из них – моноклинного пирротина и пирита. В центральных частях зоны гидротермальных изменений массивные сульфиды сильно выветрены, здесь отмечается присутствие вторичных сульфатов. В краевых частях зоны в гипергенном лимоните преобладает желто-коричневый гётит, в центре – желтый ярозит, что, возможно, обусловлено большим количеством первичного пирита в центре системы, разложение которого приводило к образованию значительного количества серной кислоты.

В ходе гидромагнитных исследований вдоль побережья мыса Фиолент была выявлена отрицательная магнитная аномалия, связанная, по-видимому, с химическими изменениями основных минералов-носителей намагниченности в ходе гидротермальных изменений и последующих гипергенных процессов. Установлено, что в результате гетерофазного окисления в присутствии морской воды первичные титаномagnetиты основных интрузивов распадаются на магнетит и ильменит при температуре менее 300°C. В дальнейшем ильменит окисляется до гематита и анатаза (TiO₂). Именно присутствием пирита объясняется отрицательная аномалия во втором слое электротомографического разреза, поскольку эта зона наиболее проницаема для флюидов. Такие изменения подтверждаются и результатами гравиметрического моделирования – наилучшее совмещение полученной в ходе полевых исследований аномалии силы тяжести и модельных расчетов наблюдается именно в краевой части сульфидной (пиритной) зоны минерализации.

В результате комплексных исследований установлены главные геолого-геофизические критерии выделения участков повышенной трещиноватости: 1) по данным электроразведки - крайне неоднородное строение верхней части геоэлектрического разреза до глубины 30–40 м; 2) также по данным электроразведки устанавливается повышенная обводненность верхней части разреза и ее резкая изменчивость по горизонтали; 3) по сейсмическим данным – миоценовые известняки имеют крайне низкие прочностные характеристики, что свидетельствует об их повышенной трещиноватости; 4) резкая изменчивость удельного сопротивления от максимально

больших значений до минимальных на закарстованных территориях; 5) относительно более интенсивное развитие трещиноватости на участках проявления оползневых процессов.

Литература

1. Геология СССР (1969). Т. 8. Часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 576 с.
2. Крылов О.В., Лубнина Н.В., Владов М.Л. и др. Создание учебного полигона по комплексному геолого-геофизическому изучению трещиноватости в пределах юго-западного // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология, 2022. № 6. С. 160–174.
3. Муровская А.В., Щербаков Р.Н. Структурно-кинематические парагенезисы и деформационные режимы Гераклейского блока Юго-Западного Крыма // Наукові праці ДонНТУ. Сер. «Гірничо-геологічна». 2011. Вип. 13(178). С. 122–128.
4. Пивоваров С.В., Чайковский Б.П., Чуба Б.С. и др. (1984). Отчет по глубинному геологическому картированию масштаба 1:50000 западной части Горного Крыма (Гераклейское плато) за 1982–1984 гг., 2, с. 53–110.
5. Промыслова М.Ю., Брянцева Г.В., Демина Л.И., Косевич Н.И. Новейшие структуры Гераклейского полуострова (Юго-Западный Крым) // Вестн.Моск.Ун-та, 2019. № 2. С. 8- 16.
6. Шнюков Е.Ф., Лысенко В.И., Кутий В.А., Шнюкова Е.Е. Золото-серебряная и сульфидная минерализация в породах Гераклейского плато (Крым). Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2019. № 2. С. 68–86.
7. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 333 с.
8. Yegorova T., Gobarenko V., Murovskaya A. Jurassic-Cretaceous magmatic arcs in the Eastern Black Sea: Evidence from geophysical studies and 2D modeling. Journal of Geodynamics, 2022. V. 149. 101890. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101890>.
9. Nikishin A.M., Okay A., Tiusuz O. et al. The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // Marine and Petroleum Geology. 2015a. Vol. 28 (3). P. 728–743. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018.
10. Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geological Society of London. Special Publication. 2015b. Vol. 428. P. 241–264. DOI:10.1144/SP428.1.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА РАВНИННОГО КРЫМА КАК ОСНОВА ДЛЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЙ

Т.В.Суханова, Н.В.Макарова

Поиски и разведка месторождений пресных подземных вод - одна из основных задач хозяйственной деятельности в Равнинном Крыму. Накопление воды и сохранность водоносных горизонтов во многом зависят от новейших структурных условий территории.

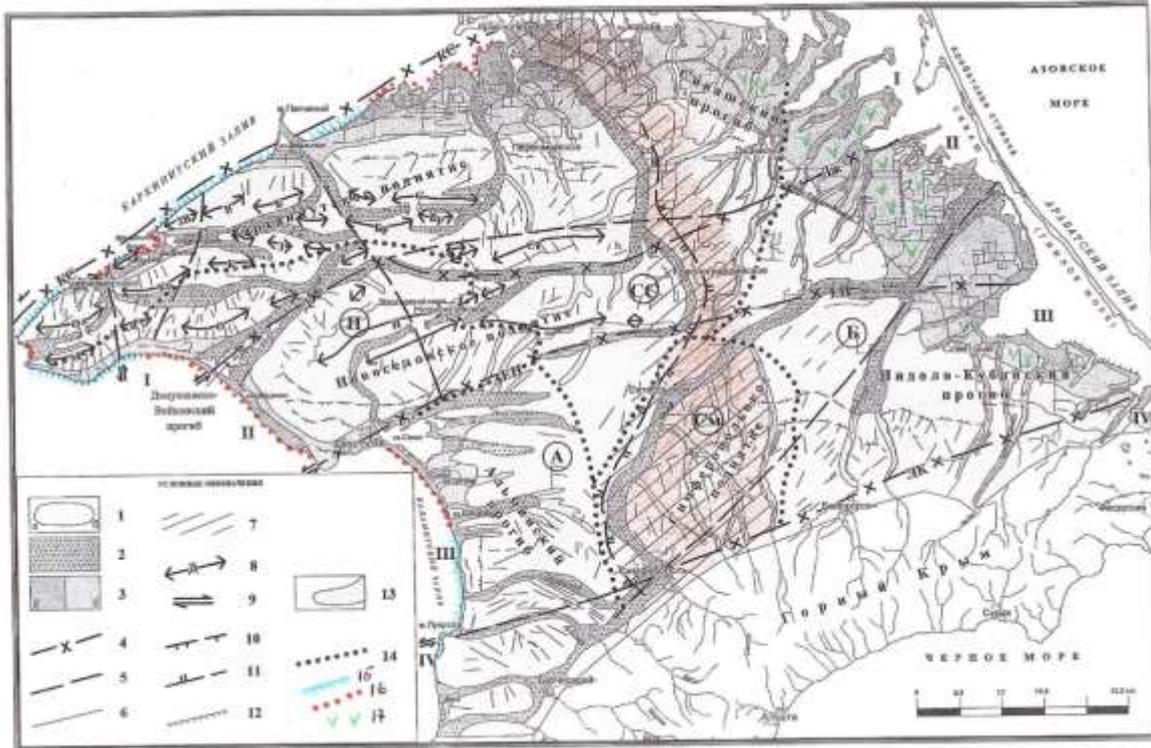


Рис. Структурно-геоморфологическая схема Равнинного Крыма: 1 – обобщенные контуры основных поднятий; 2 – эрозионно-тектонические понижения (впадины-синклинали, долины рек, балки, приуроченные к зонам разрывных нарушений); 3 – области аккумуляции – равнины голоценового (а) и позднеплейстоценового (б) возраста, преимущественно с морской аккумуляцией; 4 – основные разрывные нарушения, проявленные в рельефе, выделенные по геологическим данным (зоны глубинных разломов); 5 – разрывные нарушения, предполагаемые; 6 – линеаменты; 7 – зона Центрально-Крымского линеамента; 8 – оси новейших поднятий, соответствующие антиклинальным складкам (буква – название); 9 – направления сдвиговых напряжений; 10 – границы ступеней на склонах развивающихся поднятий, в том числе террасы; 11 – линия главного водораздела, определяющего направление стока поверхностных и подземных вод; 12 – современные абразионные уступы; 13 – балки; 14 – границы месторождений подземных вод (Хмара, 2001), и их названия – буквы в кружках: СС – Северо-Сивашское, Н – Новоселовское, А – Альминское, См – Симферопольское, Б – Белогорское; берега: 15 – абразионные, 16 – аккумулятивные; 17 – заболачивание. Названия антиклиналей: Б – Бакальская, Бр – Березинская, В – Владимирская, З – Задорненская, ЗВ – Западно-Владимирская, Кр – Карлавская, Н – Новоселовская, М – Меловая, О – Октябрьская, Оленевская, Р – Родниковская, С – Серебрянская, Ср – Сарыбашская

Основные месторождения подземных вод в Равнинном Крыму (рис.) приурочены к крупным новейшим прогибам. Современное развитие локальных структур в их пределах ведет к

деформациям грунтовых и более глубоких водоносных горизонтов, влияющих на их состояние и водообильность. На прогибающихся участках побережий происходит понижение горизонтов грунтовых вод под уровень моря, что способствует их засолению. Повышенная трещиноватость пород в областях питания (предгорья, поднятия в Равнинном Крыму) способствует инфильтрации атмосферных осадков и речных вод в водоносные горизонты. К зонам некоторых активных разломов предположительно могут быть приурочены пресные подземные воды, поступающие из более глубоких горизонтов осадочного чехла к поверхности.

Общая новейшая структура всего Крымского полуострова состоит из четырех субширотных блоков, в плане несколько сдвинутых относительно друг друга к востоку (см. рис.). Равнинный Крым расположен в пределах трех северных блоков. Они разделяются линейными разломами, отражающими глубинные разломы, и имеют закономерное строение, аналогичное строению Горного Крыма: снижение поверхности блоков с юга на север и с запада на восток. К северным относительно опущенным частям приурочены заливы и озера. Восточные низкие части блоков находятся в пределах западных замыканий Сивашского и Индоло-Кубанского прогибов. Субмеридиональное поднятие, неясно выраженное в рельефе, отражающее зону глубинного разлома, служит водоразделом поверхностного стока, направленного к западу и востоку. Существование блоков подтверждается положением палеозойского основания, погребенных киммерийских грабенов, мощностью осадочного чехла. В пределах блоков локальные положительные и отрицательные структуры выражены в рельефе, развиваются в настоящее время и определяют движение подземных вод по уклонам крыльев поднятий во впадины, концентрирующих сток. Во впадинах, включающих месторождения подземных вод (см. рис), развиваются внутренние поднятия, еще практически не выраженные в рельефе, но влияющие на подземный и поверхностный сток.

Морские побережья испытывают воздействие трех основных процессов: 1) повышения уровня моря в связи с потеплением климата, 2) современных тектонических движений, усиливающих или ослабляющих влияние климата, и 3) антропогенных, нарушающих ход природных процессов. В результате усиливаются абразия, оползни и обвалы, разрушающие берега, уничтожающие пляжи. Аккумуляция на побережьях характерна лишь для небольших отрицательных структур. Все это влияет на экологию морских побережий и их рекреационный потенциал.

