

ISSN 0203-3100 (print)
ISSN 2524-1052 (on-line)

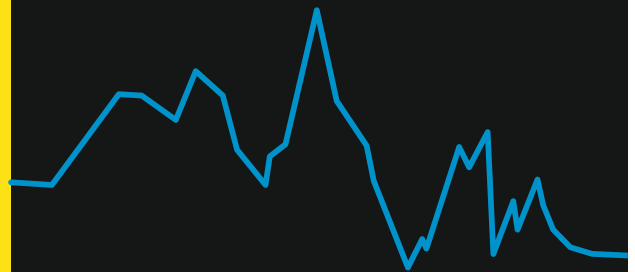
Геофизический ЖУРНАЛ



3

2017

TOM 39



Geophysical
journal

Главный редактор *В.И. СТАРОСТЕНКО*
Заместитель главного редактора *Я.М. ХАЗАН*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

В. Г. Бахмутов, Т. А. Белый, А. Б. Бобров, Т. К. Буратович, Д. Б. Венгрович, С. А. Выжва, О. Б. Гинтов, Н. М. Гладких (ответств. секр.), В. В. Гордиенко, Д. Н. Гринь, М. М. Довбнич, Т. П. Егорова, А. В. Кендзера, В. П. Коболев, И. Н. Корчагин, Э. Д. Кузьменко, В. В. Кулик, Р. И. Кутас, О. В. Легостаева, Д. В. Лысынчук, С. В. Мостовой, В. Д. Омельченко, М. И. Орлюк, А. П. Петровский, В. Н. Пилипенко, О. М. Русаков, М. И. Скипа, А. П. Толкунов, Ю. К. Тяпкин, О. В. Усенко, И. М. Цифра

МЕЖДУНАРОДНЫЙ РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

В. Алказ (Кишинев, Молдова), У. Байер (Потсдам, Германия), Л. Бешуцьо (Бухарест, Румыния), М. Биелик (Братислава, Словакия), С. В. Богданова (Лунд, Швеция), Р. Г. Гарецкий (Минск, Беларусь), А. Д. Гвишиани (Москва, Россия), Г. Георгиев (София, Болгария), А. О. Глико (Москва, Россия), А. Г. Гончаров (Канберра, Австралия), А. Гутерх (Варшава, Польша), Э. Дорми (Париж, Франция), М. С. Жганов (Солт Лейк Сити, США), С. С. Зилитинкевич (Хельсинки, Финляндия), Као Динх Тру (Ханой, Вьетнам), Г. И. Каратаев (Минск, Беларусь), Р. Келлер (Оклахома, США), А. И. Кобрунов (Ухта, Россия), С. Ковачикова (Прага, Чехия), Г. Г. Кулиев (Баку, Азербайджан), П. С. Мартышко (Екатеринбург, Россия), В. О. Михайлов (Москва, Россия), С. М. Оганесян (Гюмри, Армения), А. Сейнтот (Бахум, Германия), Р. Стифенсон (Абердин, Великобритания), М. Соссон (Ницца, Франция), Г. Тибо (Стамбул, Турция), С. А. Тихоцкий (Москва, Россия), Т. Л. Челидзе (Тбилиси, Грузия), В. Чермак (Прага, Чехия), Н. В. Шаров (Петрозаводск, Россия), Т. Яник (Варшава, Польша)

Editor-in-Chief *V. I. STAROSTENKO*
Deputy Editor-in-Chief *Ya. M. KHAZAN*

EDITORIAL BOARD

V. G. Bakmutov, T. A. Belyi, A. B. Bobrov, T. K. Burakhovich, M. M. Dovbnich, O. B. Gintov, N. M. Gladkykh (Executive Secretary), V. V. Gordienko, D. N. Gryn, A. V. Kendzera, V. P. Kobolev, I. N. Korchagin, V. V. Kulyk, R. I. Kutas, E. D. Kuz'menko, O. V. Legostaeva, D. V. Lysynchuk, S. V. Mostovoy, V. D. Omelchenko, M. I. Orlyuk, A. P. Petrovskiy, V. N. Pylypenko, O. M. Rusakov, M. I. Skipa, A. P. Tolkunov, I. M. Tsifra, Yu. K. Tyapkin, O. V. Usenko, D. B. Vengrovich, S. A. Vyzhva, T. P. Yegorova

INTERNATIONAL EDITORIAL COUNSEL

V. Alkaz (Kishinev, Moldova), U. Bayer (Potsdam, Germany), L. Beshuti (Bucharest, Romania), M. Bielik (Bratislava, Slovakia), S. V. Bogdanova (Lund, Sweden), Cao Dinh Tru (Hanoi, Vietnam), T. L. Chelidze (Tbilisi, Georgia), V. Chermak (Prague, Czech Republic), E. Dormy (Paris, France), R. G. Garetsky (Minsk, Belarus), G. Georgiev (Sofia, Bulgaria), A. O. Gliko (Moscow, Russia), A. G. Goncharov (Canberra, Australia), H. H. Guliyev (Baku, Azerbaijan), A. Guterch (Warsaw, Poland), A. D. Gvishiani (Moscow, Russia), S. M. Hovhannisy (Gyumri, Armenia), T. Janik (Warsaw, Poland), G. I. Karataev (Minsk, Belarus), R. Keller (Oklahoma, USA), A. I. Kobrunov (Ukhta, Russia), S. Kovachikova (Prague, Czech Republic), P. S. Martyshko (Ekaterinburg, Russia), V. O. Mikhailov (Moscow, Russia), A. Saintot (Bochum, Germany), N. V. Sharov (Petrozavodsk, Russia), R. Stephenson (Aberdeen, Great Britain), M. Sosson (Nice, France), H. Thybo (Istanbul, Turkey), S. A. Tikhotsky (Moscow, Russia), M. S. Zhdanov (Solt Lake City, USA), S. S. Zilitinkevich (Helsinki, Finland)

Подп. в печ. 02.06.17. Формат 60 × 84/8. Бум. офсетная № 1. Печать офсетная.
Усл. печ. л. Тираж 210 экз.

Типография фирмы "Эссе". Киев, просп. Вернадского 34/1

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ

Geophysical journal

ЖУРНАЛ

Основан в июле 1979 г.

Выходит 6 раз в год

Том 39

Международный
журнал

An International
Journal

№ 3 • 2017

СОДЕРЖАНИЕ

- Андрианова О. Р., Белевич Р. Р., Пейчев В., Скина М. И.* Динамика суши и уровня Черного моря в XX и XXI столетиях 3
- Дейнеко С. И., Выжва С. А., Берневек А. Н.* Информативность скважинных геофизических методов при выборе местоположения основных сооружений ГЭС 15
- Бабаев Г. Р., Ахмедова Э. В., Кадиров Ф. А.* Анализ напряженно-деформированного состояния Кавказского региона (Азербайджан) по векторам максимальных горизонтальных напряжений с использованием программ проекта “World Stress Map” 26
- Райченко Л. В., Мельник Г. В.* Космические источники ионизации земной атмосферы (обзор) 40
- Козленко М. В., Козленко Ю. В.* Сравнительная характеристика альтернативных плотностных моделей по профилю ГСЗ № 17 64
- Соловьев В. Д., Корчагин И. Н.* Аномалии магнитного поля и особенности геодинамического развития структур континентальных окраин Антарктического полуострова 76
- Новрузов З. А., Исаева М. И., Гараева Т. Д., Багирова А. А.* Результаты терромагнитного анализа меловых отложений Лагичского разреза (Вандамская тектоническая зона, Южный склон Большого Кавказа, Азербайджан) 91
- Комлев В. Н.* Географическое, геологическое и горное завершение Росатомом жизненного цикла отходов производства атомной энергии 97
- Гинтов О. Б., Потанчук И. С.* О возобновлении работы Межведомственного тектонического комитета Украины 102

ЗМІСТ

<i>Андріанова О. Р., Белевич Р. Р., <u>Пейчев В.</u>, Скіна М. І.</i> Динаміка суші та рівня Чорного моря в XX і XXI століттях	3
<i>Дейнеко С. І., Вишва С. А., Берневек О. М.</i> Інформативність свердловинних геофізичних методів при виборі території розміщення основних споруд ГЕС	15
<i>Бабаєв Г. Р., Ахмедова Е. В., Кадиров Ф. А.</i> Аналіз напружено-деформованого стану Кавказького регіону (Азербайджан) по векторах максимальних горизонтальних напружень і з використанням програм проекту “World Stress Map”	26
<i>Райченко Л. В., Мельник Г. В.</i> Космічні джерела іонізації земної атмосфери (огляд)	40
<i>Козленко М. В., Козленко Ю. В.</i> Порівняльна характеристика альтернативних густинних моделей по профілю ГСЗ № 17	64
<i>Соловійов В. Д., Корчагін І. М.</i> Аномалії магнітного поля та особливості геодинамічного розвитку структур континентальних окраїн Антарктичного півострова	76
<i>Новрузов З. А., Ісаєва М. І., Гараєва Т. Д., Багірова А. А.</i> Результати термомагнітного аналізу крейдяних відкладень Лагічського розрізу (Вандамська тектонічна зона, Південний схил Великого Кавказу, Азербайджан)	91
<i>Комлев В. Н.</i> Географічне, геологічне та гірниче завершення Росатомом життєвого циклу відходів виробництва атомної енергії	97
<i>Гінтов О. Б., Потапчук І. С.</i> Про відновлення роботи Міжвідомчого тектонічного комітету України	102

CONTENTS

<i>Andrianova O. R., Belevich R. R., <u>Psychev V.</u>, Skipa M. I.</i> Dynamics of the land and the Black Sea level in the XX and XXI centuries	3
<i>Deyneko S., Vyshva S., Bernevek A.</i> Informativity of borehole geophysical methods in choosing the location of the main structures of the hydroelectric power plant (HPP)	15
<i>Babayev G. R., Akhmedova E. V., Kadirov F. A.</i> Analysis of stress-strain state of Caucasus region (Azerbaijan) on the basis of maximum horizontal stress vectors and “World Stress Map” application technique	26
<i>Raychenko L. V., Melnik G. V.</i> Cosmic sources of the Earth’s atmosphere ionization (review)	40
<i>Kozlenko M. V., Kozlenko Yu. V.</i> Comparative characteristic of alternative density models along the DSS profile № 17	64
<i>Soloviev V. D., Korchagin I. N.</i> Magnetic anomalies and the features of geodynamic development of the Antarctic Peninsula continental margin structures	76
<i>Novruzov Z. A., Isayeva M. I., Garayeva T. D., Bagirova A. A.</i> Results of thermo-magnetic analysis of Cretaceous deposits of the Lagich section (Vandam tectonic zone, South slope of the Greater Caucasus, Azerbaijan)	91
<i>Komlev V. N.</i> The geographical, geological and mining completion by Rosatom of the life cycle of nuclear energy waste	97
<i>Gintov O. B., Potapchuk I. S.</i> On the resumption of work of the Interdepartmental Tectonic Committee of Ukraine	102

Динамика суши и уровня Черного моря в XX и XXI столетиях

© О. Р. Андрианова¹, Р. Р. Белевич¹, **В. Пейчев²**, М. И. Скина¹, 2017

¹ГУ “Отделение гидроакустики Института геофизики НАН Украины”,
Одесса, Украина

²Институт океанологии Болгарской академии наук, Варна, Болгария

Поступила 10 апреля 2017 г.

Динаміку рівня та суші на узбережжі Чорноморського регіону досліджено за середньорічними даними щодо рівня моря на 10 станціях з 1874 по 2015 р. Загальною закономірною особливістю часової мінливості міжрічних коливань рівня Чорного моря було домінування хвилеподібного зростання рівня з етапами різної інтенсивності. За допомогою методу водного нівелювання розраховано величину та інтенсивність міжрічних тектонічних зсувів прибережної суші Чорного моря за згаданий період. Показано, що нерівномірне опускання прибережної суші є дзеркальним відображенням такого самого зростання рівня моря. При цьому процеси, що відбуваються у межах прибережної суші та на дні моря, визначають власні коливання рівня моря.

Довгочасна мінливість коливань рівня моря на станціях с тривалими спостереженнями (140 років) мала такі етапи: 1875—1925 рр. — слабке зниження рівня моря з інтенсивністю від $-0,02$ до $-0,16$ см/рік; 1926—1965 рр. — інтенсивне зростання рівня моря ($+0,30$ см/рік); 1966—1995 рр. — зростання з меншою інтенсивністю ($+0,20$ см/рік); 1996—2015 рр. — зниження рівня з інтенсивністю $-0,09$ см/рік. На короткочасних станціях етапи також синхронізовані в останні десятиліття. Стійке опускання середньорічних висот рівня моря в 1996—2015 рр. встановлено на семи з десяти проаналізованих станцій, а на інших трьох станціях визначено тенденцію зниження інтенсивності росту рівня.

Виявлено короткочасні та різкі “сплески” рівня у середньорічних рядах і подібні “провали” дна в обчислених рядах опускання суші. Ці збурення спостерігали майже синхронно на всіх станціях, мали квазидесятирічну періодичність, тривалість циклу 3—4 роки (іноді до 5 років) та амплітуду до 10—17 см (зазвичай 12 см). Іноді “сплески” рівня (як і “провали” дна) спостерігали парами.

Ключові слова: рівень моря, коливання суші, середньорічні дані, метод водного нівелювання, узбережжя Чорного моря.

Введение. Возросший интерес к региональным проявлениям глобальных климатических изменений определяется необходимостью оценки состояния прибрежных районов, которые представляют собой категорию природных контактных зон: с одной стороны — суша, с другой — дно и слой воды морей и океанов. Настоящая работа является продолжением и развитием проведенных ранее исследований [Андрианова и др., 2005, 2007], посвященных динамике суши и уровня моря Одесского региона и всего западного побережья Черного моря с использованием метода водного нивелирования [Зенин, 1961]. Исследования были продолжены

до 2015 г., поскольку в предыдущих работах [Андрианова и др., 2005, 2007] анализ данных и результатов расчета был завершён 1996 г. Более подробно дана оценка интенсивности колебаний уровня и состояния прибрежной суши в районах анализируемых станций и ее ежегодной изменчивости, проведена небольшая коррекция станции “Севастополь”, используемой в работе в качестве реперной.

Материалы и методы исследования. Для оценок интенсивности роста или опускания уровня моря, а также колебаний прибрежной суши вдоль западного побережья Черного моря были рассмотрены ряды среднегодовых высот

уровня на шести украинских станциях: “Вилково”, “Ильичевск”, “Одесса-порт”, “Порт Южный”, “Очаков” и “Севастополь” (частично как репер), на двух станциях румынского побережья: “Констанца” и “Сулина” и двух станциях болгарского побережья “Бургас” и “Варна” (табл. 1). Дополнительно к анализу была привлечена также ст. “Поти” (Грузия), расположенная на юго-восточном побережье Черного моря и характеризующаяся [Каталог ..., 1990] наиболее активным в Черном море локальным оседанием прибрежной суши (дна). Исходными данными для проведения необходимых расчетов послужили ряды среднегодовых высот уровня Черного моря на указанных станциях с начала периода наблюдений на каждой из них до 2015 г.

По украинским станциям данные наблюдений были выбраны из опубликованного каталога [Каталог ..., 1990] до 1985 г., электронного каталога морского отдела УкрГМИ (1986—2005 гг.), Одесской гидрометеорологической обсерватории (2006—2015 гг.). Материалы уровенных наблюдений на ст. “Бургас” и “Варна” (1928—2008 гг.) были переданы Институтом океанологии Болгарской академии наук.

Ряды среднегодовых высот уровня моря станций “Констанца” (Румыния, 1933—2008 гг.) и “Поти” (Грузия, 1874—2015 гг.) взяты с сайта <http://www.psmsl.org/>. Материалы среднегодовых высот уровня моря по ст. “Сулина” (Румыния 1900—2015 гг.) были сняты с графика, приведенного в работе [Bondar, 1989] и дополнены до 2015 г. Недостающие материалы за 2009—2015 гг. по румынским и болгарским станциям получены путем осреднения по годам архивных данных из ежедневных гидросиноптических карт, выпускаемых Гидрометцентром Черного и Азовского морей (г. Одесса).

Для оценок колебаний прибрежной суши на побережьях Черного моря с помощью метода водного нивелирования в качестве реперной станции, как и в работах [Андрианова и др., 2005, 2007], использовались наблюдения на ст. “Севастополь”. Суть этого метода состоит в сравнении колебаний уровня моря в двух пунктах и определении превышений между нулями их уровенных постов. При этом один из пунктов должен быть основным или реперным, колебания в нем, связанные с тектоническими движениями суши, должны отсутствовать.

Результаты исследований и их анализ.

Оценивая колебания уровня моря на ст. “Одесса-порт” за период наблюдений с 1875 по 2015 г., т. е. за 141 год, можно отметить, что за это время он, волнообразно изменяясь, возрос на 65 см, интенсивность роста составила 0,46 см/год, а вычисленная трендовая интенсивность — 0,42 см/год (см. табл. 1). Волнообразный рост уровня моря на ст. “Одесса-порт” (рис. 1) наблюдался лишь до середины 1990-х годов, после чего на-

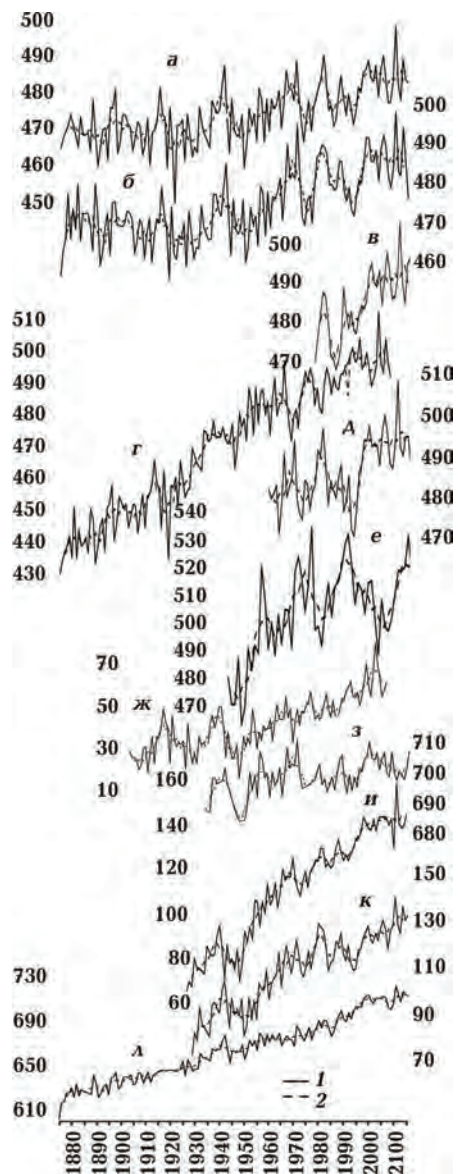


Рис. 1. Временной ход среднегодовых (1) и сглаженных 5-летним осреднением (2) высот уровня моря на станциях Черного моря за период наблюдений: а — Севастополь; б — Очаков; в — Южный; г — Одесса-порт; д — Ильичевск; е — Вилково; ж — Сулина; з — Констанца; и — Варна; к — Бургас; л — Поти.

Т а б л и ц а 1. Сведения об анализируемых станциях на побережьях Черного моря, периоде и продолжительности среднегодовых наблюдений над уровнем моря, а также среденные за период наблюдений величина и интенсивность динамики уровня и суши по фактическим среднегодовым данным и тренду

Станции	Период наблюдений, годы	Длина ряда, количество наблюдений	Рост уровня за весь период, см	Интенсивность, см/год	Трендовая интенсивность, см/год	Опускание прибрежной суши		
						Величина опускания за весь период, см	Интенсивность, см/год	Трендовая интенсивность, см/год
Севастополь	1875—2015	141	18	0,128	0,120	—	—	—
Очаков	1874—2015	142	20	0,141	0,124	-11	-0,038	-0,025
Порт Южный	1977—2015	39	21	0,36	0,538	-14	-0,36	-0,32
Одесса-порт	1875—2015	141	65	0,46	0,42	-50	-0,3546	-0,3554
Ильичевск	1960—2015	56	7	0,126	0,25	-7	-0,127	-0,076
Вилково	1945—2015	71	81	1,19	0,67	-32	-0,44	-0,50
Сулина	1900—2015	116	32	0,276	0,303	-24	-0,21	-0,16
Констанца	1933—2015	83	21	0,25	0,153	-15	-0,169	-0,121
Варна	1928—2015	88	79	0,90	0,91	-68	-0,77	-0,769
Бургас	1928—2015	88	60	0,73	0,56	-41	-0,466	-0,382
Поти	1874—2015	142	111	0,78	0,68	-94	-0,66	-0,599

чал медленно, но по-прежнему волнообразно, опускаться до конца периода наблюдений (до 2015 г.), и это опускание составило 12 см. Вместе с тем, вычисленное трендовое опускание уровня за этот же период (1995—2015 гг.) — всего лишь 5 см. Анализ роста уровня моря на ст. “Одесса-порт” за период с начала наблюдений и до середины 1990-х годов показал, что и в этот период он также не был равномерным, а характеризовался двумя этапами с различным характером интенсивности роста: с 1875 г. и до середины 60-х годов интенсивность роста уровня по тренду была равна 0,55 см/год, а с середины 60-х и до середины 90-х годов — всего лишь 0,28 см/год. Следует отметить, что в рассмотренном 141-летнем временном ряду среднегодовых высот уровня моря на ст. “Одесса-порт” за 1875—2015 гг. было выявлено 14 случаев резких “всплесков” (табл. 2). Они наблюдались в 1881, 1888, 1897, 1915—1919, 1941, 1955—1958, 1966—1970, 1981, 1988, 1996, 2010 гг., что свидетельствует о квазидесятилетнем цикле их повторяемости. На всех рассмотренных далее станциях резкие “всплески” уровня моря наблюдались в эти же годы или имели сдвиг не более чем на 1—2 года. При этом каждый “всплеск” уровня уже несет в себе два этапа: подъем уровня перед “всплеском” и опускание после него.

Оценки величины и интенсивности опускания прибрежной суши на ст. “Одесса-порт” за период наблюдений с 1875 по 2015 г. (рис. 2) получены путем расчетов с использованием метода водного нивелирования (как разность уровней между репером и анализируемой станцией). Установлено, что в общем опускание составило примерно 50 см, интенсивность — 0,35 см/год (трендовая интенсивность имела такую же величину ~0,35 см/год) (см. табл. 1). При этом четко прослеживалось два этапа с различной интенсивностью опускания суши на ст. “Одесса-порт” с 1875 по 1962 г. и с 1962 по 2015 г. И если в течение первого этапа (1875—1962 гг.) интенсивность опускания прибрежной суши составляла примерно 0,5 см/год (0,46), то в течение второго она была в 2,5 раза слабее — 0,18 см/год. По аналогии с уровнем можно отметить, что в вычисленном временном ряду среднегодовых величин опускания суши на ст. “Одесса-порт” было выявлено 11 случаев резких “провалов” прибрежной суши (табл. 3).

Динамика уровня моря на ст. “Очаков” за 142 года наблюдений (1874—2015 гг.) также показала рост на 20 см с интенсивностью 0,141 см/год и трендовой интенсивностью роста 0,124 см/год (см. табл. 1). Эти значения свидетельствуют о квазистационарности ст. “Очаков”. В межгодовой изменчивости среднегодовых высот уровня моря на ст. “Очаков” (см. рис. 1) можно выделить четыре периода: с начала периода наблюдений (1874 г.) и до середины 1920-х годов слабое понижение с трендом — 0,06 см/год; до начала 1970-х годов рост + 0,30 см/год; с начала 70-х и до конца столетия уменьшение ин-

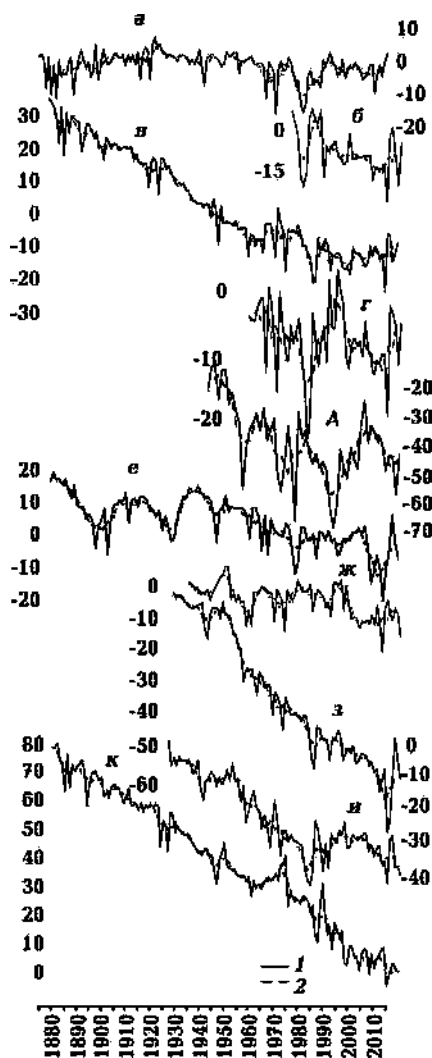


Рис. 2. Временной ход вычисленных среднегодовых (1) и сглаженных 5-летним осреднением (2) величин опускания суши на станциях Черного моря: а — Очаков; б — Южный; в — Одесса-порт; г — Ильичевск; д — Вилково; е — Сулина; ж — Констанца; з — Варна; и — Бургас; к — Потти.

Т а б л и ц а 2. Годы “всплесков” во временных рядах среднегодовых высот уровня Черного моря

Станция	1877— 1881	1888	1895— 1898	1915— 1919	1940— 1943	1955— 1958	1966— 1970	1979— 1982	1986— 1988	1995— 1999	2005— 2008	2010— 2011
Севастополь	—	1888	1897	1915— 1919	1941	1955	1966, 1970	1981	1988	1999	2005 (слабо)	2010
Очаков	1877— 1881	1888	1897	1915— 1919	1941	1955	1966, 1970	1981	1988	1999	2005 (слабо)	2010
Порт Южный	—	—	—	—	—	—	—	1981	1988	1999	2005 (слабо)	2010
Одесса-порт	1881	1888	1897	1915— 1919	1941	1955— 1958	1966, 1970	1981	1988	1996	—	2010
Ильичевск	—	—	—	—	—	—	1966, 1970	1981	1988 (слабо)	1999	2005	2010
Вилково	—	—	—	—	—	1955	1966, 1970	1981	—	1999	—	2011
Сулина	—	—	—	1915— 1919	1940— 1941	1955	1966, 1970	1981	1988	1999	2006	2010
Констанца	—	—	—	—	1942	1956	1966, 1970	1979	1988	1999	2008	—
Варна	—	—	—	—	1941	1955	1966, 1970	1981	1988	1998	—	2011
Бургас	—	—	—	—	1941	1955, 1958	1966, 1970	1979, 1982	—	1999	—	2010
Поти	1879— 1881	1888	1897	1915— 1919	1941	1955	1970	1979— 1981	1988	1999	—	2010

Т а б л и ц а 3. Годы “провалов” в вычисленных временных рядах среднегодовых величин опускания суши на побережье Черного моря

Станция	1877— 1881	1888	1895— 1898	1915— 1919	1940— 1943	1955— 1957	1966— 1970	1976— 1982	1986— 1988	1995— 1999	2003— 2008	2010— 2011
Очаков	1879, 1881	1888	1895, 1898	1915, 1919	1941	1955	1966, 1970	1981	1988	1999	2005 (слабо)	2010
Порт Южный	—	—	—	—	—	—	—	1981	1988	1999	2005	2010
Одесса- порт	1879, 1881	1888	1897	1915, 1919	1943	1955	1966, 1970	1981, 1982	1988	1999	—	2010
Ильичевск	—	—	—	—	—	—	1966, 1970	1981	—	1996	—	2010
Вилково	—	—	—	—	—	1955	1966, 1970	1981	1988	1999	2005	2011
Сулина	—	—	—	1915— 1919	1940— 1941	1955	1966 (слабо), 1970	1981	—	1995	2006	2010
Констанца	—	—	—	—	1943	1955— 1957	1966, 1970	1981	1988	1999	2008	—
Варна	—	—	—	—	1941— 1942	1955	1966, 1970	1976, 1981	1988	1999	—	2011
Бургас	—	—	—	—	1941	1957	1966, 1970	1981	1986— 1988	1996	—	2010
Поти	1877— 1881	1888	1895— 1897	1915— 1919	1941	1955	1970	1981— 1982	1988	1998	2003	2010

тенсивности роста $+0,20$ см/год; с начала XXI ст. и до конца периода наблюдений (2015 г.) уровень вновь понижался с интенсивностью $-0,28$ см/год. В межгодовой изменчивости за весь период наблюдений (142 года) на ст. “Очаков” было выявлено 15 случаев “всплесков” уровня моря в ряду среднегодовых значений (см. табл. 2).

Оценивая межгодовую изменчивость колебаний среднегодовых величин опускания прибрежной суши на ст. “Очаков” за весь период наблюдений, можно отметить отрицательный тренд, который характеризовался незначительными значениями $-0,025$ см/год (см. табл. 1). Межгодовая изменчивость среднегодовых величин опускания прибрежной суши стала зеркальным отражением колебаний роста уровня моря на ст. “Очаков”. Выделены четыре периода с трендовой интенсивностью по этапам: 1874—1925 гг. ($+0,14$ см/год); 1928—1972 гг. ($-0,16$ см/год); 1973—2000 гг. ($-0,12$ см/год); 1998—2015 гг. ($-0,07$ см/год) (см. рис. 2). Следует отметить, что в 142-летнем временном ряду среднегодовых величин опускания суши на ст. “Очаков” было выявлено 16 случаев годов с “провалами” суши (см. табл. 3).

Динамика уровня моря на ст. “Вилково”, расположенной в дельте р. Дунай, рассмотрена по его среднегодовым высотам за период с 1945 по 2015 г. Получено, что уровень возрос на 81 см при интенсивности роста $+1,19$ см/год и трендовой интенсивности $+0,67$ см/год (см. табл. 1). Детальный анализ временной изменчивости интенсивности роста уровня моря на ст. “Вилково” показал существование в его межгодовой изменчивости как минимум двух резко различающихся периодов (см. рис. 1): с 1945 по 1976 г. интенсивность роста составляла $+2,15$ см/год, а с середины 1970-х годов до конца периода наблюдений (2015 г.) — всего $+0,62$ см/год, что слабее более чем в 3 раза. За 71 год наблюдений на ст. “Вилково” было выявлено шесть случаев “всплесков” уровня (см. табл. 2).

Опускание прибрежной суши на ст. “Вилково” за весь период наблюдений на ней (1945—2015 гг.) составило 32 см с интенсивностью $-0,44$ см/год (см. табл. 1). Интенсивность имела те же два различных этапа (см. рис. 2) — с 1945 по 1971 г. тренд опускания суши $-1,25$ см/год, а с 1971 по 2015 г. $-0,35$ см/год, т. е. в три раза слабее. Также в 71-летнем временном ря-

ду опускания прибрежной суши на ст. “Вилково” было выявлено восемь случаев (годов) “провала” дна (см. табл. 3).

Оценивая временную изменчивость колебаний уровня моря на ст. “Констанца” по среднегодовым данным с 1933 по 2015 г. (<http://www.psmsl.org/>) можно констатировать, что за 83 года он, волнообразно изменяясь, возрос всего на 21 см при интенсивности роста $+0,25$ см/год и трендовой интенсивности роста уровня $+0,15$ см/год (см. табл. 1). Небольшая интенсивность роста уровня ($0,153$ см/год) свидетельствует о слабой динамике уровня моря и прибрежной суши в этом районе, которая согласуется с квазистационарными станциями “Севастополь” ($0,124$ см/год) и “Очаков” ($0,141$ см/год). Известно [Михайлов и др., 2001], что правобережье дельты Дуная (плато Добруджа) несколько поднимается (до 2 мм/год). Оценки величины роста уровня и его интенсивности показали, что в течение 83-летнего периода наблюдений отмечено как минимум три периода роста и три периода опускания (см. рис. 1): в начале наблюдений (с 1933 по 1941 г.) заметный рост $+1,58$ см/год; с 1941 по 1944 г. падение уровня $-8,3$ см/год; с 1944 по 1971 г. рост $+0,72$ см/год (что в 2 раза меньше предыдущей интенсивности роста); с 1971 по 1983 г. опускание с интенсивностью $-0,55$ см/год; с 1983 по 2000 г. рост $+0,80$ см/год; в последнем этапе наблюдений с 2000 по 2015 г. медленное опускание с интенсивностью $-0,29$ см/год. В ряду среднегодовых высот уровня моря на ст. “Констанца” было выявлено восемь резких “всплесков”, повторяющихся с квазидесятилетней цикличностью (см. табл. 2).

Расчеты динамики прибрежной суши на ст. “Констанца” показали, что за это время (1933—2015 гг.) произошло опускание на 15 см при интенсивности $-0,12$ см/год и такой же трендовой интенсивности (см. табл. 1). В межгодовом ходе колебаний суши на ст. “Констанца” за 83 года можно выделить три этапа в развитии этого процесса (см. рис. 2). В течение первых 30 лет (с 1933 по 1962 г.) выделяется существование хорошо выраженных короткопериодных знакопеременных трендов с интенсивностью по годам: 1933—1942 гг. ($-0,40$ см/год); 1939—1948 гг. ($+1,07$ см/год); 1948—1957 гг. ($-1,44$ см/год); 1957—1962 гг. ($+1,76$ см/год). В следующие 29 лет (с 1962 по 1990 г.) наблюдался

слабовыраженный однонаправленный положительный тренд с интенсивностью + 0,04 см/год. В оставшиеся 26 лет (1990—2015 гг.) выделялось два периода со знакопеременными трендами: с 1990 по 1999 г. опускание с интенсивностью – 1,64 см/год, с 2000 по 2015 г. почти нейтральное состояние (тренд + 0,04 см/год). В 83-летнем временном ряду опускания прибрежной суши на ст. “Констанца” было выявлено девять случаев (годов) резких “провалов” суши (см. табл. 3).

Динамика уровня моря на ст. “Сулина” за 116-летний период наблюдений (с 1900 по 2015 г.) показала волнообразные колебания с общим ростом 32 см с интенсивностью + 0,28 см/год и интенсивностью по тренду + 0,30 см/год (см. табл. 1). Межгодовая изменчивость роста среднегодовых высот уровня моря на ст. “Сулина” с 1900 по 2015 г. характеризовалась наличием значительных волновых возмущений в первой половине XX ст. и относительно плавной изменчивости во второй (см. рис. 1), что позволило выделить следующие этапы: с 1900 по 1915 г. рост + 1,11 см/год; с 1915 по 1930 г. падение – 1,18 см/год; с 1930 по 1941 г. рост + 2,09 см/год; с 1941 по 1949 г. максимальная за весь период наблюдений интенсивность опускания – 2,90 см/год; с 1949 по 1956 г. максимальная положительная интенсивность роста + 3,50 см/год; с 1956 по 2015 г. относительно плавный рост со средней интенсивностью + 0,44 см/год. За весь период наблюдений (116 лет) на ст. “Сулина” в ее межгодовом ряду среднегодовых высот уровня моря было выявлено 12 резких “всплесков” роста уровня (см. табл. 2).

Динамика прибрежной суши на ст. “Сулина”, рассчитанная за 116 лет наблюдений как разность между реперной и анализируемой станциями по среднегодовым значениям уровня моря на них, показала ее понижение на 24 см с интенсивностью – 0,21 см/год и трендовой интенсивностью опускания – 0,16 см/год (см. табл. 1). Межгодовая изменчивость прибрежной суши на ст. “Сулина” зеркально отражает изменчивость описанных выше чередующихся этапов интенсивности роста уровня моря и подтверждает факт существования значительных волновых возмущений в первой половине XX ст. и относительно плавный и равномерный рост во второй (см. рис. 2). Шесть знакочередующихся этапов различной временной продолжительности

характеризовались следующей интенсивностью: с 1900 по 1920 г. опускание – 1,0 см/год; с 1921 по 1930 г. рост + 0,33 см/год; с 1931 по 1941 г. опускание – 0,95 см/год; с 1942 по 1950 г. рост + 0,93 см/год; с 1951 по 2005 г. (этап продолжительностью 55 лет) опускание суши – 0,23 см/год; последний этап (2005—2015 гг.) имел положительную трендовую интенсивность + 1,3 см/год. В проанализированном временном ряду опускания прибрежной суши на ст. “Сулина” было выявлено 13 случаев резких “провалов” в опускании суши (см. табл. 3).

Временная изменчивость колебаний среднегодовых высот уровня моря в Варненском заливе проанализирована ранее за период 1875—2010 гг. в работе [Пейчев и др., 2010] по восстановленным данным для 1875—1928 гг. Наши оценки уровня моря по фактическим наблюдениям на ст. “Варна” за 88 лет (с 1928 по 2015 г.) тоже показали волнообразный характер его роста (см. рис. 1) на 79 см (с 65 см в 1928 г. до 144 см в 2015 г.) с интенсивностью в среднем + 0,90 см/год и трендовой интенсивностью + 0,91 см/год (см. табл. 1). В межгодовом ходе среднегодовых высот уровня моря на ст. “Варна” четко выделяются два этапа различной интенсивности его роста (см. рис. 1): с 1928 по 1961 г. интенсивность составляла + 0,98 см/год, на следующем этапе с 1961 по 2006 г. она уменьшилась до + 0,76 см/год, а с 2006 по 2015 г. уровень моря стабилизировался на нейтральном положении (см. рис. 1). В межгодовой изменчивости за 88-летний период наблюдений в ряду среднегодовых высот уровня моря на ст. “Варна” было выявлено восемь резких “всплесков” его (см. табл. 2).

По вычисленной динамике прибрежной суши на ст. “Варна” за период 1928—2015 гг. (88 лет) (см. рис. 2) можно отметить общее ее опускание на 68 см с одинаковыми фактической и трендовой интенсивностями – 0,77 см/год (см. табл. 1). С 1928 по 1980 г. интенсивность опускания прибрежной суши по трендовым оценкам была вдвое выше (– 0,93 см/год), чем в последующий период наблюдений с 1980 по 2015 г. (– 0,43 см/год). В 88-летнем временном ряду среднегодовых величин опускания прибрежной суши было выявлено девять случаев резких “провалов”, повторяющихся примерно с 10-летней периодичностью (см. табл. 3).

Межгодовая изменчивость колебаний среднегодовых высот уровня моря и интенсивного роста на ст. “Бургас” рассмотрена за период с 1928 по 2015 г. (88 лет). За это время уровень моря, также волнообразно изменяясь, увеличился на 60 см, а интенсивность его роста составила +0,73 см/год при трендовой интенсивности +0,56 см/год (см. табл. 1). В межгодовой изменчивости колебаний уровня на ст. “Бургас” отмечены перемежающиеся периоды его роста и опускания различной интенсивности и продолжительности (см. рис. 1): 1928—1941 гг. (рост +1,76 см/год); 1941—1949 гг. (опускание –1,51 см/год); 1949—1970 гг. (рост +1,53 см/год); 1970—1974 гг. (опускание –3,32 см/год); 1974—1981 гг. (рост +2,63 см/год); 1981—1994 гг. (опускание –0,57 см/год); 1994—2000 гг. (рост +2,41 см/год); 2000—2015 гг. (рост +0,75 см/год). В 88-летнем ряду уровня моря на ст. “Бургас” выявлено девять резких “всплесков”, повторяющихся с квазидесятилетней циклическостью (см. табл. 2).

По результатам расчета динамики прибрежной суши на ст. “Бургас” с 1928 по 2015 г. можно отметить, что она опустилась на 41 см при интенсивности –0,47 см/год и трендовой интенсивности –0,38 см/год (см. табл. 1). В межгодовой динамике прибрежной суши на ст. “Бургас” выделяются следующие периоды (см. рис. 2): с 1928 по 1952 г. опускание с трендом –0,31 см/год; с 1952 по 1978 г. опускание с трендом –0,77 см/год; с 1979 по 1994 г. рост с трендом +0,85 см/год и с 1994 по 2015 г. опускание с трендом –0,48 см/год. За это время на ст. “Бургас” было выявлено девять случаев (годов) резких “провалов” суши (см. табл. 3).

Оценивая колебания уровня моря на ст. “Ильичевск” (с 2016 г. город переименован) по данным ряда среднегодовых высот за период 56 лет (с 1960 по 2015 г.), можно констатировать волнообразный характер его роста (7 см за 56 лет) с интенсивностью +0,125 см/год и трендовой интенсивностью +0,25 см/год (см. табл. 1). Во временном ряду среднегодовых высот уровня моря на ст. “Ильичевск” выделяются четыре знакопеременных этапа (см. рис. 1): с 1960 по 1980 г. рост +0,24 см/год, с 1980 по 1990 г. понижение –1,11 см/год, с 1990 по 1997 г. рост +2,10 см/год; с 1998 по 2015 г. почти минимальная интенсивность +0,21 см/год. Интересно за-

метить, что если взять период на год меньше (с 1998 по 2014 г.), то получим отрицательную трендовую интенсивность –0,127 см/год за 17-летний период. В рассмотренном 56-летнем временном ряду среднегодовых высот уровня моря на ст. “Ильичевск” было выявлено семь резких “всплесков” уровня (см. табл. 2).

Опускание прибрежной суши на ст. “Ильичевск” за 55 лет наблюдений составило 7 см с интенсивностью –0,127 см/год и трендовой интенсивностью –0,076 см/год (см. табл. 1). В межгодовом ходе колебаний прибрежной суши на ст. “Ильичевск” можно выделить пять временных этапов различной интенсивности (см. рис. 2). С 1960 по 1978 г. и с 1978 по 1982 г. трендовая интенсивность опускания прибрежной суши в районе ст. “Ильичевск” была отрицательной и в течение первых 19 лет слабой (–0,22 см/год), в течение последующих 5 лет значительной (–6,0 см/год). С 1982 по 1992 г. тренд поменял знак и интенсивность составила +1,51 см/год. Последние два этапа продолжительностью 6 и 19 лет (соответственно с 1992 по 1997 г. и с 1997 по 2015 г.) характеризовались опусканием прибрежной суши, т.е. очередной сменой знака тренда на отрицательный (с интенсивностью –2,81 см/год и –0,03 см/год). В ряду среднегодовых величин опускания прибрежной суши на ст. “Ильичевск” за 55 лет было выявлено пять случаев (годов) резких “провалов” ее (см. табл. 3).

Динамика уровня моря на ст. “Порт Южный”, наблюдения над которым велись в течение 39 лет (с 1977 по 2015 г.), характеризовалась его повышением за это время на 21 см с интенсивностью +0,36 см/год и трендовой интенсивностью примерно +0,538 см/год (см. табл. 1). В межгодовой изменчивости колебаний уровня моря за все время наблюдений можно выделить шесть коротких знакопеременных этапов, тесно привязанных к резким всплескам уровня (см. рис. 1): с 1977 по 1981 г. рост с интенсивностью +4,2 см/год, с 1981 по 1986 г. опускание –2,81 см/год, с 1986 по 1988 г. рост с максимальной интенсивностью +8,62 см/год, с 1988 по 1993 г. опускание –1,94 см/год, с 1993 по 1999 г. рост +2,77 см/год, с 1999 по 2015 г. (наиболее продолжительный этап — 17 лет) незначительный рост +0,16 см/год. Резкие “всплески” уровня на ст. “Порт Южный” наблюдались в пяти случаях (см. табл. 2).

Оценивая динамику прибрежной суши на ст. “Порт Южный” за 39 лет наблюдений (с 1977 по 2015 г.), можно констатировать опускание ее на 14 см с интенсивностью $-0,36$ см/год и трендовой интенсивностью $-0,32$ см/год (см. табл. 1). В межгодовой изменчивости колебаний прибрежной суши на ст. “Порт Южный” можно выделить четыре этапа различной трендовой интенсивности, чередующихся по знаку (см. рис. 2): с 1977 по 1981 г. ($-4,96$ см/год), с 1981 по 1985 г. ($+4,92$ см/год), с 1985 по 1989 г. ($-2,87$ см/год), с 1989 по 2015 г. ($-0,25$ см/год). Также во временном ряду опускания прибрежной суши на ст. “Порт Южный” (1977—2015 гг.) выявлено пять резких “провалов” (см. табл. 3).

