

морфических горных пород. Материалы XII Всероссийского Петрографического совещания с участием зарубежных ученых. 15–20 сентября 2015 года. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. С. 153–155.

3. *Дербек И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов Д.Л.* Умлека-но-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера. 2010. №3. С. 70–77.

4. *Дербек И.М., Маркевич В.С.* Позднемеловой субщелочной вулканизм южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса // Естественные и технические науки. 2013. № 2 (64). С. 135–143.

5. *Дербек И.М., Рассказов С.В.* Кайнозойский вулканизм на флангах восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Материалы Всероссийского научного симпозиума с международным участием, посвященного памяти академика РАН Н.А. Логачева в связи с 80-летием со дня рождения Иркутск, 7–11 июня 2010 г. Иркутск: ИЗК СО РАН. Т. 1. С. 125–128.

6. *Петрук Н.Н., Беликова Т.В., Дербек И.М.* Геологическая карта Амурской области. Масштаб 1:500.000. Записка. Благовещенск: ФГУПП «Амургеология», 2001. 236 с.

7. *Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К.* Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т.12. №6. С. 36–52.

8. *Шевчук Б.Ф., Каплун В.Б.* Модель глубинной геодинамики области сочленения Евроазиатской и Амурской литосферной плит // Литосфера. 2007. №4. С. 3–20.

9. *Derbeko I.M.* Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin // Updates in volcanology – a comprehensive approach to volcanological problems // Tech. Rijeka, Croatia. 2012. P. 99–124.

**Д.О. Десятов, П.Ю. Пушкарёв, А.Н. Стафеев, А.Г. Яковлев,
А.С. Кулибаба¹**

Модель глубинного строения Юго-Западного Крыма по геоэлектрическим данным

Зимой 2016 г. геофизическая компания ООО «Северо-Запад» совместно с кафедрой Геофизических методов исследования земной коры

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

МГУ имени М.В.Ломоносова проводили экспериментальные работы методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) в Юго-Западном Крыму. Зондирования выполнены по рекогносцировочному профилю 1KR (г. Ялта – пос. Новоселовка) в объеме 30 физических точек. Профиль начинался от поселка Гаспра на юге и тянулся на север через плато Ай-Петри. Далее он следовал в направлении поселков Соколиное, Верхоречье, Научный, Прохладное (где находится учебная база МГУ), Скалистое, Почтовое. Профиль прошел в 11 км северо-западнее г. Симферополь и закончился у пос. Новоселовка.

Несмотря на относительно хорошую доступность, Горный Крым, по сравнению с другими горно-складчатыми сооружениями, такими как Кавказ или Тянь-Шань, изучен недостаточно. Крымский полуостров – сложный с точки зрения геологического строения регион [1]. Наличие двумерных и трехмерных локальных неоднородностей (разломы, погребенные вулканы и др.) усложняет интерпретацию любых геофизических данных, в том числе магнитотеллурических (МТ). На сегодняшний день Крымский полуостров является геодинамически активной зоной, что предопределяет необходимость исследования его глубинного строения, выявления разломов, оценки флюидного и реологического режимов недр.

Метод электромагнитных зондирований успешно решает структурные задачи, в том числе на сложных двумерных объектах. Его использование позволяет получать информацию о физических свойствах глубинных пород, дает хорошие результаты при поиске полезных ископаемых, решении инженерно-геологических и других задач. Используемые в ходе работ аппаратура (MTU5, «Phoenix Geophysics»), методы и программы для обработки и анализа МТ данных (ЕРІКІТ, «Северо-Запад»), а также для решения прямых и обратных задач, отвечают современному мировому уровню.

Данные МТЗ в количестве 30 точек, расположенных на профиле Ялта – Новоселовка, были обработаны в программе ЕРІКІТ. По ним были получены сплайн-аппроксимации. Нормализация проводилась по высоким периодам. Был проведен анализ параметров неоднородности среды и асимметрии, по результатам которого было принято решение, проводить интерпретацию в рамках двумерных моделей. Решение обратной задачи осуществлялось посредством программы Мэкки.