Литература

Макарова Н.В., Макеев В.М., Галицкая И.В., Суханова Т.В. Новейшая тектоника Равнинного Крыма в связи с проблемами его водоснабжения // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2018. Т. 93. Вып. 33. С. 3-11.

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ПРИ ПРОЕКТИРОВАНИИ ТРАССЫ «ТВРИДА»

И.Н.Модин, А.А.Пелевин

Введение

Летом 2017 г. были выполнены геофизические исследования на территории археологического памятника Эски-Юрт и Каменный Ящик, которые находились недалеко от Бахчисарая. Эски-Юрт - курган бронзового века, на территории которого были обнаружены несколько средневековых грунтовых захоронений.

Необходимо отметить, что геофизические поиски отдельных захоронений одна из самых тяжелых технических задач, поэтому для нас было чрезвычайно интересно опробовать геофизические методики с точки зрения решения этой сложной задачи. На участке Каменный ящик необходимо было обнаружить каменный склеп размером примерно 1.5 м x 1.5 м.

На участках были проведены работы методом георадиолокации, магниторазведки и электротомографии (Бобачев и Горбунов, 2005). Однако первые два метода не дали практических результатов. Высокая проводимость глин и мергелей, расположенных в самой верхней части разреза, сильно ограничивали глубинность исследования георадиолокации, а магнитная съемка показала огромное количество мелких железных предметов, что сделало анализ и интерпретацию магнитного поля бесперспективными. Только с помощью метода электротомографии нами были получены интересные результаты (Ерохин и др., 2011). Измерения проходили на окологурганном пространстве (Модин и др., 2014), и один из участков располагался в самом центре раскопа, где археологи обнаружили несколько грунтовых могил.

Методика электротомографических исследований

На участке Эски-Юрт и Каменный Ящик работы методом электротомографии выполнены с помощью станции Омега-48 в площадном варианте с использованием большого количества электротомографических расстановок по системе 0.5м x 1 м и 1м x 1 м.

Измерения выполнялись для трехэлектродных установок Amn и mnB и диполь-дипольной установки $ABmn$. Для экономии времени большая часть протоколов была с максимальным разносам AO и OB равным $8.5 a$, где a - шаг съемки. Всего на участке Эски-Юрт было отработано 239 профилей электротомографии общей длиной 5299.25 м. На участке Каменный Ящик 50 профилей по 32 м т.е. отработано 1600 м профилей детальной съемки. Измерения выполнялись в режиме четырех разнополярных импульсов с интервалом одной полки 100 мс и интервалом отсутствия тока - 100 мс. Полная запись одного временного ряда для каждой пары MN составляла 800 мс. Оптимизация протокола приводила к тому, что в течение одного цикла измерения в

среднем использовалась одновременная запись 5-6 каналов. Средняя величина тока составила 100 мА, что обеспечило точность измерений около 3%.

Результаты

После завершения полевых работ была выполнена инверсия данных электрической томографии (Loke, 2000) и построены геоэлектрические разрезы по всем профилям. Выполненная инверсия позволила построить для каждого планшета куб данных и карты срезов на разных глубинах.

Эски-Юрт

Геоэлектрический разрез в пределах участка Эски-Юрт имеет горизонтально-слоистое строение и тип Q с относительно высокими значениями сопротивлений (от 50 до 300 Ом·м) в верхней части разреза и градиентным переходом в область низких сопротивлений (до 2 Ом·м) в нижней части.

Предположительно верхний культурный и почвенно-растительный слой представлен карбонатными грунтами мощностью от 0.35 до 0.8 метра со значениями удельных электрических сопротивлений в диапазоне от 50 до 300 Ом·м и глинисто-суглинистыми грунтами в основании разреза с удельным сопротивлением в диапазоне от 2 до 50 Ом·м. При этом проводимость нижнего слоя заметно возрастает с запада на восток.

После того, как археологи сняли верхний слой нами были выполнены электротомографические работы на планшете 5. Срез куба удельных сопротивлений по планшету 5 соответствует глубине 0.23 м. Мощность бронирующего горизонта известняков составляет 1-2 м. Известняк находится в сильно дезинтегрированном состоянии и представляет собой массив разбитый трещинами. Это обстоятельство осложняет поиск артефактов, потому что размеры фрагментов известняков близки к размерам одиночных захоронений.

Можно отметить следующие особенности строения участка. В западной части примерно сходное строение выявлено на планшете 6, 4.1 и 4.2. Здесь преобладают высокоомные аномалии северного простирания, что соответствует направлению традиционной запашки поля. Кроме этого здесь отмечается большое количество локальных аномалий небольших размеров. Основная аномалия, которая пересекает все три планшета, вероятно имеет геологическое происхождение и отражает моноклиналиное падение известняков, мергелей и глин эоцена в западном направлении. В этом плане структура, которая протягивается в меридиональном направлении и читается на 2 и 3 планшете, также вполне вписывается в общий структурный геологический фон залегания горных пород. При этом в восточной части участка на поверхность земли выходят глинистые породы, а в западной части более ярко выделяются известняки.

На карте среза 0.25 м отчетливо выделяется 9 однотипных аномалий высокого сопротивления, вытянутые в субширотном направлении с запада на восток. Аномалии выстроены

в два ряда, которые расположены в 1 м друг от друга. В каждом ряду по 4-5 аномалий. Расстояние между аномалиями в ряду от 2 до 3 м. Ряды могил образуют плавные дуги, слегка выпуклые в восточном направлении. Размер аномалий соответствует грунтовой могиле в плане. Зачистка кровли материка показала, что геофизические аномалии соответствуют характерным темным пятнам, которые обычно совпадают с поверхностью могильной выемки. Археологические раскопки в дальнейшем полностью подтвердили увиденную нам картину. Кроме этого нами был обнаружен еще один ряд могил, который расположен в западной части планшета. По нашему мнению, здесь как минимум располагается 4 грунтовые могилы. Наиболее яркая ситуация проявилась на профиле 13. Здесь 5 могильных врезов в материк четко фиксируются аномалиями высокого сопротивления. Нижние кромки могил расположены на глубине около 50 см. Расстояние между могилами на этом профиле соответствует 2 м.

По аналогии с полученным результатом на планшете 1 были отмечены похожие аномалии на профилях 27 и 28. Весьма вероятно, что здесь мы обнаружили по крайней мере еще 7 грунтовых захоронений, которые образовали правильную структуру однотипных аномалий, которые расположены на расстоянии 1.1 м друг от друга. Кроме этого можно выделить еще 5 таких аномалий.

Каменный Ящик

В соответствии с рекомендациями археологов основные исследования развернулись в западной части участка работ. По результатам интерпретации выявлена широкая положительная аномалия удельного электрического сопротивления субмеридионального направления, которая пересекает весь участок. В результате обсуждения полученных данных эта аномалия идентифицирована нами как временное русло речного потока, сложенного грубообломочным материалом. Весьма возможное время образования потока – время сооружения могилы в каменном склепе. Очевидно, что захоронение не могло быть установлено в воду. Искать ящик нужно по берегам. На западном берегу подходящих аномалий обнаружено не было. Поэтому мы продолжили наши исследования на восточном берегу реки. Буквально в последний момент нами была обнаружена аномалия весьма похожая на объект нашего поиска. В результате раскопок, которые были проведены сразу по окончанию наших работ, был обнаружен искомый каменный склеп.

Выводы

Впервые электрическая томография в большом масштабе стала применяться в площадном варианте, когда измерения проводятся по густой сети профилей по системе 1 м x 1 м и 0.5 м x 1 м.

Показано, что с помощью электрической томографии при низком уровне геологических помех можно картировать грунтовые могилы. Обязательным условием успешности таких

поисков должна быть густая сеть профилей и частый шаг по профилю наблюдений. Расстояние между профилями электрической томографии должно быть 0.5 м. Профили должны быть ориентированы в меридиональном направлении, а шаг съемки должен быть 0.25 м. Предварительно должны быть выполнены опытно-методические работы, которые позволят выполнить калибровку методики наблюдений и покажут, что сами грунтовые могилы обладают повышенным контрастом сопротивлений.

С помощью электрической томографии на участке Каменный Ящик удалось обнаружить склеп размером 1,5 м x 1,5 м, верхняя кромка которого располагалась на глубине 0,5 м. Для поиска такого объекта достаточная методика наблюдений составила 0.5 м x 1 м. Выявленная аномалия удельного сопротивления составила 2м x2 м.

Литература

1. Бобачев А.А., Горбунов А.А. Двумерная электроразведка методом сопротивлений и вызванной поляризации: аппаратура, методики, программное обеспечение и перспективы развития// Разведка и охрана недр. 2005, N12, с 52-54.
2. Ерохин С.А., Модин И.Н., Павлова А.М., Шевнин В.А. Электротомография при археологических раскопках в с. Бородино// Инженерная и рудная геофизика – Москва, Россия, 25-29 апреля 2011г. 8 с.
3. Модин И.Н., Ерохин С.А., Павлова А.М., Пелевин А.А., Шишкина Т.В. Изучение древнерусских курганов с помощью трехмерной электрической томографии и георадиолокации// Инженерная и рудная геофизика – Москва, Россия, 25-29 апреля 2014 г. 4 с.
4. Loke M.H. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys// Copyright (1997, 1999, 2000) by Dr. M.H.Loke.

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ В КРЫМУ

Д.О.Десятов, В.А.Куликов, П.Ю.Пушкарев, А.Г.Яковлев

Метод магнитотеллурического зондирования относится к группе методов электроразведки, и является самым глубинным из них. В нём используется естественное переменное электромагнитное поле Земли, называемое магнитотеллурическим полем. В результате интерпретации данных МТЗ оценивается удельное электрическое сопротивление среды. Часто используют обратную к нему величину – электропроводность. Эти свойства зависят от минерального состава горных пород, их флюидонасыщенности и других факторов. При глубинных исследованиях, когда имеется только косвенная информация о строении и состоянии недр, знание электропроводности горных пород важно для более однозначной интерпретации комплекса геолого-геофизических данных.

При изучении геоэлектрического строения Горного Крыма большую роль сыграли Виктор Казимирович Хмелевской и другие сотрудники кафедры геофизики геологического факультета МГУ. Так, в 1949-1950 годах В.К. Хмелевской, ещё студент, являлся участником, а затем руководителем электроразведочного отряда, изучавшего оползни на Южном Берегу Крыма с помощью методов электрического зондирования (ВЭЗ) и профилирования (ЭП). В 1959-1963 годах он применял методы наземной и подземной электроразведки в составе комплексной геофизической экспедиции, занимавшейся сопровождением проходки Ялтинского гидротоннеля. Протяжённость тоннеля составила 7200 м, максимальная глубина 900 м, а электроразведка давала информацию об обводнённых зонах в карбонатных породах, а также о глубине до нижележащих терригенных пород. Работы проводились, в том числе, в ходе геофизических студенческих практик. Одним из результатов работ стал первый глубинный (до 5 км) геоэлектрический разрез Горного Крыма. Он был построен по результатам дипольных электрических зондирований с разносами до 20 км по профилю «Ялта - Новопавловка». На разрезе, в частности, отражено положение кровли высокоомного основания, залегающего под более проводящими терригенными горными породами (в основном Таврической серии).