Временная изменчивость колебаний среднегодовых высот уровня моря на ст. “Поти”, взятой для сравнения в юго-восточной части Черного моря, была проанализирована за весь период наблюдений с 1874 по 2015 г. (142 года). За это время среднегодовой уровень моря, волнообразно изменяясь, возрос на 111 см с интенсивностью $+0,78$ см/год и трендовой интенсивностью $+0,68$ см/год (см. табл. 1). Межгодовая изменчивость уровня на этой станции в отличие от западного побережья моря имела три этапа повышенной интенсивности роста и три этапа относительно небольшого его роста (см. рис. 1). В течение 17 лет (с 1924 по 1940 г.), 11 лет (с 1945 по 1955 г.) и 24 лет (с 1974 по 1999 г.) трендовая интенсивность роста уровня была оценена соответственно в 1,44; 1,21; 1,36 см/год. В течение 37 лет (с 1874 по 1913 г.), 22 лет (с 1955 по 1976 г.) и 17 лет (с 1999 по 2015 г.) трендовая интенсивность роста уровня на ст. “Поти” была оценена соответственно в 0,48, 0,16 и 0,29 см/год. В течение 5 лет (с 1941 по 1945 г.) уровень моря опускался с интенсивностью $-0,20$ см/год. За период наблюдений (142 года) на ст. “Поти” было выявлено 10 случаев резких “всплесков” уровня моря (см. табл. 2). При этом с 1913 по 1923 г. наблюдения на ст. “Поти” вообще не велись.

Динамика прибрежной суши на ст. “Поти” с 1876 по 2011 г. (т. е. за 136 лет) показала ее опускание на 94 см с интенсивностью $-0,66$ см/год и трендовой интенсивностью $-0,60$ см/год (см. табл. 1). Оценка межгодовой изменчивости состояния прибрежной суши, выполненная поэтапно по трендам, показала (см. рис. 2): в течение 86 лет (с начала наблюдений в 1874 и

до 1950 г.) отмечалось квазиравномерное и однородное ее опускание с интенсивностью $-0,56$ см/год; в следующие 12 лет (с 1959 по 1970 г.) опускание сменилось поднятием прибрежной суши с интенсивностью $+0,31$ см/год; с 1970 и до 1992 г. (22 года) наблюдалось стабильное нейтральное положение прибрежной суши (тренд $+0,015$ см/год); с 1993 по 1999 г. (7 лет) и с 1999 по 2015 г. (17 лет) этапах имело место интенсивное ($-1,68$ см/год) и умеренное ($-0,38$ см/год) понижение суши. В ряду среднегодовых величин опускания суши на ст. “Поти” за 142-летний период вычислений было выявлено 11 резких величин “провалов” суши (см. табл. 3).

Выводы. На основании проведенного анализа полученных результатов установлено, что общей закономерной особенностью временной изменчивости межгодовых колебаний уровня Черного моря в течение рассматриваемого периода с 1874 по 2015 г. (т. е. последняя четверть XIX ст., все XX ст. и 15 лет XXI ст.) являлось доминирование волнообразного роста уровня с временными этапами различной интенсивности развития этого процесса.

В среднегодовых рядах выявлены годы с кратковременными и резкими “всплесками” уровня моря и аналогичными “провалами” суши (дна) в вычисленных значениях опускания суши (см. табл. 2, 3). Указанные возмущения с длительностью цикла 3—4 года (иногда до 5 лет) и амплитудой до 10—17 см (обычно 12 см) имели квазидесятилетнюю периодичность и отмечались почти синхронно на всех проанализированных станциях. Иногда всплески уровня (и провалы дна) наблюдались парами.

Долговременная изменчивость колебаний уровня моря, рассмотренная по материалам длительных наблюдений (140-летних рядов) на станциях “Одесса”, “Очаков”, “Севастополь”, характеризовалась следующим сценарием последняя четверть XIX и первая XX ст. (1875—1925 гг.) отличались слабым понижением уровня моря с интенсивностью от $-0,02$ до $-0,16$ см/год. С начала второй четверти XX ст. и до середины 60-х годов (1926—1965 гг.) в рассматриваемом регионе отмечался хорошо выраженный рост уровня моря с интенсивностью $+0,30$ см/год. С середины 60-х годов и почти до конца XX ст. (до 1995 г.) уровень моря сохранял свой рост, но характеризовался меньшей интенсивностью ($+0,20$

см/год). На последнем этапе анализируемого периода (с 1996 по 2015 г.) уровень моря на станциях западного побережья вновь стал характеризоваться слабым отрицательным трендом с интенсивностью $-0,09$ см/год. На станциях с меньшей продолжительностью наблюдений этапы также синхронизированы в последние десятилетия.

Начиная с конца 90-х годов XX ст. до 2015 г. XXI ст. установлено устойчивое опускание среднегодовых высот уровня моря на большинстве из проанализированных станций (на 7 из 10) и заметная тенденция понижения интенсивности роста уровня на остальных трех станциях. Сможет ли это опускание оставаться стабильным и устойчивым на долгое время или это кратковременное явление, повторяющее сценарий XX ст., покажет время. Возможно и в глобальном масштабе наступил период уменьшения интенсивности роста уровня океана (или даже его опускания), о чем свидетельствуют от-

дельные работы [Mörner, 2016], однако это является направлением дальнейших исследований закономерностей колебаний уровня в Атлантике и Мировом океане.

Применение метода водного нивелирования позволило рассчитать величины и интенсивность межгодовых тектонических смещений прибрежной суши на побережье Черного моря на протяжении всего XX ст. Показано, что неравномерное опускание прибрежной суши является следствием такого же роста уровня моря — его зеркальным отражением. По нашему мнению, в региональном масштабе, изменения уровня моря происходят вследствие процессов в прибрежной суше и на дне моря.

Авторы выражают благодарность и признательность болгарским и румынским коллегам за плодотворное сотрудничество и предоставленные материалы уровенных наблюдений на станциях “Бургас”, “Варна” и “Сулина” до 2015 г.

Список литературы

- Андрианова О. Р., Белевич Р. Р., Скипа М. И. Динамика суши и уровня побережья Одесского региона Черного моря. *Геофиз. журн.* 2005. 27. № 3. С. 463—469.
- Андрианова О. Р., Белевич Р. Р., Скипа М. И. Динамика суши и уровня западного побережья Черного моря. *Геофиз. журн.* 2007. 29. № 1. С. 160—166.
- Зенин В. Д. Метод водного нивелирования. Тр. ГОИН. 1961. Вып. 61. С. 66—115.
- Каталог наблюдений над уровнем Черного и Азовского морей. Госкомитет СССР по гидрометеорологии, Государственный океанографический институт, Севастопольское отделение, 1990. 269 с.
- Михайлов В. Н., Повалишников Е. С., Морозов В. Н. Многолетние изменения уровней в Килийском рукаве дельты Дуная. *Водные ресурсы.* 2001. 28. № 2. С. 189—195.
- Bondar C. V., 1989. Trends in the evolution of the mean Black sea level. *Meteorology and Hidrology* 19 (2), 23—28.
- Mörner N.-A., 2016. Sea level changes as observed in nature. In: *Evidenced-based Climate Science*. Ed. D. Easterbrook. 2nd Revised Edition. Amsterdam: Elsevier, P. 219—231.
- Pechev V., Demireva D., Dimitrov D., 2010. Changes sea level in Varna Bay for the period 1875 to 2007: *Proc. of the Union of Scientists — Varna. Series “Marine Science”*, P. 55—58 (in Bulgarian).

Dynamics of the land and the Black Sea level in the XX and XXI centuries

© O. R. Andrianova, R. R. Belevich, **V. Peychev**, M. I. Skipa, 2017

Trends in the sea level and land on the Black Sea coast were explored by using the average annual sea level data on the set of stations in the period from 1874 to 2015. The common regular feature of temporal variability of interannual fluctuations in the Black Sea was the dominance of wave-like rise with varying intensity stages. The value and intensity of interannual tectonic shifts of coastal land on the Black Sea were estimated during the same period with using the method of water leveling. It is shown that uneven subsidence of coastal land is a mirroring of the sea-level rise. Herein, the processes that are taking place in the coastal land and on the sea bottom are determining the fluctuations in sea level.

Long-term variability of the sea level fluctuations on long-term time-series stations (140 years) had the following stages: 1875—1925 — weak lowering with intensity of about $-0,02$ to $-0,16$ cm/year; 1926—1965 — intensive sea-level rise $+0,30$ cm/year; 1966—1995 — growth with smaller intensity $+0,20$ cm/year; 1996—2015 — again lowering with intensity $-0,09$ cm/year. The stages of sea level fluctuations on short-term stations are also synchronized in the last decade. The stable lowering of average heights of sea level in the 1996—2015 years was found on 7 of the 10 analyzed stations, and on other 3 stations, the tendency of reducing the intensity of level growth was observed.

The short and sharp “discrete peaks” of sea level and similar “fallings” of the sea bottom were found in series of average annual data. These disturbances were observed nearly simultaneously on all the analyzed stations with quasi decade frequency and had cycle time 3—4 years (sometimes up to 5 years) and amplitude up to 10—17 cm (usually 12 cm). Sometimes the discrete peaks of the sea level (as soon as “fallings” of the sea bottom) were observed in pairs.

Key words: sea level, land fluctuations, annual average data, the method of water leveling, the Black Sea coast.

References

- Andrianova O. R., Belevich R. R., Skipa M. I., 2005. Dynamics of land and level of the coast of the Odessa region of the Black Sea *Geofizicheskiy zhurnal* 27(3), 463—469 (in Russian).
- Andrianova O. R., Belevich R. R., Skipa M. I., 2007. Dynamics of land and level of the western coast of the Odessa region of the Black Sea. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(1), 160—166 (in Russian).
- Zenin V. D., 1961. Method of water leveling. *Proceedings of the Institute of SOIN* (is. 61), 66—115 (in Russian).
- Catalog of observations on the level of the Black and Azov Seas, 1990. State Committee of the USSR for Hydrometeorology, State Oceanographic Institute, Sevastopol Branch, 269 p. (in Russian).
- Mikhailov V. N., Povalishnikova E. S., Morozov V. N., 2001. Long-term level changes in the Kilian sleeve of the Danube Delta. *Vodnyye resursy* 28(2) 189—195 (in Russian).
- Bondar C. V., 1989. Trends in the evolution of the mean Black sea level. *Meteorology and Hydrology* 19 (2), 23—28.
- Mörner N.-A., 2016. Sea level changes as observed in nature. In: *Evidenced-based Climate Science*. Ed. D. Easterbrook. 2nd Revised Edition. Amsterdam: Elsevier, P. 219—231.
- Peychev V., Demireva D., Dimitrov D., 2010. Changes sea level in Varna Bay for the period 1875 to 2007: *Proc. of the Union of Scientists — Varna. Series “Marine Science”*, P. 55—58 (in Bulgarian).

Информативность скважинных геофизических методов при выборе местоположения основных сооружений ГЭС

© С. И. Дейнеко¹, С. А. Выжва², А. Н. Берневек¹, 2017

¹ГП КИИЗИ “Энергопроект”, Киев, Украина

²Институт геологии Киевского национального университета имени Тараса Шевченко, Киев, Украина

Поступила 17 марта 2017 г.

Для вивчення стану масиву скельних порід на території розміщення ГЕС на р. Веле (Республіка Екваторіальна Гвінея) виконано геофізичні дослідження методами вертикального сейсмопрофілювання, міжсвердловинного просвічування та міжсвердловинної сейсмотомографії. На підставі отриманих даних виявлено суттєві відмінності у стані кристалічних порід на лівобережній та правобережній частинах території будівництва. На правобережній частині скельні породи більш збережені — близько 90 % порід міжсвердловинного простору характеризується швидкістю поширення поздовжніх хвиль (V_p) понад 4500 м/с, на лівобережній, приблизно для 70 % товщі ґрунтів (V_p) є такою самою. За розрахунком узагальненого показника збереженості скельних порід отримано експрес-оцінку стану порід у масиві. У скельних породах виділено чотири підзони: А — надто сильного впливу розвантаження з дезінтеграцією порід до алювію; Б — сильного прояву розвантаження та вивітрювання; В — слабого прояву площинного вивітрювання та помірного прояву розвантаження; Г — породи практично не вивітрені, лише з ознаками лінійного вивітрювання по субвертикальних тектонічних порушеннях та великих тріщинах. За результатами міжсвердловинної сейсмотомографії також встановлено, що більш порушені скельні породи характерні для лівобережної частини території будівництва. З урахуванням отриманих даних уточнено план розташування основних споруд ГЕС.

Ключові слова: вертикальне сейсмопрофілювання, сеймопрозвучування, сейсмотомографія, збереженість скельних порід, зональність скельних масивів.

Введение. На стадии проектирования ГЭС на р. Веле выполнен комплекс геофизических исследований для оценки состояния скальных пород с целью уточнения местоположения сооружений ГЭС. Геофизические исследования выполнены ГП КИИЗИ “Энергопроект” при участии сотрудников Киевского национального университета имени Тараса Шевченко в рамках договора о сотрудничестве.

В приповерхностной части территории исследований скальные породы представляют собой сложностроенные геологические среды, которые характеризуются резкой пространственной изменчивостью свойств, недостаточной четкостью и выдержанностью границ, разделяющих участки с различными свойствами, существенной

неоднородностью и анизотропностью свойств. Комплекс метаморфических пород разбит большим количеством разломов и связанных с ними зон трещиноватости, по которым произошло внедрение интрузий (два цикла) [Гидроэлектростанция ..., 2013].

С поверхности скальный массив перекрыт чехлом элювиально-делювиальных отложений (кора выветривания), который характеризуется различной мощностью, сложным строением, неоднородностью как по составу, так и по свойствам пород.

Неоднородность массива — понятие относительное и поэтому для инженерных целей важно знать неоднородность свойств элементов массива для оптимального размещения проектируемого сооружения.

При проектировании гидротехнических сооружений на массивах скальных пород необходимо знание свойств пород не только в образце, но и в условиях их естественного залегания. Получить подобную информацию методами геомеханики и инженерно-геологических изысканий практически весьма сложно, но эти исходные данные можно получить в результате геофизических исследований массива скальных пород.

Следует отметить, что геофизические исследования обладают рядом особенностей, выделяющих их среди других видов инженерно-геологических исследований:

- четкая взаимосвязь геофизических характеристик с основными геомеханическими (физико-механическими) показателями свойств геологической среды, используемыми при проектировании;
- стабильность определения характеристик скальных массивов, что позволяет использовать эти методы для режимных наблюдений за динамикой деформационных процессов в системе объект—скальный массив;
- получаемая с их помощью информация носит интегральный характер, т. е. относится к определенному объему (а не к “точке”) пород в естественном залегании. Характеристики свойств пород в образце и массиве могут различаться, что связано с дискретностью и трещиноватостью массива;
- в некоторых случаях информация о характеристиках массива может быть получена преимущественно с помощью геофизических методов (например, оценка неоднородности массива, определение динамических модулей упругости и др.).

Методы. Для изучения неоднородности массива и определения характеристик скальных пород выполнены сейсмоакустические исследования. Скальный массив является блочной средой, состоящей из различных по величине и форме блоков пород с существенно различными упругими свойствами, а следовательно, и характеризующимися разным средним уровнем скоростей продольных и поперечных волн. Блоки массива с повышенными значениями V_P

(более 5000 м/с) и V_S (более 2000 м/с), как правило, отделяются друг от друга зонами пород с пониженными величинами скоростей упругих волн, которые приурочены к тектоническим нарушениям и оперяющихся их зонами трещиноватости. Эти зоны образуют в массиве сложную пространственную сетку, элементы которой имеют различную мощность, протяженность, внутреннее строение, а также характерный уровень V_P и V_S . Вблизи поверхности проявляется эффект общего и избирательного уменьшения величин V_P (менее 4000 м/с) и V_S (менее 1500 м/с) под действием факторов поверхностного выветривания и разгрузки. Поскольку эти факторы наиболее сильно изменяют свойства массива у поверхности и их действие постепенно затухает с глубиной, то вдоль поверхности массива образуется зона в целом градиентных изменений V_P и V_S .

Мощность и структура этой зоны существенно зависят от многих факторов, важнейшими из которых, по-видимому, являются состав, структура и физико-механические свойства пород, слагающих исследуемый массив, его напряженное состояние, возраст, поверхностный рельеф, климатические условия, наличие покрывающих четвертичных отложений, их обводненность и т. д. Нижняя граница указанной зоны является основной сейсмогеологической границей в поверхностных частях скальных массивов и, как правило, более или менее четко выделяется при наземных сейсморазведочных работах. Эта граница отображает начальную неоднородность строения и свойств массива, усиленную поверхностными процессами, она может иметь очень сложный рельеф и разделять участки с разными соотношениями скоростей. При распространении упругих волн вдоль такой границы могут иметь место эффекты дифракции и проникания волн, их фокусировки и рассеяния. Таким образом, учитывая конкретные инженерно-геологические условия, дифференциацию пород геологического разреза по физическим свойствам, для изучения геологического строения территории размещения сооружений ГЭС был выполнен комплекс скважинных сейсмоакустических исследований, в который входили: вертикальное сейсмическое

профилирование (ВСП), межскважинное сейсмопрозвучивание (МСП) и межскважинная сейсмическая томография (МСТ). Эти исследования выполнены в специально оборудованных скважинах, местоположение которых было выбрано с учетом размещения основных сооружений ГЭС.

Результаты исследований. На основании данных ВСП и МСП получены скоростные характеристики (V_P и V_S) пород геологического разреза и выполнен расчет динамических упруго-деформационных и прочностных характеристик для выделенных инженерно-геологических элементов. Расчет указанных характеристик произведен по имеющимся, ранее установленным, зависимостям [Зинченко, 2005] с учетом особенностей геологического разреза исследуемой территории. Следует отметить, что массивы скальных пород весьма неоднородны по своим деформационным свойствам и большинство из них характеризуется значительной анизотропией. Различие в значениях скорости, измеренной по разным направлениям в анизотропных скальных массивах, может составлять 10—20%. Таким образом, полученные расчетные значения упругодеформационных и прочностных характеристик могут отличаться от полученных по лабораторным испытаниям. Кроме того, расчетные данные характеризуют определенный объем исследованного массива, а не отдельный образец грунта.

Исследованный массив кристаллических пород подразделяется на зоны слаботрециноватых (скорость продольной волны более 4500 м/с); трещиноватых (скорость продольной волны 3500—4500 м/с) и сильнотрециноватых (менее 3500 м/с) пород. После выполнения статистической обработки результатов расчетов определены средние показатели деформационных и прочностных характеристик для инженерно-геологических элементов (табл. 1).

В практике инженерных изысканий для экспресс-оценки состояния пород в массиве часто используется обобщенный показатель степени сохранности скальных пород — q_c . Величина q_c определяется соотношением [Комплексные ..., 1990]:

$$q_c = \frac{\Pi_{\text{м.и}}}{\Pi_{\text{м.эт}}}, \quad (1)$$

где $\Pi_{\text{м.эт}}$ — значение какого-либо параметра, который характеризует физико-механические свойства сохранныго массива; $\Pi_{\text{м.и}}$ — текущее значение того же параметра, свойственное исследуемому участку. Показатель сохранности находят на основании значений скорости распространения продольных волн V_P и $V_{P \max}$ согласно зависимости

$$q_{cv} \approx \left(\frac{V_P}{V_{P \max}} \right)^2. \quad (2)$$

Для оценки показателя сохранности пород q_{cv} выполнены расчеты по каждой скважине относительно $V_{\max} = 6500$ м/с. Связь между степенью трещиноватости пород, которая характеризуется величиной RQD (отношение общей длины сохранных кусков керна длиной более 10 см к длине пробуренного интервала в скважине, %) и показателем сохранности q_{cv} зависит от многих факторов, которые проявляются по-разному в различных массивах. В качестве *грубого приближения* можно считать, что $RQD \sim q_{cv}$, %. Параметр q_{cv} в практике инженерных изысканий используется для выделения в пределах исследуемых массивов зон, различающихся по своим свойствам и состоянию. В табл. 2 дана градация пород по степени их сохранности. Указанная градация в различных вариантах использовалась для расчленения массивов пород по степени их сохранности на гидротехнических объектах СССР. На основании значений скорости распространения продольных волн выполнен расчет q_{cv} . В результате расчетов получена экспресс-оценка состояния толщи кристаллических пород по данным скважинных исследований. Поверхностная зона выветрелых пород представляет собой в различной степени трещиноватые породы, которые характеризуются пониженными деформационными и прочностными свойствами.

По мере выхода скальных горных пород на дневную поверхность они подвергаются разрушающему воздействию комплекса экзогенных и эндогенных процессов: разгрузке естественных напряжений и, как следствие, расширению ста-

Т а б л и ц а 1. Средние показатели деформационных и прочностных характеристик для выделенных инженерно-геологических элементов [Методика ..., 1991; Онищук, Выжва, 2017]

Номер	Скорость		Плотность грунта ρ , кг/м ³	Модуль Юнга E_d , МПа	Коэффициент Пуассона μ	Модуль сдвига G , МПа	Модуль всестороннего сжатия K , МПа	Статистический модуль упругости E_c , МПа	Модуль общей деформации E_0 , МПа	Предел прочности одноосного сжатия $\sigma_{сж}$, МПа	Коэффициент крепости f	Сцепление C , МПа
	V_p , м/с	V_s , м/с										
Кора выветривания латеритизированная — суглинисто-глинистый грунт, полутвердый и тугопластичный, с включением обломков кристаллических пород												
1	953	361	1880	694	0,42	245	1381	231	53			0,02
Кора выветривания латеритизированная — щебенисто-древяный грунт с суглинисто-глинистым заполнителем												
2	1004	468	1920	1143	0,36	420	1375	408	98			0,03
Скальный грунт сильно- и среднетрещиноватый, выветрелый и сильновыветрелый, средней прочности прочный (гнейс, гранодиорит, диабаз)												
3	3814	1888	2803	27 267	0,33	10 356	27 736	20 000	17 964	69	7	0,20
Скальный грунт слаботрещиноватый, слабовыветрелый, прочный и средней прочности (гнейс, гранодиорит, диабаз)												
4	5226	2077	2804	34 235	0,40	12 288	60 771	30 000	23 245	82	9	0,24

рых и появлению новых трещин; физическому и химическому выветриванию; денудации; обрушению вследствие сейсмических процессов и т. д. Влияние всех этих процессов на массивы приводит к существенному изменению их физико-механических свойств, которое идет избирательно и зависит от состава пород, структуры массива, климата, форм и порядка рельефа и др. Это обуславливает вертикальную зональность скальных массивов по состоянию или степени сохранности образующих их пород в виде четырех подзон: А — очень сильного влияния разгрузки и выветривания с дезинтеграцией пород до элювия; Б, В и Г — соответственно сильного, среднего и слабого влияний этих процессов.

Подзона А — очень сильного проявления процессов выветривания массива. Породы сильно выветрены, дезинтегрированы до состояния щебня, дресвы с песчано-глинисто-суглинистым заполнителем.

Подзона Б — сильного проявления разгрузки и выветривания. Породы сохраняют облик своей структуры и текстуры, но сильно изменены по цвету (в частности, окрашены гидроокислами железа).

Подзона В — слабого проявления площадного выветривания и умеренного проявления разгрузки. Трещины здесь несколько

учащены и более раскрыты (по сравнению с подзоной Г).

Подзона Г — породы практически не выветренные, имеются лишь признаки линейного выветривания по субвертикальным тектоническим нарушениям и крупным трещинам.

Учитывая весьма сложное геолого-тектоническое строение территории исследований, выделение подзон является весьма проблематичным, особенно подзоны Г, которая, вероятно, залегает ниже глубины исследований (максимальная глубина геологических скважин менее 100 м).

Анализ полученных данных позволил расчленить геологический разрез на подзоны А, Б и В [Комплексные ..., 1990] в зависимости от степени трещиноватости и сохранности кристаллических пород (рис. 1). Следует отметить, что практически во всех случаях выделяется подошва подзоны Б (кровля подзоны В). В некоторых случаях эта граница менее четко выделяется по данным электроразведки в связи с тем, что точки ВЭЗ, данные которых использовали при составлении графиков, были расположены на некотором удалении от скважины (до 20—25 м).

Судя по полученным геофизическим данным, подзоны А и Б представляют собой в различной степени трещиноватые и измененные процессами выветривания горные породы, характеризу-

Т а б л и ц а 2. Относительные показатели свойств пород различных групп сохранности [Комплексные ..., 1990]

Номер группы сохранности	D/D_{\max} , %	$\sigma_c/\sigma_{c \max}$, %	$V_P/V_{P \max}$, %	q_{cv} , %	Характеристика состояния породы по [Зинченко, 2005]
IV ₂	100—70	100—70	100—95	100—90	Превосходное
IV ₁	70—52	70—46	95—87	90—75	Хорошее
III	52—25	46—23	87—70	75—50	Нормальное
II	25—11	23—8	70—50	50—25	Плохое
I	11—4	8—2,4	50—35	25—12,5	Очень плохое
0 ₂	4—1,5	2,4—0,5	35—25	12,5—6,2	Полускальная порода
0 ₁	1,5	0,5	25	6,2	Щебень, аллювий, древесина, дресва

ющиеся пониженными значениями скорости продольной волны (V_p) от 400—500 м/с в верхней части зоны до 3500—5000 м/с у подошвы. Для зоны выветрелых и разгруженных пород характерен значительный разброс скоростей продольной волны ($V_p = \pm 1000—2500$ м/с) около среднего их уровня (на заданной глубине), что свидетельствует о неоднородности этой зоны.

Для оценки состояния массива пород выполнена межскважинная сейсмотомография на левобережной территории, на участке размещения здания станции ГЭС (рис. 2, а) и участке размещения плотины (рис. 3).

Сейсмотомографические разрезы территории размещения здания ГЭС (рис. 2, б) характеризуются разнообразием распределения скоростей в исследуемом пространстве, а именно широким диапазоном изменения значений V_p и мощности верхней низкоскоростной толщи ($V_p < 3500$ м/с). Разрез между скважинами 201—203 свидетельствует о сильнотрещиноватых породах. Предположительно, скважины находятся в пределах зоны тектонического нарушения. Исходя из особенностей распределения V_p , можно сделать вывод, что сильно разрушенные кристаллические породы прослеживаются, согласно предварительному плану, в пределах площадки здания ГЭС.

Кроме того, на левобережной части территории строительства выполнены исследования в пределах участка размещения плотины (см. рис. 3).

Результаты МСТ по левобережной и правобережной части территории размещения плотины приведены на рис. 4.

Межскважинное пространство скважин 41—42 характеризуется наличием зоны интенсивной трещиноватости (нарушения), здесь выделяется ксенолит в дайке диабазов [Технический ..., 2011]. Скважины 40—41 пробурены в более молодых интрузивных породах (дайковый комплекс), которые лучше сохранились по сравнению с окружающими их метаморфическими породами. Верхняя часть разреза представлена корой выветривания, ниже залегают трещиноватые кристаллические породы. С глубины

5—6 м скальные породы характеризуются высокой скоростью распространения продольных волн (более 6000 м/с), что свидетельствует о сохранном состоянии пород.

Скальные породы на правом берегу характеризуются как более сохранные. Особенностью сейсмотомографических разрезов является относительно спокойный характер распределения значений скоростей и малая мощность толщи с пониженными значениями V_p .

Более неоднородным представляется разрез между скв. 14—13 (см. рис. 4). Предположительно это обусловлено тем, что межскважинное пространство пересекает зона разлома (скв. 14 расположена в русле р. Веле). Более сохранные породы залегают в пространстве между скв. 10—11. В целом массив горных пород характеризуется наличием тектонических нарушений, трещиноватостью различной интенсивности, обусловленной процессами разгрузки.

Выводы. В результате сейсмоакустических исследований:

- выполнен расчет деформационных и прочностных свойств (см. табл. 1);
- определены свойства пород (см. рис. 1);
- составлены сейсмотомографические разрезы (см. рис. 2, б, 4, а, б), на которых отражено состояние пород в межскважинном пространстве.

Результаты межскважинной сейсмотомографии свидетельствуют о крайне сложном строении массива горных пород территории строительства ГЭС, который характеризуется трещиноватостью различной интенсивности, обусловленной тектоническими нарушениями.

На основании обобщенного показателя сохранности скальных пород получена экспресс-оценка состояния пород в массиве. Выполнено расчленение скальных пород на четыре подзоны:

- А — очень сильного влияния разгрузки с дезинтеграцией пород до элювия;
- Б — сильного проявления разгрузки и выветривания;
- В — слабого проявления площадного выветривания и умеренного проявления разгрузки;
- Г — породы практически невыветрелые, име-

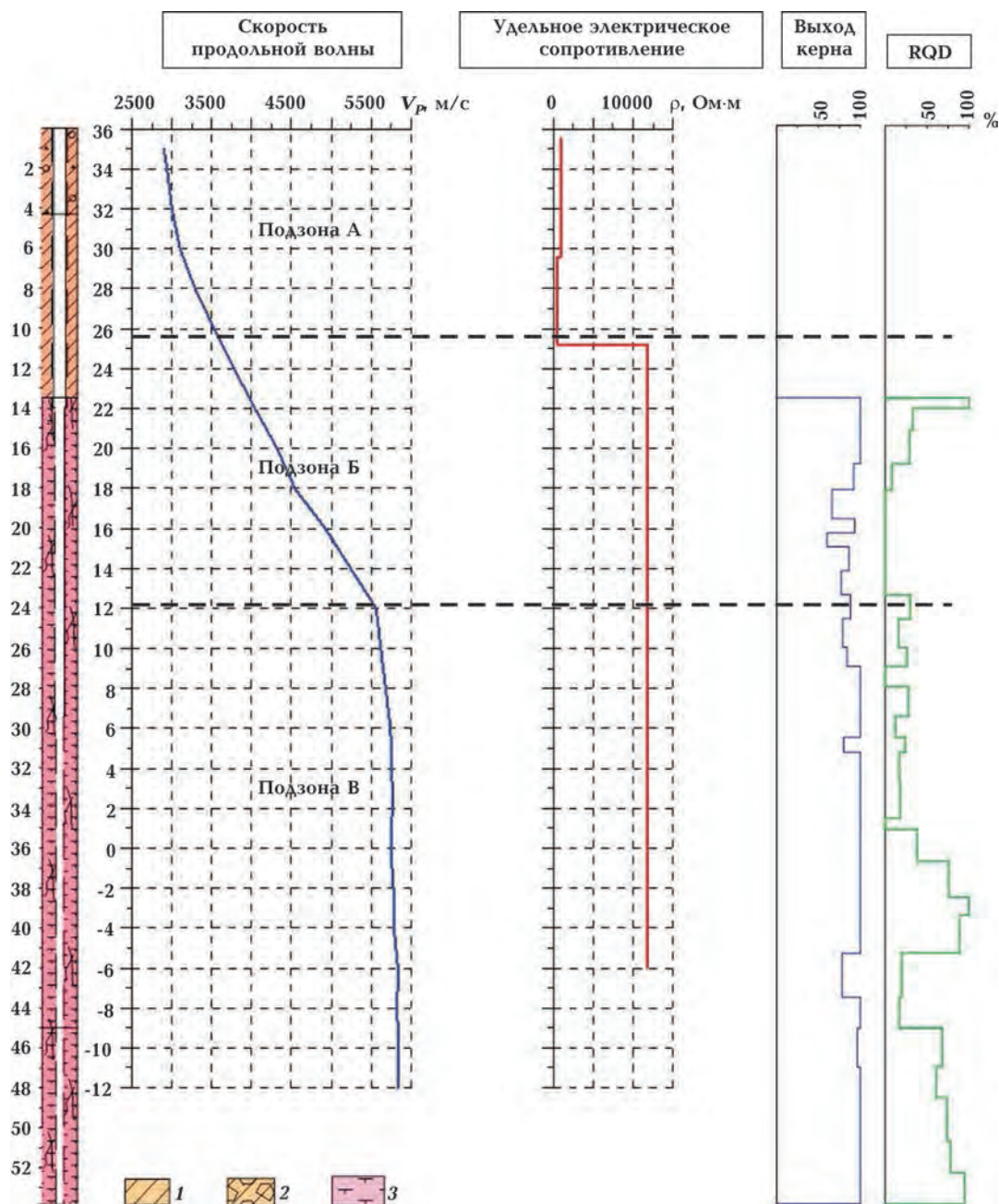


Рис. 1. Графики свойств пород межскважинного пространства (левый берег территории предполагаемого размещения здания ГЭС); RQD — степень трещиноватости пород (отношение общей длины сохраненных кусков керна длиной более 10 см к длине пробуренного интервала в скважине, %): 1 — кора выветривания латеритизированная, каолинизированная (суглинок тяжелый, пылеватый, желтовато-бурый, красно-бурый, желтовато-серый, с включением дресвы, щебня, обломков кристаллических пород от 20 до 50 %, полутвердый и тугопластичный); 2 — кора выветривания латеритизированная, каолинизированная (щебенисто-глыбовый грунт с суглинистым заполнителем до 45 %, встречаются отдельные глыбы слабовыветрелых кристаллических пород. Заполнитель — суглинок легкий, пылеватый, желтовато-бурый, желтовато-серый, тугопластичный); 3 — гнейс биотитовый, амфиболовый, биотит-амфиболовый, роговообманковый, средне-, мелкозернистый, от светло-серого до темно-серого, кварцполевошпатовый, сильно- и среднетрещиноватый, выветрелый и сильновыветрелый, средней прочности и прочный, местами с включением кристаллосланцев.

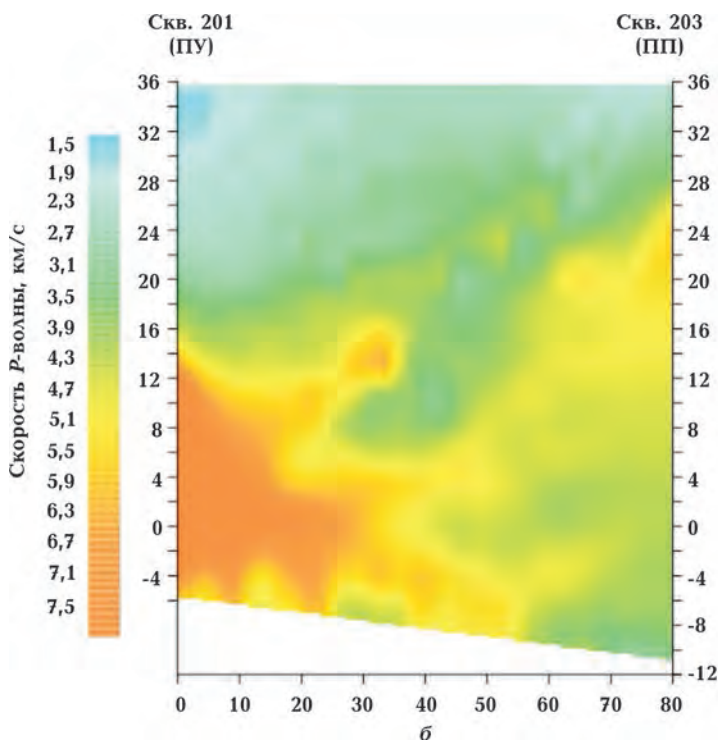
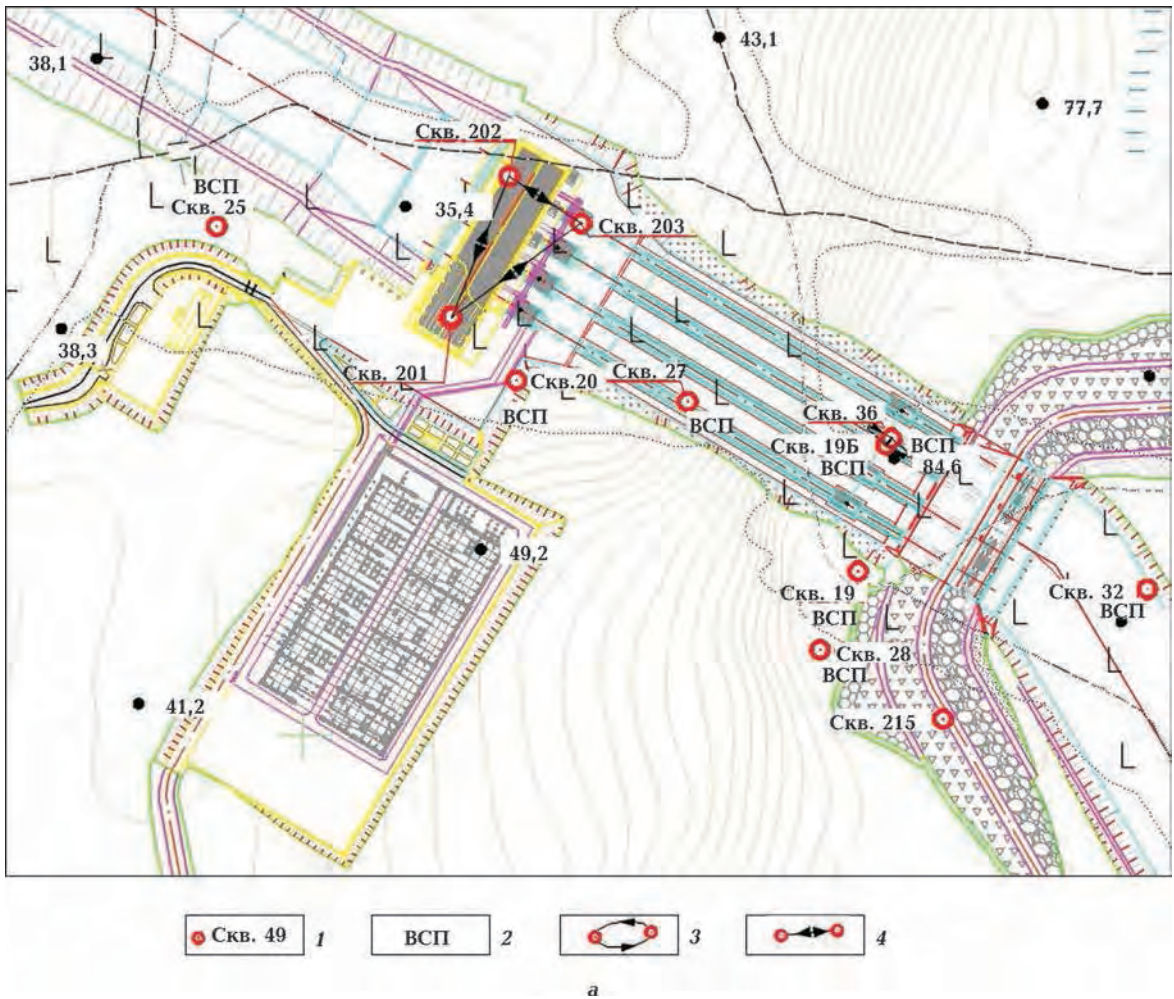


Рис. 2. Фрагмент карты (левый берег) с расположением скв. 201—203 (а) и сейсмографический разрез между скв. 201—203 (б), ПУ — пункт удара; ПП — пункт приема; 1 — скважина и ее номер; 2 — вертикальное сеймопрофилирование; 3 — межскважинное сеймопрозвучивание (Cross-Hole); 4 — сейсмическая томография 2D.

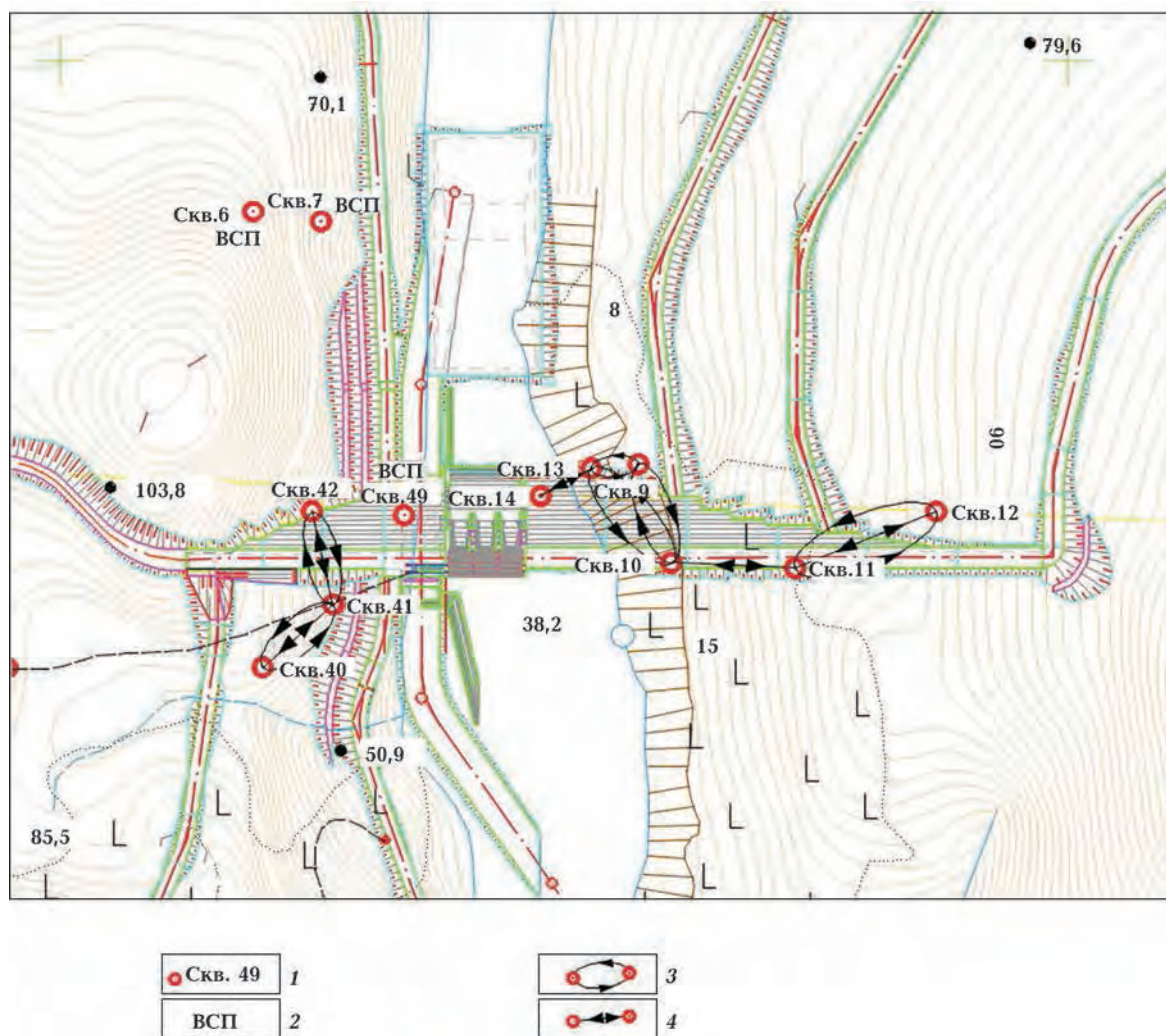
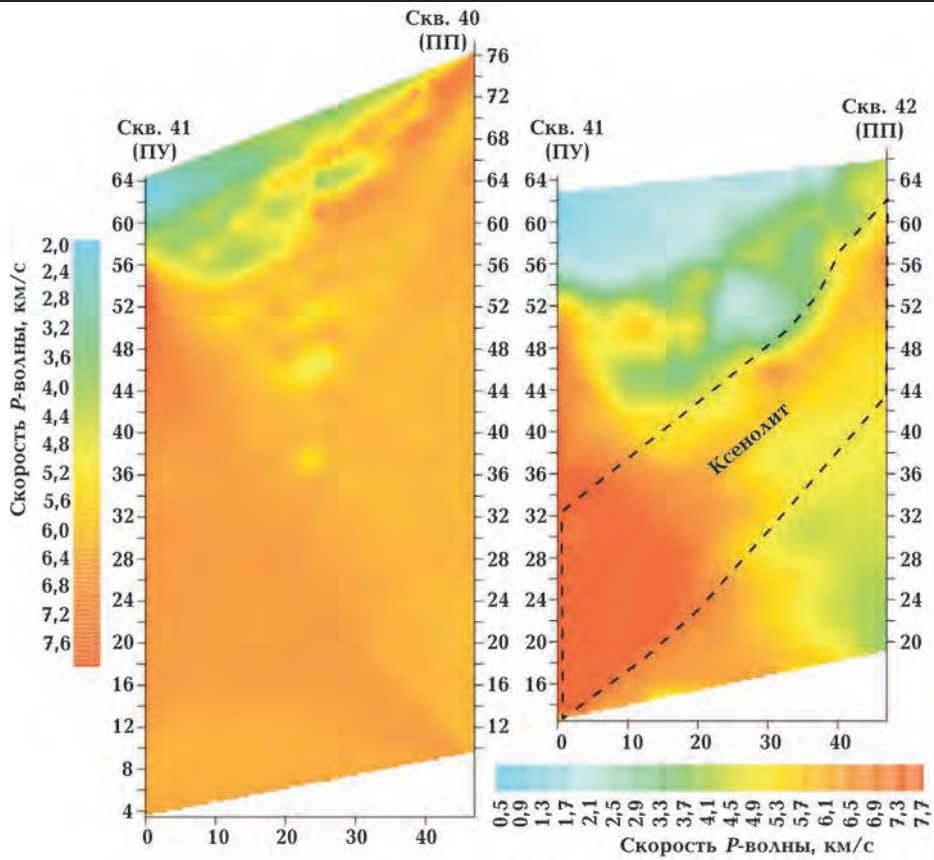
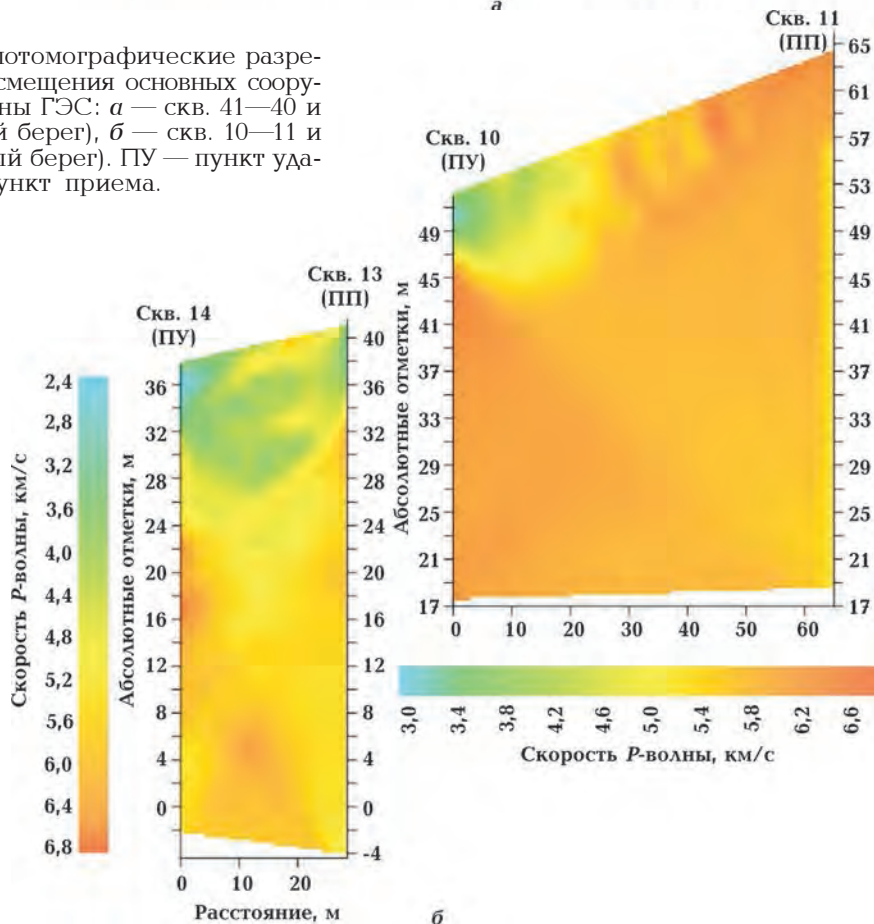


Рис. 3. Фрагмент плана расположения точек геофизических исследований в районе размещения основных сооружений плотины ГЭС: 1 — скважина и ее номер; 2 — вертикальное сейсмопрофилирование; 3 — межскважинное сеймопрозвучивание (Cross-Hole); 4 — сейсмическая томография 2D.