В результате интерпретации данных МТЗ предложена геолого-геофизическая модель глубинного строения Юго-Западного Крыма (рисунки). На профиле МТЗ Новоселовка–Ялта отчетливо выделяются южная окраина Скифской плиты и Горно-Крымская структурная зона. Между ними располагается Лозовская зона смятия, отделенная от Горно-

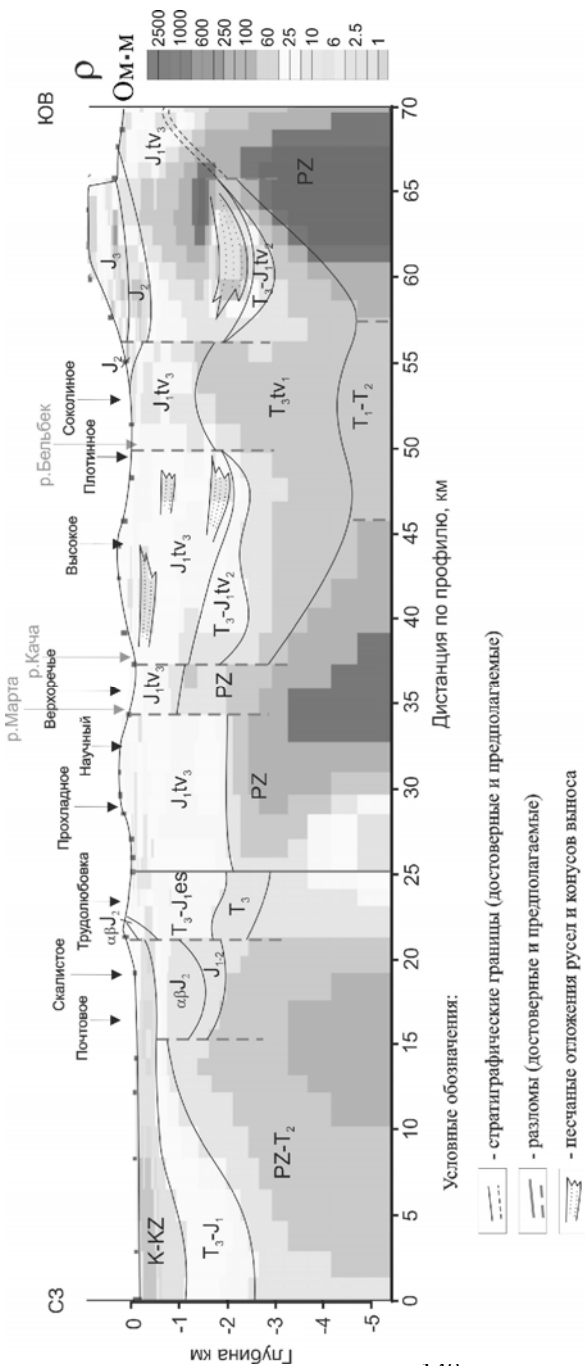


Рисунок. Схематический разрез Горного Крыма по геоэлектрическим и геологическим данным

Крымской зоны Лозовским (Бодракским) разломом северо-восточного простирания [2].

Бодракский разлом (сброс) ранее был прослежен по геоэлектрическим данным до глубин 4–5 км, по разлому кровля высокоомных палеозойских пород Лозовской зоны опущена на 1 км по отношению к Горно-Крымской зоне [4]. По новым данным МТЗ разлом прослеживается на глубину свыше 30 км, он круто падает на северо-запад под углом 80–85°. На глубинах 4–15 км в Лозовской зоне вблизи Бодракского разлома обнаруживается аномалия электропроводности, предположительно связанная с зоной трещиноватости, насыщенной флюидом.