В то же время в Крыму началось применение метода магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Эти работы были связаны с именем Игоря Ивановича Рокитянского. В 1957 году он выполнил одно из первых МТЗ в обсерватории Алушта. Обработкой и интерпретацией полученных данных занималась группа академика А.Н. Тихонова, основоположника метода МТЗ. Позднее метод стал широко применяться в Крыму, особенно в его равнинной части, для оценки перспектив нефтегазоносности. Знаменательным событием было проведение работ на участке «Тарханкут - Керчь» одного из международных геотраверсов. В советский период работы методом МТЗ проводили Крымская геофизическая экспедиция, трест «Днепргеофизика» и

Институт геофизики НАНУ. Обобщение и интерпретация этих данных были выполнены И.И. Рокитянским и другими геофизиками. В начале XXI века магнитотеллурическими исследованиями Крыма занимались сотрудники Института геофизики НАНУ С.Н. Кулик, Т.К. Бурахович, А.Н. Кушнир, И.М. Логвинов, В.Н. Тарасов и другие. Ими построены региональные геоэлектрические модели региона, включающие крупные глубинные геоэлектрические структуры.

В 2016 году Российской геофизической компанией «Северо-Запад» были выполнены уникальные работы методом МТЗ по детальному профилю через Горный Крым «Ялта-Новоселовка», проходящему в своей центральной части через геологический полигон МГУ. Всего было выполнено 30 точек МТЗ, шаг составил от 1 до 3 км. Применялась современная портативная аппаратура компании «Phoenix Geophysics» (Канада) и собственного производства. В результате обработки и интерпретации данных МТЗ был построен геоэлектрический разрез по профилю «Ялта-Новоселовка» до глубины 30 км [1].

На разрезе уверенно выделяется глубинная проводящая зона в пределах полигона МГУ, по-видимому, приуроченная к Предгорному разлому. Её низкое сопротивление может быть обусловлено трещиноватостью и флюидонасыщенностью. Другая проводящая область обнаружена под первой грядой Крымских гор, она также может быть связана с трещиноватой разломной зоной, к ней приурочена и повышенная сейсмичность. На рисунке приведена верхняя часть геоэлектрического разреза, до глубины 5 км. В левой (северо-западной) части разреза сверху проявляется осадочная толща Скифской плиты. Сопротивления в первые десятки Ом·м на глубинах до 2 – 3 км в основном связаны с осадочными породами Юры и Триаса. Ниже залегает палеозойское основание, сложенное метаморфическими породами, с сопротивлением порядка 1000 Ом·м. Вариант более детальной геологической интерпретации был предложен А.Н. Стафеевым [2].

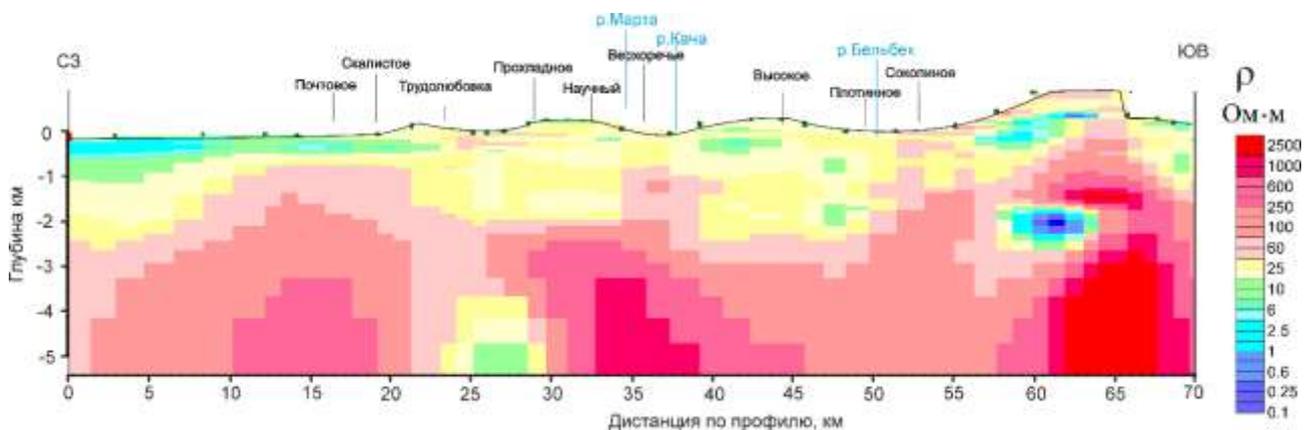


Рис. Геоэлектрический разрез Горного Крыма по данным МТЗ по профилю «Ялта-Новоселовка» до глубины 5 км.

Для того, чтобы построить детальную трёхмерную геоэлектрическую модель земной коры Горного Крыма, помимо проведения наблюдений по профилям, подобным профилю «Ялта-Новоселовка», необходимо также задать вмещающий региональный геоэлектрический разрез. Поскольку магнитотеллурическое поле, в отличие от поля искусственного источника, имеет региональный характер, то область влияния крупных и контрастных геоэлектрических неоднородностей довольно широка. В нашем случае к северу от Горного Крыма располагаются мощные проводящие осадочные толщи Скифской плиты и Индоло-Кубанского прогиба, а к югу – Черноморская впадина, заполненная морской водой и осадочными породами.

Для учёта их влияния были составлены карты суммарной продольной проводимости (S) верхнего проводящего слоя Крымского полуострова и Черноморской впадины. Карта S для Крымского полуострова была построена на основе большого объема архивных данных МТЗ, выполненных в равнинном Крыму. Карта S для Черноморской впадины была получена как сумма карт S_1 водной толщи и S_2 нижележащей осадочной толщи, которые, в свою очередь, были построены на основе данных батиметрии и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). На Крымском полуострове максимальные значения S , до 4000 Сименсов, были получены в Индоло-Кубанском прогибе, на севере Керченского полуострова. В Черноморской впадине S повсеместно превышает 5000 Сименсов, достигая 7000 в центральной части.

Таким образом, нами были собраны имеющиеся данные о глубинном геоэлектрическом строении Крыма. Впервые выполнен детальный профиль МТЗ через Горный Крым, позволивший повсеместно выявить проводящие структуры на глубинах до 2-3 км, а также две более глубинные проводящие зоны. Для Крымского полуострова и Черноморской впадины построены карты суммарной продольной проводимости верхнего слоя, что позволит учесть региональные эффекты в магнитотеллурических данных.

Дальнейшие перспективы видятся в наращивании сети профилей МТЗ в Горном Крыму и построении детальной трёхмерной геоэлектрической модели земной коры Горного Крыма. Это должно существенно улучшить понимание глубинного геолого-геофизического строения региона, истории его формирования и современных глубинных геодинамических процессов.

Литература

1. Десятов Д.О., Пушкарев П.Ю., Рокитянский И.И., Яковлев А.Г. Магнитотеллурические зондирования на профиле Ялта-Новоселовка в Крыму. Геофизика, 2019, № 1, с. 13-20.
2. Десятов Д.О., Пушкарев П.Ю., Стафеев А.Н., Яковлев А.Г., Кулибаба А.Л. Модель глубинного строения Юго-Западного Крыма по геоэлектрическим данным. Материалы I Тектонического совещания «Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии». Москва, 2018, т. 1, с. 146-150.

ВОЗМОЖНОСТИ МНОГОУРОВНЕВЫХ МАГНИТНЫХ СЪЕМОК ПРИ ИЗУЧЕНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ГОРНОГО КРЫМА

Л.А.Золотая, А.Ю.Паленов, Н.Л.Шустов, М.В.Коснырева, А.В.Филиппович (ООО «Геолаб»)

Первое применение магнитного метода в России относится к концу 19 века. Наземные магнитные съемки позволили открыть крупные железорудные месторождения в Курской области и на Урале. Впервые в мире в 1936 году в нашей стране были проведены аэромагнитные съемки под руководством А. А. Логачева. Можно считать эту дату началом развития многоуровневых магнитных измерений. С помощью магниторазведки была изучена вся территория бывшего СССР. Наиболее успешные результаты достигнуты по выявлению и картированию интрузивных и эффузивных образований, характеризующихся повышенными значениями магнитных свойств.

Магматические тела бодракского субвулканического комплекса Крыма более двухсот лет привлекают внимание геологов. Многие вопросы, касающиеся природы формирования этих образований, их возраста, структурного положения до сих пор остаются дискуссионным. Поэтому анализ многоуровневых магнитных съемок может внести существенный вклад в изучение магматического комплекса Крыма.

В области сочленения горного и равнинного Крыма учеными выделяется мезозойская Предгорная сутура. В потенциальных полях масштаба 1:1000000 по данным аэросъемки на высоте 150 м положение этой структуры надежно фиксируется. Отличительной особенностью проявления в магнитном поле Предгорной сутуры является примыкающая к ней изометричная магматическая интрузия, диаметром 16 км [1,4]. Эта интрузия ярко выражена в магнитном поле положительной аномалией интенсивностью до 1000 нТл. В фондовых и литературных источниках она обозначена как «Почтовская магнитная аномалия» (рис. 1 А,Б). В начале 90 – х годов в максимум этой аномалии была пробурена скважина №18, глубиной 973 м и проведен комплекс петрофизических исследований [1].

Авторами доклада были проанализированы материалы предшествующих сейсмических, гравиметрических, электроразведочных исследований [2]. Дополнительно был проведен анализ скважинных данных по петрографии, измерениям магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности в интервале глубин от 0 м до 973 м.

Большой объем интерпретационных работ и анализ материалов по трансформациям магнитного поля в масштабе 1:50000 и многопризнаковых пространственных классификаций, выполненных в программном комплексе КОСКАД-3Д (Петров А.В.), позволили построить схему геолого-тектонического районирования Почтовской аномалии (рис. 1 В).