а

Рис. 4. Сейсотомографические разрезы в районе смещения основных сооружений плотины ГЭС: а — скв. 41—40 и 41—42 (левый берег), б — скв. 10—11 и 13—14 (правый берег). ПУ — пункт удара, ПП — пункт приема.



б

ются лишь признаки линейного выветривания по субвертикальным тектоническим нарушениям и крупным трещинам.

Результаты скважинных геофизических исследований учтены при корректировке плана размещения основных сооружений плотины ГЭС.

Список литературы

- Гидроэлектростанция* Сендже на р. Веле в Республике Экваториальная Гвинея. Т. 3. Кн. 2. Технический отчет о результатах полевых геофизических исследований. Киев: ГП “КИИЗИ ЭП”, 2013. 50 с.
- Зинченко В. С.* Петрофизические основы гидрогеологической и инженерно-геологической интерпретации геофизических данных. Москва: Изд. АИС, 2005. 392 с.
- Комплексные инженерно-геофизические исследования* при строительстве гидротехнических сооружений. Под ред. А. И. Савича, Б. Д. Куюнджича. Москва: Недра, 1990. 462 с.
- Методика* составления геоструктурных схем (моделей) скальных массивов в основаниях гидросооружений: пособие к СНиП. 2.02.02-85. Ленинград: Изд. ВНИИГ, 1991. 163 с.
- Онищук И. И., Выжва С. А.* Экспресс-оценка строения геологического разреза территории размещения ГЭС геофизическими методами. *Вестник Киев. ун-та. Геология*. 2017. № 77. С. 12—18.

Informativity of borehole geophysical methods in choosing the location of the main structures of the hydroelectric power plant (HPP)

© S. Deyneko, S. Vyzhva, A. Bernevek, 2017

To study the state of the rock massif on the territory of the HPP on the river Vele (Republic of Equatorial Guinea) geophysical surveys using vertical seismic profiling, inter-well seismic survey and inter-well seismic tomography are performed. On the basis of the data obtained, there are significant differences in the state of crystalline rocks on the left-bank and right-bank sections of the dam construction. On the right-bank part of the territory, rock is more secure (about 90 % of the inter-well-bore space under study is characterized by a longitudinal wave propagation velocity (V_p) of more than 4,500 m/s. On the left bank, for approximately 70 % of the investigated soil thickness V_p is more than 4,500 m/s. The rock safety index allowed to obtain a rapid assessment of the state of the rocks in the massif, the rock was divided into four subzones: A — very strong unloading effect with the disintegration of rocks to eluvium, B — a strong manifestation of unloading and weathering, C — a weak manifestation of surface weathering and a moderate Manifestations of unloading, D — rocks are almost non-weathering, there are only signs of linear weathering in subvertical tectonic disturbances and large cracks. According to the results of the inter-well seismic tomography performed, it is also established that the more disrupted rocks are characteristic of the left-bank part of the construction site. Taking into account the obtained data, the plan for the location of the main structures of the dam of the hydroelectric power station is clarified.

Key words: vertical seismic profiling, seismic sounding, seismotomography, rock safety, zonal rock massifs.

References

- Hydroelectric power station Senje on the river. Vele in the Republic of Equatorial Guinea. Vol. 3. Book 2. Technical report on the results of field geophysical studies, 2013. Kiev: State Enterprise “KIIZI EP”, 50 p. (in Russian).
- Zinchenko V. S.*, 2005. Petrophysical fundamentals of hydrogeological and engineering-geological interpretation of geophysical data. Moscow: AIS Publ. House, 392 p. (in Russian).
- Integrated engineering and geophysical research in the construction of hydraulic structures. Eds A. I. Savich, B. D. Kuyundzhich. Moscow: Nedra, 1990. 462 p. (in Russian).
- Methods of compiling geostructural patterns (models) of rock massifs in the foundations of hydroconstructions: the manual for SNiP. 2.02.02-85. Lenin-grad: VNIIG Publ. House, 1991. 163 p. (in Russian).
- Onishchuk I. I., Vyzhva S. A.*, 2017. Express assessment of the structure of the geological section of the territory of the location of hydropower stations by geophysical methods. *Vestnik Kiyevskogo universiteta. Geologiya* (77), 12—18 (in Russian).

Анализ напряженно-деформированного состояния Кавказского региона (Азербайджан) по векторам максимальных горизонтальных напряжений с использованием программ проекта “World Stress Map”

© Г. Р. Бабаев¹, Э. В. Ахмедова², Ф. А. Кадилов¹, 2017

¹Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан

²Бакинский государственный университет, Министерство образования Азербайджана, Баку, Азербайджан

Поступила 9 февраля 2017 г.

Досліджено побудову моделей на основі аналізу впливу топографічних аномалій рельєфу на формування напружено-деформованого стану літосфери Кавказького регіону (Азербайджан) за допомогою методу скінченних елементів із застосуванням програмних комплексів *HypermeshTM* і *AbaqusTM*. За побудованими моделями визначено напрямки і локалізацію горизонтальних осей напружень на різних літосферних глибинах. Отримані дані зіставлено з картою напружень, розрахованих для механізму вогнищ землетрусів Азербайджану з використанням програми CASMO (“Світова карта напружень”) за період 1990—2015 рр. У цілому вогнища землетрусів збігаються із зонами напруженого стану, які формуються під впливом топографічних аномалій Кавказького регіону. Встановлено, що в основному західна і центральна частини Великого Кавказького хребта зазнають північно-східного—південно-західного розтягання. У східній частині це розтягання змінюється інтенсивним стисненням. У досліджуваному регіоні переважають землетруси з підкидним типом механізму вогнища поряд з проявами нормального скиду і зсуву зі зміщенням за простяганням. Урахування топографічних аномалій під час аналізу напружено-деформованого стану на різних рівнях глибин літосфери дасть змогу отримувати достовірніші дані для складання геодинамічної моделі регіону. Подібні дослідження необхідно проводити в разі будівництва стратегічних об’єктів, особливо підземних конструкцій (шахт, тунелів, підземних трубопроводів, терміналів), оскільки при цьому важливо враховувати якомога більше факторів, що впливають на формування напружено-деформованого стану земної кори.

Ключові слова: топографічні аномалії, Великий і Малий Кавказ, механізми формування вогнищ землетрусів, напружено-деформований стан, вектори максимальних горизонтальних напружень, World Stress Map.

Введение. Территория Азербайджана расположена на востоке Кавказского сегмента Альпийской геосинклинальной области. Основными геоморфологическими элементами являются горы Большого и Малого Кавказа, Талышские горы, Куринская впадина [Alizadeh et al., 2016] (рис. 1). Кавказский регион является зоной активного взаимодействия Аравийской и Евразийской плит и оказывает значительное влияние на динамику региона [McKenzie, 1972; Sengor et al., 1985; Philip et al., 1989; Reilinger et al., 2006]. По данным GPS-геодезии скорости сдвиговых сме-

щений вдоль некоторых крупных разломов Большого Кавказа составляют около 8 мм/год [Reilinger et al., 2006; Кадилов и др., 2013], скорость сокращения размеров земной коры в западной части территории Азербайджана (Малый и Большой Кавказ) оценена в 4 ± 1 мм/год [Kadirov et al., 2008, 2015].

Топография исследуемого региона очень сложная и разнообразная. Средняя высота рельефа Азербайджана составляет 400 м. Юго-восточная часть Большого Кавказа характеризуется двумя горными хребтами высотой око-

ло 4466 м [Alizadeh et al., 2016]. К юго-западу высота хребтов постепенно уменьшается до 1000—700 м. Малый Кавказ охватывает юго-западную и западную части Азербайджана с небольшой возвышенностью со сложной структурой [Alizadeh et al., 2016]. Талышские горы расположены в юго-восточной части Азербайджана, их максимальная высота составляет 2477 м. В Куринской впадине преобладают равнины и возвышенности, переходящие в низкогорье. Такие резкие изменения в топографии (перепады высот, отклонения в областях поднятий и прогибов) могут существенно влиять на формирование напряженного состояния в регионе. Влияние топографических особенностей на формирование напряженного состояния рассмотрено в работах [Ruppel, McNutt, 1990; Zoback, Mooney, 2003; Ребецкий, 2007; Протосеня, Беляков, 2011; Ребецкий и др., 2013]. Воздействие топографических особенностей (возвышенностей, горных массивов, межгорных впадин, крупных котловин) на поля напряжений было исследовано с применением методики трехмерного моделирования конечных элементов для территорий Украины, Италии, России, Японии, Норвегии, США,

Франции, Германии [Hashimoto, 1982; Ruppel, McNutt, 1990; Zoback, Mooney, 2003; Bada et al., 2005; Ismail-Zadeh et al., 2005; Yamasak, Seno, 2005; Беляков, 2010; Протосеня, Беляков, 2011; Ребецкий и др., 2013; Kreemer et al., 2014; Randolph et al., 2015].

Цель исследования — изучение влияния топографических аномалий на формирование напряженно-деформированного состояния на различных глубинах и анализ распределения напряжений в Кавказском регионе по данным исследований механизмов очагов землетрясений по методике CASMO за период 1990—2015 гг. Подобные исследования необходимо проводить при строительстве стратегических объектов, в особенности подземных конструкций (шахт, тоннелей, подземных трубопроводов, терминалов), так как при этом важно учитывать как можно больше факторов, влияющих на формирование напряженно-деформированного состояния земной коры.

Современные движения. За последние десятилетия получено большое количество новых данных геодезическими и GPS методами, которые позволили существенно расширить представление о характере современных движений

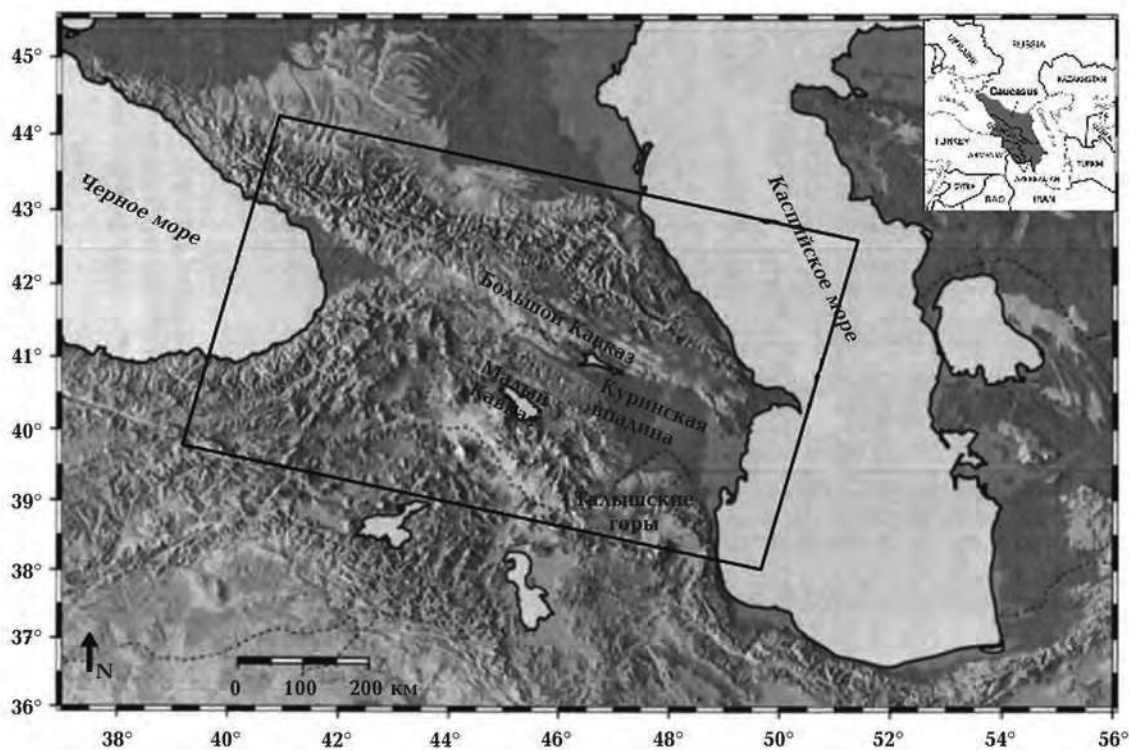


Рис. 1. Топография Кавказского региона (Азербайджан).

земной коры территории Кавказа. Результаты GPS мониторинга свидетельствуют об активной конвергенции между Малым Кавказом /Куринской впадиной и Большим Кавказом [Reilinger et al., 2006; Kadirov et al., 2008, 2012]. Скорости движения земной коры Кавказского региона и сопредельных территорий с 95 %-ными доверительными эллипсами уровня среднеквадратичной ошибки по данным наблюдений пунктов GPS представлены на рис. 2. Данные о скоростях движения взяты из работ [Nilforoushan et al., 2003; Reilinger et al., 2006; Kadirov et al., 2012, 2015; Alizadeh et al., 2016].

Полученные по результатам высокоточных нивелировок данные о современных вертикальных движениях земной коры указывают на интенсивные скоростные процессы [Лиленберг, 1980; Лиленберг и др., 1980; Ященко, 1989; Philip et al., 1989; Ахмедбейли и др., 1991; Nemčok et al., 2011]. На рис. 3 приведена карта скорости вертикальных движений земной коры в пределах Азербайджана.

Скорости поднятия земной коры на Большом и Малом Кавказе составляют 8 мм/год и более с максимальным значением 10 мм/год [Ka-

dirov, 2004; Kadirov et al., 2009]. В районе Тальшских гор установлены скорости современных вертикальных движений, достигающие 6 мм/год [Kadirov et al., 2008].

Сейсмичность региона. Процессы столкновения двух плит (Аравийской и Евразийской плит) и создавшиеся при этом деформации литосферы провоцируют землетрясения, сотрясая Кавказский регион в течение всего периода своего существования [Reilinger et al., 2006; Kadirov et al., 2008, 2015].

Ежегодно регистрируемые многочисленные (800—1000) слабые, средней силы и сильные землетрясения распределены крайне неравномерно по территории республики. На рис. 4 приводится карта сейсмических событий за период 1963—2016 гг. для территории Азербайджана и сопредельных территорий по данным каталога Республиканского центра сейсмологической службы НАН Азербайджана. Для сопредельных территорий были использованы региональные каталоги геофизических служб Российской академии наук, Ирана, Грузии, Европейского средиземноморского сейсмологического центра (EMSC).

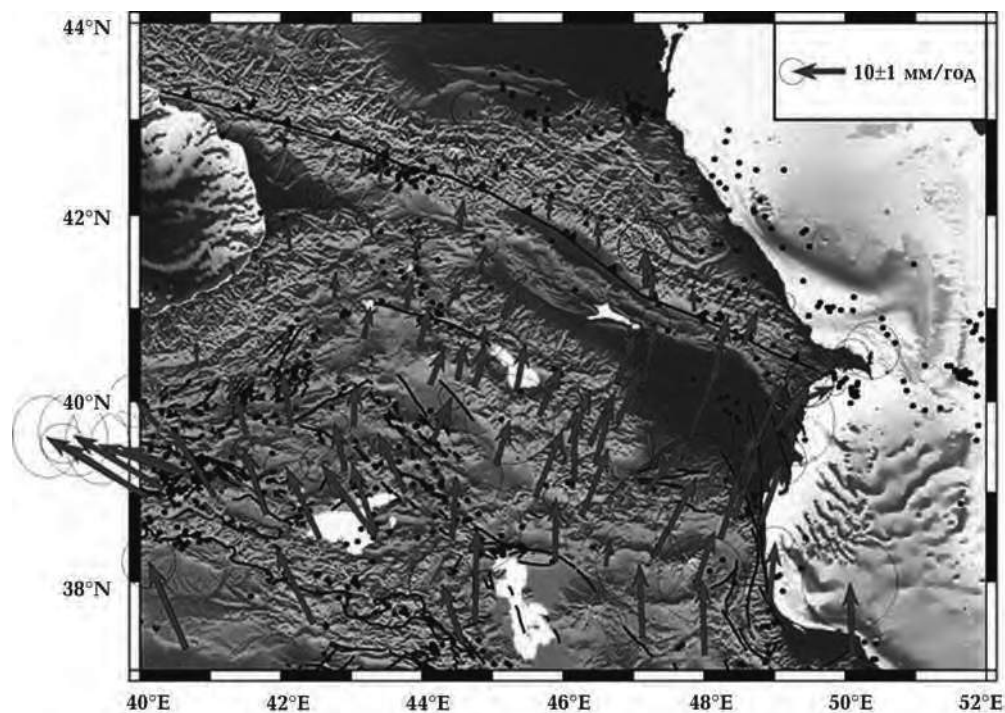


Рис. 2. Скорости движения земной коры Кавказского региона и сопредельных территорий с 95 %-ными доверительными эллипсами уровня среднеквадратичной ошибки по данным GPS пунктов.

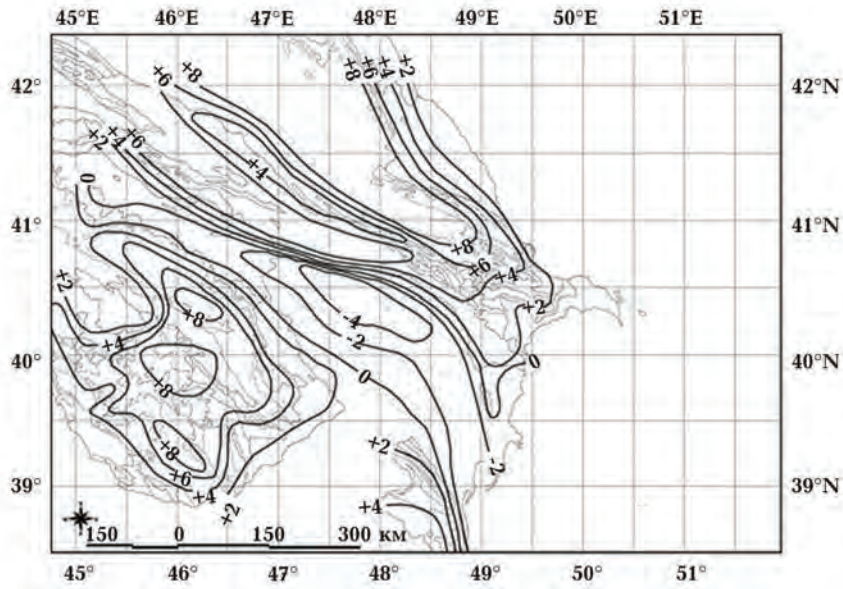


Рис. 3. Карта вертикальных движений земной коры Азербайджана. Значения даны в мм/год.

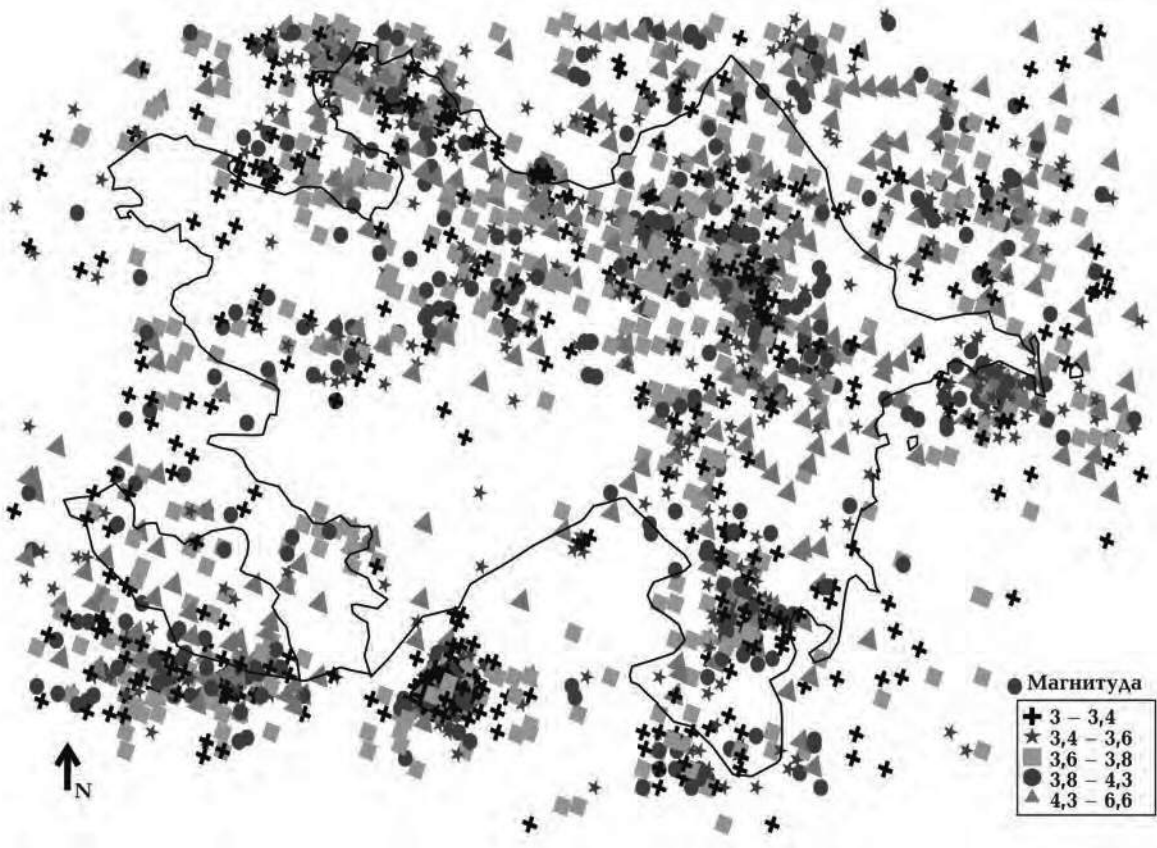


Рис. 4. Карта сейсмических событий на территории Азербайджана за период 1963—2016 гг.

Большинство этих землетрясений происходит на южном склоне восточной части Большого Кавказа и в Каспийском море. Значительная часть землетрясений с $M > 3,0$ образует цепочки эпицентров вдоль горных хребтов [Kadirov et al., 2009, 2012, 2015; Babayev, 2009; Кадилов и др., 2013; Telesca et al., 2013; Yetirmishli et al., 2013], хотя отдельные землетрясения происходят и в коре межгорных впадин (см. рис. 4).

Методика исследования. Расчет влияния топографических аномалий на формирование напряженно-деформированного состояния выполнялся по методике, описанной в работах [Fleitout, Froidevaux, 1982; Molnar, Lyon-Caen, 1988; Lanbo, Zoback, 1992; Bada et al., 2001; Zoback, Mooney, 2003]. Согласно этим исследованиям причиной возникновения гравитационного напряжения являются топографические особенности рельефа, вариации плотностей горных массивов и мощностей земной коры.

Моделирование поля напряжений под воздействием топографических особенностей базировалось на алгоритме расчета трехмерного поля напряжений литосферы Земли, предполагающем численное решение уравнения равновесия упругопластической среды методом конечных элементов [Коптев, Ершов, 2011]. Этот подход был успешно применен к построению глобальных моделей распределения напряжений [Hashimoto, 1982; Molnar, Lyon-Caen, 1988; Ruppel, McNutt, 1990; Bada et al., 2001, 2005; Zoback, Mooney, 2003; Ismail-Zadeh et al., 2005; Yamasaki, Seno, 2005; Ребецкий, 2007; Беляков, 2010; Протоценя, Беляков, 2011; Коптев, Ершов, 2011; Ребецкий и др., 2013; Randolph et al., 2015].

В качестве исходных данных были исполь-

зованы: топография (цифровая модель рельефа ETOPO5 [National ..., 1988]) и карты поверхностей кристаллического фундамента и Мохоровичича [Шенгелая, 1984]. Деформационно-прочностные характеристики и параметры граничных условий глубинных массивов, используемые при разработке конечно-элементных моделей, представлены в таблице.

На различных этапах исследования для оцифровки карт использовалась программа Didger, а трехмерное моделирование было выполнено с помощью программы GoCAD. Для определения напряженно-деформированного состояния в значениях тензора напряжений применялось численное моделирование методом конечных элементов с использованием программных комплексов HypermeshTM и AbaqusTM. Расчетная область модели выбрана следующим образом: нижние граничные условия зафиксированы на глубине 300 км, максимальная глубина верхней части коры составляет 25 км, глубина нижней границы коры 55 км. Размеры модели составляют 1092 км в направлении восток—запад и 849 км в направлении юг—север.

Введение в эти расчеты поправки на рельеф с учетом кривизны (сферичности) Земли позволяет получить модель, описывающую реальные вариации рельефа.

Для сравнения результатов моделирования с наблюдаемыми напряжениями были исследованы механизмы очагов землетрясений за период 1990—2015 гг. с $M_w \geq 5$ по сейсмологическим данным [Agayeva, 2006; Agayeva, Babayev, 2009; Babayev, 2009; Кадилов и др., 2013; Kadirov et al., 2015] с использованием методики построения карты фокальных механизмов CASMO (“Ми-

Деформационно-прочностные характеристики и параметры граничных условий глубинных массивов

Слои	Плотность, кг/м ³	Модуль Юнга, Па	Коэффициент Пуассона	Мощность, км
Верхняя часть коры	2500	$5 \cdot 10^{10}$	0,42	25
Нижняя часть коры	2950	$8 \cdot 10^{10}$	0,42	55
Мантия	3500	$1,5 \cdot 10^{11}$	0,42	300
Слой ниже мантии	4100	$4 \cdot 10^{11}$	0,25	400

ровая карта напряжений”) [Heidbach et al., 2008]. В настоящее время мировая карта напряжений, составленная по проекту “World stress map”, содержит информацию об ориентациях осей главных напряжений Р и Т в очагах землетрясений [Zobak, 1992].

Обсуждение результатов. Решение поставленной задачи было выполнено в трехмерном режиме в программе GoCad, моделируя поверхности кристаллического фундамента, Мохо и топографических аномалий исследуемого региона, и продолжилось в рамках конечно-элементной сетки разработанной модели в программном комплексе HypermeshTM. Численные расчеты векторов максимальных горизонтальных напряжений σ_{\max} по модели выполнялись в программном обеспечении AbaqusTM. На рис. 5 представлено распределение векторов максимальных горизонтальных напряжений σ_{\max} на глубине 100 и 200 км.

Из полученных результатов распределения векторов горизонтальных составляющих напряжений Кавказского региона видно (рис. 5, б) правостороннее сжимающее воздействие в области южной части Каспийского моря практически субмеридионального направления [Коптев, Ершов, 2011], что согласуется с данными GPS [Reilenger et al., 2006; Kadirov et al., 2008, 2012; Кадиров и др., 2013; Alizadeh et al., 2016]. По всей вероятности, такое сжимающее воздействие в этой области оказывает движение Аравийской плиты относительно Евразийской [Reilenger et al., 2006; Kadirov et al., 2008, 2012; Коптев, Ершов, 2011; Кадиров и др., 2013]. Из данных, относящихся к территории Азербайджана, в целом видно, что ориентация напряжений происходит в северо-северо-восточном направлении, что также соответствует данным GPS-геодезии [Kadirov et al., 2012; Кадиров и др., 2013]. На всей территории доминируют разломы взбросовых и взбросо-сдвиговых режимов.

Анализируя характер развития полей напряжений (рис. 6), можно сделать вывод, что их формирование происходит в условиях влияния рельефа земной поверхности (топографических аномалий). Отчетливо прослеживается влияние рельефа земной поверхности на распределение напряжений на глубине 100 км, где наблюдается уменьшение напряжений растяжения и сжатия, вызванное воздействием локальных топо-

графических сил. Далее, по мере углубления, наблюдается реальная картина возрастания сжимающих и растягивающих напряжений.

Для количественной оценки степени соответствия между фактическими и расчетными характеристиками напряженного состояния литосферы Кавказского региона под действием топографических аномалий было проведено сравнение результатов ориентации модельных полей напряжений с результатами статистической обработки данных “Мировой карты напряжений”. Полученные результаты распределения напряжений в целом схожи.

Фактически западная и центральная части Большого Кавказа находятся в состоянии северо-восточного—юго-западного растяжения. В восточной части это растяжение сменяется интенсивным сжатием. Из карты расчетного напряжения по фактическим данным землетрясений видно, что в исследуемом регионе расположен надвиговый (взбросовый) разлом горизонтального сжатия северо-северо-восточного направления, расположенный в западной части южного Кавказа, и восточно-северо-восточного направления, расположенный в восточной части Большого Кавказа. В западной части Азербайджана наблюдается сжатие. Кроме того, прослеживается очевидный переход от левостороннего сдвига по простиранию к преимущественно правостороннему сдвигу к югу от горного хребта Большого Кавказа, что хорошо согласуется с данными [Кадиров и др., 2013]. Происходит чередование видов ориентации главных напряжений и дифференциация типов подвижек по разломам (см. рис. 6).

Выводы. Согласно результатам моделирования и сравнения с фактическими данными напряжений, землетрясения в большинстве случаев происходят в результате надвиговых (взбросовых) типов разлома с некоторыми проявлениями нормального сброса и сдвигов со смещением по простиранию. Напряженно-деформированное состояние в исследуемом регионе различно: западная и центральная части Большого Кавказа находятся в состоянии северо-восточного—юго-западного растяжения, тогда как в восточной части это растяжение сменяется интенсивным сжатием. Южная часть Каспийского моря находится в состоянии сжатия северо-восточной ориентации. В целом, очаги зем-

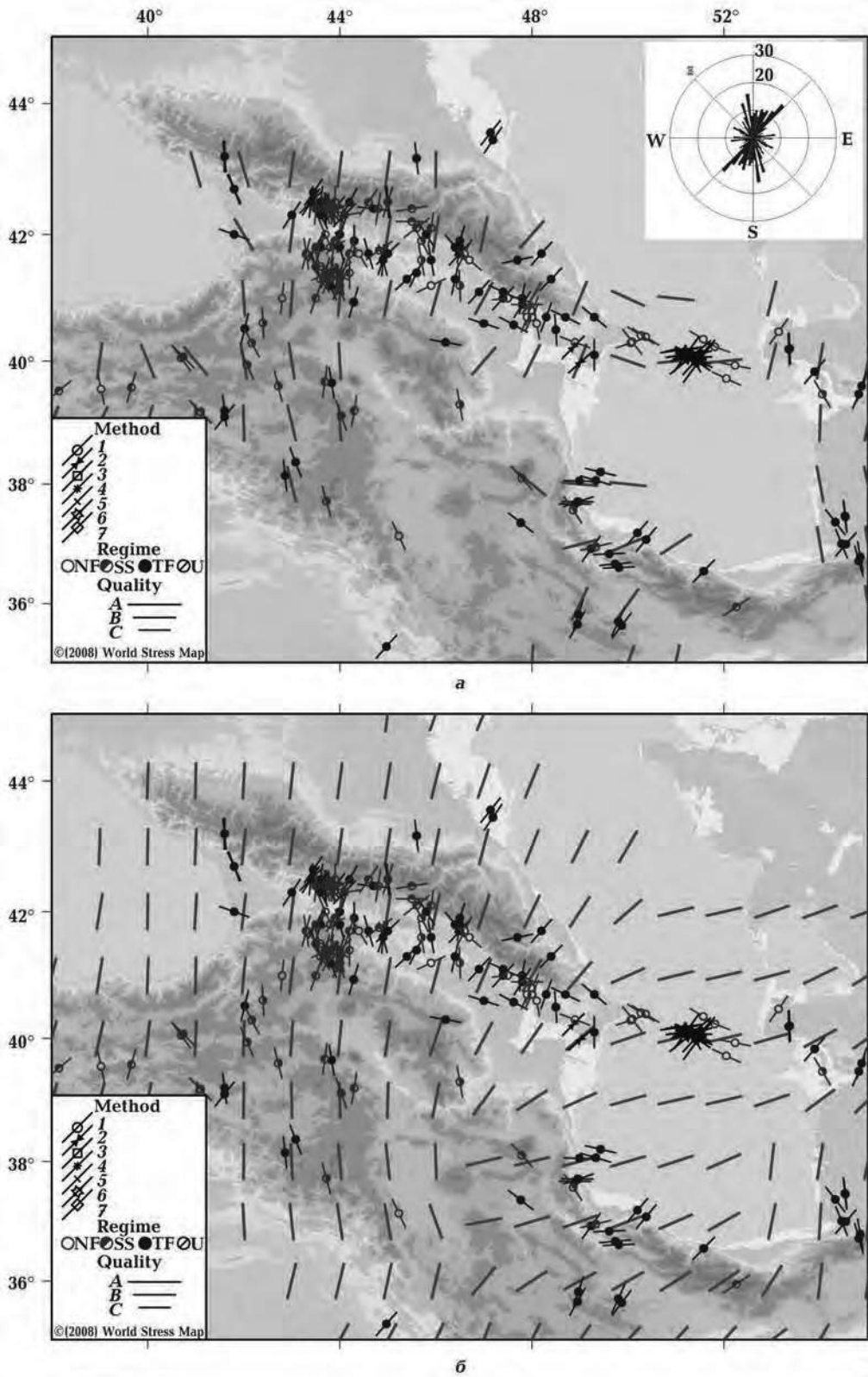


Рис. 5. Распределение векторов максимальных горизонтальных напряжений σ_{\max} на глубине 100 км (а) и 200 км (б), сравнимых с картой механизмов очага, построенной с помощью CASMO (“Мировая карта напряжений”).

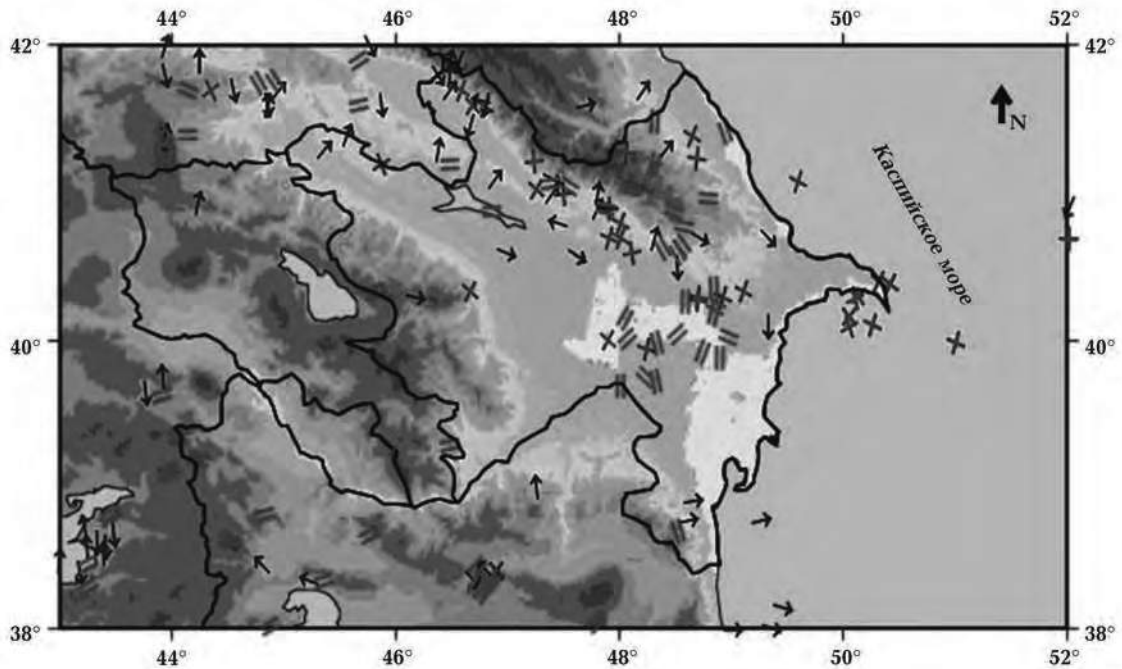


Рис. 6. Расчетное распределение напряжений территории Азербайджана и прилегающих областей по данным главных осей решений механизмов очагов землетрясений за период 1990—2015 гг. с моментной магнитудой $M_w \geq 5$. Карта построена по методике CASMO проекта “Мировая карта напряжений” [Heidbach et al., 2004, 2008] (составитель Г. Р. Бабаев). Стрелками показаны главные оси сжатия для взбросовых и взбросо-сдвиговых режимов, знаком равенства — главные оси сжатия для сдвиговых режимов, крестами — главные оси растяжения для сбросовых и сбросо-сдвиговых режимов. Механизмы формирования очагов землетрясений взяты из каталогов Республиканского центра сейсмологической службы (РЦСС) Национальной академии наук Азербайджана (НАНА), геофизических служб Российской академии наук, Ирана и Грузии. Учтены также решения фокальных механизмов землетрясений по данным Геологической службы США (USGS), Гарвардского каталога механизмов очагов землетрясений (СМТ), Германского исследовательского центра по геологическим наукам (GFZ), Объединенного международного института по сейсмологии (IRIS), Всемирной карты напряжений (WSM), Европейского средиземноморского сейсмологического центра (EMSC).

летрясений совпадают с зонами напряженного состояния, которые формируются под воздействием топографических аномалий Кавказского региона. Учет топографических аномалий при анализе напряженно-деформированного состояния на различных глубинах путем изучения распределения горизонтальных составляющих напряжений позволяет получать более достоверные данные для дальнейшего прогноза напряженно-деформированного состояния и определения изменения геодинамического режима земной коры в регионе. Отчетливо прослеживается влияние рельефа земной поверхности на распределение напряжений на глубине (или до) 100 км, где наблюдается уменьшение напряжений рас-

тяжения и сжатия, вызванное воздействием локальных топографических сил.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Фонда развития науки при Президенте Азербайджанской республики в Институте геологии и геофизики НАН Азербайджана в отделе “Геодинамика и сейсмология” в рамках гранта EIF-KETPL-2015-1(25)-56/27/2 “Исследование геодинамической и вулканической активности, напряженно-деформированного состояния территории Азербайджана”. Авторы выражают благодарность проф. Технологического института Карлсруэ (Германия) Биргит Мюллер за ценные советы и рекомендации на различных этапах исследования.

Список литературы

- Ахмедбейли Ф. С., Мамедов А. В., Ширинов Н. Ш., Шихалибейли Э. Ш. Неотектоническая карта Азербайджана. М-б 1 : 500 000. Баку: ГКГК, Бакинская картфабрика, 1991.
- Беляков Н. А. Геомеханическое обоснование параметров крепления железнодорожных тоннелей в условиях Северного Кавказа. *Записки Горного института*. 2010. Т. 186. С. 99—103.
- Кадиров Ф. А., Кадыров А. Г., Бабаев Г. Р., Агаева С. Т., Мамедов С. К., Гаргаезова Н. Р., Сафаров Р. Т. Сейсмическое районирование южного склона Большого Кавказа по фрактальным особенностям землетрясений, напряженному состоянию и по данным GPS скоростей. *Физика Земли*. 2013. № 4. С. 111—119. doi: 10.7868/S0002333713040046.
- Коптев А., Еришов А. Численное моделирование термального состояния литосферы, распределения внутриплитных напряжений в литосферных складках Черноморско-Кавказско-Каспийского региона. *Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геологии*. 2011. Т. 86. Вып. 5. С. 3—11.
- Лилиенберг Д. А. Опыт комплексного картирования современной геодинамики (на примере Азербайджанской ССР). В кн.: *Современные движения земной коры. Теория, методы, прогноз*. Москва: Наука, 1980. С. 65—76.
- Лилиенберг Д. А., Гусейнзаде О. Д., Кулиев Ф. Т., Ширинов Н. Ш., Яценко В. Р. Комплексные исследования современных тектонических движений на геологических полигонах Азербайджана. В кн.: *Современные движения земной коры. Теория, методы, прогноз*. Москва: Наука, 1980. С. 165—174.
- Протосеня А. Г., Беляков Н. А. Определение пространственного напряженно-деформированного состояния временной крепи железнодорожного тоннеля с учетом влияния рельефа земной поверхности. *Известия ТкГУ. Науки о Земле*. 2011. Вып. 1. С. 158—166.
- Ребецкий Ю. Л. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения. *Геофиз. журн*. 2007. Т. 29. № 6. С. 92—110.
- Ребецкий Ю. Л., Кучай О. А., Маринин А. В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области. *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 2. С. 271—291.
- Шенгеля Г., 1984. Гравитационная модель земной коры Кавказа. Москва: Наука, 128 с.
- Яценко В. Р. Геодезические исследования вертикальных движений земной коры. Москва: Недра, 1989. 192 с.
- Agayeva S., 2006. Stress state of the Earth's crust in Azerbaijan. Recent geodynamics, georisk and sustainable development in the Black Sea to Caspian Sea region: *Conference proceedings of American Institute of Physics, Melville, New-York, USA*. Vol. 825, P. 97—102.
- Agayeva S. T., Babayev G. R., 2009. Analysis of earthquake focal mechanisms for Greater and Lesser Caucasus applying the method of World Stress Map. Azerbaijan National Academy of Sciences. In: *Proceedings of Geology Institute*. Baku: Naf-ta-Press, № 2, P. 40—44.
- Alizadeh A. A., Guliyev I. S., Kadirov F. A., Eppelbaum L. V., 2016. Geosciences of Azerbaijan. Vol. I: Geology. Springer Int. Publ. 340 p. doi: 10.1007/978-3-319-27395-2.239.
- Babayev G. R., 2009. Analysis of earthquake focal mechanisms for Greater and Lesser Caucasus applying the method of World Stress Map, Azerbaijan National Academy of Science. Catalogue of Azerbaijan Republican Seismological Center, P. 67—74.
- Bada G., Horváth F., Cloetingh S., Coblenz D. D., Tyth T., 2001. Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. *Tectonics* 20, 343—363.
- Bada G., Horváth F., Tyth L., Fodor L., Timár G., Cloetingh S., 2005. Societal aspects of ongoing deformation in the Pannonian region. In: N. Pinter, Gy. Grencsny, J. Weber, S. Stein, D. Medak (Eds). *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards*. NATO ARW Series. Vol. 61. Kluwer Academic Publishers, P. 385—402.