В Лозовской зоне развита мелководная преимущественно глинистая с линзами песчаников и известняков эскиординская серия ($T_3-J_1 es$) суммарной мощностью до 3 км. Она представляет собой бортовую фацию таврической серии. Венчает разрез Лозовской зоны вулканогенно-осадочная толща верхнего байоса. В Горно-Крымской зоне породы представлены таврической серией ($T_3-J_1 tv$), сложенной турбидитами преимущественно глинистого состава максимальной мощностью свыше 4 км.

Горно-Крымская структурная зона делится выступом палеозоя в междуречье Марты и Качи на две неравные части. На северо-западе локализуется Прохладненский верхнетаврический ($J_1 tv_3$) палеобассейн на палеозойском основании. В салгирскую фазу деформаций в конце триаса – начале юры на месте этого бассейна поднималась кордильера, служившая источником сноса каменноугольных и пермских глыб [2]. На юго-востоке от Мартовско-Качинского палеозойского выступа располагается Южно-Крымский бассейн с полным разрезом таврической серии, вероятно, с ниже-среднетриасовым грабеном-рифтом в осевой части. Мощность отложений в грабене-рифте составляет около 5 км. Нижнетаврическая свита более погружена, а также испытала в конце триаса деформации салгирской фазы, поэтому она более преобразована катагенетически и характеризуется более высокими кажущимися сопротивлениями. Над грабеном-рифтом фиксируется диапировая складка, в ядре которой нижнетаврическая свита ($T_3 tv_1$) несогласно перекрывается верхнетаврической свитой ($J_1 tv_3$).

В междуречье Качи и Бельбека в толще верхнетаврической свиты обнаружено несколько зон повышенной проводимости, которые могут отвечать дистальным фациям конусов выноса (см. рисунок) плинсбах-нижнетоарской Саблынской дельты [3]. Более крупная зона повышенной проводимости располагается под Главной грядой на глубине 2–3 км (см. рисунок). Возможно, это линзовидное тело формировалось за счет сноса со стороны южного борта Южно-Крымского бассейна, и пред-

ставляет собой локальный нижнеплинсбахский угленосный бассейн. Дельтовые песчано-глинистые угленосные отложения раннеплинсбахского возраста (хумаринская свита, до 1000 м) известны на Западном Кавказе. Иными словами, особенностью верхнетаврической свиты является наличие в ней проводящих шнурковых и линзовидных тел. Возможно, это связано с наличием соленых вод в поровом пространстве песчаников, а также с зачаточной угленосностью, что может служить основанием для выделения и прослеживания свиты по геоэлектрическим данным. Верхнетаврическая свита более преобразована над диапировой складкой за счет периодического раскрытия трещин над этой складкой.

В прогибах между поднятиями салгирской фазы предлагается выделять среднетаврическую свиту ($T_{3r}-J_{1s} tv_2$), одновозрастную салгирской свите Лозовской зоны ($T_{3r}-J_{1s} sl$). Обе свиты формировались главным образом за счет внутрибассейновых источников сноса. В присклоновых фациях они представлены подводно-оползневыми отложениями, иногда с глыбами палеозойских известняков.

Литература

1. *Муратов М.В.* Краткий геологический очерк Крымского полуострова. М., 1960. 207 с.
2. *Славин В.И.* Основные черты геологического строения зоны сопряжения поздних и ранних киммерид в бассейне р. Салгир в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. геол. 1982. № 5. С. 68–79.
3. *Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков В.Л., Плечов П.Ю., Ростовцева Ю.И., Смирнова С.Б., Мороко А.А.* Ченкская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. геол. 2014. № 5. С. 40–48.
4. *Хмелевской В.К., Кузьмина Э.Н.* Глубинное строение Горного Крыма по данным электроразведки // Очерки геологии Крыма. Вып. 1. М.: изд. Геол. Ф-та МГУ, 1997. С. 177–186.