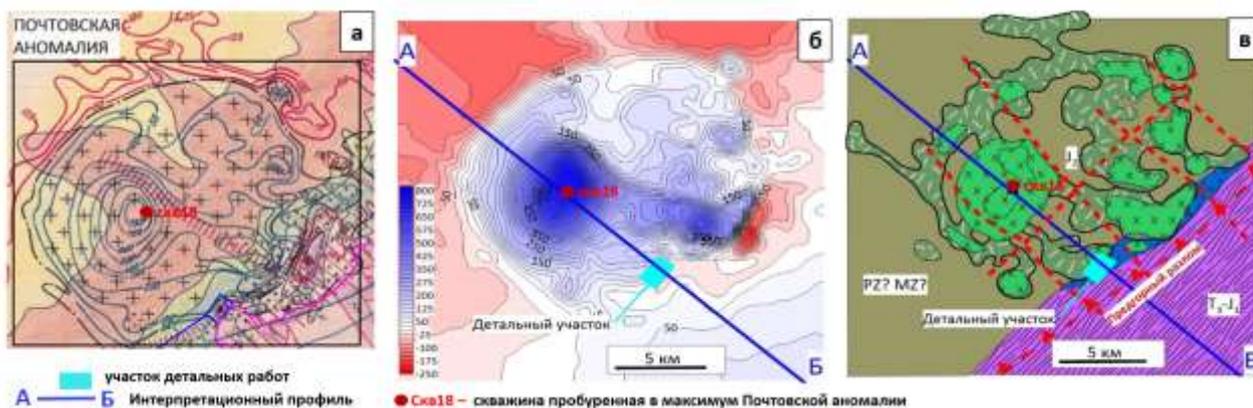


Рис. 1. А) Геологическая карта с наложенными элементами разломной тектоники и изодинамами магнитного поля [Котляр, 1976]; Б) Карта аномального магнитного поля ΔZ_a (нТл); В) Схема геолого-тектонического районирования Почтовской аномалии по результатам интерпретации магнитного поля.

Трёхмерное магнитное моделирование Почтовской аномалии методом 3D инверсии поля было проведено в программе MagInv3D (Л.С. Чепиго). При создании магнитной модели учитывались петрофизические данные по скважине №18. В результате была построена сложная структура рельефа поверхности магматического тела аномалии, глубины которого варьируют в пределах 700-900 метров (рис. 2 А). Итоговый результат интерпретации Почтовской магнитной аномалии [3] вдоль профиля АБ представлен на рис. 2Б.

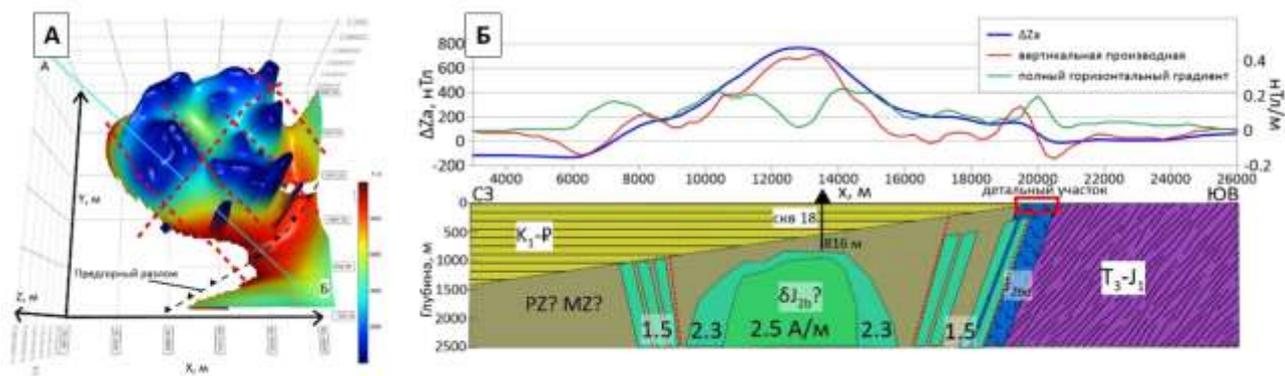


Рис. 2. А) Трёхмерная магнитная модель Почтовской аномалии; Б) Геологическая интерпретация магнитной модели вдоль профиля АБ протяженностью 25 км, проходящего через скважину №18 и главный магнитный максимум.

С 2020 года сотрудники лаборатории магниторазведки начали выполнение магнитных съемок с использованием беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) на территории Крымского полигона МГУ в пределах площадей развития магматического комплекса средней юры (рис. 3А). Преимущество этих съемок в масштабе 1:3000 состоит в том, что несмотря на сложный рельеф местности легко обеспечивается регулярность сети наблюдений на небольшой высоте (50-100м).

На рис. 3Б приведены данные магнитной съемки с БПЛА на высоте 50 метров, сопоставленные с данными наземной магнитной съемки, выполненной в предыдущие годы в

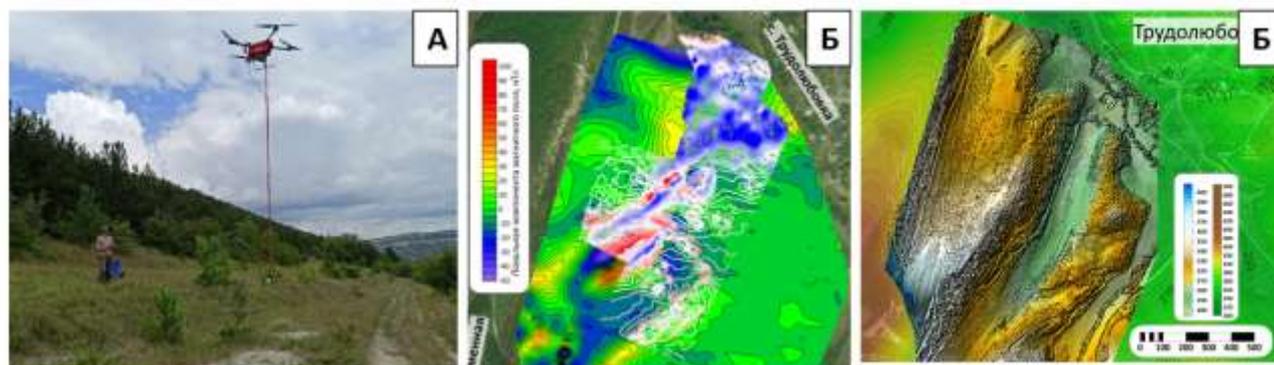


Рис. 3 А) Запуск БПЛА с аэромагнитометром; Б) Сравнение результатов наземной и аэромагнитной съемок с БПЛА в районе с. Трудолюбовка Бахчисарайского района; В) Цифровая модель площади детального участка с БПЛА в районе с. Трудолюбовка Бахчисарайского района.

масштабе 1:1000. Однозначно можно утверждать, что оси линейных магнитных аномалий, связанных с наличием интрузивных тел фиксируются надежно.

Важным преимуществом съемок с БПЛА является возможность построения актуальной цифровой модели рельефа местности (рис. 3В).

Использование современных аэромагнитных съемок на БПЛА открывают большие перспективы для картирования магматических тел в Крыму. К сожалению, геополитические события за последние десятилетия привели к уничтожению большого объема фондовых материалов Крыма. Изучение региональных и детальных магнитных съемок сотрудниками Геологического факультета МГУ может внести существенный вклад в пополнение фондовых материалов Крымского территориального фонда геологической информации.

Проведенный анализ многоуровневых магнитных съемок в аэро- и наземных вариантах в различных масштабах показал высокую эффективность возможности их использования для составления геологических схем с картированием образований магматического комплекса с элементами разломной тектоники в Крыму [3]. Надежное построение магнитных моделей геологических разрезов с магматическими образованиями достигается привлечением петро- и палеомагнитных данных изученных геологических обнажений и скважинных данных.

Литература

1. Ентин В.А. и др. Ещё раз о природе Крымской гравитационной аномалии. Геофизический журнал № 6, Т. 32, 2010.
2. Десятов Д.О. и др. Магнитотеллурические зондирования на профиле Ялта–Новоселовка в Крыму. Журнал «Геофизика». № 1, 2019

3. Филиппович А.В., Золотая Л.А. Анализ ретроспективных геолого-геофизических материалов при изучении магматических пород бодракского субвулканического комплекса Крыма. Журнал «Геофизика» №6, 2021.
4. Никишин А.М. др. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма (учебное пособие по Крымской практике). М.: изд-во МГУ, 2006.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЗОБНОВЛЯЕМЫХ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ КРЫМА

Н.Л.Фролова, А.Г.Косицкий, В.Ю.Григорьев, М.Г.Гречушникова, Е.М.Богущая
Кафедра гидрологии суши географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

Крымский полуостров является одним из наименее водообеспеченных районов России. Ситуация усугубилась в 2014 г. после прекращения подачи воды по Северо-Крымскому каналу. В настоящее время подача воды восстановлена, однако ее качество не всегда соответствует нормативным требованиям, что позволяет ее использовать лишь для отдельных видов водопользования. Ряд водохозяйственных потребностей, в том числе коммунально-бытовое водоснабжение целесообразно организовывать за счет местных водных ресурсов. В связи с этим изучение пространственно-временных закономерностей формирования возобновляемых водных ресурсов Крыма является одной из актуальнейших задач настоящего времени.

Мерой возобновляемых водных ресурсов служит речной сток. Для его оценки использованы данные наблюдений гидрологических постов. В настоящее время на территории полуострова действует 33 поста. Данные большинства из них отражают влияние не только природных, но и антропогенных факторов, поскольку сток ряда рек зарегулирован многочисленными прудами и водохранилищами, а также изымается для хозяйственных нужд. Лишь девять действующих гидрологических постов могут условно считаться отражающими естественные условия формирования стока, поскольку на их водосборах отсутствуют искусственные водоемы и крупные населенные пункты. Аналогичные свойства имеют и шесть закрытых в настоящее время постов, данные по которым восстановлены по рекам-аналогам и приведены к современному периоду.

Анализ многолетних рядов наблюдений на выбранных 15 постах показывает, что многоводные и маловодные периоды могут отличаться в разных районах, однако выявляются и общие закономерности, характерные для всего Крыма. Так период с начала наблюдений до конца 1970-х гг. практически для всех рек Крыма был маловодным. Многоводным был период с середины 1990-х гг. до 2010 г. Граница между перечисленными маловодным и многоводным периодами пришлась на разное время для разных районов Крыма. Так для рек Южного берега Крыма многоводный период начался уже с начала 1980-х гг. и длился до 2010 г. Современный же период для ЮБК, особенно с 2014 г. является скорее маловодным. Для рек бассейна р. Салгир водность периода с 1980 по 1986 гг. была близка к средней многолетней, а с 1987 г. начался многоводный период, который продолжается по настоящее время. Для рек северо-западных

склонов Крымских гор (бассейны рек Альма, Кача, Бельбек и Черная) маловодный период длился до 1995 г., а с 1996 г. начался многоводный, также продолжающийся по настоящее время.

Средние многолетние модули стока рек достигают наибольших значений $18 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ у подножия Крымских гор, представляющих собой очаг формирования местных возобновляемых водных ресурсов. По мере удаления от гор модули стока резко уменьшаются и на расстоянии 10 – 15 км от Главной гряды могут составлять уже $5 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$, а на обширных равнинных степных участках снижаются до $1 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ и менее.