- Ismail-Zadeh A., Müller B., Schubert G., 2005. Three-dimensional numerical modeling of contemporary mantle flow and tectonic stress beneath the earthquake-prone southeastern Carpathians based on integrated analysis of seismic, heat flow and gravity data. *Phys. Earth. Planet. Int.* 149(1), 81—98. doi: 10.1016/j.pepi.2004.08.012.
- Fleitout L., Froidevaux C., 1982. Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics* 1, 21—56.
- Hashimoto M., 1982. Numerical Modeling of the Three-dimensional Stress Field in Southwestern Japan. *Tectonophysics* 84, 247—266.
- Heidbach O., Barth A., Connolly P., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Sperner B., Tingay M., Wenzel F., 2004. Stress Maps in a Minute: The 2004 World Stress Map Release. *Eos Trans.* 85, 521—529.
- Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfes D., Müller B., 2008. The World Stress Map database release. doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.
- Kadirov A. G., Agayeva S. T., Aliyev F. A., Mamedov S. K., Babayev G. R., Kadirov F. A., 2009. Monitoring and seismicity of collision zone of Azerbaijan part of Greater Caucasus. Azerbaijan National Academy of Sciences: *Proceedings of Geology Institute*. Baku: Nafta-Press, № 3, P. 25—37.
- Kadirov F., 2004. Gravity Model of Lithosphere in the Caucasus-Caspian Region. In: *South Caspian Basin: geology, geophysics, oil and gas content*. Baku: Nafta Press, P. 107—123.
- Kadirov F. A., Floyd M. A., Alizadeh A., Guliev I., Reilinger R. E., Kuleli S., King R. W., Toksoz M. N., 2012. Kinematics of the Caucasus near Baku, Azerbaijan. *Nat. Hazards* 63, 997—1006. doi: 10.1007/s11069-012-0199-0.
- Kadirov F. A., Floyd M., Reilinger R., Alizadeh A. A., Guliyev I. S., Mammadov S. G., Safarov R. T., 2015. Active geodynamics of the Caucasus region: implications for earthquake hazards in Azerbaijan: *Proceedings of the Geology and Geophysics Institute*, № 3, P. 3—17.
- Kadirov F., Mammadov S., Reilinger R., McClusky S., 2008. Some new data on modern tectonic deformation and active faulting in Azerbaijan (according to Global Positioning System measurements): *Proceedings Azerbaijan National Academy of Sciences*. Vol. 1. P. 82—88.
- Kreemer C., Blewitt G., Klein E., 2014. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 15, 3849—3889. doi: 10.1002/2014GC005407.
- Lanbo L., Zoback M., 1992. The effect of topography on the state of stress in the Crust: Application to the site of the Cajon Pass scientific drilling project. *J. Geophys. Res.* 97(B4), 5095—5108.
- McKenzie D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 30, 239—243.
- Molnar P., Lyon-Caen H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 218, 179—207.
- National Geophysical Data Center, 1988. ETOPO5 bathymetry and topography data. Data Announce. 88-MGG-02. NOAA. Boulder. Colorado.
- Nemcok M., Feyzullayev A., Kadirov A., Zeynalov G., Allen R., Christensen C., Welker B., 2011. Neotectonics of the Caucasus and Kura valley, Azerbaijan. *Global Engineers & Technologist Review* 1(1), 1—14.
- Nilforoushan F., Masson F., Vernant P., Vigny C., Martinod J., Abbassi M., Nankali H., Hatzfeld D., Bayer R., Tavakoli F., Ashtiani A., Doerflinger E., Daignieres M., Collard P., Chery J., 2003. GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran. *J. Geod.* 77, 411—422. doi: 10.1007/s00190-003-0326-5.
- Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A., 1989. The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics* 161, 1—21.
- Randolph M., Krasovec M. L., Romer S., Toksöz M. N., Kuleli S., Gülen L., Vergino E. S., 2015. The Caucasus seismic information network study and its extension into Central Asia. *27th Seismic Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies*. P. 71—78.

- Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Lawrence Sh. et al., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.* 111 (B5), B05411. doi: 10.1029/2005JB004051.
- Ruppel C., McNutt M., 1990. Regional compensation of the Greater Caucasus mountains based on an analysis of Bouguer gravity data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 98, 360—379.
- Sengor A. M. C., Gorur N., Saroglu F., 1985. Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in: Strike slip Faulting and Basin Formation. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 37, 227—264.
- Telesca L., Lovallo M., Babayev G., Kadirov F., 2013. Spectral and informational analysis of seismicity: an application to the 1996—2012 seismicity of Northern Caucasus-Azerbaijan part of Greater Caucasus-Kopet Dag Region. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications* 392(23), 6064—6078. doi: 10.1016/j.physa.2013.07.031.
- Yamasaki T., Seno T., 2005. High strain rate zone in central Honshu resulting from the viscosity heterogeneities in the crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 232, 13—27. doi: 10.1016/j.epsl.2005.01.015.
- Yetirmishli G. J., Mammadli T. Y., Kazimova S. E., 2013. Features of seismicity of Azerbaijan part of the Greater Caucasus. *Journal of Georgian Geophysical Society, Issue (A), Physics of Solid Earth* 16a, 55—60.
- Zoback M., 1992. First and second order patterns of tectonic stress: The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.* 97, 11703—11728.
- Zoback M., Mooney W., 2003. Lithospheric Buoyancy and Continental Intraplate Stresses. *Int. Geol. Rev.* 45, 95—118.

Analysis of stress-strain state of Caucasus region (Azerbaijan) on the basis of maximum horizontal stress vectors and “World Stress Map” application technique

© G. R. Babayev, E. V. Akhmedova, F. A. Kadirov, 2017

The influence of topographic anomaly of the relief on the stress-strain state of the Caucasus lithosphere (Azerbaijan) and plotting the respective models have been considered in the paper. Stress-strain state was studied by the finite element method with the application of software packages Hypermesh™ and Abaqus™. Based on the plotted models of stress-strain state of lithosphere, the orientations and localization of the horizontal stress axes at the various lithosphere depths were determined. The correlation of those stress axes was done with the stress map plotted on the basis of focal mechanism solutions of the earthquake occurred in Azerbaijan within the period of 1990—2015 years with the application of CASMO (“World Stress Map”) technique. Mainly western and central parts of Greater Caucasus ridge are characterized by northeastern—southwestern tension. In the eastern part, the tension reverses into intensive compression. In the studied region, earthquakes are predominantly thrust-faulting with a number of normal-faulting and some strike-slip faulting. The consideration of the topographic anomalies at analysis of stress-strain state at the various lithosphere depth levels will allow obtaining more reliable data for the plotting of geodynamic model of the region. Such researches are necessary to be conducted at the construction of the strategic facilities, especially underground constructions (mines, tunnels, underground pipelines, terminals) since it is important to consider as many factors as possible affecting the formation of the stress-strain state of the Earth’s crust.

Key words: topographic anomalies, Greater and Lesser Caucasus, mechanisms of formation of earthquakes foci, stress-strain state, vectors of maximal horizontal strains, World Stress Map.

References

- Akhmedbeyli F. S., Mamedov A. V., Shirinov N. Sh., Shikhalibeyli E. Sh., 1991. Neotectonic Map of Azerbaijan. 1 : 500 000. Baku: Bakinskaya kartfabrika (in Russian).
- Belyakov N. A., 2010. Geomechanical substantiation of the parameters of fastening of railway tunnels in the conditions of the North Caucasus. *Zapiski Gornogo instituta* 186, 99—103 (in Russian).
- Kadirov F. A., Gadirov A. G., Babayev G. R., Agayeva S.T., Mamedov S.K., Garagezova N.R., Safarov R.T., 2013. Seismic zoning of the southern slope of Greater Caucasus from the fractal parameters of the earthquakes, stress state and GPS velocities. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth* 49(4), 554—562 (in Russian). doi: 10.1134/S1069351313040046.
- Koptev A., Yershov A., 2011. Numerical modeling of the thermal state of the lithosphere, distribution of intraplate stresses in the lithospheric folds of the Black Sea-Caucasian-Caspian region. *Byulleten Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otd. geologii* 86(is. 5), 3—11 (in Russian).
- Liliyenberg D. A., 1980. Experience of complex mapping of modern geodynamics (on the example of the Azerbaijan SSR). In: *Modern movements of the Earth's crust. Theory, methods, forecast*. Moscow: Nauka, P. 65—76 (in Russian).
- Liliyenberg D. A., Guseynzade O. D., Kuliyevev F. T., Shirinov N. Sh., Yashchenko V. R., 1980. Complex studies of modern tectonic movements on geological polygons of Azerbaijan. In: *Modern movements of the Earth's crust. Theory, methods, forecast*. Moscow: Nauka, P. 165—174 (in Russian).
- Protosenya A. G., Belyakov N. A., 2011. Determination of the stress-strain state of the temporary support of the railway tunnel taking into account the influence of the relief of the Earth's surface. *Izvestiya TklGU. Nauki o Zemle* (is. 1), 158—166 (in Russian).
- Rebetskiy Yu. L., 2007. New data on natural stresses in the field of preparation of a strong earthquake. Model of the source of the earthquake. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(6), 92—110 (in Russian).
- Rebetskiy Yu. L., Kuchay O. A., Marinin A. V., 2013. Stress state and deformation of the Earth's crust of the Altai-Sayan mountain region. *Geologiya i geofizika* 54(2), 271—291 (in Russian).
- Shengelaya G., 1984. Gravitational model of Earth's crust of Caucasus. Moscow: Nauka, 128 p. (in Russian).
- Yashchenko V. R., 1989. Geodesic investigations of vertical movements of the Earth's crust. Moscow: Nedra, 192 p. (in Russian).
- Agayeva S., 2006. Stress state of the Earth's crust in Azerbaijan. Recent geodynamics, georisk and sustainable development in the Black Sea to Caspian Sea region: *Conference proceedings of American Institute of Physics, Melville, New-York, USA*. Vol. 825, P. 97—102.
- Agayeva S. T., Babayev G. R., 2009. Analysis of earthquake focal mechanisms for Greater and Lesser Caucasus applying the method of World Stress Map. Azerbaijan National Academy of Sciences. In: *Proceedings of Geology Institute*. Baku: Naf-ta-Press, № 2, P. 40—44.
- Alizadeh A. A., Guliyev I. S., Kadirov F. A., Eppelbaum L. V., 2016. Geosciences of Azerbaijan. Vol. I: Geology. Springer Int. Publ. 340 p. doi: 10.1007/978-3-319-27395-2.239.
- Babayev G. R., 2009. Analysis of earthquake focal mechanisms for Greater and Lesser Caucasus applying the method of World Stress Map, Azerbaijan National Academy of Science. Catalogue of Azerbaijan Republican Seismological Center, P. 67—74.
- Bada G., Horváth F., Cloetingh S., Coblenz D. D., Tyth T., 2001. Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. *Tectonics* 20, 343—363.
- Bada G., Horváth F., Tyth L., Fodor L., Timár G., Cloetingh S., 2005. Societal aspects of ongoing deformation in the Pannonian region. In: *N. Pinter, Gy. Grenczy, J. Weber, S. Stein, D. Medak (Eds). The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards*. NATO ARW Series. Vol. 61. Kluwer Academic Publishers, P. 385—402.
- Ismail-Zadeh A., Müller B., Schubert G., 2005. Three-dimensional numerical modeling of contemporary mantle flow and tectonic stress beneath the earth-

- quake-prone southeastern Carpathians based on integrated analysis of seismic, heat flow and gravity data. *Phys. Earth. Planet. Int.* 149(1), 81—98. doi: 10.1016/j.pepi.2004.08.012.
- Fleitout L., Froidevaux C., 1982. Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics* 1, 21—56.
- Hashimoto M., 1982. Numerical Modeling of the Three-dimensional Stress Field in Southwestern Japan. *Tectonophysics* 84, 247—266.
- Heidbach O., Barth A., Connolly P., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Sperner B., Tingay M., Wenzel F., 2004. Stress Maps in a Minute: The 2004 World Stress Map Release. *Eos Trans.* 85, 521—529.
- Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfes D., Müller B., 2008. The World Stress Map database release. doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.
- Kadirov A. G., Agayeva S. T., Aliyev F. A., Mamedov S. K., Babayev G. R., Kadirov F. A., 2009. Monitoring and seismicity of collision zone of Azerbaijan part of Greater Caucasus. Azerbaijan National Academy of Sciences: *Proceedings of Geology Institute*. Baku: Nafta-Press, № 3, P. 25—37.
- Kadirov F., 2004. Gravity Model of Lithosphere in the Caucasus-Caspian Region. In: *South Caspian Basin: geology, geophysics, oil and gas content*. Baku: Nafta Press, P. 107—123.
- Kadirov F. A., Floyd M. A., Alizadeh A., Guliev I., Reilinger R. E., Kuleli S., King R. W., Toksoz M. N., 2012. Kinematics of the Caucasus near Baku, Azerbaijan. *Nat. Hazards* 63, 997—1006. doi: 10.1007/s11069-012-0199-0.
- Kadirov F. A., Floyd M., Reilinger R., Alizadeh A., Guliyev I. S., Mammadov S. G., Safarov R. T., 2015. Active geodynamics of the Caucasus region: implications for earthquake hazards in Azerbaijan: *Proceedings of the Geology and Geophysics Institute*, № 3, P. 3—17.
- Kadirov F., Mammadov S., Reilinger R., McClusky S., 2008. Some new data on modern tectonic deformation and active faulting in Azerbaijan (according to Global Positioning System measurements): *Proceedings Azerbaijan National Academy of Sciences*. Vol. 1. P. 82—88.
- Kreemer C., Blewitt G., Klein E., 2014. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 15, 3849—3889. doi: 10.1002/2014GC005407.
- Lanbo L., Zoback M., 1992. The effect of topography on the state of stress in the Crust: Application to the site of the Cajon Pass scientific drilling project. *J. Geophys. Res.* 97(B4), 5095—5108.
- McKenzie D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 30, 239—243.
- Molnar P., Lyon-Caen H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 218, 179—207.
- National Geophysical Data Center, 1988. ETOPO5 bathymetry and topography data. Data Announce. 88-MGG-02. NOAA. Boulder. Colorado.
- Nemcok M., Feyzullayev A., Kadirov A., Zeynalov G., Allen R., Christensen C., Welker B., 2011. Neotectonics of the Caucasus and Kura valley, Azerbaijan. *Global Engineers & Technologist Review* 1(1), 1—14.
- Nilforoushan F., Masson F., Vernant P., Vigny C., Martinod J., Abbassi M., Nankali H., Hatzfeld D., Bayer R., Tavakoli F., Ashtiani A., Doerflinger E., Daignieres M., Collard P., Chery J., 2003. GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran. *J. Geod.* 77, 411—422. doi: 10.1007/s00190-003-0326-5.
- Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A., 1989. The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics* 161, 1—21.
- Randolph M., Krasovec M. L., Romer S., Toksöz M. N., Kuleli S., Gülen L., Vergino E. S., 2015. The Caucasus seismic information network study and its extension into Central Asia. *27th Seismic Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies*. P. 71—78.
- Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Lawrence Sh. et al., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.* 111(B5), B05411. doi: 10.1029/2005JB004051.
- Ruppel C., McNutt M., 1990. Regional compensation of the Greater Caucasus mountains based on

- an analysis of Bouguer gravity data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 98, 360—379.
- Sengor A. M. C., Gorur N., Saroglu F., 1985. Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in: Strike slip Faulting and Basin Formation. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 37, 227—264.
- Telesca L., Lovallo M., Babayev G., Kadirov F., 2013. Spectral and informational analysis of seismicity: an application to the 1996—2012 seismicity of Northern Caucasus-Azerbaijan part of Greater Caucasus-Kopet Dag Region. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications* 392(23), 6064—6078. doi: 10.1016/j.physa.2013.07.031.
- Yamasaki T., Seno T., 2005. High strain rate zone in central Honshu resulting from the viscosity heterogeneities in the crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 232, 13—27. doi: 10.1016/j.epsl.2005.01.015.
- Yetirmishli G. J., Mammadli T. Y., Kazimova S. E., 2013. Features of seismicity of Azerbaijan part of the Greater Caucasus. *Journal of Georgian Geophysical Society, Issue (A), Physics of Solid Earth* 16a, 55—60.
- Zoback M., 1992. First and second order patterns of tectonic stress: The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.* 97, 11703—11728.
- Zoback M., Mooney W., 2003. Lithospheric Buoyancy and Continental Intraplate Stresses. *Int. Geol. Rev.* 45, 95—118.

Космические источники ионизации земной атмосферы (обзор)

© Л. В. Райченко, Г. В. Мельник, 2017

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 13 февраля 2017 г.

Характеристики верхней атмосферы Земли непрерывно изменяются под влиянием электромагнитного излучения Солнца, солнечного ветра, потоков галактических и солнечных космических лучей, а также выпадения захваченных магнитосферных электронов. Зависимо от своих энергий, заряженные частицы и солнечная радиация проникают в разные атмосферные слои, ионизируя их и изменяя состав, динамические и температурные характеристики, что, в конечном итоге, вызывает значительные климатические вариации. До недавнего времени основным источником ионизации нижних слоев атмосферы считали частицы галактических космических лучей. Развитие измерительной аппаратуры и накопление данных рядов спутниковых и наземных наблюдений, а также одновременное совершенствование модельных расчетов дали возможность достичь значительного прогресса в исследовании целого ряда корпускулярных потоков, которые ионизируют земную атмосферу от поверхности до верхней атмосферы. Рассмотрены различные источники ионизации земной атмосферы. Показано, что существенная роль в ионизации атмосферы принадлежит частицам солнечного происхождения, концентрация которых в околоземном пространстве намного выше, чем считали раньше, а потоки их не только спорадические, а и непрерывные. Учет множественности солнечных источников ионизации может оказаться полезным при моделировании климатических вариаций на коротких и длительных временных масштабах.

Ключевые слова: галактические космические лучи, солнечные космические лучи, ионизация атмосферы.

Введение. На верхнюю атмосферу Земли (высоты 50—100 км) постоянно воздействуют электромагнитное излучение Солнца, солнечный ветер, потоки галактических (ГКЛ) и солнечных космических лучей (СКЛ). Только в постоянно обдуваемой Землю солнечным ветром в спокойные периоды наблюдается пять протонов, движущихся со скоростью ~ 500 км/с, во время солнечных возмущений — до 50—100 протонов (~ 1500 км/с).

В зависимости от своих энергий энергетические частицы и солнечная радиация проникают в атмосферу Земли на разные высоты: авроральные электроны воздействуют в основном на термосферу и верхнюю мезосферу, а их тормозное излучение проникает в верхнюю и среднюю стратосферу; релятивистские электроны, на которые воздействует магнитное поле Земли (МПЗ), ионизируют мезосферу и верхнюю стратосферу в авроральной области, а их тормозное излучение воздействует на среднюю и нижнюю стратосферу; СКЛ, энергии которых

находятся в очень широком диапазоне, в некоторых случаях, при $E \sim 100$ МэВ, проникают на высоты 30—20 км и ниже (так называемые GLE-события (Ground Level Enhancements)); высокоэнергетические ГКЛ теряют большую часть своей энергии на всех широтах в нижней стратосфере и в верхней тропосфере [Кривошукский, Репнев, 2012].

Осаждающиеся в атмосферу заряженные частицы производят возбуждение, ионизацию, диссоциацию и диссоциативную ионизацию N_2 , O_2 и других атмосферных составляющих. Образовавшиеся при этом вторичные электроны с энергией 10—100 эВ участвуют в дальнейшей ионизации. В результате этих процессов в соответствующих атмосферных слоях прямо или через фотохимическую последовательность появляется большое количество короткоживущих (1—2 ч) HO_x (H, OH, HO_2) и долгоживущих (1—2 мес.) NO_y (NO, NO_2 , NO_3 , HNO_3 и др.) составляющих [Jackman et al., 2000, 2008, 2011; Кривошукский, Репнев, 2012]. Короткоживущие се-

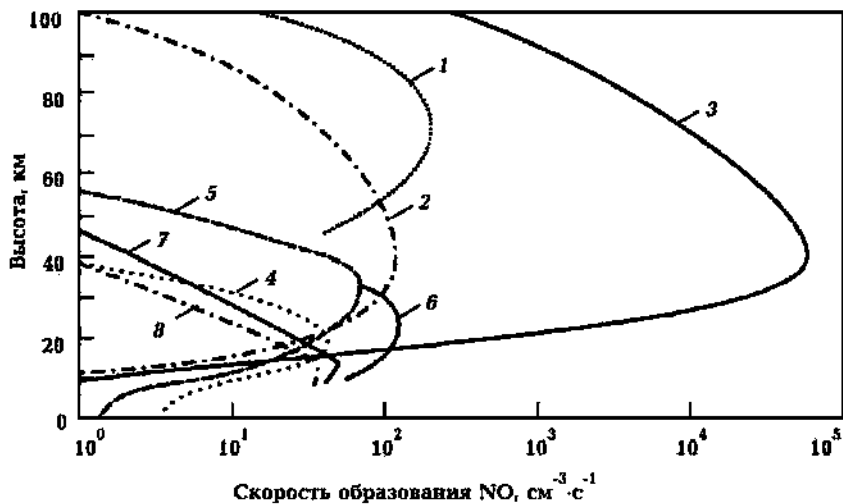


Рис. 1. Скорости образования окиси азота в протонных вспышках 12.07.1961 г. (1), 25.02.1969 г. (2), 04.08.1972 г. (3), при окислении N_2O на 60° с. ш. (4), на 80° с. ш. (5), на 60° с. ш. (6) летом; 7, 8 — под воздействием галактических космических лучей (7 — минимум, 8 — максимум солнечной активности) [Криволицкий, Репнев, 2012 и ссылки там же].

мейства NO_x контролируют озон в верхней атмосфере и мезосфере ($P < 2$ гПа) через различные каталитические циклы. Долгоживущие NO_y способны опускаться в более низкие слои и здесь также участвовать в каталитических реакциях, приводящих к уменьшению озона (см., например [Ferguson, 1979]).

Можно сравнить скорости образования NO_y -составляющих атмосферы (рис. 1, кривые 3, 7): количество обусловленных СКЛ в полярной атмосфере в $4 \cdot 10^4$ раз превосходило то, которое было образовано под воздействием ГКЛ. По результатам многолетних наблюдений потоков солнечных протонов от больших вспышек СКЛ (платформ JMP с 1963 г. до настоящего времени, спутников GOES с 1975 г.), а также ракетных и спутниковых (SAGE) измерений NO_y -составляющих было оценено количество NO_y , обусловленных SPEs (Solar Proton Events) — около $(1-3) \cdot 10^{39}$ молекул/год (показано в гигамолях на рис. 2) [Jackman et al., 2008].

Эти оценки, значительные сами по себе, очевидно, могут возрасти при учете вклада в атмосферную ионизацию, например, от энергетичных солнечных электронов, которые, как принято считать, ускоряются во вспышках вместе с протонами в соотношении 5 : 1.

Это косвенно подтверждают полученные в конце прошлого века [Zeller et al., 1986] ультра-

высокоразрешенные записи нитратных осадков в антарктических и гренландских стратифицированных льдах, охватывающие последние несколько сотен лет. Большие (иногда до 400 %) нитратные пики на этих записях постулируются отражающими атмосферную ионизацию. Их связывают с образованием NO_y под воздействием SPEs [Shea et al., 1993]. Попытку проверить эту гипотезу сделали [Vitt, Jackman, 1996] и смоделировали некоторые пики после того, как учли вклады электронов от различных источников ионизации. Используя различные спутниковые данные за период с 01. 01. 1970 по 31. 12. 1994, они смогли разделить вклады в вариации нечетного азота NO_y над полярными (> 50 с. ш.) областями обоих полушарий. Были выделены вклады вариаций NO_y , образованных на высотах $h > 30$ км в стратосфере под воздействием ГКЛ и SPEs, образованных в нижней термосфере и верхней стратосфере потоками авроральных электронов, а также под воздействием ультрафиолетового и мягкого рентгеновского излучений. При этом оказалось, что вклады от солнечных источников атмосферной ионизации асимметричны относительно полушарий и более значимы над Южным, чем над Северным полюсом. Авторы объясняют это как сезонной зависимостью эффектов SPEs, так и тем, что над Южным полюсом термосферное влияние на

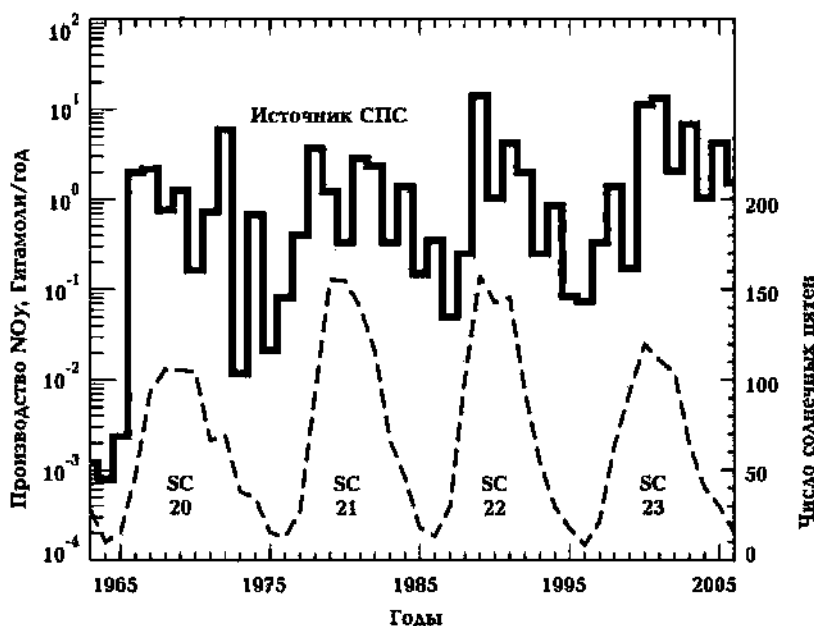


Рис. 2. Производство NO_x в средней атмосфере вследствие SPEs (гистограмма) и среднегодовые числа солнечных пятен (пунктир), SC — номер солнечного цикла [Jackman et al., 2008 и ссылки там же].

стратосферу больше, чем над северным. Действительно, [Haigh, Blackburn, 2006] пришли к выводу, что солнечный нагрев стратосферы может изменить тропосферную циркуляцию даже без учета каких-либо других факторов. Подобная асимметрия, касающаяся воздействия частиц ГКЛ и СКЛ на нижнестратосферный озон, была отмечена в работе [Килифарска и др., 2016]. Авторы связывают ее с более слабым геомагнитным полем Южного полушария, позволяющим менее энергетичным солнечным частицам проникать здесь глубже в атмосферу.

Однако сам по себе ни один из вышеперечисленных источников ионизации не может адекватно объяснить высокоразрешенные пики нитратных ионов (NO_3^-). По нашему мнению, частичная неудача в моделировании этих пиков может быть связана как с неполным учетом всех действующих источников атмосферной ионизации (например, жесткого рентгена), так и тем обстоятельством, что вариации ГКЛ находятся в противофазе с солнечными вариациями и хоть не намного ($\sim 7\%$), но уменьшают пики нитратных ионов.

По-видимому, наметилась необходимость комплексного изучения различных источников и их относительных эффективностей в атмо-

сферной ионизации на разных высотах. Далее приведен обзор возможных источников атмосферной ионизации, поскольку все чаще она рассматривается как важный фактор влияния на прошлый и будущий климат Земли.

Галактические космические лучи. В течение многих лет ГКЛ считались (особенно климатологами) единственным источником атмосферной ионизации на низких и средних высотах. Однако даже сейчас, когда более понятны роль солнечных частиц в процессах атмосферной ионизации и “многокомпонентное” влияние на атмосферную ионизацию различных волновых и корпускулярных потоков, многие ученые считают ГКЛ основным фактором ионизации (см., например, [Bazilevskaya et al., 2010]). Потоки ГКЛ очень малы (почти на восемь порядков меньше, чем потоки СКЛ), а их энергии слишком велики для того, чтобы эффективно ионизировать земную атмосферу на всех интервалах высот и широт на столетних и более длинных шкалах. Почти изотропные возле Земли потоки ГКЛ модулируются солнечным ветром (амплитуда Форбуш-понижений достигает 7%), а их вариации имеют отрицательную корреляцию с солнечными характеристиками. Эффективность атмосферной ионизации ГКЛ находится на тре-

тем месте после видимого излучения Солнца и ультрафиолетового (УФ) излучения, составляя $\sim 0,1$ частиц в секунду в наиболее низкой части атмосферы, где ГКЛ образуют каскады [Gray et al., 2010]. Относительная скорость ионизации ГКЛ составляет $10^{-18} - 10^{-19} \text{ с}^{-1}$ [Артамонова, Веретененко, 2011].

Тем не менее потоки ГКЛ эффективны для реконструкции общего солнечного излучения (Total Solar Irradiance TSI) и прошлого климата Земли — они восстанавливаются по обнаруженным в ледовых кернах и осадочных толщах горных пород изотомам $^{10}\text{B}_E$ и ^{14}C , образованным в атмосфере Земли под воздействием ГКЛ.

Учитывая такую позицию большинства исследователей, понятно, что самые успешные попытки моделирования процессов атмосферной ионизации потоками заряженных частиц связаны именно с ГКЛ. В цикле работ [Usoskin et al., 2004, 2005; Usoskin, Kovaltsov, 2006] разработаны и применены для разных условий численные модели расчета инициированной космическими лучами ионизации (cosmic ray induced ionization CRII), которые в принципе могут быть применены для расчета эффектов заряженных частиц различного происхождения (СКЛ и ГКЛ).

Поскольку ГКЛ представляют собой потоки высокоэнергетичных частиц, состоящие в основном из протонов ($\sim 90\%$), α -частиц ($\sim 10\%$) и незначительного числа тяжелых ядер ($\sim 1\%$), энергия первичных ГКЛ находится в интервале от нескольких сотен МэВ до десятков ГэВ. Когда частицы с такими энергиями, постепенно снижаясь, входят в верхние разреженные слои атмосферы на средних и низких широтах, их траектории почти не искажаются. Этот процесс можно смоделировать с помощью простого аналитического приближения [Vitt, Jackman, 1996] или численных методов. Первичные частицы начинают сталкиваться с ядрами или молекулами окружающей атмосферы, в основном N_2 , O_2 , и образовывать каскады на высотах 15—26 км. В результате каскадного процесса производится большое количество вторичных частиц, которые подвергаются дальнейшим столкновениям [Velinov et al., 2013]. Можно выделить три основных составляющих, важных для дальнейшей ионизации атмосферы: мягкая или электромагнитная (электроны, позитроны и фотоны), жесткая или мюонная и адронная или

нуклонная (протоны, нейтроны и α -частицы). В модельных CRII расчетах учитываются все вторичные составляющие, но в разных интервалах энергий. Например, для ГКЛ с $E < 1$ ГэВ учитывается только нуклонная; для частичек со средними энергиями (~ 10 ГэВ) одинаково важны все три, но на разных высотах; в ионизации высокоэнергетичными частицами преобладают мюонная и электромагнитная составляющие, тогда как нуклонной можно пренебречь [Usoskin, Kovaltsov, 2006]. Примеры применения метода симуляции каскада с учетом энергии, отложенной вторичными частицами в каждом слое, приведены в работах [Usoskin et al., 2004; Desorgher et al., 2005].

Вклад в общую ионизацию от тяжелых ядер (количество которых исчезающе мало в ГКЛ, но, как будет показано ниже, становится достаточно большим в СКЛ, когда происходит преимущественное их ускорение в некоторых солнечных вспышках) оценивали [Mishev et al., 2011].

В соответствии с недавно появившимся поворотом ученых “лицом к Солнцу”, [Usoskin et al., 2011] модернизировали свою модель, включив в нее верхнюю атмосферу и потоки СКЛ. Результаты расчетов атмосферной ионизации с помощью этой новой модели показали, что каскадные процессы начинают происходить уже на высоте ~ 30 км, хотя в вышеуказанной работе этот порог образования каскадов был отнесен к $h \sim 15 \div 17$ км. Рассчитанные с учетом потоков СКЛ функции выхода на $h \sim 30 \div 35$ км хорошо согласуются с имеющимися наблюдениями. Однако представленные авторами модельные расчеты атмосферной ионизации на $h \sim 15 \div 17$ км, обусловленные потоками ГКЛ и спектрами СКЛ [Usoskin et al., 2011], вряд ли можно считать достоверными. Как известно, большинство потоков СКЛ (исключая события ground levels enhancement GLE) не доходят до таких высот и, следовательно, не могут создавать каскады. Их влияние распространяется только до $h \sim 30 \div 35$ км, и на этих высотах они эффективно влияют на стратосферу. Кроме этого, нельзя суммировать потоки, которые находятся в противофазе, эффекты СКЛ могут действительно компенсироваться Форбуш-понижениями ГКЛ за счет каскадов ГКЛ на этих высотах. Эти два вида корпускулярного излучения могут стать равнове-

ликими, хотя в первоначальном виде их потоки отличались на восемь порядков.

Чтобы объяснить ионно-индуцированное образование облачных ядер конденсации (cloud condensation nuclei CCN), недавно были проведены два лабораторных эксперимента: CLOUD в Церне [Duplissy et al., 2010] и SKY в Копенгагене [Enghoff et al., 2011]. В них имитирующая воздух искусственная смесь газов с контролируемыми физическими условиями и химическим составом подвергалась ионизирующему воздействию пучков заряженных частиц, или γ -излучения. До воздействия, в течение и после него измерялось количество образованных аэрозолей: 10-кратное увеличение ионизации приводит к 3-кратному увеличению концентраций мелких аэрозолей размерами в несколько нм. В таком случае, как отмечено в работе [Usoskin, Kovaltsov, 2006], CRП должно увеличиваться в нижней атмосфере на 10—25 %. В модельных расчетах каскадных процессов в нижней атмосфере учет продуктов этого не обеспечивает. Это затруднение, по-видимому, можно преодолеть, если учесть все ионизирующие процессы, включая также поверхностное излучение Земли. Отметим также, что [Mironova et al., 2008] показали, что в результате солнечного GLE-события 20.01.2005 увеличение плотности рассеянных аэрозолей наблюдалось в полярной атмосфере на высотах 1,5—2 км в течение нескольких дней после события.

Солнечные космические лучи и электромагнитное излучение Солнца. Солнечные вспышки происходят при неравновесных взаимодействиях магнитных полей и плазмы в хромосфере и солнечной короне, освобождая значительную часть ($\sim 10\%$) своей энергии в виде СКЛ—протонов, нейтронов, α -частиц, средних и тяжелых ядер и сопутствующего электромагнитного излучения (рентгеновского, γ и т. д.). Энергия корпускулярных потоков от Солнца находится в интервале от менее 1 МэВ до ~ 10 ГэВ. Протоны СКЛ наблюдаются вблизи земной орбиты с прошлого столетия (сначала на баллонах, а затем на спутниках) как солнечные протонные события SPE. С начала нынешнего тысячелетия стало широко известно [Reames, 2002], что СКЛ часто совпадают по времени с быстрыми выбросами корональной массы (coronal mass ejection CME), которые вызывают межпла-

нетные ударные волны. Все сомнения в эффективности атмосферной ионизации солнечным электромагнитным излучением, которые в течение многих лет из энергетических соображений выдвигались сторонниками “антисолнечного” воздействия на климат Земли, сразу же отпадают при изучении солнечных вспышек. Они выделяют энергию порядка 10^{24} — 10^{25} Дж в виде потоков корпускулярного и электромагнитного излучений. И здесь до настоящего времени сохранились сторонники “антисолнечной” позиции, утверждающие “спорадичность” солнечных вспышек и малую интенсивность потоков СКЛ [Bazilevskaya et al., 2008]. Существуют убедительные доказательства, что как сами вспышки (модель Сыроватского [Сыроватский, Сомов, 1982]), так и CMEs, обычно возникают в активных областях солнечного магнитного поля сложной конфигурации в процессе магнитного пересоединения его силовых линий [Miroshnichenko, Perez-Peraza, 2008]. На Земле события CME (СКЛ) вызывают геомагнитные бури, наземные повышения атмосферной ионизации (CMEs) и поглощения в полярных шапках, часто обуславливают нарушения радиосвязи и эффективно влияют на климат Земли (см., например, [Prölss, 2004, Райченко, 2010, Килифарска и др., 2016]).

Солнечное электромагнитное излучение.

По мере накопления данных спутниковых наблюдений за общим излучением Солнца TSI на длинных временных шкалах был обнаружен климатический сигнал [Krivova et al., 2007]. Реконструкции значений TSI на столетних шкалах позволили оценить изменение радиационного влияния в интервале $0,16$ — $0,28$ Вт \cdot м $^{-2}$. На более длинных шкалах анализируются скорости отложения в полярных шапках космогенных изотопов ^{10}Be и ^{14}C .

Используя параметр климатической чувствительности λ , находящийся в пределах от $0,69$ до $0,97$ К \cdot (Вт \cdot м $^{-2}$) $^{-1}$ [Tung et al., 2008], можно оценить поверхностный температурный вклад 11-летней вариации TSI на границе атмосферы $\Delta T_s = \lambda \Delta F \sim 0,07$ К, где T_s — глобально усредненная приповерхностная температура, а ΔF — изменение радиационного влияния на границе атмосферы. Однако по меньшей мере региональные наблюдения указывают на более значительные солнечно-индуцированные климатические вариации, чем значения, полученные из

такого простого соотношения. Это наводит на мысль, что для объяснения солнечного радиационного воздействия на земной климат надо привлечь более сложные механизмы, чем простой нагрев.

Фундаментальный обзор таких механизмов и недавних результатов исследований солнечного излучения в различных спектральных интервалах представлен в работе [Gray et al., 2010]. Авторы указывают, что предложенные за последнее время механизмы для объяснения климатического отклика на очень малые вариации солнечного излучения могут быть сгруппированы в три категории. Первая включает в себя отклик на вариации солнечной светимости I , которая представляет мощность на единицу площади и на единицу длины волны и доходит до Земли (TSI является интегралом I по всем значимым длинам волн). Анализ спектра солнечной светимости, достигающей вершины земной атмосферы, показал, что она почти вся состоит из видимого и инфракрасного излучений, которые проникают к поверхности Земли и поглощаются ею. Поглощение TSI океанами обнаруживает большие вариации, учитывая их большую теплоемкость. Еще некоторая часть излучения поглощается в атмосфере, в основном тропосферным паром на различных интервалах длин волн и стратосферным озоном в УФ-области. Поглощаемое атмосферой УФ-излучение характеризуется относительно большими 11-летними вариациями — до 6 % на $\lambda = 200$ нм, когда возникает диссоциация кислорода и производство озона, и до 4 % на $\lambda = 240 \div 320$ нм, когда преобладает абсорбция атмосферным озоном. На очень коротких длинах волн (~ 100 нм) вариации I составляют около 100 % и вносят вклад в температуру верхней атмосферы. Вклад вариаций I в температуру экзосферы (как утверждают [Gray et al., 2010]) нам представляется сомнительным, поскольку на высотах 500—1000 км внешняя атмосфера практически прозрачна для всех видов солнечного излучения из-за ее большой разреженности. Здесь в 1 см^3 содержится меньше, чем 10^7 частиц, тогда как у Земли их в $3 \cdot 10^7$ раз больше.

Происхождение второго, нижнестратосферного, максимума и наблюдаемое проникновение сигнала глубоко в тропосферу на средних широтах, наверное, требует включения передаточ-

ных механизмов как внутри стратосферы, так и из стратосферы в тропосферу, подобно исследованным в работе [Авакян, 2008].

Большие (около 6 % за солнечный цикл) вариации поглощенного на стратосферных высотах УФ-излучения влияют на нижележащую тропосферу и тем самым на климат приземного слоя. Оцененные стратосферные температурные изменения обнаруживают сигнал ~ 2 К над экваториальной стратопаузой ($h \sim 50$ км) и вторичный максимум этого сигнала в нижней стратосфере на высоте около 20—25 км [Frame, Gray, 2010]. Прямой эффект светимости может усиливаться механизмом мощной обратной подпитки, включающим производство озона, которое является дополнительным источником нагрева [Gray et al., 2010]. Здесь также может оказаться эффективным механизм планетарно-волнового соединения тропосферы и стратосферы [Geller, Alpert, 1980].

Поскольку озон — основной газ, включенный в радиационный нагрев, то солнечно-индуцированные его вариации могут прямо влиять на радиационный баланс стратосферы и косвенно на стратосферную циркуляцию. Возникновение таких вариаций обусловлено: 1) изменениями солнечной светимости в УФ-диапазоне, которые модифицируют скорости производства озона с помощью фотолиза молекулярного кислорода в верхней и средней стратосфере, в основном на низких широтах; 2) изменениями в скорости осаждения заряженных частиц, которые косвенно влияют на концентрацию озона [Randel, Wu, 2007]. К тому же в результате циркуляции могут возникать вариации концентрации озона, связанные с его переносом [Stendel et al., 2006].

Потоки электронов в земной атмосфере.

О регистрации потоков солнечных электронов в околоземном пространстве известно сравнительно мало. Однако модельные расчеты показали, что количество электронов с энергиями выше 20 кэВ, ускоренных при большой вспышке, должно составлять по крайней мере $2 \cdot 10^{35}$ электронов $\cdot \text{с}^{-1}$ для гибридной модели и до 10^{37} электронов $\cdot \text{с}^{-1}$ для нетепловой модели в течение 10—100 с [Miller et al., 1997]. В нетермальной интерпретации твердое рентгеновское излучение вспышек считается обусловленным потоками быстрых электронов с энергиями более чем 70 кэВ. Обнаружено [Kurt et al.,

1981], что как электромагнитные, так и электронные солнечные эмиссии могут быть описаны дифференциальными степенными функциями с наклоном $1,45 \pm 0,15$. Затем [Crosby et al., 1993] установил, что солнечные вспышки проявляют очень похожие распределения на различных длинах волн, таких как радио, мягкое и жесткое рентгеновское излучение и т. д. Наклон же функций распределения, в общем, зависит от параметров вспышки. Он составляет в среднем 1,7—1,9 для пиковых потоков, 1,4—1,6 для солнечных эмиссий и около 2,0 для продолжительности вспышек. Очевидно, электроны также непрерывно ускоряются в солнечных процессах, как и протоны, и могут эффективно ионизировать околоземную мезосферу и термосферу.

О роли низкоэнергетичных солнечных электронов в ионизации земной атмосферы ранее было известно мало. В цикле работ [Callis et al., 2001, 2002] оценено атмосферное влияние высыпаний магнитосферных энергетичных электронов (Energetic Electron Precipitations EEPs) с энергиями $4 \text{ кэВ} \leq E \leq 1 \text{ МэВ}$, обусловленных солнечным ветром. Авторы успешно доказали, что: 1) популяция магнитосферных энергетичных электронов действительно значительно модулируется электрическими полями высокоскоростных потоков солнечного ветра, которые интенсифицируются в максимумах солнечной активности; 2) эффекты EEPs приводят к интенсивной ионизации в верхней атмосфере и к увеличению (на порядок в течение дня) количества молекул NO_y в интервале высот от 70 до 120 км, 3) NO_y , сформированный за счет EEPs, действительно переносится вниз в стратосферу и значительно влияет на содержание озона в стратосфере снижая его, особенно в интервале от средних до высоких широт.

При изучении этой проблемы [Callis et al., 2001, 2002] включили в свои модельные расчеты планетарно-волновое соединение атмосферных слоев и другие механизмы пересоединения, подобные тем, которые были предложены в работе [Авакян, 2008], обуславливающие снижение в нижние слои атмосферы (до высот ~ 25 км) молекул NO_y , образованных за счет EEPs в нижней термосфере и верхней мезосфере. Важность этих работ состоит в том, что, в отличие от более ранних, где атмосферная ионизация моделировалась почти исключительно только в по-

лярных областях, в них оценены эффекты EEPs на всем интервале широт от -90° до $+90^\circ$. Это позволяет сделать вывод, что земная атмосфера может ионизироваться не только высокоэнергетичными, но и низкоэнергетичными корпускулярными потоками, а также более полно учитывать в моделировании атмосферных процессов весь спектр влияющих на них факторов. В частности, отсюда также следует, что потоки заряженных частиц от малых вспышек на Солнце имеют не меньшее (если не большее) влияние, чем потоки от крупных вспышек, происходящих сравнительно редко. Для потоков высокоэнергетичных частиц атмосфера часто оказывается почти прозрачной, за исключением самых низких ее слоев (0—15 км), где образуются каскады [Базилевская и др., 2009]. Это относится и к потокам ГКЛ, плотность которых на восемь порядков меньше, чем СКЛ. Вряд ли они могут эффективно ионизировать земную атмосферу на больших высотах.

Это подтверждается сравнением с данными 2D фотохимического моделирования содержания “малых” составляющих атмосферы в присутствии высыпания энергетичных электронов EEPs и при их отсутствии в трех полосах широт на высоте 25—40 км. Сравнение проинтегрированных по всему широтному интервалу (от -90° до $+90^\circ$) воздействий EEPs и УФ-излучений на колонку O_3 на двух высотных интервалах 0—50 км и 25—40 км показало, что на первом из них оба фактора влияния на колонку O_3 сравнимы и показывают уменьшение $\text{O}_3 \sim 1,5\%$, а на втором интервале эффект EEPs составляет $\sim 2,5\%$ по сравнению с $1,5\%$ для УФ-излучения [Callis et al., 2001].

Таким образом, магнитуды воздействия на озон, обусловленные EEPs, превышают магнитуды от УФ-излучения. Этот результат, хотя и с большими допущениями, является едва ли не первой численной оценкой, которая подтверждает на коротких временных шкалах влияние на климат Земли со стороны высыпающихся электронов и коротковолнового излучения Солнца. До этого считалось, что такое влияние (так называемый форсажный сигнал) обнаруживается только на длинных временных шкалах, поскольку на коротких шкалах он демпфируется медленным откликом океанов.

Как отмечено в работе [Callis et al., 2001],

широтные градиенты вариаций O_3 , обусловленные УФ-излучением, намного меньше, чем у тех, которые обусловлены EEPs (что связано с широтным эффектом электронов), а значит, влияние EEPs на атмосферную ионизацию в средних и высоких широтах возможно. Сравнительно небольшая амплитуда эффекта, наверное, связана с модельными ограничениями. Можно надеяться, что применение нового 3D моделирования на всем интервале высот до 120 км, а также более полный учет всех потоков осаждаемых в магнитосфере электронов позволят значительно улучшить эти результаты. Особая ценность изученных явлений EEPs заключается в том, что они подтверждают непрерывное, а не спорадическое, как это считалось до сих пор, солнечное воздействие на ионизацию атмосферы и климат Земли.

Вторым важным открытием, связанным с солнечными корпускулами, особенно электронами, стало обнаружение сильного разогрева (до 100°C), возможно обусловленного высокоскоростным солнечным ветром, во внешней сильно разреженной атмосфере Земли на высотах более 300 км [Шуйская и др., 1998]. Внешняя атмосфера Земли, простирающаяся до 300—1000 км над верхней атмосферой, сильно разрежена, в 1 см^3 содержится менее 10^7 частиц. Поскольку заряженные частицы внешней атмосферы мало соприкасаются друг с другом (только с атомами и ионами в низших атмосферных слоях), они могут сохранить свою энергию в течение длительного времени. Если они получают большую энергию, т. е. внешняя атмосфера разогреется сильнее, то этот разогрев тоже будет сохраняться длительное время из-за малого взаимодействия этой части атмосферы с плотными ее слоями. Таким образом, вокруг Земли создается своеобразная магнитная ловушка для заряженных низкоэнергетичных частиц, в которой они могут ускоряться до очень больших энергий. Частицы с максимальной амплитудой колебаний вокруг силовых линий магнитного поля Земли могут взаимодействовать с более плотными слоями верхней атмосферы и сбиваться со своих траекторий, оседая в эти слои и вызывая в них дополнительную ионизацию. Отдавая свою энергию окружающим атомам и молекулам, они создают дополнительный разогрев атмосферы на высотах 100—500 км. Когда таких оседающих частиц стано-

вится очень много, они могут вызвать хорошо известные полярные сияния, сопровождающиеся магнитными бурями. Частицы с меньшей амплитудой колебаний более долговечны.

Солнечные протонные события. Спутниковые наблюдения позволяют сейчас наблюдать солнечные протонные события (SPE) вблизи земной орбиты (на расстоянии 1 AU) на интервалах $E \geq 0,5$ МэВ/нуклон и ниже. Оказалось, что скорость появления SPE резко возрастает с уменьшением пороговой энергии их регистраций: если для $E > 433$ МэВ/нуклон (или магнитной жесткости $R \geq 1$ ГВ) частота появления SPEs составляет около 1,1 событий в год, то для частиц с $E \geq 100$ МэВ/нуклон — 2 события в год, а протоны с $E \leq 100$ МэВ/нуклон регистрируются с частотой более чем 250 событий в год. Другими словами, солнечные протонные события происходят почти каждый день (особенно, если включить в рассмотрение эффекты малых вспышек на Солнце), и потоки солнечных протонов почти так же непрерывно бомбардируют Землю, как потоки ГКЛ, отличаясь от последних меньшими энергиями и на восемь порядков большей плотностью [Miroshnichenko, Perez-Peraza, 2008 и ссылки в ней].

Таким образом, уменьшение пороговой энергии регистрации, увеличение чувствительности детекторов и продолжительности спутниковых измерений позволяют утверждать, что Солнце фактически является перманентным источником SPEs (в основном низкоэнергетичных с $E \geq 1$ МэВ/нуклон).

В связи с большим разнообразием регистрируемых вблизи земной орбиты характеристик параметров SPEs (элементный состав, энергетические спектры, интенсивности, зарядовые состояния, пространственные и временные изменения), наряду с различными каталогами SPEs, появились также различные классификационные системы SPEs, лучшей из которых, пожалуй, остается система [Smart, Shea, 1971]. В ней для каждого SPE указано отсутствие или наличие спутниковых наблюдений, значения PCA (Polar Cap Absorption) на интервале 4, 6, 15 дБ и процентное увеличение скоростей счета нейтронных мониторов на уровне моря. Для характеристики потоков SPE часто используется единица 1 proton flux unit (pfu) = 1 частица $\text{см}^{-2} \times \text{с}^{-1} \text{sr}^{-1} = 104$ частицы $\text{см}^{-2} \text{с}^{-1} \text{sr}^{-1}$. Не-

смотря на регулярные спутниковые наблюдения эмиссий рентгеновского излучения от вспышек, в последние десятилетия возникла новая классификация SPEs, основанная на продолжительности всплесков мягкого рентгеновского излучения [Reames, 2000]. По новым представлениям ускорения СКЛ происходят из разных источников на Солнце или вблизи него (импульсные или постепенные вспышки, межпланетные или коронарные ударные волны и т. д.). Термины “импульсные и постепенные” относятся именно к продолжительности в событии всплесков рентгеновского излучения (более или менее 1 ч соответственно). Однако между этими двумя группами SPEs есть и другие различия как в эмитированном, так и в корпускулярном излучении, в частности в составах эмитированных потоков. Расширенная классификационная система [Cliver, 1996] также включает в себя так называемые “гибридные” эффекты, т. е. вспышки, в которых импульсные и постепенные события затемняются: предполагается, что SPEs, связанные со вспышками с большой продолжительностью, имеют “ядро” ускоренных во вспышке частиц, которое окружает ориентированное во времени и в пространстве “гало” частиц, ускоренных в CMEs — возбужденных ударных волнах.

Протонные события могут быть классифицированы в терминах флюенсов — интегрированных по событию потоков в $1 \cdot \text{см}^{-2}$ или протон $\cdot \text{см}^{-2}$. Изучая зависимости скоростей появления солнечных событий выбросами корональной массы [Feunman et al., 1993], пришли к выводу, что это распределение описывается log-нормальной функцией.

Влияние потоков протонов от вспышек на среднюю и нижнюю полярную атмосферу (в частности, образование окиси азота NO, активного и нечетного водорода H и OH и их перенос в более низкие широты) активно изучается с помощью 2- и 3-мерного фотохимического моделирования [Криволицкий и др., 2008, Криволицкий, Репнев, 2012].

С 1942 по 2007 г. (конец 23 цикла солнечной активности) было зарегистрировано 70 солнечных высокоэнергетических событий, которые характеризовались различными наземными эффектами [Miroschnichenko, Perez-Peraza, 2008]. Заметим, что энергии протонов в этих случаях были как релятивистскими (жесткость более чем

1 ГВ), так и нерелятивистскими (менее чем 1 ГВ), а соответствующие вспышки — крупными, средними и малыми. Системное изучение 30 крупнейших событий позволило определить верхнюю границу ускоренных на Солнце частиц ULS (Upper Limit Spectrum) (рис. 3). Все точки ULS (затемненная линия 15) магнитуд расположены на порядок выше, чем все зарегистрированные или вычисленные интегральные потоки; в правом нижнем углу для сравнения показан пунктирной линией интегральный спектр ГКЛ с энергиями более 10^9 эВ.

Ускорение солнечных протонов до релятивистских энергий не обязательно связано с большими вспышками, но всегда обусловлено вторым ускорением повышенных вспышкой корональных популяций межпланетными и корональными ударными волнами, возбужденными CMEs [Cliver, 2006].

Оригинальный и перспективный экспериментальный метод определения верхней границы общей энергии, индуцированной солнечными протонами, предложен в работе [Gladysheva et al., 1995]. Известно, что чем выше общая энергия СКЛ, тем меньше вероятность их наблюдения (см. выше). Итак, чтобы получить ULS СКЛ, необходимы наблюдения на длинной временной шкале. Информацию о событиях СКЛ можно восстановить по уже упоминавшимся нитратным отложениям в датированных антарктических и гренландских ледовых ядрах за последние 10 000 лет. Уже первые результаты обработки этих данных показали тесную корреляцию солнечных протонных событий с содержанием нитратов NO_3 , содержащихся в ядрах. Из анализа лунных образцов [Reedy, 1980] следует, что средний поток солнечных протонов с $E > 10$ МэВ составляет $100 \pm 25 \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ за прошедшие 1 млн лет, что близко к средним значениям за несколько недавних циклов солнечной активности. Исходя из этого среднего значения, авторы оценили верхний предел энергии ускоренных во вспышках протонов в $\sim 10^7$ — 10^8 эВ. Расхождение с вышеприведенной оценкой ULS составляет четыре порядка и, вероятно, обусловлено тем, что не учтены ионизационные эффекты средних и тяжелых ядер СКЛ с большими энергиями [Gladysheva et al., 1995], так как многие из них были фактически обнаружены лишь в последние десятилетия. Но авторская методика, несомненно, открыва-

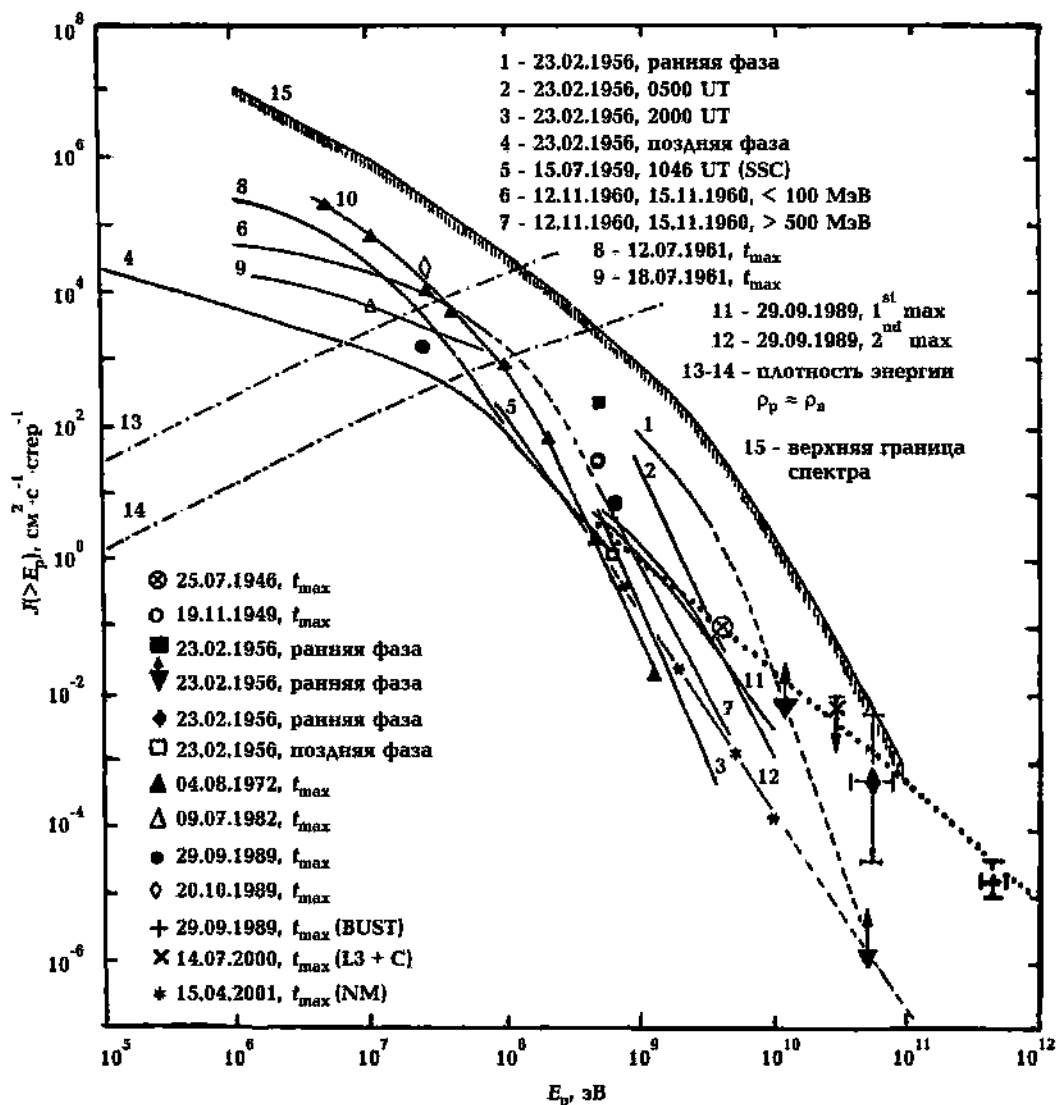


Рис. 3. Интегральный спектр энергии солнечных протонов в крупнейших SPEs, наблюдавшихся у Земли в 18—23 циклах солнечной активности. Кривая 15 соответствует верхней границе спектра. Интегральный спектр для галактических космических лучей выше 10^9 эВ показан пунктиром [Miroshnichenko, Perez-Pezaza, 2008 и ссылки там же].

ет большие перспективы в реконструировании климата прошлого Земли.

Потоки тяжелых ядер в событиях СКЛ.

Изучение элементного состава СКЛ, который часто изменяется от вспышки к вспышке, дает важные сведения об условиях ускорения СКЛ на Солнце и в межпланетном пространстве. Долгое время считалось, что в долговременных трендах эти различия стираются и в целом элементный состав СКЛ отражает состав солнечной короны. В постепенных вспышках отношение заряда к атомному номеру Q/A почти всегда постоянно. Однако спутниковые наблюдения во вре-

мя импульсных вспышек показали, что в регистрируемых потоках СКЛ обнаруживается тысячекратное увеличение $\text{He}^3 / \text{He}^4$, и такие же по величине возрастания потоков элементов с $z > 34$ (в основном железа), которые сопровождаются уменьшениями отношений Q/A в корональной плазме.

В работе [Tylka et al., 2005] детально описано современное состояние проблемы составов СКЛ и их зарядовых состояний в событиях SEPs (Solar Energetic Particle). Выше энергий в несколько десятков МэВ/нуклон большие постепенные SEPs-события также сильно изменяются по сво-

им спектральным характеристикам и элементному составу. Почти 1/3 SEPs, наблюдаемых в 23-м солнечном цикле на спутниках ACE и WIND, обнаруживают изменения с энергией отношений Fe/C, которое отражает спектральные различия этих элементов. Чтобы проиллюстрировать это различие, авторы сравнивают события SEP 21.04.2002 и 24.08.2002 (последнее относится к GLE-событиям). Ниже ~ 10 МэВ/нуклон отношение Fe/C в обоих событиях идентично, но начиная с ~ 60 МэВ/нуклон, Fe/C в GLE-событиях достигает величины, примерно в 7 раз превышающей ее значение в корональном составе. Оба эти события соответствуют CMEs, которые распространились к Земле за 51 и 58 часов со скоростью 2400 и 1900 км/с соответственно. Соответствующие этим событиям вспышки также были почти идентичны по размерам и расположению, так что различия в составах не могут, как обычно, объясняться различиями в скорости CMEs и разным расположением соответствующих вспышек.

В течение более чем 25 лет потоки тяжелых ядер от солнечных вспышек наблюдались на спутнике JMP-8 с помощью телескопа космических лучей [Dietrich, Lopate, 1999]. В очень многих SEPs наблюдались потоки солнечных ионов железа, превышающие фон от ГКЛ вплоть до энергий ~ 800 МэВ/нуклон. Эти наблюдения позволили сравнить потоки протонов с $E \sim 500$ МэВ в GLE 29.9.1989 с одновременными измерениями солнечных ионов железа с энергиями порядка 50—1000 МэВ/нуклон на спутнике JMP-8 [Tylka et al., 1999]: при очень высокой общей энергии спектры тяжелых ядер оказываются гораздо более жесткими, чем спектры протонов. Оценивая вклад солнечных тяжелых ядер в скорости счета нейтронных мониторов, авторы указывают, что при таком высоком отношении Fe/P тяжелые ядра могут вносить значительный ($\sim 20\%$) вклад в скорости счета, формируя каскады в самой нижней атмосфере. Становится также очевидным их участие в ионизации нижней атмосферы.

Из всего изложенного выше можно заключить, что выдвинутая много лет назад и незаслуженно забытая гипотеза о преимущественном ускорении тяжелых ядер в стохастических процессах на Солнце [Гинзбург, Гуревич, 1960], учитывая новые представления об ускорении солнечных частиц в петлях вспышечных магнитных полей или в ударных волнах от CMEs,

вновь становится актуальной. Уместно также заметить, что многие GLEs происходят во время нескольких происходящих в одной области малых вспышек (класса 1 в видимом диапазоне). Так, первая регистрация тяжелых ядер с энергиями порядка 600 МэВ/нуклон относится к измерениям на спутниках “Электрон-2.4” в минимуме солнечной активности 1964—1965 гг. Эти кратковременные и длительные возрастания потоков тяжелых ядер на каналах счета ядер с $Z \geq 15$ произошли после трех следующих друг за другом вспышек класса 1 и сопровождалась большими наземными возрастаниями в скоростях счета нейтронных мониторов по данным мировой сети станций (NMDB, <http://www.nmdb.eu>).

γ -излучение солнечных вспышек. До появления солнечной γ -астрономии наблюдения в радио- и рентгеновских диапазонах обнаруживали только существование электронной компоненты в самой вспышечной области, хотя теоретические исследования изучали возможные ядерные реакции при взаимодействии ускоренных протонов и более тяжелых ядер во вспышках. Одним из важнейших проявлений таких реакций является нейтральная эмиссия (нейтроны и γ -излучение), обусловленная взаимодействием ускоренных ионов с окружающей солнечной атмосферой. Основными компонентами γ -лучевой эмиссии являются: а) тормозное излучение электронов, которое преобладает на интервалах фотонных энергий менее чем 1 МэВ и ~ 10 МэВ; б) нуклонная линия γ -излучения, эмиссия на интервале 1—10 МэВ и эмиссия пионного распада (более 50 МэВ). Эксперименты на спутниках SMM, GRANAT, INTERGAL и других позволили накопить множество данных о солнечных γ -лучах в самых разных энергетических интервалах, среди которых находятся эмиссия линий нейтронного захвата в 2,223 МэВ, тормозного излучения ядер на ~ 8 МэВ и регистрация (в течение 8 ч после импульсной фазы вспышки 11.01.1991 пионного γ -излучения с энергией более чем 1 ГэВ [Chupp, 1996]. С помощью γ -излучения в интервале 1—10 МэВ в некоторых импульсных SPEs было обнаружено 1000-кратное возрастание ^3He относительно его фотосферного содержания [Cliver et al., 1998]. Новейшие достижения солнечной γ -астрономии, некоторые ее важные геофизические приложения отмечены в работе [Murphy, Share, 2005].

Высокоэнергетичные солнечные нейтроны.

Первые солнечные нейтроны были зарегистрированы возле Земли на спутник eGRS/SMM 21.01.1980 г. Вслед за этим (в 1982 г.) была проведена одновременная регистрация нейтронных потоков от Солнца с помощью спутниковых и наземных детекторов (03.06.1982 г.). В течение 1980—2005 гг. на спутниках, наземных нейтронных мониторах и на некоторых высокогорных солнечных нейтронных телескопах наблюдалось 28 нейтронных событий. Всплеск высокоэнергетичных солнечных нейтронов 07.09.2005 сопровождался всплесками мягкого рентгеновского излучения и длинноволновым радиоизлучением II типа (по данным спутника GOES), а также всплесками жесткого рентгеновского излучения > 50 кэВ (по данным спутника GEOTATL). В это же время орбитальная лаборатория INTEGRAL детектировала γ -излучения в мегаэлектронвольтовом диапазоне (см. обзор [Miroshnichenko, Perez-Pereza, 2008] и ссылки в нем). Модель импульсной нейтронной эмиссии в присутствии х-лучей и γ -излучений не объясняет адекватно длинный хвост детектируемых нейтронных сигналов. Пока также не понятно как взаимодействуют с атмосферой Земли потоки таких высокоэнергетичных нейтронов.

Корональные выбросы массы. На протяжении свыше трех десятилетий перед началом нового века корональные выбросы солнечного вещества или корональные эжекции массы (СМЕs) регистрировались в качестве спорадических явлений, детектируемых на многих длинах волн электромагнитного спектра рентгеновского, ультрафиолетового, микроволнового и радио-излучений. Усовершенствование техники межпланетных наблюдений на рубеже нового тысячелетия позволило получить статистические характеристики этих мощных солнечных воздействий на земную атмосферу. С помощью коронографа LASCO на борту спутника SOHO было обнаружено 841 СМЕs типа частичного (PH) и полного (FH) гало на орбите Земли только за период с января 1996 г. по июнь 1998 г. и изучены их статистические характеристики распределения по скоростям, угловым размерам и солнечным широтам [Cyr et al., 2000]. Авторы не смогли идентифицировать так называемые “быстрые эжекции”, а только СМЕs, видимые угловые размеры которых составляют $\sim 72^\circ$ на линии Солнце—

Земля, и гало-события, часто ответственные за появление геомагнитных бурь с $K_p \geq 6$. Пока не обнаружены также СМЕs, возникающие в верхней, а не в нижней короне. Почти все наблюдавшиеся СМЕs сопровождались всплесками радиоизлучения II типа. Вероятно, они возбуждают ударные корональные и межпланетные волны, дополнительно ускоряющие заряженные частицы.

Далеко не все СМЕs имеют одинаковые и постоянные скорости. Распределение их направленных к Земле скоростей асимметричное, так что при средней скорости в 400 км/с некоторые СМЕs достигают скорости ~ 100 км/с. В силу этого они могут опережать друг друга и взаимодействовать между собой. Эти взаимодействия, по-видимому, изменяют составы СМЕs и генерируют потоки ускоренных частиц, в основном электронов, протонов и, возможно, α -частиц [Burlaga et al., 2001]. Первый случай взаимодействия двух СМЕs наблюдался на длинных радиоволнах (21—280 м, 1—14 МГц) на борту спутника WIND 10.06.2000 г., когда более медленное СМЕ было поглощено более быстрым: соответствующие скорости составляли ~ 400 км/с и более 1000 км/с [Gopalswamy et al., 2001]. Взаимодействие сопровождалось интенсивными радиовсплесками II и III типа и отклонением траектории более медленного СМЕ. Авторы называют это явление СМЕ-каннибализмом. Такие воздействия могут иметь важные последствия для космической погоды, так как они, очевидно, изменяют составы обоих СМЕs и объясняют отсутствие эффектов некоторых зарегистрированных СМЕs на орбите Земли. Плотность медленного СМЕ авторы оценили, исходя из эмиссионных характеристик радиовозрастания, как $\sim 4 \cdot 10^4$ см $^{-3}$. Быстрые эжекции эпизодически наблюдались на протяжении всего XX ст. В разное время их называли плазменными или турбулентными облаками, магнитными языками и даже СМЕ-эжекциями. Только в начале 2000-х годов удалось установить их солнечные источники, измерить составы и другие плазменные характеристики, а также обосновать предположение о том, что по крайней мере некоторые из этих структур образуются при взаимодействии двух и более СМЕs.

По данным спутника ACE за период с февраля по ноябрь 1999 г. были определены быст-

рые эжекции как транзитные, некортлирующие плазменные потоки, которые движутся с максимальной скоростью более 600 км/с, и регистрируются на орбите Земли в течение одного или нескольких дней. Идентифицировано два вида магнитобыстрых эжекций: магнитные облака, локальная магнитная структура которых сравнительно упорядочена, и комплексные эжекции с неупорядоченными магнитными полями [Buglaga et al., 2001]. Магнитные облака вызывают геомагнитные бури с $K_p > 6$ и имеют единственный источник на Солнце, тогда как почти все комплексные эжекции имеют несколько солнечных источников и, по-видимому, обусловлены взаимодействием двух или даже нескольких СМЕs. Такие магнитные структуры могут в течение нескольких дней влиять на ионизационные характеристики земной атмосферы.

При исследовании влияния взаимодействий СМЕs на интенсивность SPEs обнаружена прямая корреляция потоков рентгеновского излучения, связанного с этими взаимодействиями, со скоростями быстрых ($V > 800$ км/с) СМЕs [Gopalswamy et al., 2005]. Эта корреляция, возможно, указывает на то, что быстрые СМЕs дополнительно ускоряют вблизи Солнца не только протоны, но и более тяжелые ядра.

Обнаружение большой частоты появления направленных к Земле СМЕs имеет большое значение в связи с предположением об ускорении заряженных частиц не только во вспышке на Солнце, но и ударными волнами в межпланетном пространстве. Будучи источниками ударных волн, СМЕs, очевидно, должны влиять на энергетические и временные характеристики связанных с ними SPEs. Решающую роль СМЕ-возбужденных ударных корональных волн в динамике SPEs одними из первых теоретически обосновали [Kahler et al., 1987]. Затем были проанализированы случаи продолжительных возрастаний потоков солнечных релятивистских протонов с $E > 15$ МэВ, зарегистрированные на спутнике GOES между 1984 и 1989 г., и показано, что все 12 таких случаев, совпавшие по времени с наблюдениями коронографа на спутнике SMM, были связаны с появлениями СМЕs [Kahler, 1993]. Более того, было отмечено, что появление второго СМЕ из той же области вспышки увеличивает продолжительность таких SPEs-событий до 15—20 ч после начала возрастаний (рис. 4). Это явление

объясняется дополнительной эжекцией SPE-частиц, обусловленной вторым СМЕ.

Исследования зависимости интенсивности SPEs от скорости быстрых СМЕs подтвердили их корреляцию [Kahler, Vourlidas, 2005]. Также получено, что быстрые СМЕs дополнительно ускоряют SPEs вблизи от Солнца, что, по-видимому, не исключает возможности дополнительного ускорения, которое создается ударными волнами в межпланетном пространстве некоторых потоков более медленных СМЕs.

Заслуживает особого внимания тот факт, что в перечень надежно идентифицированных с солнечными источниками СМЕ-обусловленных возрастаний потоков релятивистских протонов включены события, связанные с тремя малыми вспышками класса 1 и даже с одной субвспышкой. По-видимому, СМЕs могут эффективно ускорять SPEs, генерированные не только в больших, но также в малых, суб- и рентгеновских вспышках на Солнце [Torsti et al., 1998]. В силу этого можно реально предположить, что случаи длительных возрастаний тяжелых ядер с энергиями более 600 МэВ/нуклон, зарегистрированные на спутниках “Электрон-2.4” в 1964—1965 гг., идентифицированные с тремя подряд вспышками класса 1, также были обусловлены воздействиями тогда еще нерегистрируемых СМЕs [Райченко, 1982].

Связанные с СМЕs еще более продолжительные, длившиеся в течение 3—4 сут 1000-кратные возрастания потоков релятивистских протонов с энергиями ~ 1 —50 МэВ на орбите Земли обнаружили [Torsti et al., 1998]. Они сообщили о регистрации четырех таких событий в течение января—мая 1997 г. с помощью прибора ERNE на борту спутника SOHO во время наблюдений LASCO-коронографа. Событие 07.04.1997 г. было связано со вспышкой мягкого рентгеновского излучения и малой оптической вспышкой. Оно сопровождалось радиовсплесками 2, 3 и 4 типов и было обусловлено СМЕ-выбросом в 14:27 UT 07.04.1997 г. Событие 12.05.1997 г. также ассоциировано со вспышкой мягкого рентгеновского излучения (C1, 3) и малой вспышкой класса 1N и сопровождалось радиовсплесками 3 и 4 типов: оно было обусловлено выбросом СМЕ в 07:35 UT 12.05.1997 г. Отчетливо обнаруживается на временных профилях интенсивности протонов повышение перед началами основных возрастаний, которые авторы связывают с пе-

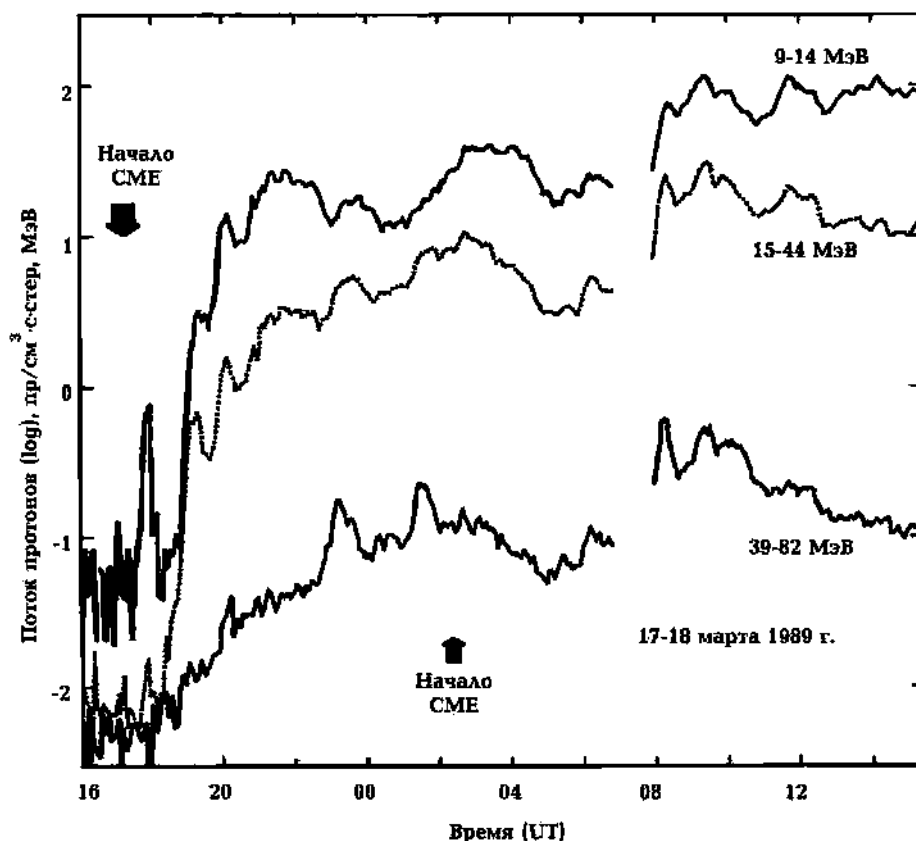


Рис. 4. Протонные потоки, наблюдавшиеся на спутнике GOES в трех интервалах энергии. Начало двух CMEs указано стрелками [Kahler, 1993].

ресоединением магнитных силовых линий на Солнце перед или во время выбросов CMEs после максимума рентгеновской вспышки. Эти результаты определенно указывают, что CMEs могут дополнительно ускорять солнечные частицы и значительно увеличивать продолжительность SPE-событий не только во время вспышек на Солнце, но и ударными волнами в межпланетном пространстве. В силу этого даже сравнительно маломощные солнечные вспышки могут оказаться эффективными источниками ионизации земной атмосферы.

Динамические характеристики CMEs, которые генерируют дополнительные потоки SPEs, изучались в работе [Kocharov et al., 2001]. Они выдвинули гипотезу о том, что эффективность таких CMEs зависит не только от их скорости, но также от характера их ускорения во время подъема в солнечной атмосфере, и протестировали эту гипотезу, используя набор полиномиальных подстановок в скорости CMEs, наблюдавшихся с помощью коронографа LASCO

[Cug et al., 2000]. Авторы пришли к выводу, что эффективно ускоряют SPEs только те CMEs, которые были импульсно ускорены во время подъема в солнечной атмосфере и сопровождалась вспышками мягкого рентгеновского излучения и корональными ударными волнами.

Этому выводу частично противоречат результаты [Kahler, 1993]. Однако даже если так, то почти регулярное появление у Земли таких высокоскоростных магнитных структур как CME и быстрых эжекций неизбежно будет сопровождаться их взаимодействием с геомагнитным полем, проникновением заряженных частиц в верхние слои атмосферы и, в конечном итоге, изменением динамических ионизационных характеристик земной атмосферы. Таким образом, вопрос о воздействии CMEs на земную атмосферу приобретает чрезвычайно большое значение, хотя он пока еще очень мало изучен.

Классическим примером такого взаимодействия является случай солнечно-атмосферного соединения 12.05.1997 г., когда CME увели-

чило скорость солнечного ветра с 300 до 500 км/с, а его плотность — с ~ 15 до 50 частиц/см³ [Callis et al., 1998]. После этого аппаратура на спутниках SAMPEX и NOAA зарегистрировала 15.05.1997 г. 4—5-кратное возрастание потоков электронов с энергиями более 400 кэВ, которое продолжалось в течение 14 дней. Модельные расчеты для обоих полушарий обнаруживают связанное с этим событием 40—80 %-ное возрастание производства NO₄-составляющих, которое в Южном полушарии достигает высот ~ 25 км. Соответствующее этому понижение озона составляет ~ 20 % в средних широтах и на $\sim 20^\circ$ ю. ш. Вполне возможно, что подобным образом могут воздействовать на атмосферу Земли и все другие СМЕs, в частности те, которые не сопровождаются регистрацией потоков релятивистских протонов на орбите Земли [Kocharov et al., 2001].

Недавно [Антонов, Герасимов, 2011] обнаружили тропосферные эффекты некоторых СМЕs, связанных с оптическими и рентгеновскими вспышками в период 2001—2006 гг. по данным метеорологических станций, расположенных в интервале от $74,5^\circ$ до $57,75^\circ$ с. ш., с помощью метода наложения эпох, в котором за 0-дни принимались сутки, в течение которых СМЕs прибывали к Земле. Моменты таких прибытий СМЕs определялись по началам геомагнитных возмущений. Авторы показали, что под воздействием некоторых СМЕs на высотах более 10 км температура увеличивается почти на 10°C , а давление падает до ~ 13 гПа. Если так, то это свидетельствует о возможном понижении высот образования NO_y атмосферных составляющих до уровня средней атмосферы, которое обусловлено воздействием СМЕs.

Эти наблюдения позволяют вполне обоснованно предположить, что направленные к Земле СМЕs возмущают геомагнитное поле Земли и эффективно ионизируют атмосферу на всех высотах вплоть до уровня тропосферы, как это происходит во время наземных возрастаний СКЛ. Частые прибытия СМЕs к Земле, возможно, могут объяснить большую частоту нитратных максимумов в высокоразрешенных записях из полярных льдов обоих полушарий.

Таким образом, можно заключить, что помимо всего спектра составов и излучений во время больших солнечных вспышек источниками

ионизации могут служить также СМЕs, солнечный ветер, магнитосферные высыпания электронов под воздействием межпланетных ударных волн, малые и рентгеновские вспышки и еще многие другие процессы. Эффективность каждого из этих источников зависит от конкретных солнечных условий, но все вместе они создают в земной атмосфере непрерывный ионизационный “фон”, который может превышать ионизацию, обусловленную потоками ГКЛ.

Выводы. В связи с развитием и долговременным использованием измерительной аппаратуры на спутниках и одновременным усовершенствованием техники модельных вычислений, за последние десятилетия достигнут значительный прогресс в исследовании целого ряда корпускулярных потоков, ионизирующих земную атмосферу от поверхности до верхней атмосферы на высоте 100—500 км. Далее мы перечислим основные результаты, полученные за последние десятилетия при изучении этих явлений.

Спутниковые измерения показали эффективность больших вариаций потоков солнечного УФ-излучения в ионизации средней и нижней атмосферы и создании значимых вариаций озона на коротких временных шкалах. Разработаны современные модели вычисления ионизации, обусловленной корпускулярным излучением; получены некоторые новые доказательства изменения атмосферных параметров под воздействием ГКЛ за счет образования каскадов в периоды минимумов солнечной активности. Вероятно, в этих процессах участвуют также солнечное УФ-излучение и потоки тяжелых ядер от GLEs СКЛ. Наблюдения солнечных электронов позволяют предположить, что их поток к Земле и ионизация ими мезосферы и термосферы непрерывны. Такой же эффект создают высыпания низкоэнергетичных магнитосферных электронов под воздействием солнечного ветра. Попадая во внешнюю атмосферу Земли на высотах 100—500 км, горячие солнечные электроны многократно ускоряются здесь в сложных магнитных полях Земли, соединенных с магнитными полями солнечного ветра. Так образуется “ореол” вокруг Земли с температурами $\sim 1000^\circ$. Теряя свою энергию, эти частицы постепенно опускаются в верхнюю атмосферу, вызывая ее дополнительную ионизацию. Продукты ионизации могут снижаться в стратосферу и верхнюю тропосферу за счет меха-

низмов перемешивания слоев и вызывать здесь статистически значимые понижения озона.

Вероятность регистрации солнечных протонных событий SPEs увеличивается по мере уменьшений их мощности: так при $E \leq 10$ МэВ (для протонов) частота появления событий составляет более чем 250 событий в год. Фактически Солнце является перманентным источником появления SPEs и регистрации потоков низкоэнергетичных протонов на орбите Земли. Солнечные протоны одновременно являются самым мощным источником атмосферной ионизации [Кочаров, 1976]. Зарегистрированы наземные эффекты, связанные с малыми вспышками на Солнце. Появились основания для подтверждения выдвинутой много лет назад [Гинзбург, Гуревич, 1960] и незаслуженно забытой гипотезы о преимущественном ускорении тяжелых ядер в стохастических солнечных процессах. Обнаружены потоки высокоэнергетичных солнечных нейтронов. Изучается солнечное γ -излучение в широком интервале энергий от менее чем 1 МэВ до более чем 1 ГэВ, которое эффективно ионизирует атмосферу.

Одним из важнейших открытий в области солнечно-земных связей стало обнаружение большой частоты появления у Земли солнечных корональных выбросов массы (841 за 2,5 года) и изучение их характеристик. Оказалось, что быстрые ($V > 800$ км/с) CMEs с помощью ударных волн дополнительно ускоряют потоки SPEs вблизи областей их генерации на Солнце. Энергии протонов достигают ~ 50 МэВ, а продолжительности SPEs увеличиваются до нескольких часов и даже нескольких суток. Медленные ($V < 800$ км/с)

CMEs могут сливаться с солнечным ветром, значительно (с 300 до 500 км/с) увеличивая его скорость и в разы плотность протонов. В результате таких воздействий высоты атмосферной ионизации снижаются до тропосферных уровней в полярных областях и, возможно, в средних широтах. При этом некоторые CMEs могут дополнительно ускорять потоки SPEs ударными волнами в межпланетном пространстве, значительно (на сутки) увеличивая продолжительность этих событий. Это полностью меняет представление о том, что, кроме GLEs, СКЛ активизируют земную атмосферу только до высот ~ 35 км во время сравнительно редких больших солнечных вспышек. Напротив, под воздействием CMEs эффективными источниками атмосферной ионизации могут оказаться не только оптические, но и рентгеновские вспышки на орбите Земли. Часто появляются тысячекратные возрастания солнечных релятивистских протонов и высоты атмосферной ионизации могут снижаться до тропосферных уровней.

Поэтому можно заключить, что роль солнечных источников в ионизации атмосферы достаточно велика. Обнаруженные частые появления CMEs у Земли могут объяснить частоту нитратных максимумов на высококоразрешенных ледовых записях из обоих полушарий, а при изучении влияния атмосферной ионизации на прошлый и будущий климат Земли необходимо учитывать множественные ее источники: ГКЛ и СКЛ, осаждение релятивистских и солнечных электронов, авроральные процессы, солнечное коротковолновое излучение и т. д.

Список литературы

- Авакян С. В. Физика солнечно-земных связей: результаты, проблемы и новые подходы. *Геомагнетизм и астрономия*. 2008. Т. 48. № 4. С. 435—442.
- Антонов А. В., Герасимов Ю. М. Оценка влияния солнечных вспышек на тропосферу Земли. *Космічна наука і технологія*. 2011. Т. 17. № 1 С. 47—51.
- Артамонова И. В., Веретененко С. В. Влияние вариаций галактических космических лучей на динамические процессы в нижней атмосфере. *Вестник СПбГУ. Сер. 4*. 2011. Вып. 2. С. 15—23.
- Базилевская Г. А., Махмутов В. С., Свирижевская А. К., Свирижевский Н. М. Динамика потоков заряженных частиц в тропосфере Земли после 1990 г. *Известия РАН. Сер. физ.* 2009. Т. 73. № 3. С. 405—307.
- Гинзбург В. Л., Гуревич А. В. Нелинейные эффекты в плазме, находящейся в переменном электромагнитном поле. *Успехи физ. наук*. 1960. Т. 70. № 3. С. 393—428. doi: 10.3367/UFNr.0070.196003a.0393.