По мере удаления от верховьев к низовьям рек могут уменьшаться не только модули стока, но и расходы воды в реках. Одним из факторов, влияющих на этот процесс выступает геологическое строение. На стыке различных геологических структур иногда происходит переход поверхностного стока в подземный и наоборот. Так в период летних и зимних полевых исследований 2021–2022 гг. авторами было установлено волнообразное изменение расходов воды по длинам рр. Качи и Бельбека. Места резкого уменьшения или напротив увеличения расходов воды согласуются с изменением геологических условий по длине рек. Очевидно, что похожее продольное изменение водоносности будет касаться и годового стока. Таким образом, резкое сокращение модулей стока на равнинных районах Крыма может быть связано не только с уменьшением количества возобновляемых водных ресурсов, но и с переходом их из поверхностного состояния в подземное.

Средние многолетние расходы воды Q выбранных пятнадцати крымских рек, отражающих естественные условия формирования стока, традиционно возрастают с ростом их порядков N , определяемых методом А. Шайдеггера, как

$$N = 1 + \log_2 P, \quad (1)$$

где P – количество водотоков первого порядка в бассейне реки [1]. По характеру зависимости реки объединяются в три группы. Девять рек относятся к первой группе, в которой при одинаковых значениях N средние многолетние расходы воды получаются меньше по сравнению с реками других групп. Наибольшие значения Q при одинаковом N характерны для рек третьей группы. В нее попадают четыре реки, истоками которых являются мощные подземные родники. Ещё две реки занимают промежуточное положение и отнесены ко второй группе. Обе они расположены в предгорной части и географически также лежат между реками первой и третьей групп. Наложение на полученную зависимость $Q(N)$ данных по остальным Крымским рекам позволяет выявить еще две группы. К четвертой группе отнесены те реки, значения Q которых при одинаковых значениях N находятся между значениями Q рек первой и третьей групп. Следовательно, для данных рек антропогенное влияние на количественные показатели стока невелико. К этой группе относятся р. Бельбек и ее приток р. Коккозка, реки

ЮБК, а также верховья р. Салгир. Пятую группу представляют реки, расходы воды в которых при заданных N значительно меньше, чем для рек 1 – 4 групп, что скорее всего связано с серьезным изъятием стока. К ней относятся реки Альма и Кача в нижнем течении, а также большинство рек бассейна р. Салгир.

Проведенные исследования по другим рекам России показали, что зависимости между Q и N , построенные для разных рек хоть и отличаются друг от друга, но при этом имеют общую нижнюю огибающую. Она может быть описана уравнением:

$$Q = 0,00204 \cdot e^{0,84N}. \quad (2)$$

Подстановка в уравнение (2) порядков всех Крымских рек в устьевых створах дает нижнюю границу возможных значений их средних многолетних расходов воды. Сложение этих значений для всех Крымских рек дает суммарную величину объема годового стока, равную 371 млн. м³ [3]. Эта величина дает представление о нижней границе возможных оценок среднего многолетнего объема местных возобновляемых водных ресурсов Крымского полуострова. Сопоставление полученного значения с данными о водопользовании [2] свидетельствует о том, что при грамотном распределении воды, минимизации ее потерь при транспортировке и неиспользовании местных водных ресурсов для сельскохозяйственных нужд, воды вполне достаточно для покрытия потребностей населения и остальных отраслей водного хозяйства.

Литература

1. Алексеевский Н. И., Айбулатов Д. Н., Косицкий А. Г. Масштабные эффекты изменения стока в русловой сети территории // География, общество, окружающая среда. Т. VI. Динамика и взаимодействие атмосферы и гидросферы / Под ред. С. А. Добролюбов, Н. С. Касимов, С. М. Малхазова. Т. 6. Городец М.: 2004. С. 443–459.
2. Доклад о состоянии и охране окружающей среды на территории республики Крым в 2016 году. Ижевск: ООО «Принт-2», 2017. 300 с.
3. Косицкий А. Г., Богуцкая Е. М., Гречушникова М. Г., Григорьев В. Ю., Сазонов А. А., Харламов М. А., Фролова Н. Л. Оценка собственных возобновляемых водных ресурсов Крымского полуострова // Водные ресурсы, 2022. Т. 49, № 4. С. 423–436.

МОДЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КРЫМА

В.Н.Самарцев, С.О.Гриневский, Е.А.Филимонова, С.П.Поздняков

Для обоснования решений по обеспечению водной безопасности Республики Крым и г. Севастополь, необходимо изучение закономерностей формирования ресурсов подземных и поверхностных вод Крымского полуострова. В рассматриваемый период (2020–2021 гг.) единственным источником воды в Крыму являлись атмосферные осадки, количество которых имеет выраженную зональность. Подземные воды формируются за счет инфильтрации осадков. Таким образом, естественные ресурсы подземных вод в Крыму полностью определяются количеством атмосферных осадков и их трансформацией в инфильтрационное питание.

Наибольшее количество осадков (до 1200 мм/год) выпадает на первой гряде Крымских гор. В предгорьях количество осадков снижается до 500-600 мм/год. В степном Крыму осадков выпадает еще меньше, 300-400 мм/год. Трансформация осадков в инфильтрационное питание подземных вод зависит от ряда факторов – уклона поверхности земли, типа растительности, состава почвы и зоны аэрации. Построение карты питания подземных вод выполнялось поэтапно [1]:

1. Районирование территории с выделением типовых ландшафтов.
2. Построение расчетных одномерных моделей инфильтрации для каждого выделенного типа ландшафта.
3. Моделирование водного баланса на поверхности земли и в зоне аэрации, и количественная оценка его среднесуточных составляющих - суммарной эвапотранспирации, поверхностного (склонового) стока и инфильтрации.
4. Верификация расчетных геогидрологических моделей и калибровка их параметров на основе сопоставления результатов моделирования с фактическими данными.
5. Построение итоговой карты среднесуточного инфильтрационного питания подземных вод.

Построенная карта питания подземных вод позволяет рассчитать общую величину естественных ресурсов. Одной из важных проблем при этом является невозможность рассчитать величину питания в горно-складчатой области. На плато первой гряды Крымских гор, сложенных известняками, питание подземных вод существенно зависит от карста и распространения карстовых форм рельефа. В пределах сильно расчлененного рельефа Крымских гор питание существенно зависит от степени выветрелости пород и уклона, которые резко изменяются на небольших расстояниях. Предлагаются только приблизительные оценки [2], около 50 мм/год на склонах и около 300 мм/год на плато.

Однако, для оценки возможности использования этих ресурсов, необходимо определить не только питание, но и прочие составляющие баланса подземных вод. В естественных условиях подземные воды могут разгружаться в: родники, реки, море. Кроме того, в Крыму действует множество водозаборов подземных вод, оборудованных на различные водоносные горизонты. Для расчета соотношения статей разгрузки подземных вод и оценки величины «свободных» ресурсов использовано численное геофильтрационное моделирование.



Рис. 1. Схема области моделирования

В перспективе будет разработана геофильтрационная модель всего полуострова. На текущем этапе для моделирования выбран только Альминский артезианский бассейн, расположенный в юго-западной части Крыма, и его горное обрамление (рис. 1). Можно утверждать, что выбранный участок отражает условия всего Крыма, поскольку в его пределах существуют:

- все ландшафтные зоны – горы, предгорья, степи и города;
- две гидрогеологические зоны – артезианский бассейн и горно-складчатая область;
- все типы разгрузки подземных вод;
- реки разных типов;
- водохранилища.

Геофильтрационная модель включает весь разрез от поверхности земли до отложений таврической серии. Включение в модель всех известных водоносных горизонтов обусловлено тем, что они все выходят на поверхность на границе Альминского артезианского бассейна, и имеют прямое питание с поверхности. Таврическая серия глубже зоны выветривания принята непроницаемой и является нижней границей модели.

Разработанная модель была откалибрована по уровням подземных вод и по расходам рек. В ходе калибровки региональной геофильтрационной модели было уточнено инфильтрационное питание в горной зоне. Общая величина инфильтрационного питания в пределах района работ составила 324,6 тысячи м³/сут. Современный фактический водоотбор составил 127,7 тысяч м³/сут (в 2020 году). Наибольшая нагрузка приходится на прибрежную зону – общий водоотбор составляет 80,6 тысяч м³/сут. Местная инфильтрация, в районе водозаборов, незначительна. Частично водоотбор обеспечивается за счет перехвата естественного потока подземных вод, формирующегося в предгорной и горных зонах, частично формируется за счет привлечения воды из рек. За счет этого современная разгрузка подземных вод в море оценивается в 45,6 тысяч м³/сут, что существенно меньше современного водоотбора. По этой причине на отдельных участках существует опасность образования интрузии морских вод. При этом антропогенная нагрузка на подземные воды весьма неравномерна. В южной части рассматриваемого бассейна, теоретически, существует возможность увеличить отбор подземных вод за счет организации водозаборов берегового типа в долинах рек.

Литература

1. Гриневский С.О., Поздняков С.П. Принципы региональной оценки инфильтрационного питания подземных вод на основе геогидрологических моделей // Водные ресурсы. 2010. Т. 37, № 5. С. 543 - 557.
2. Приблуда, В. Д., А. А. Коджаспиров и В. Н. Дублянский. Баланс подземных вод юго-западной части Горного Крыма. Геологический журнал т. 39 №2 (1979), с. 38-46.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ПРИРОДНЫХ ВОД КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Н.А.Харитоновна, Е.И.Барановская, А.Л.Прошкина, С.А.Глухова, Я.В.Сорокоумова,
Е.А.Филимонова, А.А.Маслов

Крым является наиболее вододефицитным регионом Европейской части Евразии: по разным оценкам объем возобновляемых водных ресурсов территории на душу населения варьирует от 400 до 700 м³/год [1]. Полуостров обеспечивает свои потребности в воде за счет собственных ресурсов только на 16,5%, однако, этих ресурсов вполне хватает для водоснабжения местного населения, но недостаточно для сельскохозяйственных работ. Кроме того, на полуострове развита туристическая отрасль – сюда приезжает большое количество туристов, что требует большего количества воды, особенно в летний период.

Наиболее значительные проблемы с водой испытывает равнинный (степной) Крым, который особенно беден природными водами. Речной сток здесь почти целиком расходуется на испарение и инфильтрацию.

Основной ресурсный потенциал пресных подземных вод на Крымском полуострове сосредоточен в Скифском артезианском бассейне, а основным литолого-стратиграфическим интервалом разреза, из которого добывается наибольший объем пресных подземных вод, является интервал залегания миоценовых терригенно-карбонатных отложений [2].

Наиболее широко используются в питьевых целях три водоносных горизонта. Основным эксплуатационным горизонтом является водоносный горизонт *сарматских отложений* развитый почти повсеместно в пределах Равнинного Крыма, в границах Северо-Сивашского, Белогорского, Новоселовского, Альминского месторождений подземных вод. На юге его распространение ограничивается в районе Предгорья, а на западе и востоке водоносный горизонт погружается в Черное и Азовское моря [3].