- Килифарска Н. А., Бахмутов В. Г., Мельник Г. В. Связь изменений климата с геомагнитным полем. 3. Северное и Южное полушария. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 3. С. 52—71.
- Кочаров Г. Е. Ядерные реакции на Солнце. Москва: Знание, 1976. 64 с.
- Криволицкий А. А., Репнев А. И. Воздействие космических энергетических частиц на атмосферу Земли (обзор). *Геомагнетизм и аэронавигация.* 2012. Т. 52. № 6. С. 723—754.
- Криволицкий А. А., Куминов А. А., Куколева А. А., Репнев А. И., Переяслова Р. К., Назарова М. Н. Протонная активность Солнца в 23-м цикле активности и изменения в озоносфере: численное моделирование и анализ данных наблюдений. *Геомагнетизм и аэронавигация.* 2008. Т. 48. № 4. С. 450—464.
- Райченко Л. В. Воздействие солнечного корпускулярного излучения на атмосферу Земли: современное состояние проблемы. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 5. С. 82—101.
- Райченко Л. В. О влиянии секторной структуры ММП на распространение частиц, ускоренных в малых вспышках на Солнце. В кн.: *Методика интерпретации и результаты исследований аномальных геофизических полей.* Киев: Наук. думка, 1982. 127 с.
- Сыроватский С. И., Сомов Б. В. Физика солнечных вспышек. Теория наблюдаемых проявлений вспышек. В сб.: *Вспышки на звездах (сверхновые, рентгеновские источники, Солнце).* Т. 21. Москва: Изд-во ВИНТИ АН СССР, 1982. С. 221—237.
- Шуйская Ф. К., Гальперин Ю. И., Ковражкин Р. А., Кузьмин А. К., Степанов В. А., Горн Л. С., Хазанов Б. И. Измерения энергетических заряженных частиц на высоких широтах: эксперимент СКАЗ на спутнике “Интербол 2” (Авроральный зонд). *Космические исследования.* 1998. Т. 36. № 1. С. 86—97.
- Bazilevskaya G. A., Makhmutov V. S., Stozhkov Y. I., Svirzhetskaya A. K., Svirzhetsky N. S., 2010. Solar proton events recorded in the stratosphere during cosmic ray balloon observations in 1957—2008. *Adv. Space Res.* 45(5), 603—613. doi: 10.1016/j.asr.2009.11.009.
- Bazilevskaya G. A., Usoskin I. G., Flückiger E. O., Harrison R. G., Desorgher L., Butikofer R., Krainev M. B., Makhmutov V. S., Stozhkov Y. I., Svirzhetskaya A. K., Svirzhetsky N. S., Kovaltsov G. A., 2008. Cosmic ray induced ion production in the atmosphere. *Space Sci. Rev.* 137, 149—173. doi: 10.1007/s11214-008-9339-y.
- Burlaga L. F., Skoug R. M., Smith C. W., Webb D. F., Zurbuchen T. H., Reinard A., 2001. Fast ejecta during the ascending phase of solar cycle 23: ACE observations, 1998—1999. *J. Geophys. Res.* 106(A10), 20957—20977. doi: 10.1029/2000JA000214.
- Callis L. B., Natarajan M., Evans D. S., Lambeth J. D., 1998. Solar atmospheric coupling by electrons (SOLACE): 1. Effects of May 12, 1997 solar event on the middle atmosphere. *J. Geophys. Res.* 103(D21), 28405—28419. doi: 10.1029/98JD02408.
- Callis L. B., Natarajan M., Lambeth J. D., 2001. Solar-atmospheric coupling by electrons (SOLACE) 3. Comparisons of simulations and observations 1979—1997 issues and implications. *J. Geophys. Res.* 106(D7), 7523—7539. doi: 10.1029/2000JD900615.
- Callis L. B., Natarajan M., Lambeth J. D., 2002. Observed and calculated mesospheric NO, 1992—1997. *Geophys. Res. Lett.* 29(2), 17-1—17-4. doi: 10.1029.2001GL013995.
- Chupp E. L., 1996. Evolution of our understanding of solar flare particle acceleration: (1942—1995). In: *High Energy Solar Physics.* AIP Publ. 374, 3—31.
- Cliver E., 1996. Solar flare gamma-ray emission and energetic particles in space. In: *High Energy Solar Physics.* AIP Publ. 374, 45—60.
- Cliver E. W., 2006. The Unusual Relativistic Solar Proton Events of 1979 August 21 and 1981 May 10. *Astrophys. J.* 639, 1206—1217. doi:10.1086.499765.
- Cliver E., Boriakoff V., Feynman J., 1998. Solar variability and climate change: geomagnetic aa index and global surface temperature. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1035—1038. doi: 10.1029/98GL00499.
- Crosby N. B., Aschwanden M. J., Dennis B. R., 1993. Frequency distributions and correlations of solar X-ray flare parameters. *Solar Phys.* 143, 275—299. doi: 10.1007/BF00646488.
- Cyr O. C. St., Howard R. A., Sheeley Jr. N. R., Plunkett S. P., Michels D. J., Paswaters S. E., Koomen M. J., Simnett G. M., Thompson B. J., Gurman J. B., Schwenn R., Webb D. F., Hildner E., Lamy P. L., 2000. Properties of coronal mass ejections’ SOHO LASCO observations from January 1996 to June 1998. *J. Geophys. Res.* 105(A8), 18169—18185. doi: 10.1029/1999JA000381.
- Desorgher L., Flückiger E. O., Gurtner M., Moser M. R.,

- Bütikofer R., 2005. ATMOCOSMICS: a GEANT4 code for computing the interaction of cosmic rays with the Earth's atmosphere. *Int. J. Mod. Phys. A20*, 6802—6804. doi: 10.1142/S0217751X05030132.
- Dietrich W., Lopate C., 1999. Measurements of iron reach SEP events using the University of Chicago IMP8 instrument: *Proc. 26th Int. Cosmic Ray Conf., Salt Lake City, USA*. Vol. 6. P. 71—74.
- Duplissy J., Enghoff M. B., Aplin K. L., Arnold F., Aufmhoff H., Avngaard M., Baltensperger U., Bondo T., Bingham R., Carslaw K., Curtius J., David A., Fastrup B., Gagné S., Hahn F., Harrison R. G., Kellelt B., Kirkby J., Kulmala M., Laakso L., Laaksonen A., Lillestol E., Lockwood M., Mäkelä J., Makhmutov V., Marsh N. D., Nieminen T., Onnela A., Pedersen E., Pedersen J. O. P., Polny J., Reichl U., Seinfeld J. H., Sipilä M., Stozhkov Y., Stratmann F., Svensmark H., Svensmark J., Veenhof R., Verheggen B., Viisanen Y., Wagner P. E., Wehrle G., Weingartner E., Wex H., Wilhelmsson M., Winkler P. M., 2010. Results from the CERN pilot CLOUD experiment. *Atmos Chem. Phys.* 10(4), 1635—1647. doi: 10.5194/acp-10-1635-2010.
- Enghoff M. B., Pedersen J. O. P., Uggerhøj U. I., Paalung S. M., Svensmark H., 2011. Aerosol nucleation induced by a high energy particle beam. *Geophys. Res. Lett.* 38(9), L09805. doi: 10.1029/2011GL047036.
- Ferguson E. E., 1979. "Ion Chemistry of the Middle Atmosphere" in NASA CP 2090. National Aeronautics and Space Administration. P. 71—88.
- Feynman J., Spitale G., Wang J., Gabriel S., 1993. Interplanetary proton fluence model: JPL 1991. *J. Geophys. Res.* 98, 13281. doi: 10.1029/92JA02670.
- Frame T. H. A., Gray L. J., 2010. The 11-year solar cycle in ERA-40 data: An update to 2008. *J. Climate* 23, 2213—2222. doi: http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI13150.1.
- Geller M. A., Alpert J. C., 1980. Planetary wave coupling between the troposphere and the middle atmosphere as a possible Sun-weather mechanism. *J. Atmos. Sci.* 37, 1197—1215. doi: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<1197: PWCB TT>2.0.CO;2.
- Gladysheva O. G., Iwasaka Y., Kocharov G. E., Muraki Y., 1995. Unique possibility to obtain upper limit of total energy induced by solar flare protons: *Proc. 24th Int. Cosmic Ray Conf., Rome, Italy*. Vol. 4, P. 1129—1131.
- Gopalswamy N., Yashiro S., Kaiser M. L., Howard R. A., Bougeret J.-L., 2001. Radio signatures of coronal mass ejection interaction: coronal mass ejection cannibalism? *Astrophys. J. Lett.* 548, L91—L94.
- Gopalswamy N., Hie H., Yashiro S., Usoskin I., 2005. Coronal mass ejections and ground level enhancements: *Proc. 29th Int. Cosmic Ray Conf., Pune, India*. Vol. 1, P. 169—172.
- Gray L. J., Beer J., Geller M., Haigh J. D., Lockwood M., Matthes K., Cubasch U., Fleitmann D., Harrison G., Hood L., Luterbacher J., Meehl G. A., Shindell D., van Geel B., White W., 2010. Solar influences on climate. *Rev. Geophys.* 48, RG4001. doi: 10.1029/2009RG000282.
- Haigh J. D., Blackburn M., 2006. Solar influences on dynamical coupling between the stratosphere and troposphere. *Space Sci. Rev.* 125, 331—344. doi: 10.1007/s11214-006-9067-0.
- Jackman C. H., Fleming E. L., Vitt F. M., 2000. Influence of extremely large solar proton events in changing stratosphere. *J. Geophys. Res.* 105(D9), 11659—11670. doi: 10.1029/2000JD900010.
- Jackman C. H., Marsh D. R., Vitt F. M., Roble R. G., Randall C. E., Bernath P. F., Funke B., Lypez-Puertas M., Versick S., Stiller G. P., Tylka A. J., Fleming E. L., 2011. Northern Hemisphere atmospheric influence of the solar proton events and ground level enhancement in January 2005. *Atmos. Chem. Phys.* 11, 6153—6166. doi: 10.5194/acp-11-6153-2011.
- Jackman C. H., Marsh D. R., Vitt F. M., Garcia R. R., Fleming E. L., Labow G. J., Randall C. E., Lypez-Puertas M., von Clarmann T., Stiller G. P., 2008. Short- and medium-term atmospheric constituent effects of very large solar proton events. *Atmos. Chem. Phys.* 8, 765—785. doi: 10.5194/acp-8-765-2008.
- Kahler S. W., 1993. Coronal mass ejections and long risetimes of solar energetic particle events. *J. Geophys. Res.* 98(A4), 5607—5615. doi: 10.1029/92JA02605.
- Kahler S. W., Cliver E. W., Cane H. V., McGuire R. E., Reames D. V., Sheeley Jr. N. R., Howard R. A., 1987. Solar energetic proton events and coronal mass ejections near solar minimum: *Proc. 20th Int. Cosmic Ray Conf.*, Vol. 3, 121 p.
- Kahler S. W., Vourlidas A., 2005. Fast coronal mass ejection environments and the production of solar energetic particle events. *J. Geophys. Res.* 110, A12S01. doi: 10.1029/2005JA011073.
- Kocharov L., Torsti J., Cyr O. C. St., Huhtanen T., 2001. A relation between dynamics of coronal mass

- ejections and production of solar energetic particles. *Astron. Astrophys.* 370, 1064—1070. doi: 10.1051/0004-6361:20010241.
- Krivova N. A., Balmaceda L., Solanki S. K., 2007. Reconstruction of solar total irradiance since 1700 from the surface magnetic flux. *Astron. Astrophys.* 467, 335—346. doi: 10.1051/0004-6361:20066725.
- Kurt V. G., Logachev Yu. I., Stolpovsky V. G., Dabog E. I., 1981. Energetic solar particle spectra according to Venera-11, 12 and Prognoz-5, 6 observations: *Proc. 17th Int. Cosmic Ray Conf., Paris, France*. Vol. 3, P. 69—72.
- Miller J. A., Cargill P. J., Emslie A. G., Holman G. D., Dennis B. R., La Rosa T. N., Winglee R. M., Benkaand S. G., Tsuneta S., 1997. Critical issues for understanding particle acceleration in impulsive solar flares. *J. Geophys. Res.* 102, 14631—14659. doi: 10.1029/97JA00976.
- Mironova I. A., Desorgher L., Usoskin I. G., Flückiger E. O., Bütikofer R., 2008. Variations of aerosol optical properties during the extreme solar event in January 2005. *Geophys. Res. Lett.* 35, L18610. doi: 10.1029.2008GL035120.
- Miroshnichenko L. I., Perez-Peraza J. A., 2008. Astrophysical aspects in the studies of solar cosmic rays. *Int. J. Mod. Phys.* 23(1), 1—141. doi: 10.1142/S0217751X08037312.
- Mishev A. L., Velinov P. I. Y., Mateev L., Tassev Y., 2011. Ionization effect of solar protons in the Earth atmosphere — case study of the 20 January 2005 SEP event. *Adv. Space Res.* 48(7), 1232—1237. doi: 10.1016/j.asr.2011.06.004.
- Murphy R. J., Share G. H., 2005. What gamma-ray de excitation lines reveal about solar flares. *Adv. Space Res.* 35(10), 1825—1832. doi: 10.1016/j.asr.2005.03.004.
- Prölss G. W., 2004. *Physics of the Earth's Space Environment: an Introduction*. Berlin: Springer, 275 p. doi: 10.1007/978-3-642-97123-5.
- Randel W. J., Wu F., 2007. A stratospheric ozone profile dataset for 19792005: Variability, trends and comparisons with column ozone data. *J. Geophys. Res.* 112, D06313. doi: 10.1029.2006JD007339.
- Reames D. V., 2002. Magnetic topology of impulsive and gradual solar energetic particle events. *Astrophys. J.* 571, L63—L66. doi: 10.1086/341149.
- Reames D. V., 2000. Abundances of Trans-Iron Elements in Solar Energetic Particle Events. *Astrophys. J.* 540(2), L111—L114. doi:10.1086/312886.
- Reedy R. C., 1980. Lunar radionuclide records of average solar cosmic ray fluxes over the last ten million years: *Proc. Conf. Ancient Sun*. New York: Pergamon Press, P. 365—386.
- Shea M. A., Smart D. F., Dreschhoff G. A. M., Zeller E. J., 1993. The flux and fluence of major solar proton events and their record in Antarctic snow. *Reprint from 23rd International Cosmic Ray Conference*. Conference Papers, Vol. 3, P. 846—849.
- Smart D., Shea M., 1971. Solar proton event classification system. *Sol. Phys.* 16, 484—487. doi: 10.1007/bf00162491.
- Stendel M., Mogensen I. A., Christensen J. H., 2006. Influence of various forcings on global climate in historical times using a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Clim. Dyn.* 26, 1—15. doi:10.1007.s00382-005-0041-4.
- Torsti J., Anttila A., Kocharov L., Mäkelä P., Riihonen E., Sahla T., Teittinen M., Valtonen E., Laitinen T., Vainio R., 1998. Energetic (~ 1 to 50 MeV) proton associated with Earth-directed coronal mass ejections. *Geophys. Res. Lett.* 25(14), 2525—2528. doi: 10.1029/98GL50062.
- Tung K. K., Zhou J., Camp C. D., 2008. Constraining model transient climate response using independent observations of solar-cycle forcing and response. *Geophys. Res. Lett.* 35, L17707. doi: 10.1029/2008GL034240.
- Tylka A. J., Cohen C. M. S., Dietrich W. F., Lee M. A., MacLennan C. G., Mewaldt R. A., Ng C. K., Reames D. V., 2005. Shock Geometry, Seed Populations, and the Origin of Variable Elemental Composition at High Energies in Large Gradual Solar Particle Events. *Astrophys. J.* 625, 474—495. doi:10.1086/429384.
- Tylka A. J., Dietrich W. F., Lopate C., Reames D. V., 1999. High Energy Solar Fe Ions in the 29 September 1989 Ground Level Event: *Proc. 26th Int. Cosmic Ray Conf., Salt Lake City*, 6, 6770.
- Usoskin I. G., Kovaltsov G. A., 2006. Cosmic ray induced ionization in the atmosphere: Full modeling and practical applications. *J. Geophys. Res.* 111, D21206. doi:10.1029.2006JD007150.
- Usoskin I. G., Alanko-Huotari K., Kovaltsov G. A., Mursula K., 2005. Heliospheric modulation of cosmic rays: Monthly reconstruction for 1951—2004. *J. Geophys. Res.* 110, A12108. doi: 10.1029.2005JA011250.
- Usoskin I. G., Gladysheva O. G., Kovaltsov G. A., 2004. Cosmic ray — induced ionization in the

- atmosphere: spatial and temporal changes. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 66, 1791—1796. doi: 10.1016/j.jastp.2004.07.037.
- Usoskin I. G., Kovaltsov G. A., Mironova I. A., Tylika A. J., Dietrich W. F.*, 2011. Ionization effect of solar particle GLE events: Low and middle atmosphere. *Atmos. Chem. Phys.* 11(is. 5), 1979—1988. <http://www.atmos-chem-phys.net/11/1979/2011/acp-11-1979-2011.html>.
- Velinov P. I. Y., Asenovski S., Kudela K., Lastovicka J., Mateev L., Mishev A., Tonev P.*, 2013. Impact of cosmic rays and solar energetic particles on the Earth's ionosphere and atmosphere. *J. Space Weather Space Clim.* 3, A14. doi: 10.1051/swsc/2013036.
- Vitt F., Jackman C.*, 1996. A comparison of sources of odd nitrogen production from 1974 through 1993 in the Earth's middle atmosphere as calculated using a two dimensional model. *J. Geophys. Res.* 101, 6729—6739. doi: 10.1029/95JD03386.
- Zeller E. J., Dreschho G. A. M., Laird C. M.*, 1986. Nitrate flux on the Ross Ice Shelf, Antarctica and its relation to solar cosmic rays. *Geophys. Res. Lett.* 13, 1264—1267. doi: 10.1029/GL013i012p01264.

Cosmic sources of the Earth's atmosphere ionization (review)

© *L. V. Raychenko, G. V. Melnik, 2017*

Characteristics of the Earth's upper atmosphere vary constantly under the action of electromagnetic emission of the sun, solar wind, streams of galactic and solar cosmic rays as well as of precipitation of captured magnetosphere electrons. Depending on their energies charged particles and solar radiation penetrate into different atmospheric layers ionizing them and changing their composition, dynamic and temperature characteristics that finally produce essential climatic variations. Up to recent period the particles of galactic cosmic rays were taken into consideration as the main source of ionization of the lower layers of the atmosphere. Development of the measuring equipment and accumulation of long series of satellite and terrestrial observations as well as simultaneous improvement of model calculations allowed attaining a considerable progress in the studies of the whole series of corpuscular streams ionizing the Earth's atmosphere from the surface to the upper atmosphere. Different sources ionizing the Earth's atmosphere have been considered in this review. It has been shown that considerable part in ionizing atmosphere belongs to the particles of solar origin with concentration in circumterrestrial space much higher than was considered before and their streams are not only sporadic but also continuous. Accounting of multiplicity of solar sources of ionization may turn out useful while modeling climatic variations in short and long temporal scales.

Key words: galactic cosmic rays, solar cosmic rays, ionization of atmosphere.

References

- Avakyan S. V.*, 2008. Physics of solar-terrestrial coupling: results, problems and new approaches. *Geomagnetism and Aeronomy* 48(4), 417—424 (in Russian). doi: 10.1134/S0016793208040014.
- Antonov A. V., Gerasimov Yu. M.*, 2011. Estimation of the influence of solar flares on the Earth's troposphere. *Kosmichna nauka i tekhnologiya* 17(1), 47—51 (in Russian).
- Artamonova I. V., Veretenenko S. V.*, 2011. Influence of variations of galactic cosmic rays on dynamic processes in the lower atmosphere. *Vestnik SPbGU. Ser. 4*(is. 2), 15—23 (in Russian).
- Bazilevskaya G. A., Makhmutov V. S., Svirzhetskaya A. K., Svirzhhevskiy N. M.*, 2009. Dynamics of charged particle fluxes in Earth's troposphere since 1990. *Bull. of the Russian Academy of Sciences: Physics* 73(3), 387—389 (in Russian). doi: 10.3103/S1062873809030320.
- Ginzburg V. L., Gurevich A. V.*, 1960. Nonlinear phenomena in a plasma located in an alternating elect-

- geomagnetic field. *Sov. Phys. Usp.* 70(3), 175—194. (in Russian). doi: 10.1070/PU1960v003n02ABEH003267.
- Kilifarska N. A., Bakhmutov V. G., Melnik G. V., 2016. Relationship of climate changes with geomagnetic field. 3. Northern and Southern hemisphere. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(3), 52—71 (in Russian).
- Kocharov G. E., 1976. Nuclear reactions to the Sun. Moscow: Znaniye, 64 p. (in Russian).
- Krivolutskiy A. A., Repnev A. I., 2012. Impact of space energetic particles on the Earth's atmosphere (a review). *Geomagnetism and Aeronomy* 52(6), 685—716 (in Russian). doi: 10.1134/S0016793212060060.
- Krivolutskiy A. A., Kuminov A. A., Kukoleva A. A., Repnev A. I., Pereyaslova R. K., Nazarova M. N., 2008. Solar proton activity during cycle 23 and changes in the ozonosphere: Numerical simulation and analysis of observational data. *Geomagnetism and Aeronomy* 48(4), 432—445 (in Russian). doi: 10.1134/S0016793208040038.
- Raychenko L. V., 2010. Influence of solar corpuscular radiation on the Earth's atmosphere: the current state of the problem. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(5), 82—101 (in Russian).
- Raychenko L. V., 1982. On the effect of the MMF sector structure on the propagation of particles accelerated in small flares on the Sun. In: *Interpretation technique and results of studies of anomalous geophysical fields*. Kiev: Naukova Dumka, 127 p. (in Russian).
- Syrovatskiy S. I., Somov B. V., 1982. The physics of solar flares. The theory of observed manifestations of flares. In: *Flashes on stars (supernovas, X-ray sources, Sun)*. Vol. 21. Moscow: Academy of Sciences of the USSR, P. 221—237 (in Russian).
- Shuyskaya F. K., Galperin Yu. I., Kovrazhkin R. A., Kuzmin A. K., Stepanov V. A., Gorn L. S., Khazanov B. I., 1998. Measurements of energetic charged particles at high latitudes: experiment SCA3 on the satellite Interball2 (Auroral probe). *Kosmicheskiye issledovaniya* 36(1), 86—97 (in Russian).
- Bazilevskaya G. A., Makhmutov V. S., Stozhkov Y. I., Svirzhhevskaya A. K., Svirzhhevsky N. S., 2010. Solar proton events recorded in the stratosphere during cosmic ray balloon observations in 1957—2008. *Adv. Space Res.* 45(5), 603—613. doi: 10.1016/j.asr.2009.11.009.
- Bazilevskaya G. A., Usoskin I. G., Flückiger E. O., Harrison R. G., Desorgher L., Butikofer R., Kravnev M. B., Makhmutov V. S., Stozhkov Y. I., Svirzhhevskaya A. K., Svirzhhevsky N. S., Kovaltsov G. A., 2008. Cosmic ray induced ion production in the atmosphere. *Space Sci. Rev.* 137, 149—173. doi: 10.1007/s11214-008-9339-y.
- Burlaga L. F., Skoug R. M., Smith C. W., Webb D. F., Zurbuchen T. H., Reinard A., 2001. Fast ejecta during the ascending phase of solar cycle 23: ACE observations, 1998—1999. *J. Geophys. Res.* 106(A10), 20957—20977. doi: 10.1029/2000JA000214.
- Callis L. B., Natarajan M., Evans D. S., Lambeth J. D., 1998. Solar atmospheric coupling by electrons (SOLACE): 1. Effects of May 12, 1997 solar event on the middle atmosphere. *J. Geophys. Res.* 103(D21), 28405—28419. doi: 10.1029/98JD02408.
- Callis L. B., Natarajan M., Lambeth J. D., 2001. Solar atmospheric coupling by electrons (SOLACE) 3. Comparisons of simulations and observations 1979—1997 issues and implications. *J. Geophys. Res.* 106(D7), 7523—7539. doi: 10.1029/2000JD900615.
- Callis L. B., Natarajan M., Lambeth J. D., 2002. Observed and calculated mesospheric NO, 1992—1997. *Geophys. Res. Lett.* 29(2), 17-1—17-4. doi: 10.1029.2001GL013995.
- Chupp E. L., 1996. Evolution of our understanding of solar flare particle acceleration: (1942—1995). In: *High Energy Solar Physics*. AIP Publ. 374, 3—31.
- Cliver E., 1996. Solar flare gamma-ray emission and energetic particles in space. In: *High Energy Solar Physics*. AIP Publ. 374, 45—60.
- Cliver E. W., 2006. The Unusual Relativistic Solar Proton Events of 1979 August 21 and 1981 May 10. *Astrophys. J.* 639, 1206—1217. doi: 10.1086.499765.
- Cliver E., Boriakoff V., Feynman J., 1998. Solar variability and climate change: geomagnetic aa index and global surface temperature. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1035—1038. doi: 10.1029/98GL00499.
- Crosby N. B., Aschwanden M. J., Dennis B. R., 1993. Frequency distributions and correlations of solar X-ray flare parameters. *Solar Phys.* 143, 275—299. doi: 10.1007/BF00646488.
- Cyr O. C. St., Howard R. A., Sheeley Jr. N. R., Plunkett S. P., Michels D. J., Paswaters S. E., Koomen M. J., Sinnott G. M., Thompson B. J., Gurman J. B., Schwenn R., Webb D. F., Hildner E., Lamy P. L., 2000. Properties of coronal mass ejections' SOHO LASCO observations from January 1996 to June

1998. *J. Geophys. Res.* 105(A8), 18169—18185. doi: 10.1029/1999JA000381.
- Desorgher L., Flückiger E. O., Gurtner M., Moser M. R., Büttikofer R., 2005. ATMOCOSMICS: a GEANT4 code for computing the interaction of cosmic rays with the Earth's atmosphere. *Int. J. Mod. Phys. A* 20, 6802—6804. doi: 10.1142/S0217751X05030132.
- Dietrich W., Lopate C., 1999. Measurements of iron reach SEP events using the University of Chicago IMP8 instrument: *Proc. 26th Int. Cosmic Ray Conf., Salt Lake City, USA*. Vol. 6. P. 71—74.
- Duplissy J., Enghoff M. B., Aplin K. L., Arnold F., Aufmhoff H., Avngaard M., Baltensperger U., Bondo T., Bingham R., Carslaw K., Curtius J., David A., Fastrup B., Gagné S., Hahn F., Harrison R. G., Kellett B., Kirkby J., Kulmala M., Laakso L., Laaksonen A., Lillestol E., Lockwood M., Mäkelä J., Makhmutov V., Marsh N. D., Nieminen T., Onnela A., Pedersen E., Pedersen J. O. P., Polny J., Reichl U., Seinfeld J. H., Sipilä M., Stozhkov Y., Stratmann F., Svensmark H., Svensmark J., Veenhof R., Verheggen B., Viisanen Y., Wagner P. E., Wehrle G., Weingartner E., Wex H., Wilhelmsson M., Winkler P. M., 2010. Results from the CERN pilot CLOUD experiment. *Atmos Chem. Phys.* 10(4), 1635—1647. doi: 10.5194/acp-10-1635-2010.
- Enghoff M. B., Pedersen J. O. P., Uggerhøj U. I., Paoling S. M., Svensmark H., 2011. Aerosol nucleation induced by a high energy particle beam. *Geophys. Res. Lett.* 38(9), L09805. doi: 10.1029/2011GL047036.
- Ferguson E. E., 1979. "Ion Chemistry of the Middle Atmosphere" in NASA CP 2090. National Aeronautics and Space Administration. P. 71—88.
- Feynman J., Spitale G., Wang J., Gabriel S., 1993. Interplanetary proton fluence model: JPL 1991. *J. Geophys. Res.* 98, 13281. doi: 10.1029/92JA02670.
- Frame T. H. A., Gray L. J., 2010. The 11-year solar cycle in ERA-40 data: An update to 2008. *J. Climate* 23, 2213—2222. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI3150.1>.
- Geller M. A., Alpert J. C., 1980. Planetary wave coupling between the troposphere and the middle atmosphere as a possible Sun-weather mechanism. *J. Atmos. Sci.* 37, 1197—1215. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<1197:PWCBTT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<1197:PWCBTT>2.0.CO;2).
- Gladysheva O. G., Iwasaka Y., Kocharov G. E., Muraki Y., 1995. Unique possibility to obtain upper limit of total energy induced by solar flare protons: *Proc. 24th Int. Cosmic Ray Conf., Rome, Italy*. Vol. 4, P. 1129—1131.
- Gopalswamy N., Yashiro S., Kaiser M. L., Howard R. A., Bougeret J.-L., 2001. Radio signatures of coronal mass ejection interaction: coronal mass ejection cannibalism? *Astrophys. J. Lett.* 548, L91—L94.
- Gopalswamy N., Hie H., Yashiro S., Usoskin I., 2005. Coronal mass ejections and ground level enhancements: *Proc. 29th Int. Cosmic Ray Conf., Pune, India*. Vol. 1, P. 169—172.
- Gray L. J., Beer J., Geller M., Haigh J. D., Lockwood M., Matthes K., Cubasch U., Fleitmann D., Harrison G., Hood L., Luterbacher J., Meehl G. A., Shindell D., van Geel B., White W., 2010. Solar influences on climate. *Rev. Geophys.* 48, RG4001. doi: 10.1029/2009RG000282.
- Haigh J. D., Blackburn M., 2006. Solar influences on dynamical coupling between the stratosphere and troposphere. *Space Sci. Rev.* 125, 331—344. doi: 10.1007/s11214-006-9067-0.
- Jackman C. H., Fleming E. L., Vitt F. M., 2000. Influence of extremely large solar proton events in changing stratosphere. *J. Geophys. Res.* 105(D9), 11659—11670. doi: 10.1029/2000JD900010.
- Jackman C. H., Marsh D. R., Vitt F. M., Roble R. G., Randall C. E., Bernath P. F., Funke B., Lyepez-Puertas M., Versick S., Stiller G. P., Tylka A. J., Fleming E. L., 2011. Northern Hemisphere atmospheric influence of the solar proton events and ground level enhancement in January 2005. *Atmos. Chem. Phys.* 11, 6153—6166. doi: 10.5194/acp-11-6153-2011.
- Jackman C. H., Marsh D. R., Vitt F. M., Garcia R. R., Fleming E. L., Labow G. J., Randall C. E., Lyepez-Puertas M., von Clarman T., Stiller G. P., 2008. Short- and medium-term atmospheric constituent effects of very large solar proton events. *Atmos. Chem. Phys.* 8, 765—785. doi: 10.5194/acp-8-765-2008.
- Kahler S. W., 1993. Coronal mass ejections and long risetimes of solar energetic particle events. *J. Geophys. Res.* 98(A4), 5607—5615. doi: 10.1029/92JA02605.
- Kahler S. W., Cliver E. W., Cane H. V., McGuire R. E., Reames D. V., Sheeley Jr. N. R., Howard R. A., 1987. Solar energetic proton events and coronal mass ejections near solar minimum: *Proc. 20th Int. Cosmic Ray Conf.*, Vol. 3, 121 p.
- Kahler S. W., Vourlidas A., 2005. Fast coronal mass ejection environments and the production of solar energetic particle events. *J. Geophys. Res.* 110, A12S01. doi: 10.1029/2005JA011073.
- Kocharov L., Torsti J., Cyr O. C. St., Huhtanen T.,

2001. A relation between dynamics of coronal mass ejections and production of solar energetic particles. *Astron. Astrophys.* 370, 1064—1070. doi: 10.1051/0004-6361:20010241.
- Krivova N. A., Balmaceda L., Solanki S. K., 2007. Reconstruction of solar total irradiance since 1700 from the surface magnetic flux. *Astron. Astrophys.* 467, 335—346. doi: 10.1051/0004-6361:20066725.
- Kurt V. G., Logachev Yu. I., Stolpovsky V. G., Dabog E. I., 1981. Energetic solar particle spectra according to Venera-11, 12 and Prognoz-5, 6 observations: *Proc. 17th Int. Cosmic Ray Conf., Paris, France*. Vol. 3, P. 69—72.
- Miller J. A., Cargill P. J., Emslie A. G., Holman G. D., Dennis B. R., La Rosa T. N., Winglee R. M., Benkaand S. G., Tsuneta S., 1997. Critical issues for understanding particle acceleration in impulsive solar flares. *J. Geophys. Res.* 102, 14631—14659. doi: 10.1029/97JA00976.
- Mironova I. A., Desorgher L., Usoskin I. G., Flückiger E. O., Büttikofer R., 2008. Variations of aerosol optical properties during the extreme solar event in January 2005. *Geophys. Res. Lett.* 35, L18610. doi: 10.1029.2008GL035120.
- Miroshnichenko L. I., Perez-Peraza J. A., 2008. Astrophysical aspects in the studies of solar cosmic rays. *Int. J. Mod. Phys.* 23(1), 1—141. doi: 10.1142/S0217751X08037312.
- Mishev A. L., Velinov P. I. Y., Mateev L., Tassev Y., 2011. Ionization effect of solar protons in the Earth atmosphere — case study of the 20 January 2005 SEP event. *Adv. Space Res.* 48(7), 1232—1237. doi: 10.1016/j.asr.2011.06.004.
- Murphy R. J., Share G. H., 2005. What gamma-ray de excitation lines reveal about solar flares. *Adv. Space Res.* 35(10), 1825—1832. doi: 10.1016/j.asr.2005.03.004.
- Prölss G. W., 2004. Physics of the Earth's Space Environment: an Introduction. Berlin: Springer, 275 p. doi: 10.1007/978-3-642-97123-5.
- Randel W. J., Wu F., 2007. A stratospheric ozone profile dataset for 1979-2005: Variability, trends and comparisons with column ozone data. *J. Geophys. Res.* 112, D06313. doi: 10.1029.2006JD007339.
- Reames D. V., 2002. Magnetic topology of impulsive and gradual solar energetic particle events. *Astrophys. J.* 571, L63—L66. doi: 10.1086/341149.
- Reames D. V., 2000. Abundances of Trans-Iron Elements in Solar Energetic Particle Events. *Astrophys. J.* 540(2), L111—L114. doi: 10.1086/312886.
- Reedy R. C., 1980. Lunar radionuclide records of average solar cosmic ray fluxes over the last ten million years: *Proc. Conf. Ancient Sun*. New York: Pergamon Press, P. 365—386.
- Shea M. A., Smart D. F., Dreschhoff G. A. M., Zeller E. J., 1993. The flux and fluence of major solar proton events and their record in Antarctic snow. *Reprint from 23rd International Cosmic Ray Conference*. Conference Papers, Vol. 3, P. 846—849.
- Smart D., Shea M., 1971. Solar proton event classification system. *Sol. Phys.* 16, 484—487. doi: 10.1007/bf00162491.
- Stendel M., Mogensen I. A., Christensen J. H., 2006. Influence of various forcings on global climate in historical times using a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Clim. Dyn.* 26, 1—15. doi: 10.1007.s00382-005-0041-4.
- Torsti J., Anttila A., Kocharov L., Mäkelä P., Riihonen E., Sahla T., Teittinen M., Valtonen E., Laitinen T., Vainio R., 1998. Energetic (~ 1 to 50 MeV) proton associated with Earth-directed coronal mass ejections. *Geophys. Res. Lett.* 25(14), 2525—2528. doi: 10.1029/98GL50062.
- Tung K. K., Zhou J., Camp C. D., 2008. Constraining model transient climate response using independent observations of solar-cycle forcing and response. *Geophys. Res. Lett.* 35, L17707. doi: 10.1029/2008GL034240.
- Tylka A. J., Cohen C. M. S., Dietrich W. F., Lee M. A., MacLennan C. G., Mewaldt R. A., Ng C. K., Reames D. V., 2005. Shock Geometry, Seed Populations, and the Origin of Variable Elemental Composition at High Energies in Large Gradual Solar Particle Events. *Astrophys. J.* 625, 474—495. doi: 10.1086/429384.
- Tylka A. J., Dietrich W. F., Lopate C., Reames D. V., 1999. High Energy Solar Fe Ions in the 29 September 1989 Ground Level Event: *Proc. 26th Int. Cosmic Ray Conf., Salt Lake City*, 6, 6770.
- Usoskin I. G., Kovaltsov G. A., 2006. Cosmic ray induced ionization in the atmosphere: Full modeling and practical applications. *J. Geophys. Res.* 111, D21206. doi: 10.1029.2006JD007150.
- Usoskin I. G., Alanko-Huotari K., Kovaltsov G. A., Mursula K., 2005. Heliospheric modulation of cosmic rays: Monthly reconstruction for 1951—2004. *J. Geophys. Res.* 110, A12108. doi: 10.1029.2005JA011250.

- Usoskin I. G., Gladysheva O. G., Kovaltsov G. A., 2004. Cosmic ray — induced ionization in the atmosphere: spatial and temporal changes. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 66, 1791—1796. doi: 10.1016/j.jastp.2004.07.037.
- Usoskin I. G., Kovaltsov G. A., Mironova I. A., Tyllka A. J., Dietrich W. F., 2011. Ionization effect of solar particle GLE events: Low and middle atmosphere. *Atmos. Chem. Phys.* 11 (is. 5), 1979—1988. <http://www.atmos-chem-phys.net/11/1979/2011/acp-11-1979-2011.html>.
- Velinov P. I. Y., Asenovski S., Kudela K., Lastovicka J., Mateev L., Mishev A., Tonev P., 2013. Impact of cosmic rays and solar energetic particles on the Earth's ionosphere and atmosphere. *J. Space Weather Space Clim.* 3, A14. doi: 10.1051/swsc/2013036.
- Vitt F., Jackman C., 1996. A comparison of sources of odd nitrogen production from 1974 through 1993 in the Earth's middle atmosphere as calculated using a two dimensional model. *J. Geophys. Res.* 101, 6729—6739. doi: 10.1029/95JD03386.
- Zeller E. J., Dreschho G. A. M., Laird C. M., 1986. Nitrate flux on the Ross Ice Shelf, Antarctica and its relation to solar cosmic rays. *Geophys. Res. Lett.* 13, 1264—1267. doi: 10.1029/GL013i012p01264.

Сравнительная характеристика альтернативных плотностных моделей по профилю ГСЗ № 17

© М. В. Козленко, Ю. В. Козленко, 2017

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 23 марта 2017 г.

Згідно з аналізом густинної моделі, яку побудовано на підставі томографічних розрахунків, гіпотеза обдукційної природи зчленування Кримського півострова і дна Чорного моря є необґрунтованою. Отриману глибинну будову земної кори найлогічніше пояснити базифікацією фундаменту внаслідок проникнення у нього мантійних інтрузій пластового типу різного складу. Порівняння альтернативних густинних моделей уздовж профілю ГСЗ 17 показало, що за всієї відмінності в розрізах частина структур від східної частини Гірського Криму до Східночорноморської западини підстиляється корою субконтинентального типу, в основі західно частини прогину Сорокіна знаходиться ущільнене магматогенне тіло, під валом Тетяєва відсутні чітко виражені “корені”, що не характерно для позитивних геоструктурних форм. Однакова точність підбору поля сили тяжіння в обох випадках, а також співвідношення глибинної будови з розподілом землетрусів не дає змогу однозначно визначити, яка з моделей правильніша. З огляду на аналіз розломної тектоніки, ступеня ізостатичної врівноваженості та глибини залягання мантії деяку перевагу можна віддати рифтовому походженню континентального краю Східного Криму.

Ключові слова: будова літосфери, зчленування Кримського півострова і дна Чорного моря, прогин Сорокіна, вал Тетяєва, розломна тектоніка, сейсмічність, ізостатична врівноваженість.

Введение. Проблемы происхождения и геодинамики зоны сочленения Крымского орогена и Черноморской впадины привлекают внимание многочисленных исследователей в продолжении многих лет (см. сайт jurassic.ru/crimea.htm). Тем не менее до сих пор не определены принципиальные положения о характере и направленности главных тектонических движений, сформировавших глубинную структуру данного региона. Основные дискуссии ведутся между приверженцами парадигм мобилизма и фиксизма [Борисенко и др., 1997]. Даже обработка одних и тех же сейсмических данных приводит к противоположным мнениям. Так, интерпретируя материалы съемки ГСЗ по профилю № 17, разные исследователи определили, что переходная зона от Черноморской мегавпадины к восточной части Горного Крыма имеет черты, характерные для активной [Гончар и др., 2007] и пассивной [Пийп, Ермаков, 2011] окраин.

Между континентальным блоком Крымского полуострова и субокеанической Восточно-

Черноморской котловиной по поверхности консолидированного фундамента выделяются две достаточно крупные структуры — прогиб Сорокина и вал Тетяева (рис. 1). Границы этих тектонических элементов в сечении профиля были определены согласно работе [Занкевич, Трохименко, 2007, рис. 3].

По данным сейсмических исследований, осадки майкопского возраста в прогибе смяты в складки. Изначально такая особенность строения данного горизонта объяснялась диапиризмом [Туголесов и др., 1985]. В дальнейшем возобладала концепция плитовой тектоники, которая связывала складкообразование с горизонтальными встречными движениями Черноморской и Крымской плит, причем в работе [Гончар и др., 2007] указывается, что надвигается южная плита, тогда как авторы [Герасимов та ін., 2006] считают, что северная. Существует мнение [Никишин и др., 2001], что складки майкопа образованы листрическими сбросами Южнобережной зоны Крыма. Как известно, такого

типа дислокации приурочены, в основном, к областям расширения земной коры. В последнее время все шире распространяется мнение о том, что прогиб Сорокина является рифтогенной структурой [Stovba et al., 2013].

Неоднозначность трактовки геодинамических процессов в пределах данного участка акватории закономерно приводит к различным представлениям о глубинном строении структур изучаемого района. В работе [Nikishin et al., 2014] прогиб Сорокина представлен как молассовый бассейн, наложенный на северный борт валов Тетяева и Шатского. При подобной интерпретации данные структуры должны иметь субконтинентальный тип коры. По мнению [Герасимов та in., 2006] прогиб Сорокина развивался в результате задугового спрединга. Таким образом, он должен иметь строение, характерное для рифтогенов. В то же время по данным интерпретации сейсмических данных [Гончар и др., 2007; Пийп, Ермаков, 2011] Крымский полуостров в сечении профиля непосредственно сочленяется с блоком субокеанической коры.

Ранее проведенное гравитационное моделирование вдоль профиля ГСЗ № 17 показало, что подобрать наблюдаемое поле силы тяжести возможно распределением плотности как в случае субокеанического обдукционного [Козленко, 2015],

так и субконтинентального рифтового [Козленко, Козленко, 2016] строения земной коры и верхней мантии. В настоящей статье приводится сравнение двух моделей континентальной окраины восточной части Горного Крыма в попытке выявить более обоснованное глубинное строение и, соответственно, генезис изучаемого участка акватории с помощью привлечения дополнительных данных.

Сравнительная характеристика моделей. Одна модель (рис. 2) строилась по скоростному разрезу, созданному на основе томографической интерпретации [Гончар и др., 2007], главной идеей которого является обдукция Черноморской плиты в северном направлении на Крым. Этот процесс проявляется наплывом высокоскоростной океанической коры на континентальную, что показано жирным серым пунктиром.

Другая модель (рис. 3) создавалась под концепцию, согласно которой прогиб Сорокина является шовной рифтогенной зоной альпийского этапа развития вдоль борта Крымско-Кавказского орогена [Есипович, 2012].

В обеих моделях одинаковыми задавались строение осадочного чехла по результатам съемок МОВ ОГТ [Туголесов и др., 1985], а также структура континентального блока Крымского полуострова до бровки шельфа.

Западная часть прогиба Сорокина в сечении профиля простирается от ПК 17 до ПК 68. В соответствии с обдукционной моделью под северным склоном и осевой частью этой структуры фундамент состоит из четырех слоев. Между метаморфическим и “гранитным” располагается тело блюдобразной формы с высоким значением плотности, характерным для гипербазитов, представляющее собой, согласно работе [Гончар и др., 2007], обдукционный клин. Значения ρ остальных этажей консолидированной коры остаются теми же, что и в пределах Крыма. “Гранитный” слой резко уходит вниз, утончаясь до выклинивания на ПК 49 — в осевой части прогиба. “Базальтовый” комплекс уменьшается в мощности менее интенсивно. Его подошва поднимается к югу с 42 км на ПК 38 и на ПК 57 достигает глубины 32,5 км, образуя с поверхностью вытянутый от Крыма в южном направлении тупой клин с углами наклона верхней и нижней границ около 15° .

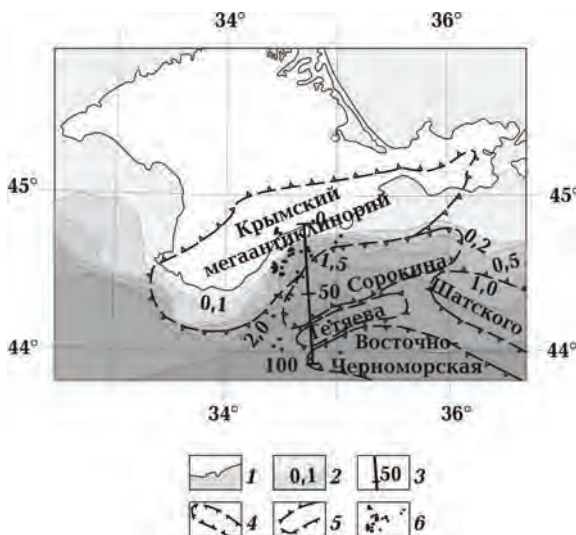


Рис. 1. Обзорная схема района исследований с положением модельного разреза: 1 — береговая линия; 2 — изобаты дна, км; 3 — положение разреза; 4 — отрицательные структуры; 5 — положительные структуры; 6 — эпицентры землетрясений по <http://www.iris.edu>.

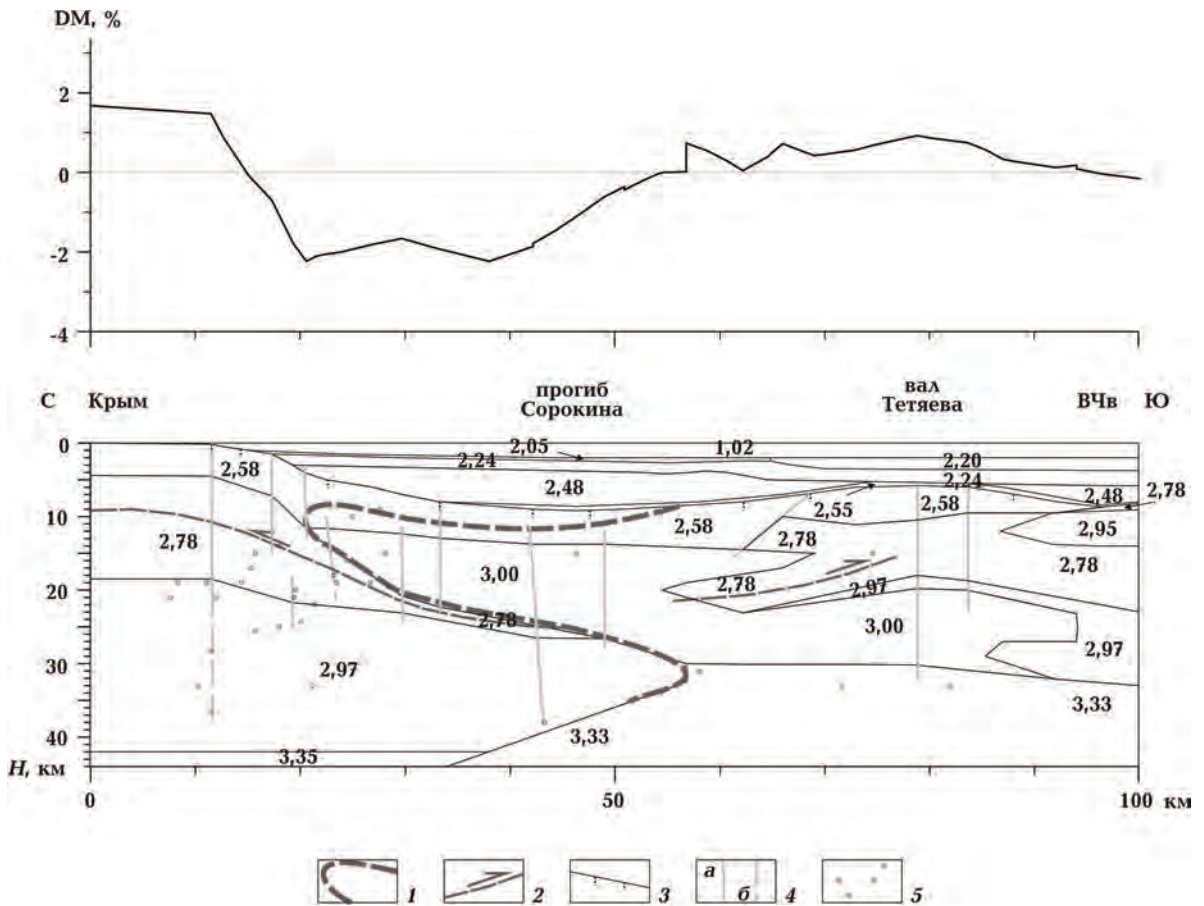


Рис. 2. Плотностная обдукционная/интрузионная модель (значения ρ , г/см³) с графиком степени изостатической уравновешенности (величина ΔM в %): 1 — контур обдукционного клина по [Гончар и др., 2007]; 2 — разломы с направлением смещений по [Гончар и др., 2007]; 3 — разломы по [Герасимов и др., 1978; Бызова, 1980; Борисенко и др., 1983; Чебаненко и др., 2003; Занкевич, Трохименко, 2007]; 4 — нарушения, выделенные по модели (а — уверенные, б — предполагаемые); 5 — гипоцентры землетрясений по <http://www.iris.edu>.

В рифтовой модели консолидированная часть земной коры остается трехслойной. Большую часть прогиба занимает рифтоген, который характеризуется уменьшением мощностей “гранитного” и “базальтового” слоев и увеличением значений плотности от подошвы осадочного чехла до кровли мантии. Область уплотнения в верхнем этаже консолидированной коры занимает только осевую зону прогиба, а в среднем имеет ярко выраженную куполообразную, практически симметричную, форму. Таким образом, эти два слоя редуцированы на всю мощность только под центральной областью данного блока, в отличие от “базальтового”, который преобразовался полностью по всей его ширине.

Кровля мантии в обеих моделях погружается с юга на север, но характер ее залегания значительно различается. В обдукционной модели

эта поверхность ровная, в рифтовой же разделяется на два участка — большая часть прогиба характеризуется слабонаклоненной подошвой коры и резким заглублением под углом более 45° в пределах нижней части северного склона прогиба¹. В осевой части прогиба мантия залегает на глубинах 38 (см. рис. 2) и 34 (см. рис. 3) км².

Часть разреза в пределах южного склона прогиба Сорокина (ПК 57—68) в обдукционной модели по своему строению существенно отличается от осевой зоны. Складчато-метаморфичес-

¹ Такой характер распределения глубин поверхности мантии в изучаемом районе согласуется с расчетами [Starostenko et al., 2004].

² Второе значение лучше согласуется с величиной данного параметра из работы [Starostenko et al., 2015].

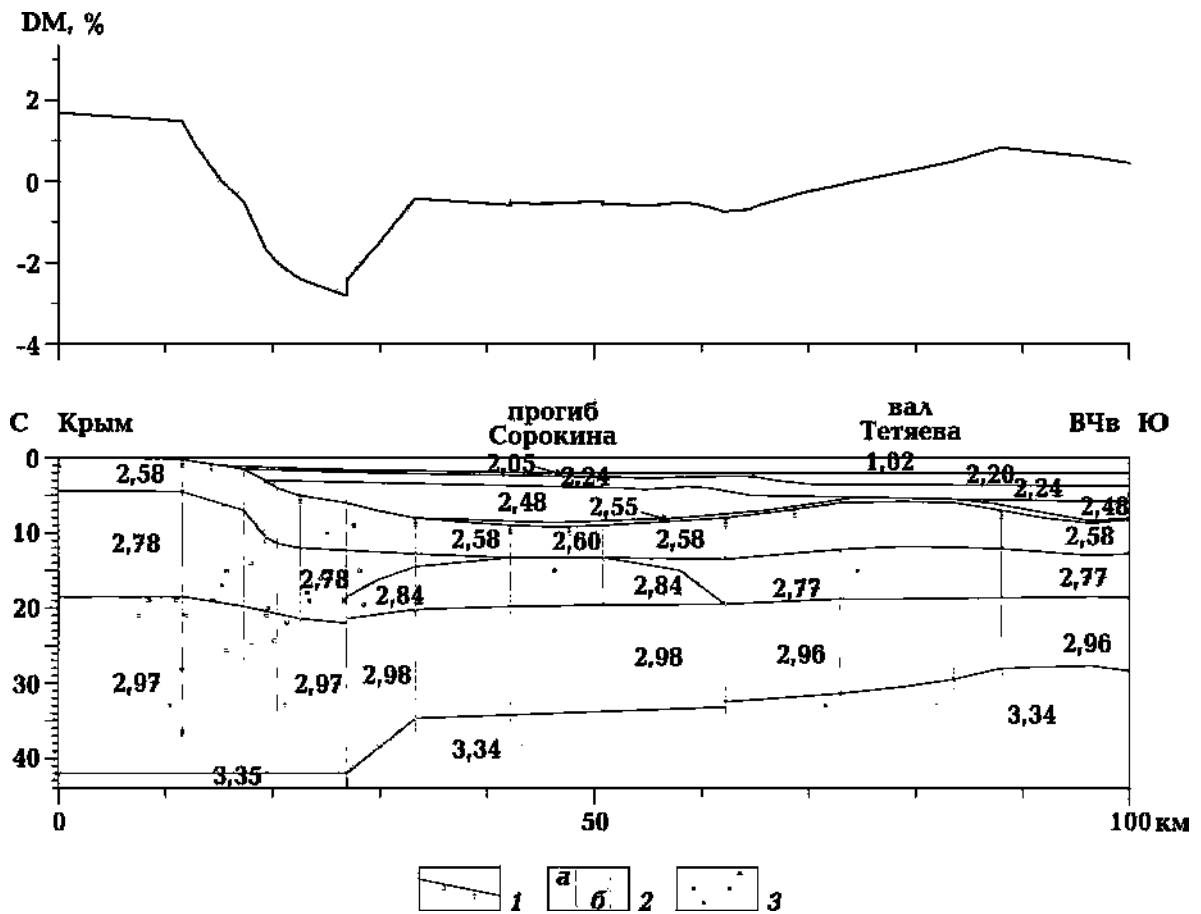


Рис. 3. Плотностная рифтовая модель (значения ρ , g/cm^3) с графиком степени изостатической уравновешенности (величина ΔM в %): 1 — разломы по [Герасимов и др., 1978; Бызова, 1980; Борисенко и др., 1983; Чебаненко и др., 2003; Занкевич, Трохименко, 2007]; 2 — нарушения, выделенные по модели (а — уверенные, б — предполагаемые); 3 — гипоцентры землетрясений по <http://www.iris.edu>.

кий комплекс, последовательно увеличиваясь в мощности от центра прогиба с 4,5 до 6,5 км, с середины рассматриваемого блока резко утоняется примерно до 3,0 км. Взаимное перекрытие “гранитного” и “гипербазитового” слоев создает чередование по вертикали повышенных и пониженных значений плотности. “Базальтовый” этаж практически отсутствует за исключением небольшого клина, расширяющегося в южном направлении. Низы коры представлены слоем с аномально высокой величиной ρ , увеличивающимся в мощности в обе стороны от центра данного блока. Судя по конфигурации и значению плотности, этот участок является перемычкой между залегающим непосредственно на мантии гипербазитовым телом под поднятием Тетяева и “обдукционным клином” под прогибом Сорокина, расположенным между мета-

морфическим и “гранитным” слоями. Поверхность мантии на этом отрезке профиля залегает горизонтально на глубине 30 км.

В рифтовой модели строение земной коры намного проще. Складчато-метаморфический комплекс незначительно увеличивается в мощности в южном направлении. Почти в центре данного участка находится южная граница рифтоида, залегающего в основании прогиба. От этой линии все поверхности консолидированного фундамента изменяют угол наклона, более круто поднимаясь на юг, а кровля мантии, кроме того, вертикально смещается вверх на 0,7 км. В целом подошва коры в пределах этого участка изменяет глубину залегания с 33,5 до 32 км.

Вал Тетяева по поверхности консолидированного фундамента выделяется в интервале профиля ПК 68—90 [Занкевич, Трохименко, 2007,

рис. 3]. Однако по глубинному строению, полученному в результате проведенного моделирования, южная граница этого блока, приуроченная к разломам в фундаменте, по которым происходит изменение структурного плана, проходит в другом месте, причем в обдукционной модели на ПК 84, а в рифтовой — на ПК 88.

В обдукционной модели консолидированная кора данной структуры имеет четыре этажа. Верхние три имеют плотности, аналогичные слоям фундамента континентального блока. Под ними залегает тело, обладающее значением ρ таким же, как и в “обдукционном клине”. Складчато-метаморфический комплекс, средняя толщина которого в пределах вала составляет 3,5 км, утоняется в южном направлении. Кровля и подошва “гранитного” слоя изогнуты антиморфно, из-за чего его мощность под центром вала на 2 км меньше, чем на краях. “Базальтовый” слой толщиной около 2 км облекает сверху гипербазитовое тело в основании фундамента, выклиниваясь севернее поднятия Тетяева. Поверхность мантии в северной части вала залегает горизонтально на той же глубине, что и в пределах южного склона прогиба Сорокина (30 км), а в южной незначительно (на 1 км) углубляется с севера на юг.

В рифтовой модели отмечается куполовидное залегание обеих поверхностей складчато-метаморфического основания. Кровля “базальтового” слоя поднимается с севера на юг меньше чем на один километр, тогда как его подошва имеет более значительный угол наклона, градиент которого последовательно возрастает по воздыманию этой границы. Таким образом, в отличие от обдукционной модели глубина залегания кровли мантии с севера на юг уменьшается (с 32 до 28 км). Следует отметить, что в обеих моделях средняя мощность коры составляет порядка 30 км.

В пределах северного склона центриклинали Восточно-Черноморской впадины (до ПК 96) в обдукционной модели складчато-метаморфический комплекс уменьшается в мощности, выклиниваясь в осевой части впадины. На этом интервале профиля в верхах фундамента на глубинах 9—14 км в “гранитном” слое выделяется линзовидное тело с величиной ρ , характерной для основных пород. В кристаллической коре, также как и в пределах южного склона про-

гиба Сорокина, наблюдается чередование слоев с повышенными и пониженными значениями плотности, однако “гипербазитовый” слой переслаивается не с “гранитным”, а с “базальтовым”. Поверхность мантии погружается с тем же градиентом, что и под южной частью вала Тетяева. Средняя мощность коры в данном блоке составляет 32 км.

В отличие от обдукционной модели, рифтовая отличается простым строением консолидированной коры. Складчато-метаморфический комплекс погружается к югу, незначительно утоняясь (с 5,0 до 4,5 км). Кровля и подошва “базальтового” слоя субгоризонтальны и залегают на глубинах 18,5 и 28 км, тогда как в обдукционной модели обе эти поверхности наклонены в южном направлении с 19 до 22 км и с 31 до 32,5 км соответственно. Таким образом, средняя мощность коры в рифтовой модели на 4 км меньше, чем в обдукционной.

Сравнительная характеристика моделей показала, что обе подобранные модели отличаются совершенно различным строением литосферы. Общим для них является отсутствие четко выраженных “корней” под валом Тетяева, что нехарактерно для положительных геоструктурных форм, а также средняя толщина его коры — порядка 31 км. Поскольку в обеих моделях величина мощности консолидированного фундамента превышает 20 км, однозначно можно определить, что кора южной окраины восточной части Горного Крыма имеет субконтинентальный тип. Но в рифтовой модели фундамент осложнен только простым по строению блоком редуцированной коры в основании западной части прогиба Сорокина, тогда как в обдукционной наблюдаются сложные сочетания уплотненных тел с нормальной корой.

Повышение глубины залегания и достаточная гладкая гипсометрия кровли мантии указывает на то, что в обоих вариантах окраина Восточного Крыма в сечении профиля ГСЗ № 17 произошла в результате “спокойной” переработки нижней части континентальной коры глубинными процессами — утонение обусловлено постепенным проплавлением и превращением в верхнюю мантию. В основании западной части прогиба Сорокина однозначно залегает тело, имеющее магматическую природу, что подтверждается также данными магнитометрии [Гео-

физические ..., 1996]. Различие в ходе тектонических процессов проявляется в фундаменте. В колизийной модели активность затронула всю рассматриваемую область, что привело к появлению в коре на разной глубине нескольких отдельных уплотненных тел под прогибом Сорокина и валом Тетяева, а также в пределах центриклинали Восточно-Черноморской впадины. В рифтовой модели магматическая переработка ограничилась только прогибом Сорокина, где она вызвала редуцирование фундамента на всю мощность.

Анализ обдукционной модели. Анализ плотностной структуры построенной на основании томографических расчетов [Гончар и др., 2007] гравитационной модели позволяет усомниться в декларируемой авторами указанной работы обдукционной природе континентальной окраины Восточного Крыма.

Так, необходимо отметить следующее. Плоскость надвига океанической коры в плотностной модели полностью соответствует результатам томографической интерпретации, однако остальные элементы из работы [Гончар и др., 2007] не находят отражения в строении земной коры (см. рис. 2). Линии по обе стороны от осевой части прогиба Сорокина, которые в указанной работе определяются как разломы (серые пунктиры со стрелками в интервалах ПК 0—30 и 56—77), проходят почти по центру “гранитного” слоя. Другими словами, пониженные значения скорости, по которым выделялись нарушения, фактически отображают центральные части нередуцированных участков земной коры.

Вектор движения по второму нарушению почему-то ориентирован в противоположную от направления обдукции сторону. В таком случае получается, что от ПК 40 блоки земной коры движутся в разные стороны. Из этого следует, что под прогибом Сорокина должен существовать центр спрединга, который ни в скоростной, ни в плотностной моделях не отображается.

В гравитационной модели полученные согласно результатам томографической интерпретации величины плотности и мощности обдукционного тела значительно превышают соответствующие параметры коры океанического типа [Русаков, 1985]. Строение земной коры на модели показывает, что обдукционный клин не налегает на континентальную кору Крыма, а

находится внутри нее — между “гранитным” и метаморфическим слоями, при этом первый из них необъяснимо значительно уменьшен в мощности, а второй не приподнят. Таким образом, гравитационная модель, построенная на основании скоростной, не соответствует глубинным разрезам обдукционных орогенов [Тектоническая ..., 1990].

Кроме того, южнее высокоплотностного тела расположен вал Тетяева, имеющий субконтинентальный тип литосферы. Следовательно, океаническая кора между валом и полуостровом могла образоваться в результате развития рифта, ось которого в настоящее время должна находиться в центральной зоне прогиба Сорокина. Однако форма уплотненного тела, похожего на лополит, указывает на то, что оно, скорее всего, является пластовой интрузией, поскольку при формировании в рифтовом грабене имело бы вертикальные контакты с сопредельными блоками.

Таким образом, проведенный анализ гравитационной модели показывает, что трактовка [Гончар и др., 2007] переходной зоны от Восточного Крыма к Черному морю как обдукционной структуры недостаточно обоснована — повышенное значение скорости и соответственно плотности на глубинах 10—20 км под прогибом Сорокина вполне может быть обусловлено редуцированием фундамента в процессе внедрения магматического вещества по типу пластовой интрузии. В основании вала Тетяева залегает гипербазитовое тело, имеющее форму лакколита. Кроме того, под центриклиналью Восточно-Черноморской впадины в верхах “гранитного” слоя как в томографической, так и в плотностной моделях отмечается типичный силл с величиной ρ , характерной для основных пород. Из этого следует, что в районе исследований широко развита базификация коры, вызванная разнонаправленными внедрениями магматического вещества на различную глубину. Поэтому данная модель по сути является не обдукционной, а интрузионной, поэтому далее она так и будет называться.

Оценка достоверности моделей по тектоническим критериям. Строение земной коры изучаемого района в обеих моделях в целом достаточно логично с геолого-динамической точки зрения. Поэтому с целью попытки выбрать

более достоверный вариант были привлечены дополнительные данные.

Одним из таких факторов может быть сравнение нарушений, выделяемых в представленных моделях с данными других авторов [Герасимов и др., 1978; Бызова, 1980; Борисенко и др., 1983; Чебаненко и др., 2003; Занкевич, Трохименко, 2007], которые в сечении профиля ниже подошвы осадочного чехла фиксируют 9 разломов. По результатам моделирования в консолидированном фундаменте были определены дислокации, часть из которых прослеживается и по поверхности мантии.

В интрузионной модели (см. рис. 2) намечается 12 тектонических нарушений. Самый северный из них приурочен к бровке шельфа. Большинство дизъюнктивов расположено в пределах северного склона и осевой зоны прогиба Сорокина. Четыре имеют вертикальное заложение и столь же круто падают в южном направлении. В пределах верхней части северного борта прогиба отмечаются достаточно короткие разломы, два из которых локализуются в складчато-метаморфическом комплексе, а один выделяется по поверхности “базальтов”. Они находятся за пределами “обдукционного клина”, для которого характерны более протяженные нарушения, больше половины которых прослеживаются от кровли “базальтового” слоя. Все дислокации этой зоны не выделяются ниже 28 км.

На южном склоне прогиба Сорокина отмечается достаточно пологий разлом северного падения, по которому происходит резкое сокращение мощности складчато-метаморфического комплекса. На нижнюю часть нарушения с юга выклинивается “гранитный” слой. Единственный в данной модели транскоровый дизъюнктив тяготеет к центру вала Тетяева. К южному краю сводовой части данной структуры приурочено еще одно вертикальное нарушение, но меньшей протяженности.

В рифтовой модели (см. рис. 3) выделяется 13 нарушений, причем все они вертикальны. Восемь разломов в обеих моделях расположены на одинаковых ПК, поскольку приурочены к общими точкам перегибов поверхности фундамента, хотя все, кроме одного, не совпадают по протяженности, локализации по глубине и углу наклона. Единственным полностью совпадающим по всем параметрам является дислокация,

связанная с бровкой шельфа, поскольку севернее нее оба разреза идентичны.

В верхней части северного склона прогиба Сорокина на протяжении 5 км отмечается четыре разлома, крайние из которых протягиваются от “базальтов” до поверхности фундамента, а средние не прослеживаются ниже кровли “гранитного” слоя. Два транскоровых дизъюнктива ограничивают рифтоген, внутри которого выделяется еще три нарушения — транскоровый на ПК 33, в месте резкого перегиба поверхности мантии, и два в верхах фундамента, окаймляющие осевую зону прогиба. Края сводовой части вала Тетяева оформляются дислокациями, северная из которых пересекает всю консолидированную кору, а южная намечается только по кровле мантии. Стык вала Тетяева и центриклинали Восточно-Черноморской впадины в глубинном строении проявляется в виде транскорового разлома.

Местоположение выделенных нарушений было сопоставлено с разломами по литературным источникам. С ранее определенными девятью дислокациями в интрузионной модели совмещаются пять, в рифтовой — шесть. Из них одна является общей — на бровке шельфа — и в дальнейшем сравнении не используется. Близкое в двух моделях количество совпадений с предыдущими исследованиями не позволяет применить местоположение разломов в качестве критерия для выбора генезиса изучаемого района. В то же время следует отметить, что в структурном плане оказывается предпочтительнее рифтовая модель — в ней из совпавших нарушений четыре из пяти оказались границами блоков консолидированного фундамента, тогда как в интрузионной — только одно из четырех.

Оценка достоверности моделей по сейсмическим факторам. Для проверки предпочтительности той или иной модели литосферы изучаемого региона также можно использовать данные о сейсмогенной обстановке. С этой целью на полученные разрезы были нанесены гипоцентры землетрясений, зафиксированные Объединением исследовательских сейсмологических институтов (<http://www.iris.edu>) с 1961 по 2014 г. по обе стороны от профиля в зонах шириной порядка 25 км. Их положение в плане указано на рис. 1. Основная масса событий отме-

чается в интервале профиля ПК 10—30 на глубинах 13—28 км.

В случае обдукционного развития южной окраины Восточного Крыма определяющими должны быть горизонтальные напряжения, вызванные столкновением двух плит. Тогда основная тектоническая разгрузка будет происходить по зеркалам скольжения надвигающегося клина коры и погружающейся мантии. В модели на рис. 2 активность по этим плоскостям незначительна (три события можно соотнести с линией обдукции и два — субдукции). Учитывая, что всего в зоне взаимодействия двух мегаблоков зафиксировано 13 землетрясений, можно утверждать, что процесс коллизии вдоль южного края Восточного Крыма по крайней мере в настоящее время не может быть определяющим в развитии данного региона.

К выделенным на модели нарушениям привязано всего 6 землетрясений из 25, что указывает на весьма слабую активность вертикальных подвижек в данном районе. Больше половины всех отмеченных сейсмических событий не приурочены ни к границам блоков, ни к выделенным разломам.

В рифтовой модели (см. рис. 3) нарушениям сопутствует восемь землетрясений, но подавляющее большинство из них находится вне редуцированного блока. Таким образом, процессы пострифтового преобразования (кристаллизация в коре мантийных дериватов и сопутствующее ей проседание фундамента) к настоящему времени практически закончились.

Анализ распределения землетрясений относительно структур в обеих моделях не дает однозначного выбора в пользу той или иной концепции происхождения зоны перехода Крым — Черное море. Возможно, это связано с тем, что профиль ГСЗ № 17, в непосредственной близости от которого зафиксировано всего 4 землетрясения (см. рис. 1), проходит в относительно сейсмостойкой для южного побережья области, основная масса событий отмечается западнее, у восточного края Форосского выступа [Геофизические ..., 1996].

Проверка моделей на изостатическую уравниваемость. Для определения предпочтительности варианта строения и развития изучаемого региона кроме тектонических факторов использовалась также проверка моделей на

изостатическую уравниваемость (I), так как этот параметр фактически является показателем правильности распределения масс в земной коре. Понятно, что значительное отклонение полученной в модели величины I указывает на неправильное задание в разрезе значений плотности по глубине — ведь чем глубже залегает тело, тем меньший гравитационный эффект оно дает, при этом литостатическое давление на определенной глубине остается неизменным.

Для обоих вариантов была рассчитана общая массы разреза M_p до глубины 44 км в каждой точке профиля. Затем вычислялось отклонение ΔM в процентах полученной величины от нормального значения M_n для опорной плотностной колонки кратона до той же глубины: $\Delta M = \frac{M_n - M_p}{M_n} \cdot 100\%$. Результаты приведены на рис. 2 и 3 над соответствующими моделями.

Как видно из рисунков, в обоих случаях подобранные под наблюдаемое поле силы тяжести плотностные разрезы достаточно хорошо скомпенсированы по массе — отклонение от стандартного значения составляет от +1,7 до -2,2% для интрузионной и от +1,7 до -2,8% для рифтовой моделей, таким образом диапазон значений ΔM почти совпадает. Следует отметить, что на обеих кривых наблюдаются скачки в тех точках, где существует вертикальный контакт (как правило, разлом) тел с различной плотностью. Распределение данного параметра по латерали показывает, что кривые до бровки шельфа одинаковы, до ПК 21 расходятся не более, чем на 0,1%, а далее к югу существенно различаются.

Максимальное значение ΔM отмечается на северном краю профиля, который совпадает с береговой линией. В пределах шельфа этот параметр незначительно понижается, а к бровке приурочена точка резкой смены градиента. Переход через ноль происходит на ПК 15, примерно в точке выклинивания современных осадков. Обе кривые почти синхронно понижаются до ПК 21. В этом месте на обоих разрезах выделяются разломы, а в интрузионной модели здесь фиксируется северное окончание гипербазитового тела.

Исходя из структуры разреза на рис. 2, отрицательные значения ΔM в интервале профи-

ля ПК 21—55 закономерны, поскольку более тяжелое тело утапливает подстилающее его более легкое. Отсюда возникает прогибание земной коры, что приводит к замещению фундамента осадками, а осадков — водой. Вследствие этого появляется недостаток общей массы (недокомпенсация изостазии). Однако непонятен подскок на 0,3 % (ПК 30), что весьма существенно, учитывая общий диапазон величин ΔM . В этом месте на модели не наблюдается перестройка структурного плана, что могло бы обеспечить такое изменение конфигурации кривой. Южнее ПК 38 значения ΔM возрастают соответственно увеличению мощности гипербазитового тела и подъему поверхности мантии, что приводит к наращиванию общей массы разреза.

Единственный полностью скомпенсированный по массе участок профиля отмечается между ПК 55, где фиксируется максимальная толщина данной интрузии, и ПК 57, на котором выклинивается кора Крымского орогена. Кардинальное изменение структуры литосферы и связанное с этим вертикальное изменение глубины залегания кровли мантии с 32 до 30 км проявляется на графике ΔM скачком на 0,7 %.

Участок профиля под южным склоном прогиба Сорокина, где в фундаменте отмечается переслаивание материнских пород и интрузий (ПК 57—69), характеризуется пилообразной конфигурацией кривой ΔM . Локальные минимум (ПК 62) и максимум (ПК 66) на ней явно привязаны к точкам разлома, на который с юга выклинивается верхняя часть “гранитного” слоя. Пониженное значение ΔM на ПК 69 фиксируется на южном краю гипербазитовой интрузии под прогибом Сорокина.

Вал Тетяева на графике ΔM представлен асимметричной сводообразной кривой, вершина которой приурочена к разлому в центре данной структуры. Северная часть слегка вогнута, а южная — отчетливо выпуклая. Судя по конфигурации графика ΔM , южный край вала должен находиться на ПК 87, где расположена точка смены градиента. Однако согласно глубинному строению эта граница расположена на 3 км севернее, а указанный перегиб кривой обусловлен выклиниванием основной пластовой интрузии в фундаменте центриклинали Восточно-Черноморской впадины.

Центриклиналь Восточно-Черноморской впа-

дины характеризуется монотонным снижением значений ΔM , которое нарушается небольшим скачком в месте южного ограничения гипербазитового тела в основании вала Тетяева. Переход кривой через ноль не связан с каким-либо структурным элементом литосферы.

На графике ΔM для рифтовой модели (см. рис. 3) от бровки шельфа кривая неравномерно снижается до северного края рифтогена. Точки перегиба на ней соответствуют разломам в консолидированной коре. Скачок значения на ПК 27 связан с границей редуцированного блока. В зоне резкого повышения глубины залегания поверхности мантии происходит закономерный подъем значений ΔM . Центральная часть рифта характеризуется достаточно выровненным субгоризонтальным участком изостатической кривой на уровне $-0,5\%$. Осевая зона прогиба Сорокина, где фундамент подвергся преобразованиям на всю мощность, отмечена небольшими положительными скачками значений ΔM . Южная граница рифтогена проявляется на кривой локальным минимумом.

Далее к югу график непрерывно повышается до ПК 88. На ПК 64,5 происходит резкое изменение градиента, связанное не с глубинной структурой, а со строением осадочного чехла. В этом месте отмечается максимальная толщина средне-верхнеогенового горизонта, южнее этой точки четвертичные отложения увеличиваются в мощности, а майкопские, наоборот, уменьшаются. Переход через ноль наблюдается там, где выклиниваются осадки майкопской свиты.

В отличие от интрузионной модели, в рифтовой осевой зоне вала Тетяева на изостатической кривой не находит отражения, тогда как его южная граница четко фиксируется максимальным значением ΔM ($+0,8\%$) в морской части профиля. В пределах центриклинали Восточно-Черноморской впадины значения ΔM уменьшаются примерно с тем же градиентом, что и на рис. 2, однако остаются положительными.

Исходя из анализа изостатической уравновешенности по профилю, достаточно хорошая сбалансированность по массе обеих моделей позволяет считать их вполне корректными. Однако график ΔM для рифтовой модели в целом более гладкий, т. е. распределение масс вдоль профиля лучше скомпенсировано. Кроме того,

эта кривая точнее отражает блоковое строение литосферы, чем в интрузионной модели. Таким образом, по этому критерию более предпочтительной оказывается модель рифтового происхождения континентальной окраины Восточного Крыма.

Выводы. Анализ плотностной модели, построенной на основании томографических расчетов, показал, что выдвинутая их авторами [Гончар и др., 2007] гипотеза об обдукционной природе сочленения восточной части Горного Крыма и Черного моря является необоснованной. Полученное глубинное строение земной коры гораздо логичнее объясняется базификацией фундамента вследствие внедрения в него мантийных интрузий пластового типа различного состава.

Альтернативное плотностное моделирование вдоль профиля ГСЗ № 17 показало, что при всем различии в строении литосферы в моделях прослеживается ряд общих черт. Так, часть аква-

тории от восточной части Горного Крыма до Восточно-Черноморской впадины подстилается корой субконтинентального типа. В основании западной части прогиба Сорокина находится уплотненное магматогенное тело, хотя его мощность и генезис в моделях различаются. Общим для разрезов также является отсутствие четко выраженных “корней” под валом Тетяева, что нехарактерно для положительных геоструктурных форм, а также средняя толщина коры данной структуры — порядка 31 км.

Одинаковая точность подбора поля силы тяжести в обоих случаях, а также соотношение глубинного строения с распределением землетрясений не позволяют однозначно определить, какая из моделей более правильная. В то же время, анализ разломной тектоники, степени изостатической уравниваемости и глубины залегания поверхности мантии позволяют отдать некоторое предпочтение рифтовому происхождению континентальной окраины Восточного Крыма.

Список литературы

- Борисенко Л. С., Брагин Ю. Н., Васильев И. Н., Вахрушев Б. А., Герасимов М. Е., Гинтов О. Б., Глевасская А. М., Добровольская Т. И., Китин М. А., Лысенко Н. И., Новик Н. Н., Пивоваров С. И., Плахотный Л. Г., Пустовитенко Б. Г., Сафронов О. Н., Смирнов С. Б., Юдин В. В. Дискуссия по концептуальным вопросам геодинамики Крымско-Черноморского региона. В сб.: *Геодинамика Крымско-Черноморского региона*. Симферополь: ЭкоСи-Гидрофизика, 1997. С. 135—148.
- Борисенко Л. С., Тихоненков Э. П., Новик Н. Н., Чебаненко И. И. О структурной приуроченности эпицентров основных групп Крымских землетрясений. *Геол. журн.* 1983. № 6. С. 64—69.
- Бызова С. Л. Некоторые вопросы тектоники Горного Крыма. *Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология.* 1980. № 6. С. 15—25.
- Геофизические параметры литосферы южного сектора альпийского орогена. Ред. Б. С. Вольвовский, В. И. Старостенко. Киев: Наук. думка, 1996. 216 с.
- Герасимов М. Е., Бондарчук Г. К., Скорик А. М., Кольцов С. В., Федорук В. Ф., Якович П. I. Тектонічна карта півдня України з позицій актуалістичної геодинаміки. В кн.: *Геодинаміка, сейсмічність і нафтогазоносність Черноморського*
- Каспійського регіону*. Симферополь: Доля, 2006. С. 11—40.
- Герасимов М. Е., Кармазин П. С., Кривченков Б. С., Самсонов А. И. Геологическое строение Крымской сейсмогенной зоны. В кн.: *Сейсмотектоника южных районов СССР*. Москва: Наука, 1978. С. 27—35.
- Гончар В. В., Трезубенко В. И., Токовенко В. С. Режимы деформирования и взаимодействия плит Черноморско-Крымской области конвергенции. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* 2007. № 2. С. 5—18.
- Занкевич Б. А., Трохименко Г. Л. О геодинамике прогиба Сорокина — шовной зоны на стыке Восточно-Черноморской и Скифской плит. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* 2007. № 1. С. 25—31.
- Есипович С. М. Зоны напряженного тектоно-геодинамического режима и перспективы нефтегазоносности Черного моря. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* 2012. № 3. С. 20—35.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В. Гравитационное моделирование литосферы центральной части Крымско-Черноморского региона. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* 2016. № 3. С. 5—17.

- Козленко Ю. В. Глибинна будова північно-східної частини Чорного моря за результатами сейсмогравітаційного моделювання. *Доп. НАН України*. 2015. № 6. 101—106.
- Никишин А. М., Коротаев М. В., Болотов С. Н., Ершов А. В. Тектоническая история Черноморского бассейна. *Бюлл. Моск. общества испытателей природы. Отд. геологии*. 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 3—18.
- Пийт В. Б., Ермаков А. П. Океаническая кора Черноморской впадины по сейсмическим данным. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2011. № 5. С. 61—68.
- Пустовитенко Б. Г., Тростников В. Н. К вопросу о связи сейсмических процессов в Крыму с тектоникой. *Геофизический сборник*. Вып. 77. 1977. С. 13—23.
- Русаков О. М. Плотность слоев консолидированной коры океанического типа. *Геофиз. журн*. 1985. Т. 7. № 4. С. 71—80.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. Ред. Т. А. Никитина. Москва: Наука, 1990. 291 с.
- Туголесов Д. А., Гориков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985. 215 с.
- Чебаненко И. И., Гожик П. Ф., Евдошук Н. И., Ключко В. П. Схема глубинных разломов на участках Крымского и Кавказского побережий Черного моря. *Геол. журн*. 2003. № 1. С. 54—58.
- Nikishin A. M., Okay A., Tüysüz O., Demirel A., Wannier M., Amelin N., Petrov E., 2014. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Mar. Petrol. Geol.* 59, 656—670. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C., 2004. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics* 381, 211—233.
- Starostenko V. I., Rusakov O. M., Pashkevich I. K., Kutas R. I., Makarenko I. B., Legostaeva O. V., Lebed T. V., Savchenko A. S., 2015. Heterogeneous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Геофиз. журн*. 37(2), 3—28.
- Stovba S. M., Khriachtchevskaia O. I., Popadyuk I. V., 2013. Crimea and Ukrainian eastern Black Sea basin as an inverted Early Cretaceous rift system. Darius Programme, Eastern Black Sea—Caucasus Workshop, 24—25 June 2013, Tbilisi, Georgia. Tbilisi: TSU Press, P. 65—67.

Comparative characteristic of alternative density models along the DSS profile N 17

© M. V. Kozlenko, Yu. V. Kozlenko, 2017

Analysis of density model plotted on the base of tomographic calculations has shown that the hypothesis of the obduction nature of jointing of the Crimea and the Black Sea is groundless. Earth's crust deep structure obtained can be much more logically explained by basification of the basement as a result of being intruded by mantle irruptions of sheeted type with different compositions. Comparison of alternative density models along DSS profile N17 has shown that despite all the differences in the sections some part of the aquatic area from the East Crimea to East Black Sea depression is under-laid by the crust of sub-continental type, at the base of the Sorokin flexure there is compacted magmatogenic body, under the Tetyayev terrace the pronounced "roots" are absent that is not specific to positive geo-structural forms. The identical accuracy of selection of gravity force in both cases as well as correlation of deep structure with distribution of earthquakes does not allow finding out unambiguously which of the models is more correct. Analysis of fault tectonics and isostatic balance makes possible to give some more acceptability to rift origin of continental margin of the East Crimea.

Key words: structure of lithosphere, jointing of the Crimea and the Black Sea, the Sorokin flexure, the Tetyayev terrace, fault tectonics, seismicity, isostatic balance.

References

- Borisenko L. S., Bragin Yu. N., Vasilyev I. N., Vakh-rushev B. A., Gerasimov M. Ye., Gintov O. B., Gle-vasskaya A. M., Dobrovolskaya T. I., Kitin M. A., Ly-senko N. I., Novik N. N., Pivovarov S. I., Pla-khotnyy L. G., Pustovitenko B. G., Safronov O. N., Smirnov S. B., Yudin V. V., 1997. Discussion on the conceptual issues of geodynamics of the Crimean-Black Sea region. In: *Geodynamics of the Crimean-Black Sea region*. Simferopol: Ekosi-Gid-rofizika, P. 135—148 (in Russian).
- Borisenko L. S., Tikhonenkov E. P., Novik N. N., Chebanenko I. I., 1983. About the structural confinement of the epicenters of the main groups of the Crimean earthquakes. *Geologicheskij zhurnal* (6), 64—69.
- Byzova S. L., 1980. Some issues of tectonics of the Mountainous Crimea. *Vestnik Moskovskogo uni-versiteta. Ser. 4. Geologiya* (6), 15—25 (in Rus-sian).
- Geophysical parameters of the lithosphere of the southern sector of the Alpine orogen, 1996. Ed. B. S. Vol-vovskiy, V. I. Starostenko. Kiev: Naukova Dum-ka, 216 p. (in Russian).
- Gerasimov M. Ye., Bondarchuk G. K., Skorik A. M., Kol'tsov S. V., Fedoruk V. F., Yakovich P. I., 2006. Tectonic map of the south of Ukraine from the positions of actualistic geodynamics. In: *Geody-namics, seismicity and oil and gas potential of the Black Sea-Caspian region*. Simferopol: Dolya, P. 11—40 (in Ukrainian).
- Gerasimov M. Ye., Karmazin P. S., Krivchenkov B. S., Samsonov A. I., 1978. Geological structure of the Crimean seismogenic zone. In: *Seismotectonics of the southern regions of the USSR*. Moscow: Nau-ka, P. 27—35 (in Russian).
- Gonchar V. V., Tregubenko V. I., Tokovenko V. S., 2007. Modes of deformation and interaction of plates of the Black Sea-Crimean region of convergence. *Geo-logiya i poleznyye iskopayemye Mirovogo okeana* (2), 5—18 (in Russian).
- Zankevich B. A., Trokhimenko G. L., 2007. On the geodynamics of the Sorokin trough — the suture zone at the junction of the East Black Sea and Scythian plates. *Geologiya i poleznyye iskopaye-myye Mirovogo okeana* (1), 25—31 (in Russian).
- Yesipovich S. M., 2012. The zones of intense tecto-no-geodynamic regime and prospects of oil and gas potential of the Black Sea. *Geologiya i polez-nyye iskopayemye Mirovogo okeana* (3), 20—35 (in Russian).
- Kozlenko M. V., Kozlenko Yu. V., 2016. Gravitation-al modeling of the lithosphere of the central part of the Crimean-Black Sea region. *Geologiya i po-leznyye iskopayemye Mirovogo okeana* (3), 5—17 (in Russian).
- Kozlenko Yu. V., 2015. Deep structure of the north-eastern part of the Black Sea according to the re-sults of seismic-gravity modeling. *Dopovidi NAN Ukrainy* (6), 101—106 (in Ukrainian).
- Nikishin A. M., Korotayev M. V., Bolotov S. N., Yer-shov A. V., 2001. Tectonic history of the Black Sea basin. *Byulleten Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otd. geologii* 76(is. 3), 3—18 (in Russian).
- Piyp V. B., Yermakov A. P., 2011. The oceanic crust of the Black Sea basin according to seismic data. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 4. Geolo-giya* (5), 61—68 (in Russian).
- Pustovitenko B. G., Trostnikov V. N., 1977. On the relationship between seismic processes in the Cri-mea and tectonics. *Geofizicheskij sbornik* (is. 77), 13—23 (in Russian).
- Rusakov O. M., 1985. The density of the layers of the consolidated crust of the oceanic type. *Geofi-zicheskij zhurnal* 7(4), 71—80 (in Russian).
- Tectonic stratification of the lithosphere and regional geological investigations, 1990. Ed. T. A. Nikiti-na. Moscow: Nauka, 291 p. (in Russian).
- Tugolesov D. A., Gorshkov A. S., Meysner L. B., So-lovyyev V. V., Khakhalev Ye. M., 1985. Tectonics of the Mesozoic-Cenozoic deposits of the Black Sea basin. Moscow: Nedra, 215 p. (in Russian).
- Chebanenko I. I., Gozhik P. F., Yevdoshchuk N. I., Klochko V. P., 2003. Scheme of deep faults in the Crimean and Caucasian coasts of the Black Sea. *Geologicheskij zhurnal* (1), 54—58 (in Russian).
- Nikishin A. M., Okay A., Tüysüz O., Demirer A., Wan-nier M., Amelin N., Petrov E., 2014. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Mar. Petrol. Geol.* 59, 656—670. doi: 10.1016/j.marpet-geo.2014.08.018.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusa-kov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pche-larov V., Sava C., 2004. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin. *Tectonophysics* 381, 211—233.
- Starostenko V. I., Rusakov O. M., Pashkevich I. K., Kutas R. I., Makarenko I. B., Legostaeva O. V., Lebed T. V., Savchenko A. S., 2015. Heterogene-ous structure of the lithosphere in the Black Sea from a multidisciplinary analysis of geophysical fields. *Geofizicheskij zhurnal* 37(2), 3—28.
- Stovba S. M., Khriachtchevskaia O. I., Popadyuk I. V., 2013. Crimea and Ukrainian eastern Black Sea ba-sin as an inverted Early Cretaceous rift system. Darius Programme, Eastern Black Sea—Caucasus Workshop, 24—25 June 2013, Tbilisi, Georgia. Tbilisi: TSU Press, P. 65—67.

Аномалии магнитного поля и особенности геодинамического развития структур континентальных окраин Антарктического полуострова

© В. Д. Соловьев, И. Н. Корчагин, 2017

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 5 апреля 2017 г.