Водоносный горизонт *среднемиоценовых отложений* распространен на всей территории Равнинного Крыма за исключением небольших участков в сводовых частях антиклинальных поднятий на Тарханкутском полуострове, где на поверхность выходят палеогеновые и меловые отложения.

Водоносный комплекс *палеогеновых отложений* представлен среднеэоценовыми и палеоэоценовыми отложениями сложенными трещиноватыми, перекристаллизованными известняками и мшанковыми известняками, а также песками, песчаниками и мергелями в Равнинном Крыму. Этот комплекс эксплуатируется в районе предгорья в Бахчисарайском, Белогорском, Кировском и Симферопольском районах в пределах Альминского,

Симферопольского и Белогорского месторождений подземных вод одиночными скважинами с незначительным водоотбором [3].

Анализ существующих данных показывает, что, в целом, по количеству водных ресурсов полуостров обеспечивает свои потребности в воде. Однако, во-первых существует угроза дефицита воды в отдельных городских округах, таких как **Симферополь, Алушта, Керчь, Феодосия, Судак, Ялта, в Ленинском районе** и муниципальных районах в годы малой водности. А во-вторых, достаточно часто фиксируется отклонение качества воды от требований СанПин 1.2.3685-21 по таким показателям как минерализация, общая жесткость, хлориды, нитраты и сульфаты.

Основной целью данной работы было проведение эколого-геохимической оценки качества природных вод полуострова. Был изучен химический состав (более 52 компонентов) подземных вод из 828 скважин или 712 водозаборов территории в рамках выполнения проекта «Оценка обеспеченности населения республики Крым ресурсами питьевых подземных вод» Кроме того, более 150 водопунктов опробовано авторским коллективом в течении двух полевых сезонов 2021 г. в рамках договора с Институтом Водных Проблем РАН, в соответствии с техническим заданием к государственному контракту № 1842-К.

Оценка качества подземных вод Крымского полуострова была выполнена путем сравнения определенных содержаний компонентов с их ПДК [4]. Был рассчитан гидрохимический индекс загрязнения воды (ИЗВ):

$$\text{ИЗВ} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{C_i}{\text{ПДК}_i},$$

где C_i – концентрация компонента (в ряде случаев – значение физико-химического параметра); n – число показателей, используемых для расчета ($n = 6$, строго шесть показателей, вносящих наибольший вклад в загрязнение); ПДК_i – установленная величина норматива для соответствующего типа водного объекта.

Также произведена оценка *хронического суточного потребление нитратов (CDI)* и *коэффициента опасности (HQ)*. Значения CDI были рассчитаны для трех возрастных групп (взрослый, ребенок и младенец) по формуле:

$$\text{CDI} = \frac{C_w \times \text{DI} \times \text{EF} \times \text{EP}}{\text{BW} \times \text{AT}},$$

где C_w - содержание NO_3 в воде, DI - суточное потребление воды, EF - постоянство воздействия (сут/год), EP - среднее время воздействия (40, 10 и 1 год), BW - средняя масса тела (70, 40, 10 кг), AT - среднее время (сут).

Коэффициент опасности нитратов рассчитывался согласно формуле: $\text{HQ} = \frac{\text{CDI}}{\text{RfD}}$,

где RfD - референта доза NO_3 (1,6 мг/кг/сут).

Для оценки влияния комплекса тяжелых металлов (Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Cd, Ni, Cr) были использованы два показателя, а именно целевой коэффициент опасности (*THQ*) и индекс опасности (*HI*). Целевой индекс опасности рассчитывался по формуле:

$$THQ = \frac{EFr \times ED_{tot} \times SFI \times MCS_{inorg}}{RfD \times BWa \times ATn},$$

где EFr - периодичность потребления (365сут/год), ED_{tot} - продолжительность потребления (70 лет), SFI - норма потребления воды 5л/чел/сут), MCS_{inorg} - содержание металлов в воде (мкг/л), BWa - стандартная масса тела (55,9 кг), ATn - продолжительность времени (365 дней/год x ED_{tot}), RfD - пероральная эталонная доза (Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Cd, Ni, Cr — 300, 20, 300, 40, 0.4, 0.5, 20, and 3 мкг/кг/сут). Индекс опасности (HI) определялся согласно уравнению:

$$HI = \sum_{i=1}^n THQ_i$$

Не канцерогенная токсическая опасность оценивалась как низкая, если значение *THQ* и *HI* <1. В случае, если *HI* >1, то возникает опасность для здоровья человека.

Выполненные нами расчеты показали, что по минерализации наиболее загрязнёнными водами являются подземные воды Ленинского района Крыма. По ИЗВ подземные воды трех наиболее эксплуатируемых подземных горизонтов Крымского полуострова являются достаточно чистыми, и только в некоторых локальных точках (районы Бахчисарая и Симферополя) отмечены умеренно загрязнённые воды.

В целом, по уровню содержания единичного тяжелого металла (Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Cd, Ni, Cr) изученные воды не превышают уровни установленного ПДК [4]. Однако, оценка их совокупного влияния (индексы *THQ* и *HI*) показывает, что при регулярном потреблении данные воды будут негативно влиять на здоровье населения, вызывая различные заболевания. Следовательно, большинство питьевых вод из скважин полуострова нуждается в предварительной очистке перед потреблением.

Изученные воды содержат нитраты в количествах обычно не превышающих нормы ПДК для нитратов, однако значения **CDI** и **HQ** свидетельствует, что ежедневное использование подземных вод территории без предварительной обработки может негативно влиять на здоровье детей и, особенно, младенцев. Наиболее чистыми водами полуострова являются воды среднемиоценового водоносного горизонта.

Литература

1. Данилов-Данильян В.И., Козлова М.А., Полянин В.О., Чеснокова И. В. Научное обеспечение водной безопасности Крыма: проблемы и решения // Водные ресурсы. – 2022. – Т. 49, № 4. – С. 363-371. – DOI 10.31857/S0321059622040022.
2. Фиколина Л. А., Белецкий С. В., Белокрыс О. А., Деренюк Д. Н., Краснодарская С. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-36 – Симферополь (с клапаном К-36). Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. – 298 с.
3. Макарова Н.В., Макеев В.М., Галицкая И.В., Суханова Т.В. Новейшая тектоника Равнинного Крыма в связи с проблемами его водообеспечения // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2018. №3. С. 3-11.
4. СанПиН 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания».

ОЦЕНКА УГЛЕВОДОРОДНОГО ПОТЕНЦИАЛА КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

А.В.Ступакова, Р.О.Самсонов, М.Ю.Карпушин, О.В.Крылов, А.А.Сулова, А.Н.Стафеев,
Р.С.Сауткин, Е.А.Краснова, Т.О.Колесникова, Я.А.Шитова

Активное развитие Крымского региона требует обеспечения независимой энергосистемы. В настоящее время на территории Крыма расположено 36 месторождений углеводородов: 12 – месторождений природного газа, 9 – нефти, 4 – нефтегазовых, 2 - нефтегазоконденсатных и 9 – газового конденсата (по данным www.mugeomar.ru, на 10.02.2023). Несмотря на то, что подавляющая часть месторождений являются небольшими и некоторые из них уже побывали в разработке, требуется пересмотреть их потенциал и оценить возможность ввода в эксплуатацию, по крайней мере, для реализации продукции на внутреннем рынке в пределах Крымского полуострова. Во второй половине прошлого столетия комплексные поисково-разведочные работы были практически полностью прекращены из-за выявленных незначительных запасов углеводородов на разбуренных структурах. Большая часть ловушек мезозойско-кайнозойского разреза связана с различными разломными нарушениями, которые затрудняют открытие крупных залежей. Применение современных технологий и подходов увеличивает возможность открытия ресурсов углеводородов, которые остаются неразведанными, особенно в нижних стратиграфических комплексах. Проведенное бассейновое моделирование показало потенциал и недостаточный учет вклада более глубоких пермско триасовых и юрских толщ в формирование современных скоплений углеводородов. Правильная постановка геологоразведочных задач и проведение современных региональных и, в последующем, локальных сейсморазведочных работ значительно повысят возможности открытия новых месторождений углеводородов.

Масштабная история изучения нефтегазоносного потенциала Крымского полуострова, а в особенности его сухопутной части, останавливается примерно в конце 60х-начале 70-х годов прошлого столетия. Последние 50 лет значительных вложений в геологоразведочные работы не производилось, при этом велась масштабная разработка, в основном нефтяных, уже открытых месторождений различными частными компаниями, в том числе с иностранным капиталом. Все заключения о сегодняшнем нефтегазоносном потенциале мы можем основывать только лишь на комплексных работах, сделанных до 70х годов и ранее. Весь материал, который был использован для оценки потенциала Крымского региона, был скрупулезно собран по крупицам в региональных геологических фондах. Изучены уже открытые месторождения углеводородов, свойства их пород-коллекторов и флюидов. Составлены региональные разрезы, проанализированы свойства нефтематеринских толщ, их генерационная способность, проведено региональное моделирование. Большой энергетический потенциал и значительный прирост

запасов связывают с реализацией шельфовых проектов Азовского и Черного моря, однако их реализация требует крупных экономических вложений и принятия ответственных административных решений, которые несомненно будут приняты, но требуют временных затрат. В ближнесрочной перспективе, на наш взгляд, следует уделить внимание оценке уже разведанных в 70-х годах прошлого века месторождений на суше, их доразведке, с применением современных технологий с целью выявления новых интервалов нефтегазоносности, рассмотрению возможности снижения водоотдачи за счет пересмотра геологических моделей и оптимизации схем разработки.

Геология Крыма в целом и особенно его горной части, несмотря, на более чем 100-летнее изучение, еще не везде ясна и объяснима. Изучение сложно построенного региона является важной задачей для реконструкции и понимания нефтегазоносности региона.

В Крыму месторождения нефти, газа и конденсата обнаружены на Керченском полуострове, в пределах центральной части равнинного Крыма, на Тарханкутском полуострове и в других частях (Рис. 1). На шельфе Черного и в акватории Азовского морей, а также на суше Крымского полуострова. ГУП РК «Черноморнефтегаз» является оператором шести лицензионных участков, на которых расположено: одно газоконденсатное, одно нефтегазоконденсатное, одно нефтяное и четыре газовых месторождений, причем одно из газовых месторождений переведено в подземное хранилище газа (ПХГ).

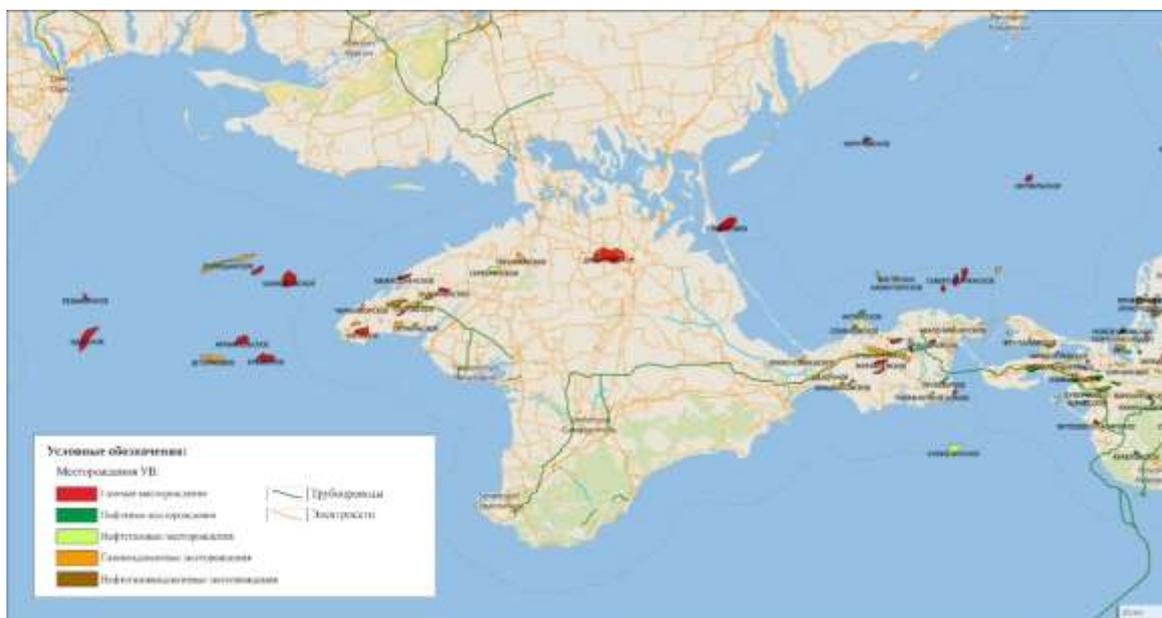


Рис. 1. Месторождения Крымского полуострова и его шельфа.

Всю сухопутную часть территории республики Крым можно разделить на 3 нефтегазоносные области: на западе и центральной части равнинного Крыма Причерноморско-Крымская нефтегазоносная область, Западно-Предкавказская газонефтеносная область и

Западно-Кубанская нефтегазоносная область. Каждая из областей имеет свою геологическую специфику и разные оценки ресурсного потенциала.

Изученный интервал нефтегазоносности приурочен к мел-кайнозойским отложениям (Рис.2), основные известные нефтематеринские толщи, тоже отмечаются в этом же стратиграфическом диапазоне (Табл. 1).

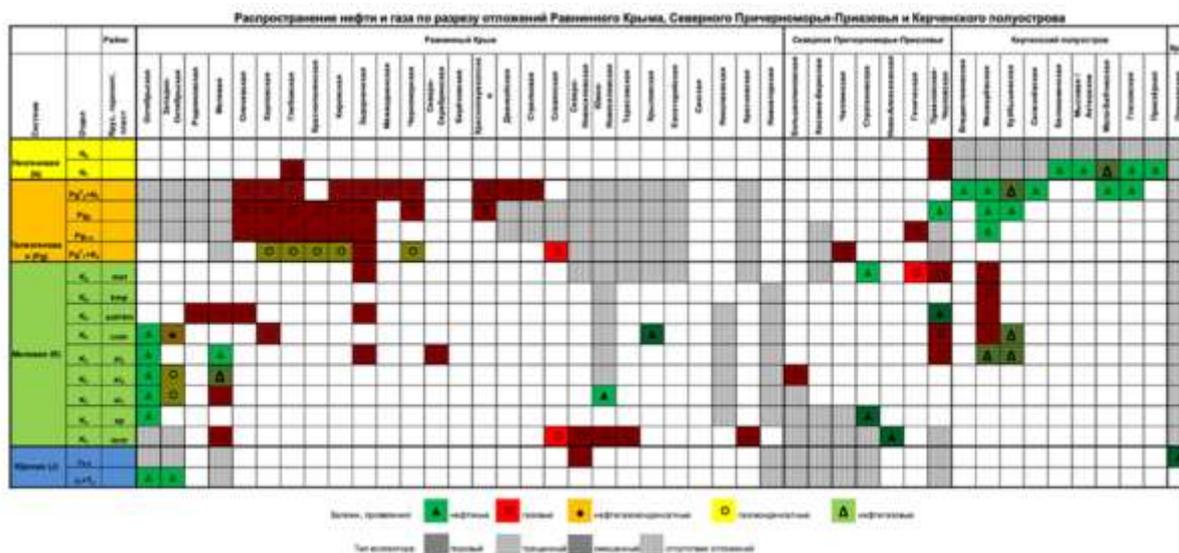


Рис. 2. Распределение открытых и предполагаемых к открытию залежей углеводородов по разрезу и по площади (составлена по материалам Богаец А.Т., Шестопап Б.А. и др, 1973 с дополнениями)

Таблица 1. Основные характеристики нефтегазоматеринских пород Крыма (по данным Шестопап, 1975, Дистанова, 2007, Пешков и др, 2016)

НГМТ	ТОС0, %			Н10, мг УВ/г Сорг			Тип ОВ	Кинетический спектр
	Юг	Центр	Север	Юг	Центр	Север		
Р3-N1mk	2%	до 1%		350	300		II-III	Pepper&Corvi(1995)_TIII(DE)
Р2	до 1,5-2%			350	300		II-III	Pepper&Corvi(1995)_TIII(DE)
К2	до 1%	0,7%	0,7%	350	250	250	II-III	Pepper&Corvi(1995)_TIII(DE)
К1a1	1, до 1,5-2%	1%	1%	450	350		II	Pepper&Corvi(1995)_TIII(B)
К1ap	2%	2-3%	1%	400	450	350	II	Pepper&Corvi(1995)_TIII(B)

Моделирование показало генерацию и начало аккумуляции в отложениях нижнего мела, однако большая часть углеводородов осталась в наиболее погруженной части Сивашского прогиба, где были заполнены локальные антиклинальные структуры на глубинах около 4 км. Наблюдается в основном латеральная миграция углеводородов вдоль пластов. В южном направлении отмечается и вертикальная миграция вверх по разрезу, в результате которой произошло заполнение небольших структурных ловушек мела и структурно-литологических ловушек мел-палеогена на глубинах от 1 до 2 км.

В числе потенциально нефтегазоносных толщ следует рассматривать терригенные отложения пермо-триаса, широко представленные в основании мезозойского осадочного комплекса (Казанцев, 1982). Не стоит исключать из рассмотрения и более глубокопогруженные (8-10 км) палеозойские комплексы отложений. В мезозойском осадочном комплексе отмечаются многочисленные олистолитовые глыбы каменноугольно-пермского возраста. Эти олистолиты могут быть свидетельством присутствия полого-складчатого, возможно, локально метаморфизованного палеозойского комплекса отложений. В пользу того, что палеозойский комплекс не сильно метаморфизован и в нем могли сохраниться все свойства нефтематеринских пород, свидетельствуют и сами олистолиты, внутренняя структура которых часто не нарушена, в том числе и сохранены определяемые палеонтологические формы. Несмотря на то, что палеозойский комплекс сильно погружен и в качестве первоочередного объекта для выявления ловушек его рассматривать пока не стоит, все же он требует более детального изучения с точки зрения наличия и распространения нефтематеринских толщ, которые могли бы генерировать УВ в течение разных периодов развития бассейна, формировать залежи, которые в свою очередь могли переформироваться впоследствии.

Литература

1. Богаец А.Т., Шестопал Б.А., Захарчук С.М., Бойчук Г.В., Савицына А.А., Столяр Л.Н., Вартанова В.А., Меннес М.А., Самарский А.Д. (1973). Тектоника, коллекторские свойства и нефтегазоносность мезозойских отложений Крыма и Присивашья. Львов: УкрНИГРИ, 228 с.
2. Дистанова Л.Р. Геохимия органического вещества эоценовых отложений (на примере кумской свиты Крымско-Кавказского региона)(2007). Автореф.канд.дисс. Москва: МГУ, 27 с.
3. Казанцев Ю.В. (1982). Тектоника Крыма. Москва: Наука, 112 с.
4. Минеральные ресурсы Крыма и прилегающей акватории Черного и Азовского морей. Атлас. Авторы-составители: Хмара Я.А., Хлебников А.Н., Иванова В.Д., Дякович П.И., Капинос Н.Н. (2001). Сборник «Вопросы развития Крыма», Симферополь: Таврия-Плюс, 80 с.
5. Пешков Г.А., Барабанов Н.Н., Большакова М.А., Бордунов С.И., Копаевич Л.Ф., Никишин А.М. (2016). Нефтегазоматеринский потенциал кумских отложений в Бахчисарайском районе Крыма. Вестник Московского Университета, Сер. 4, ГЕОЛОГИЯ, № 2. С. 44-51.
6. Ульмасвай, Ф. С., Добрынина С.А., Козлов А.В. (2016). Изучение скоплений углеводородов полуострова Крым. Георесурсы, геознергетика, геополитика, № 1(13), С. 12. DOI 10.29222/ipng.2078-5712.2016-13. art12.
7. Шестопал Б.А. (1975). Нефтегазообразование в нижнемеловых отложениях Равнинного. Крыма в связи с их катагенезом. Геология нефти и газа, № 7, С. 38-43.
8. Юдин В.В. (1997) Структурные предпосылки нефтегазоносности Крыма. Геология нефти и газа, № 7, С. 8-12.

ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОГО РЕГИОНА КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НЕДР

О.В.Крылов, А.Ю.Бычков, Г.Г.Ахманов, Е.В.Козлова, Н.Ш.Яндарбиев

Керченско-Таманский регион – область развития складчатых и диапировых структур кайнозойского возраста, приуроченных к Западно-Кубанскому и Индоло-Кубанскому прогибам. Диапировые складки создают систему антиклинальных структур субширотного простирания. Как правило, ядра этих складок сложены глинистыми породами майкопской серии олигоцен-миоценового возраста (Суббота, 1964). Здесь же, в пределах этих структур, активно проявляются процессы грязевого вулканизма, которые выражены на поверхности в виде построек грязевых вулканов, сальз, грифонов и др.

Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона известны более 150 лет, еще со времен эксплуатации здесь первых нефтяных колодцев (Обручев, 1926, Архангельский и др, 1930, Шнюков и др., 1986, Лаврушин и др, 1996, Холодов, 2002). Как известно, грязевой вулкан – по своей сути, это глубинная структура, корни которой уходят на многие сотни метров, а иногда даже километры. Многие исследователи не без основания считают грязевой вулкан – бесплатной, естественной буровой скважиной, так как выносимая на поверхность земли грязевулканическая брекчия, вода и сопутствующие газы, свидетельствуют о составе и строении пород и флюидов на глубине. Конечно мы не знаем точно с какой глубины поднялась грязевулканическая брекчия, но имея в своем распоряжении данные сейсмических, электротомографических, стратиграфических, геохимических исследований, а также результаты бурения скважин, можно с достаточно большой уверенностью оценить строение грязевого вулкана и сопровождающую его эксплозивную деятельность.

Исследования грязевых вулканов Керченско-Таманского региона разными группами сотрудников геологического факультета МГУ началось еще в середине 90-х годов XX века. В это время были изучены три объекта – грязевулканическое Булганакское поле (сопки Андрусова, Абиха, Павлова, Вернадского, Тищенко, Центральный), вулканы Джау-Тепе и Джарджава (Akhmetjanov et al., 1996 г.) Позднее в период 2015-2022 годов (Рис. 1) с использованием новых геофизических методов и современной аналитической аппаратуры были проведены комплексные работы в пределах грязевых сопок - Андрусова, Абиха, Павлова, Чонгелекского, Еникальского, Тарханского, Королевского, Миска, Гнилая гора, Тиздар, Карабетова гора, Ахтанизовский, Шуго, Семигорский, Гладковский и другие (Лубнина и др 2020, Савенко и др. 2021).



а)



б)



в)

Рис. 1. Полевые работы по изучению грязевых вулканов в Керченско-Таманском регионе, грязевые вулканы: а) Чонгелекский, б) Ахтанизовский, в) Шуго.

Одной из задач, кроме мониторинга состояния активных грязевых вулканов, являлась оценка связи многочисленных нефтегазопроявлений в пределах грязевых вулканов с существующими нефтяными и газовыми месторождениями этого региона, оценка возможных очагов генерации углеводородов (УВ), их миграции и скопления в реальных залежах нефти и газа. Многочисленные отборы образцов проб газов, нефтяных пленок и вод, показали явную связь грязевых вулканов и месторождений УВ. Так, непосредственно в грязевулканических потоках и на бортах грязевого озера были отобраны образцы нефтяных пленок и окисленного битуминозного вещества, которые затем исследовались в лаборатории (Е.В. Козлова, И.С. Балакин). Плотность выделенных битумов оценена с помощью специальных исследований и составляет $0,89 \div 0,92$ г/см³. По данным элементного анализа битум содержит значительное количество углерода (36-51%), водорода (5-5,76%), очень мало азота (0,17-0,57%) и серы (0,14-0,34%). В групповом составе преобладают нафтеновые углеводороды, отмечается незначительное количество асфальтеновой составляющей. Нефтяные углеводороды подвергнуты сильному окислению, в составе нефтяных пленок не обнаружено нормальных и изо-алканов, что свидетельствует о высокой степени биodeградации. Среди ароматических компонентов идентифицированы алкил-нафталины, а также алкил-адамантаны и алкил-диамантаны – алмазоподобные пленки, по своей твердости лишь в три раза уступающие алмазу. Адамантаны являются ценным сырьем в медицине, используются для производства термостабильных смазочных материалов и полимеров, обладают бактерицидным и антистатическим действием (Лубнина и др 2020).

На существования современных зон генерации углеводородных газов указывают данные полученные В.В. Ершовым с соавторами (2015 г.) о том, что состав газовых проб для грязевого вулкана Карабетовая гора содержит 82% метана и 18% углекислого газа, для вулкана Шуго - 92% метана и 8% углекислого газа. Глубина образования газов ими оценивается в 3,0 – 4,5 км и 2,5 – 7,0 км соответственно.

В пределах Чонгелекского грязевого вулкана были встречены многочисленные выходы нефти как на дне озера Тобечик, так и в районе старых скважин нефтяного месторождения (Рис. 2).



Рис. 2. Выходы нефти в районе озера Тобечик, устья старых добывающих скважин нефтяного месторождения.

В пределах развития грязевых вулканов как на Керченском, так и на Таманском полуостровах открыты многочисленные месторождения нефти и газа. Как правило, эти месторождения приурочены к диапировым складкам. Нефтематеринскими породами являются глинистые разности майкопской свиты (Meisner, Alexey et al. 2009, Яндарбиев и др., 2017, Kerimov et al. 2021, Kudryashov et al. 2021). В качестве нефтегазопродуктивных горизонтов выступают как песчаные пропластки майкопских отложений так и вышележащие миоценовые песчаные и карбонатные образования (чокракский, караганский, сарматский пласты. Среди таких месторождений можно отметить – Северо-Крымское, Зыбза-Глубокий Яр, Анастасиво-Троицкое (Рис. 3), причем последнее по своим запасам относится к гигантским газовым месторождениям. В пределах Керченского полуострова это Алексеевское, Поворотное, Фонталовское,- газовые, Борзовское – нефтегазовое, Войковское, Прозерное – нефтяные месторождения.

Все выше приведенные данные отчетливо указывают на тесную связь грязевых вулканов Керченско-Таманского региона с существующей нефтегазоносностью и являются по сути индикаторами процессов генерации УВ.

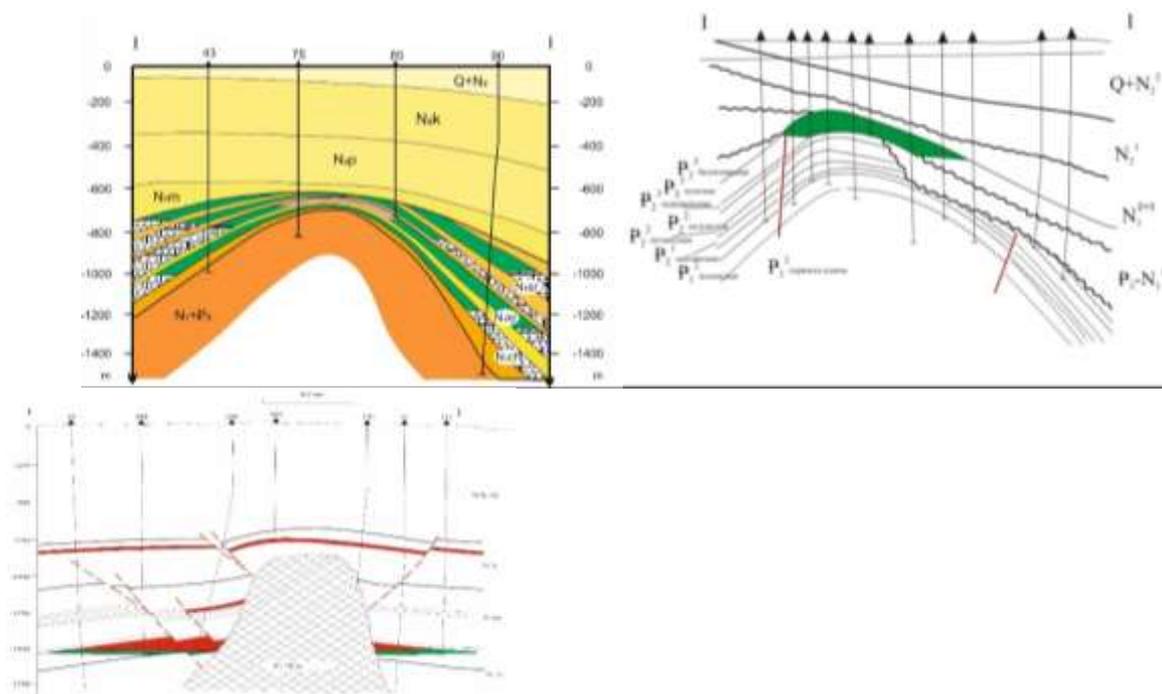


Рис. 3. Структура нефтяных и газовых месторождений, связанных с диапировыми складками олигоцен-миоценовых образований (Таманский полуостров).

Литература

Akhmetjanov A.M., Akhmanov G.G., Krylov O.V., Basov E., Kozlova E.V., Stadnitskaya A. Mud Volcanoes of the Kerch Peninsula. General Review , в сборнике *Sedimentary Basins of the Mediterranean and Black Seas. Abstracts of the 4th Post-Cruise Meeting Training-through-Research programme. Moscow and Zvenigorod, Russia, 29 January - 3 February 1996*, серия MARINF, место издания UNESCO Paris, 1996, том 100, тезисы, с. 23-24

Kerimov V.Yu, Yandarbiev N.Sh, Mustaev R.N., Kudryashov A.A. Hydrocarbon systems of the Crimean-Caucasian segment of the alpine folded system, 2021, в журнале *Georesources*, том 23, с. 21-33 DOI

Kudryashov A., Kerimov V., Yandarbiev N. Shale strata of the azov-kuban oligocene-miocene generation-accumulation hydrocarbon system, 2021, в сборнике *European Association of Geoscientists & Engineers Совместный семинар EAGE/SPE 2021. Наука о сланцах: Новые вызовы* Москва, Россия, 5-6 апреля 2021 г. DOI

Meisner Alexey, Krylov Oleg, Michail Nemcok Development and structural architecture of the Eastern Black Sea в журнале *The Leading Edge*, 2009, том 28, № September, с. 1046-1055 DOI

Архангельский А.Д., Блохин А.А., В.В.Меннер и др. Краткий очерк геологического строения и нефтяных месторождений Керченского полуострова. Труды Нефтяного Института,

Геологическое Издательство Главного Геологоразведочного Управления. Москва—1930—Ленинград, 153 с.

Ершов В.В., Собисевич А.Л., Пузич И. Н. Глубинное строение грязевых вулканов по данным натурных исследований и математического моделирования. Геофизические исследования, 2015, том. 16, №2, 69-76 с.

Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геологическим данным) // Литология и полез. ископаемые. 1996, № 6 С. 625–647.

Лубнина Н.В., Крылов О.В., Бычков А.Ю., Модин И.Н., Владов М.Л., Пушкарев П.Ю., Козлова Е.В., Косевич Н.И., Прыгунова И.Л., Осадчий В.О., Паленов А.Ю., Скобелев А.Д., Хромова И.Ю. По следам полевых экскурсий Инновационного центра Наук о Земле 2015–2019 гг. Инновации в геологии, геофизике и географии-2020. Материалы 5-ой Международной научно-практической конференции. — М. «Издательство Перо», 2020, 28-33 с. — Мб. [Электронное издание].

Обручев В.А. Керченско-Таманский нефтеносный район. Москва. Главлит №51.186 Изд. Совет Нефтяной промышленности, 1926, 47 с.

Савенко А.В., Бычков А.Ю., Полтавская С.В., Савенко В.С. Фтор в водах грязевых вулканов Керченско-Таманского региона. Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 1, 124-128 с.

Суббота М.И. Новые данные о газах и типах грязевых вулканов района западной Кубани // Труды ВНИГНИ. — 1964. — Вып. 41. — С. 156—177.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Ст. 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 2002а. № 3. С. 227–241.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Ст. 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002б. № 4. С. 339–358

Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Атлас. — К.: Наук. думка, 1986. — 148 с.

Яндарбиев Н.Ш., Козлова Е.В., Фадеева Н.П., Крылов О.В., Наумчев Ю.В. Геохимия углеводородов Терско-Каспийского прогиба в журнале *Георесурсы*, 2017, том 2, с. 227-239 DOI