Нові геофізичні моделі земної кори використано для вивчення можливої природи регіональної магнітної аномалії Тихоокеанського узбережжя (РМА) поблизу Антарктичного півострова (АП). Наведено дані, які дають змогу аналізувати просторовий розподіл РМА і її глибинних джерел на континентальній окраїні Антарктичного півострова. Західні і східні гілки РМА можуть відповідати різним блокам земної кори, пов'язаним переважно з крейдяними магматичними інтрузіями основних порід. Ці гілки РМА утворилися в ранній крейді в структурах, розділених зоною розломів. Просторова неоднорідність різних сегментів РМА також може бути пов'язана з різною глибиною, потужністю і магнітною сприйнятливістю окремих тіл, які формують джерела регіональних аномалій. Активні тектонічні процеси в мезозої—кайнозої привели до комплексної еволюції структур регіону та виникнення великих глибинних магнітних джерел РМА уздовж краю АП, які формувалися під час фаз магматичної активності. Формування окремих сегментів РМА може бути пов'язане з процесами тектонічних змін поблизу межі плит (Антарктичної та Скоша), а також у районах формування палеорифтів. Геофізичні результати для різних РМА-сегментів (від Землі Палмера до улоговини Пауелла) доповнюють уявлення про джерела і походження великої позитивної магнітної аномалії Тихоокеанського узбережжя, що спричинює необхідність пошуку нових можливих механізмів формування структур материкової окраїни Антарктичного півострова.

Ключові слова: Антарктичний півострів, земна кора, Тихоокеанська аномалія узбережжя, джерела магнітних аномалій, геодинаміка.

Введение. Во время проведения сезонных работ в украинских антарктических экспедициях (1997—2012) был выполнен значительный объем геолого-геофизических исследований и получены данные о распределении глубинных неоднородностей в структурах региона, что позволило построить комплексные геофизические модели и дополнить имеющиеся представления об этапах формирования и эволюции тектонических структур Западной Антарктики вблизи Антарктического полуострова [Бахмутов, 2006; Levashov et al., 2008; Козленко, Козленко, 2011; Удинцев и др., 2010; Yegorova, Vakhmudov, 2013; Soloviev et al., 2016 и др.].

Новые геофизические модели земной коры были использованы для изучения возможной природы региональной магнитной аномалии Ти-

хоокеанского побережья (РМА) и закономерностей распределения глубинных источников наиболее протяженных магнитных аномалий вблизи Антарктического полуострова (АП).

Общая характеристика аномального магнитного поля структур западной континентальной окраины Антарктического полуострова. В рамках проекта ADMAP были собраны все имеющиеся данные приземных съемок в пределах $0—120^{\circ}$ W, $60—90^{\circ}$ S, полученные в течение последних 50 лет в районе моря Уэдделла, Антарктического полуострова и морей, расположенных к западу от него. В результате их обработки [Golynsky, Masolov, 1999; Golynsky et al., 2013] была построена сводная карта магнитных аномалий моря Уэдделла и Антарктического полуострова, на которой достаточно

отчетливо видны различия характера поля над участками с континентальной и океанической корой. Участки с океанической корой характеризуются преобладанием датированных палеоаномалий, соответствующих различным этапам спрединга в этом регионе. Над участками с континентальной (или переходной) корой наблюдается сложная картина распределения магнитных аномалий, отражающих наличие в фундаменте целого ряда многофазных магматических образований разного генезиса, степени преобразований и возраста — от фанерозойских (докембрийских) до современных [Golynsky et al., 2002]. Предполагается, что Западная Антарктика состоит из пяти блоков земной коры (террейнов), из которых четыре (АП, горы Элсуэрта—Уитмора, о. Терстон, Земля Мэри Бэрд) активно формировались в фанерозое, а блок Хааг Нунатаки — в докембрии. Каждая из этих областей обладает характерным набором магнитных аномалий, подчеркивающих их локальную обособленность [Бахмутов, 2006].

За последние годы база данных проекта ADMAP существенно пополнилась материалами съемок структур Западной Антарктики в районе моря Росса и участков Тихоокеанской окраины АП [Golynsky et al., 2013]. Включение новых данных в существующие базы ADMAP позволяет получить важную информацию о геологическом строении, истории формирования основных структур и особенностях геодинамики Западной Антарктики. В магнитном поле [Maslanyj et al., 1991] тихоокеанской стороны АП и Земли Элсуэрта доминирует аномалия РМА (Pacific Margin Anomaly), длина которой вдоль побережья АП превышает 2200 км (рис. 1). Положение и особенности морфологии РМА четко фиксируются по результатам обобщения материалов съемок последних лет в Западной Антарктике [Ghidella et al., 2011].

Новая карта магнитного поля части пролива Дрейка и Антарктического полуострова (см. рис. 1) — это результат выполнения международного (Аргентина, Дания, США, Великобритания, Норвегия) проекта Ice Grav [Ghidella et al., 2011]. Общий объем работ — 40 000 км в районе между Южной Америкой и Землей Палмера, Южно-Шетландскими островами. Линейные датированные магнитные аномалии четко выделяются на трех сегментах палеоплиты Феникс, а протяженные аномалии подчеркивают резкий

характер границ зоны разломов Шеклтона. В пределах АП по характерным особенностям распределения магнитных аномалий выделены отдельные участки, которые совпадают с ранее выделенными террейнами полуострова [Бахмутов, 2006]. Авторы проекта считают, что проведенная съемка, как более полная и точная, имеет определенные преимущества над данными ADMAP для этого региона, что позволяет уточнить историю развития пролива Дрейка и структур Антарктического полуострова [Ghidella et al., 2011].

Обобщение материалов съемок 1989—2008 гг. (рис. 2) в виде карт магнитных и гравитационных аномалий было выполнено международной группой исследователей для районов пролива Брансфилд и северной части континентальной окраины АП [Catalan et al., 2013].

РМА: особенности пространственного размещения в структурах Западной Антарктики и параметры источников магнитной аномалии. Аномалия РМА [Maslanyj et al., 1991] или WCMA (West Coast Magnetic Anomaly) [Renner et al., 1985] характеризуется широкой (до 120 км) дугообразной полосой положительных магнитных аномалий с амплитудой от 400 до 1100 нТл и общей длиной (от Южно-Оркнейских островов до о. Терстон) 3800 км (см. рис. 1, 2). Считается [Renner et al., 1985; Garrett, 1990], что аномалия обусловлена сильной намагниченностью сложного линейного батолита, или цепи батолитов, приуроченных к океанической части мезокайнозойской магматической дуги Антарктического полуострова, которая сформировалась при расколе Гондваны вдоль ее древнего Тихоокеанского края [Storey, Garret, 1985]. Современные геофизические и геологические исследования показывают, что АП является составной частью магматической дуги, которая включает в себя два или три отдельных автономных массива, соединенных вдоль окраины Гондваны в среднем мелу [Ferraccioli et al., 2006].

На карте аномального магнитного поля, охватывающей значительный по размерам участок северной части континентальной окраины АП (см. рис. 2), выделены две протяженные положительные аномалии, интенсивность которых изменяется от 400 до 1200—1300 нТл. Аномалия SSMA расположена вблизи Южно-Шетландских островов, ее интенсивность достигает 1300 нТл между островами Смит и Сноу, а дальше на се-

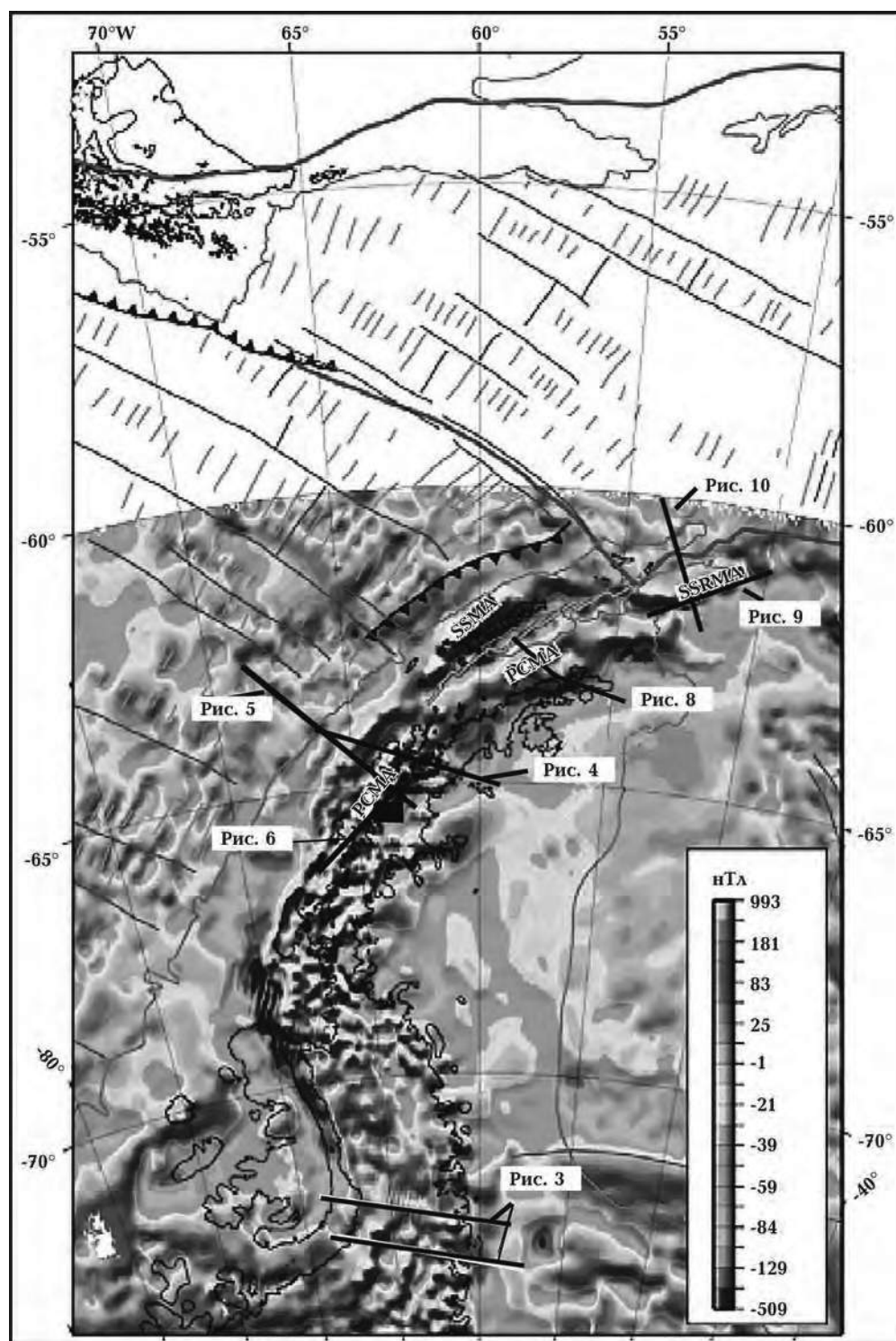


Рис. 1. Карта магнитных аномалий района АП по данным ADMAP и результатам исследований по проекту IceGrav [Ghidella et al., 2011]. Приведены положения линейных магнитных аномалий, зон разломов и изобаты 1000 м. *Магнитные аномалии:* SSMA (South Shetland Magnetic Anomaly) — Южно-Шетландская; PCMA (Pacific Coast Magnetic Anomaly) — магнитная аномалия Тихоокеанского побережья; SSRMA (South Scotia Ridge Magnetic Anomaly) — магнитная аномалия Южного хребта Скоша. Приведено положение геофизических профилей, рассмотренных в статье.

вер она уменьшается до 700 нТл вблизи о. Кинг-Джордж. Аномалия РСМА простирается в направлении юго-запад—северо-восток вдоль Антарктического полуострова над структурами платформенной части пролива Брансфилда.

Средняя интенсивность магнитных аномалий этой зоны составляет около 400 нТл, максимальные значения (до 800 нТл) характерны для юго-западной части пролива. Аномалия SSMA выглядит достаточно однородной зоной с выдержанной линейностью (см. рис. 2). Это подтверждается результатами аэромагнитных съемок прошлых лет [Gracia et al., 1996], где на карте магнитных аномалий изолиния 500 нТл выделяет положение линейной аномальной зоны севернее Южных Шетландских островов (аномалия SSMA) с отдельными максимумами до 1100 нТл. Аномалия РСМА сохраняет только общее направление простираения без ярко выраженной преобладающей линейности. На отдельных участках она распадается на отдельные овальные узлы, что свидетельствует о значительных колебаниях глубин залегания магнитоактивных тел или неоднородности их магнитных свойств.

В центральной части пролива Брансфилда эта аномалия представлена серией отдельных, дос-

точно изолированных друг от друга, аномалий с максимальной амплитудой 300—500 нТл. Высокочастотные положительные магнитные аномалии расположены над группой изолированных подводных вулканов центральной части пролива. Средняя интенсивность магнитных аномалий над вулканическими структурами (см. рис. 2) составляет 300 нТл, изменяясь от 135 (вулкан F) и 450 (вулкан G) до 850—1250 нТл (вулкан Орка).

Во время проведения сезонных геофизических исследований в Антарктике были получены новые данные, которые позволяют провести анализ пространственного размещения РМА и выявить особенности размещения ее глубинных источников [Levashov et al., 2008; Удинцев и др., 2010; Soloviev et al., 2016].

Рассмотрим некоторые результаты геофизических исследований, охватывающих различные сегменты (см. рис. 1) РМА (от Земли Палмера на юго-западе до котловины Пауэлла на северо-востоке), что позволяет обобщить существующие представления о возрасте и происхождении этой аномалии.

Магнитная модель вдоль профиля 3105, пересекающего РМА в юго-восточной части Земли Палмера (см. рис. 1, 3) АП, показывает, что ис-

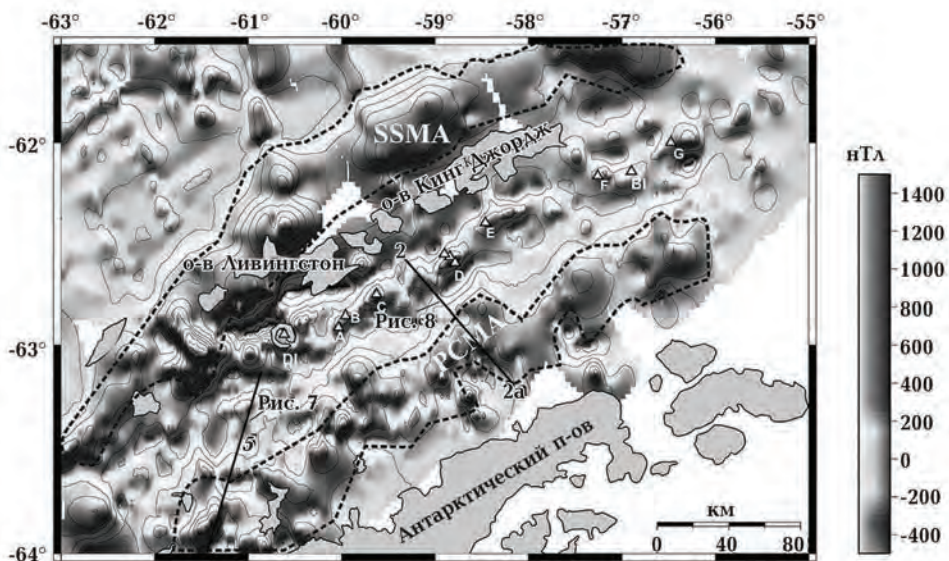


Рис. 2. Карта аномалий магнитного поля по данным морских набортных наблюдений, по [Catalan et al., 2013]. Изолинии проведены через 200 нТл. Треугольниками обозначено положение над- и подводных вулканов: А — вулкан Экс; С — Орка; D — три Сестры; Е — вулканический хребет Хук. Острова: DI — Десепшен; BI — Бриджмен. Региональные магнитные аномалии: SSMA — South Shetland Magnetic Anomaly (Южно-Шетландская магнитная аномалия); РСМА — Pacific Coast Magnetic Anomaly (Тихоокеанская магнитная аномалия побережья). Показано положение профилей съемки, приведенных на рис. 7, 8.

точником аномалии является тело в земной коре, которое делится на отдельные блоки с намагниченностью от $25 \cdot 10^{-3}$ до $90 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ [Golynsky, Masolov, 1999].

Следует заметить, что породы с такими магнитными параметрами являются типичными для структур побережья Земли Палмера [Golynsky, Masolov, 1999]. На профиле 3123 (см. рис. 3) РМА имеет своим источником намагниченное тело на глубине до 8 км с восприимчивостью $50 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Эти значения существенно отличаются от модельных параметров источников РМА, принятых при расчетах другими исследователями [Garrett et al., 1990 и др.], которые предполагали, что глубина однородно намагниченного (2А/М) батолита может достигать 20—25 км. Авторы магнитной модели (см. рис. 3) считают, что магнитоактивное тело (источник РМА) в земной коре может быть ограниченным по глубине (до 8—10 км) батолитом, который состоит из серии плутонов разного возраста, состава и намагниченности. Наиболее выразительная магнитная аномалия амплитудой до 1900 нТл (см. рис. 3) может быть связана с намагниченным блоком с модельной восприимчивостью $90 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Подобные высокоамплитудные аномалии отме-

чались и в других местах побережья, где наблюдается их прямая связь с массивными плутонами метагабброидов, выходящими на поверхность [Golynsky, Masolov, 1999]. В работе [Vaughan et al., 1998] предполагается, что РМА на Земле Палмера могла быть связана с интенсивной фазой образования плутонов в раннем мелу. Пространственное единство РМА с местами выходов плутонов может свидетельствовать о том, что здесь она была сформирована именно в это время, в отличие от других сегментов РМА, сформированных в поздней юре [Garrett et al., 1990] или в третичный период [Storey, Garrett, 1985].

В центральной части АП, между о. Анверс и северной границей пролива Брансфилда, РМА расщепляется на две ветви — западную аномалию РМА (W) с относительно высокой и восточную РМА (E) аномалию с менее интенсивной амплитудой (рис. 1—5). Профиль С—С' (см. рис. 1, 4) расположен в центральной части Антарктического полуострова (район о. Анверс), где ранее был выполнен значительный объем геофизических исследований и построены комплексные модели глубинного строения для участков пассивной и активной окраин АП [Yegorova, Vakhtmutov, 2013].

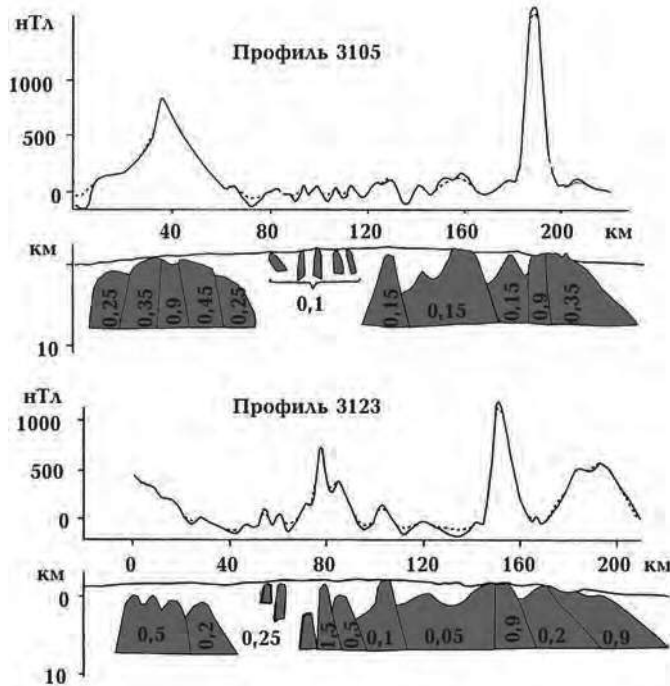


Рис. 3. Интерпретационные профили через РМА в юго-восточной части Земли Палмера АП, по [Golynsky, Masolov, 1999]. Положение профилей см. на рис. 1.

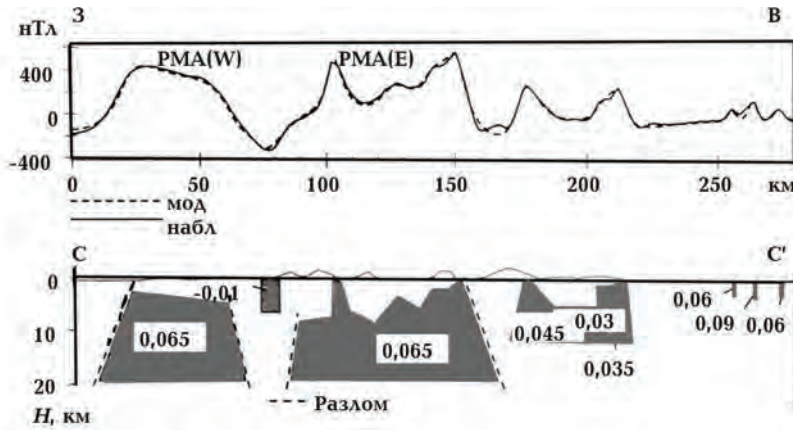


Рис. 4. Магнитные аномалии PMA (W) и PMA (E) вдоль интерпретационного профиля С—С' и модель магнитоактивного слоя для этих аномалий, по [Johnson, 1999]. Положение профиля см. на рис. 1.

В работе [Johnson, 1999] показано, что источники аномалий PMA могут быть смоделированы магнитоактивными телами с восприимчивостью 0,055—0,065 ед. СИ при глубине положения верхней кромки от 0 до 6 км, а нижней кромки — до 20 км, что близко к ожидаемой здесь глубине залегания изотермы Кюри (см. рис. 4).

Отдельные интрузии, связанные с батолитом, поднимаются с глубины около 15 км и форми-

руют локальные формы, что находит четкое отражение в магнитном поле. Обогащенные магнетитом габбро и диориты являются основными типами пород, слагающих батолит. Используемые для моделирования значения магнитной восприимчивости хорошо совпадают с измеренными значениями магнитной восприимчивости (от 0,01 до 0,23 ед. СИ) образцов пород габбро-диоритовых групп Антарктического полу-

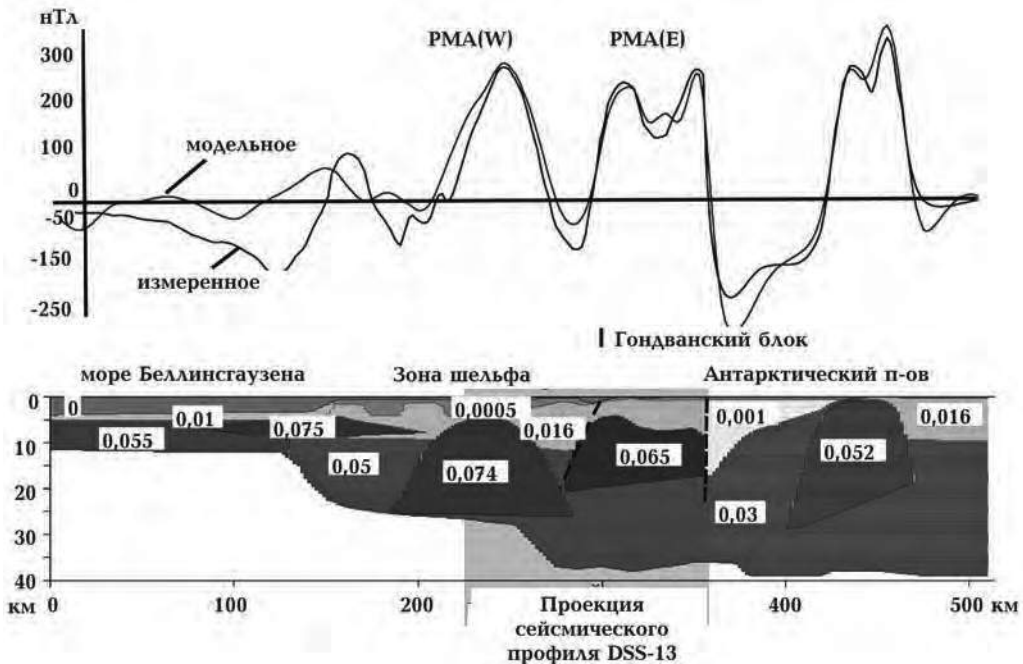


Рис. 5. Магнитная модель земной коры вдоль профиля III—III от моря Беллингаузена до Антарктического полуострова, по [Yegorova, Vakhmutov, 2013]. Числа — значения магнитной восприимчивости в ед. СИ. Положение профиля см. на рис. 1.

острова [Maslyanyj et al., 1991; Johnson, 1999; Vaughan et al., 1998].

Исследования коллекции мезозойских и палеоценовых интрузивных и вулканогенных пород, отобранных на территории островных архипелагов Западно-Антарктического шельфа в районе Украинской антарктической станции “Академик Вернадский” (более 500 образцов), показали, что различия в магнитных характеристиках пород разных петрографических групп закономерно связаны с повышением основности (от кислых до основных) пород. Значения магнитной восприимчивости растут от 0,02 до 0,068 ед. СИ, естественной остаточной намагниченности — от 0,16 до 2,08 А/м [Шпыра и др., 2014].

На рис. 5 показана комплексная модель глубинного строения земной коры вдоль профиля III—III [Yegorova, Bakhmutov, 2013], в которой предполагается, что источником западной ветви РМА амплитудой до 400 нТл может быть магнитное тело в виде блока шириной до 80 км, залегающее на глубине от 5 до 25 км и имеющее магнитную восприимчивость 0,074 ед. СИ, характерную для комплексов интрузивных пород (габбро-диориты, габбро-нориты). Коровое тело, которое является источником восточной ветви РМА, залегает на глубине 5—18 (20) км, имеет магнитную восприимчивость 0,065 ед. СИ (на рис. 5, 280—350 км). Результаты моделирования показали, что ветвям РМА соответствуют участки земной коры с разной мощностью. В области восточной ветви кора имеет мощность около 35 км и равна мощности коры АП (см. рис. 5).

Еще одна аномалия (до 400 нТл) восточного побережья АП может быть связана с существованием намагниченного тела с магнитной восприимчивостью 0,052 ед. СИ, расположенного в средней части коры на глубине до 25 км (на рис. 5, 400—460 км). Зона больших градиентов магнитного поля (на рис. 5, 280—300 км) контролирует положение разломной зоны между двумя блоками коры, которые имеют различные параметры и происхождение. Принятые при моделировании значения магнитной восприимчивости (и плотности) указывают на то, что магнитные тела расположены в верхней и средней коре и представлены преимущественно основными породами (диорит, габбро, габбро-диорит). Результаты тектонической интерпретации этих данных могут свидетельствовать о том, что раз-

ные ветви РМА сформировались в раннем мелу в различных структурах, разделенных зоной разлома [Yegorova, Bakhmutov, 2013]. Следует отметить, что глубинная структура различных блоков Антарктического полуострова (см. рис. 5) не имеет принципиальных различий, что может указывать на существование сходных механизмов их формирования. На сходство строения различных участков Антарктического полуострова обращено внимание в работе [Burton-Johnson, Riley, 2015]. Характер распределения интенсивных магнитных аномалий может быть связан формированием их глубинных источников в результате пульсаций мантийного вещества и внедрения в литосферу разновозрастных (Mz—Kz) магматических тел основного состава.

Новая и независимая информация о структуре источников РМА была получена при проведении сезонных работ методом СКИП—ВЭРЗ в районе впадины Палмера и о. Анверс. Геофизические исследования методом глубинных ВЭРЗ, проведенные в районе о. Анверс и пролива Герлач (профили 3—3а, 8—8а, 9—9а) позволили определить особенности глубинного распределения горизонтов земной коры западного побережья АП, сравнить их с другими результатами комплексного моделирования структур региона [Levashov et al., 2008, Soloviev et al., 2016].

По данным ВЭРЗ здесь наблюдается аномальное изменение параметров разреза при переходе от структур внешнего шельфа к структурам, осложняющим область внутреннего шельфа вблизи о. Анверс. Полученные разрезы дают представление о строении верхней коры (0—6 км) в районе расположения восточной ветви РМА. Зона разлома шириной 15—20 км разделяет структуры внешнего и внутреннего шельфа, что подтверждает результаты картирования такого разлома при комплексном моделировании (см. рис. 5). Положение даек в верхней части коры совпадает с положением магнитоактивных тел с магнитной восприимчивостью 0,065 ед. СИ (см. рис. 4). Земная кора на континентальном шельфе вдоль профиля 3—3а (см. рис. 1) по данным ВЭРЗ имеет сложную структуру (рис. 6).

В верхней части коры закартированы многочисленные зоны дробления и даек, подтверждающие сложную историю формирования фундамента и значительную насыщенность разреза вулканогенными телами различной протяжен-

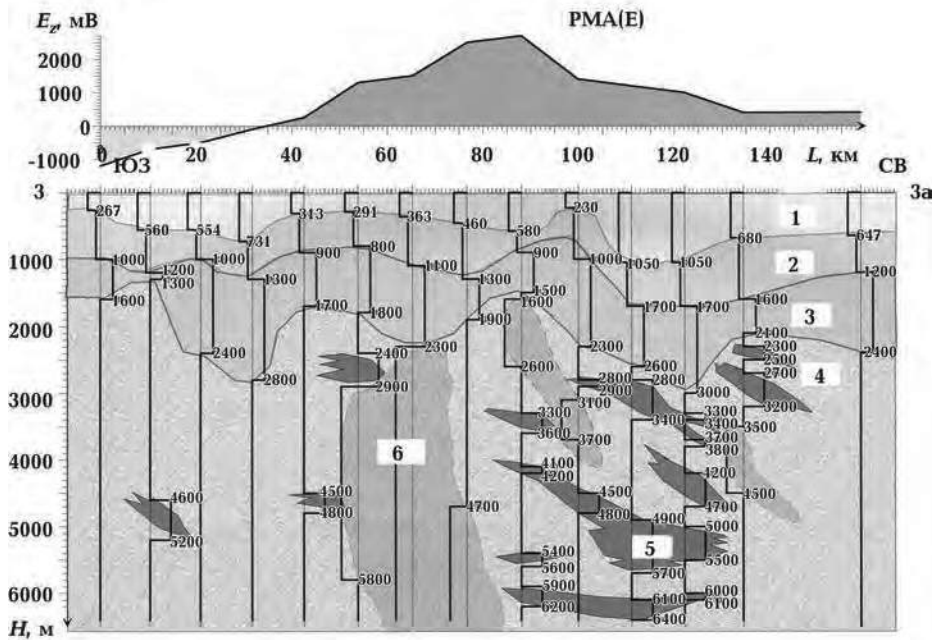


Рис. 6. Глубинный разрез вдоль профиля 3—3а по данным ВЭРЗ: 1 — вода, 2 — первый осадочный слой, 3 — второй осадочный слой и нарушенные породы верхней части фундамента, 4 — породы фундамента, 5 — дайки, 6 — зоны дробления в фундаменте. Положение профиля см. на рис. 1.

ности и глубинности. Зона восточной ветви РМА (80—145 км на рис. 6) на профиле выделяется насыщенным дайками горизонтом на глубинах от 2,5 до 5,5 км. От участков внешнего шельфа этот участок отделен зоной разлома (50—80 км на рис. 6).

Результаты исследований детализируют строение этого корового блока, неоднородного по глубине и разделенного внутриблочными разломами. Выявленные закономерности глубинного строения участков континентального шельфа были подтверждены и материалами зондирования ВЭРЗ вдоль профиля 5 (рис. 7). Этими работами были обнаружены глубинные неоднородности разреза не только в верхней части земной коры (на глубинах до 6,0 км), но и на глубинах 10,0—12,0 и 16,0—18,0 км. Важной особенностью построенного глубинного разреза является усложнение его структуры за счет включения многочисленных комплексов эффузивных и кристаллических пород, а также пород переходного слоя “кора—мантия” переменной мощности. Осложнения разреза здесь сопровождается увеличением мощности земной коры до 30—31 км вблизи о. Анверс. Возможно, положения раздела Мохо, полученные для этого ре-

гиона по данным ВЭРЗ, совпадают с усредненным положением кровли “нижней коры”, выделяемой по данным ГСЗ [Grad et al., 1993; Janik et al., 2014].

На глубинном разрезе по результатам работ ВЭРЗ была закартирована (на рис. 7, 40—80 км) большая зона тектонических нарушений, объединенных в глубинный разлом, вытянутый вдоль побережья Антарктического полуострова. Вполне вероятно, что этот разлом имеет давнее заложение и длительную историю формирования.

На рис. 8 приведен разрез верхней части земной коры, построенный по результатам метода ВЭРЗ вдоль пролива Брансфилда (профиль 2—2а). Его главная особенность — наличие серии вулканических тел наклонного залегания по всему профилю и отсутствие вертикальных вулканических тел с глубокими корнями мантийного происхождения. Именно над этой частью пролива Брансфилда расположена восточная ветвь РМА (см. рис. 1), в формировании которой участвуют магнитоактивные тела верхней части коры на глубине 1,5—6,0 км.

Можно также отметить, что в центральной части котловины насыщенный дайками вертикальный разрез обнаружен только там, где по

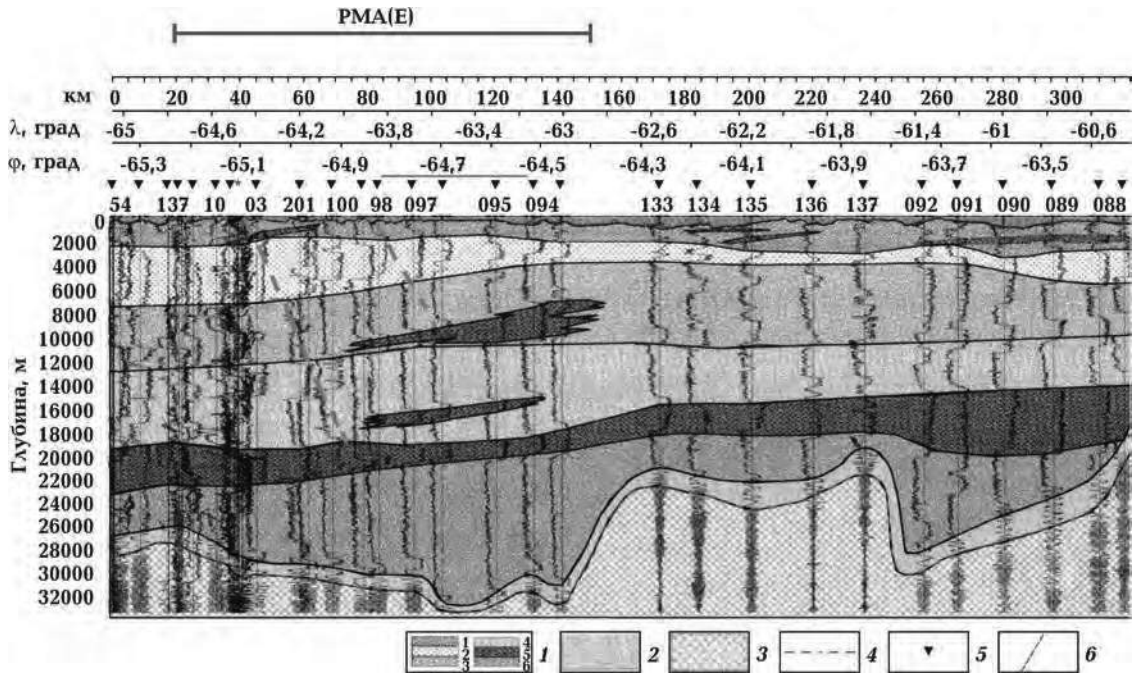


Рис. 7. Геоэлектрический разрез вдоль профиля 5 по данным ВЕРЗ: 1 — комплекс эффузивных и кристаллических пород, 2 — породы переходного слоя “кора—мантия”, 3 — породы верхней мантии, 4 — раздел Мохо, 5 — точки ВЭРЗ, 6 — тектонические нарушения. Положение профиля см. на рис. 2.

сейсмическим данным фиксируется достаточно высокое положение зоны пород аномальной мантии с $V_P = 7,4 \div 7,8$ км/с [Grad et al., 1993; Janik et al., 2014]. Типичными для существования магматических камер под молодыми (2—5 млн лет) вулканами являются глубины 8—10 км, которые в областях высокой вулканической и гидротермальной активности рифтовых зон могут не превышать первых километров.

Профиль 804 (рис. 9) пересекает восточную ветвь РМА и структуры, расположенные к западу (см. рис. 1) от котловины Пауэлла (хребет и палеорифт Пауэлла). Источники интенсивных локальных магнитных аномалий представлены телами с широким диапазоном изменений магнитной намагниченности, которые расположены на глубинах от 0,5 до 8—10 км. Молодые приповерхностные интрузии могут быть источником локальных аномалий, зафиксированных магнитной съемкой [Козленко и др., 1997]. Локальные магнитоактивные тела, расположенные в верхней части фундамента, усложняют аномалию РМА, источник которой расположен на глубине 4—10 км. Можно предположить наличие нескольких этапов магматической активности с формированием двух этажей магнитоактивных тел с глубинами за-

легания верхних кромок 0,5 и 4 км (см. рис. 9).

Характерная для локальных аномалий глубина залегания верхней кромки магнитоактивных тел в этом районе не превышает 1,0—1,5 км, что свидетельствует о небольшой мощности осадков (или их почти полном отсутствии). Это подтверждается и сейсмическими данными вдоль профиля SA-500-002, который пересекает восточную ветвь РМА (рис. 10).

Мощность осадков вдоль профиля увеличивается на север, в направлении северной части Южного хребта Скоша (см. рис. 10). Сейсмическими исследованиями была обнаружена серия подводных вулканических структур, расположенная параллельно современной границе между плитой Скоша и Антарктической плитой [Civile et al., 2012].

По данным драгирования эти структуры сложены щелочными базальтами, возраст которых не превышает 4 млн лет [Catalan et al., 2013]. Вероятно, они были сформированы во время процессов рифтогенеза, связанных с тектонической активностью отдельных сегментов палеограницы этих плит. Предполагается, что прекращение субдукции плиты Феникс (3,3 млн лет назад) привело к отмиранию рифта в юго-западной части

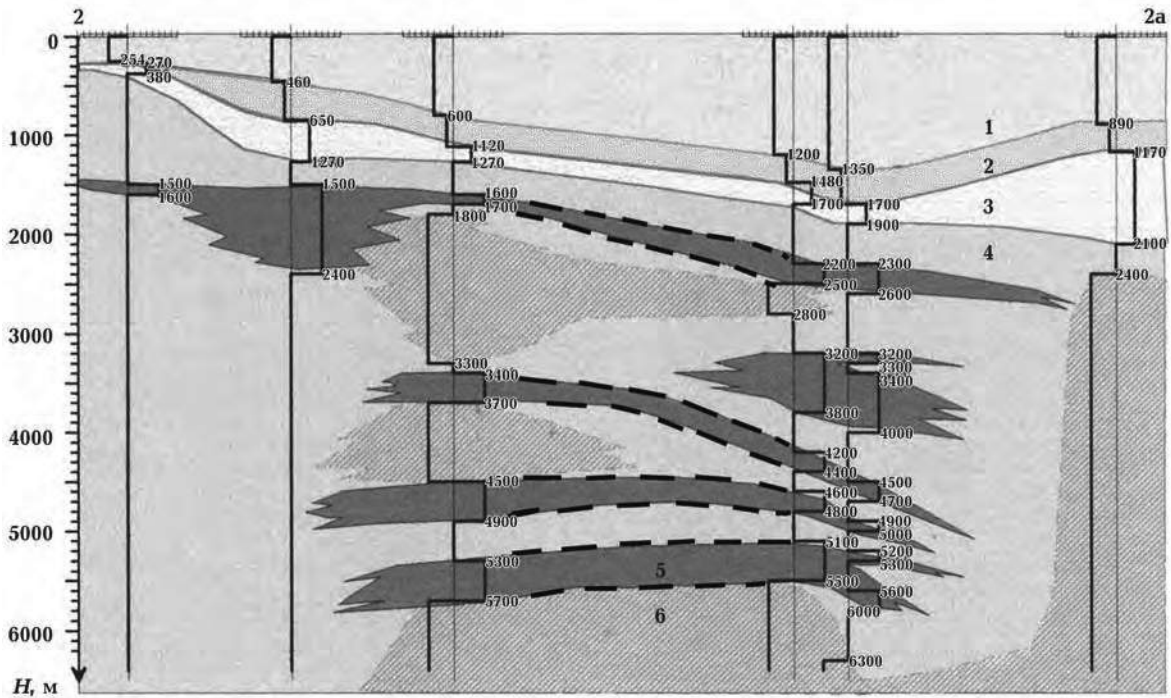


Рис. 8. Вертикальный разрез вдоль профиля 2—2а в проливе Брансфила по данным ВЭРЗ. Условные обозначения см. на рис. 6. Положение профиля см. на рис. 1, 2.

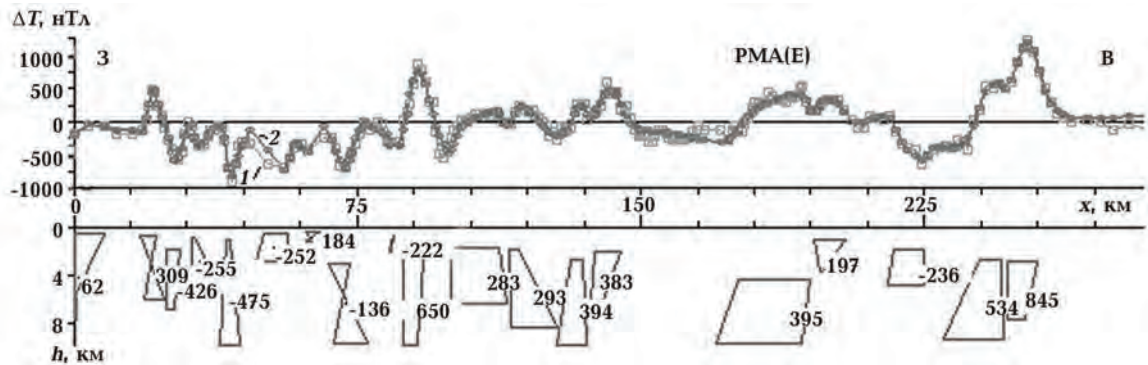


Рис. 9. Результаты формальной интерпретации аномалий магнитного поля для профиля 804 через хребет и палеорифт котловины Пауэлла: 1 — наблюдаемое поле, 2 — модельное поле. Числа — значения подобранной намагниченности в ед. СГС 10^{-5} . Положение профиля см. на рис. 1.

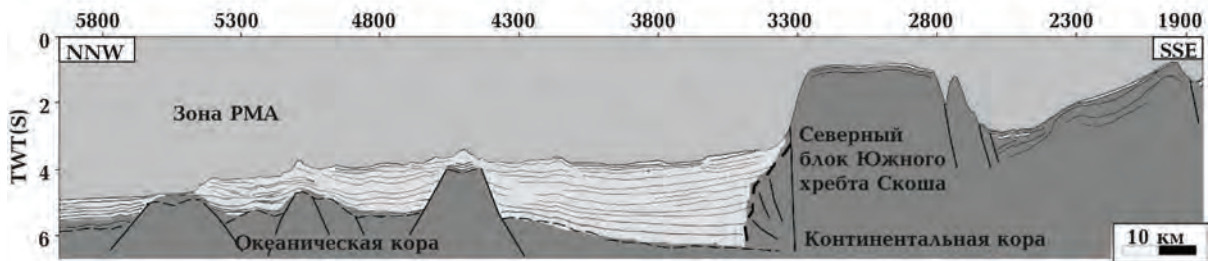


Рис. 10. Сейсмический профиль SA-500-002 через зону PMA (E) и северный блок Южного хребта Скоша, по [Civile et al., 2012]. Положение профиля см. на рис. 1.

Южного хребта Скоша и началу активного рифтообразования в проливе Брансфилда [Catalan et al., 2013].

Об особенностях геодинамического развития структур континентальной окраины Антарктического полуострова. Как показали результаты исследований методом ВЭРЗ вдоль профиля Г2 (17), глубинная структура коры в проливе Брансфилда не может считаться окончательно установленной [Soloviev et al., 2016]. На современном этапе геодинамического развития наличие мантийных пород на относительно небольших глубинах значительно влияет на формирование крупных вулканических центров в структуре пролива Брансфилда и активное развитие процессов рифтогенеза в его центральной части. Предметом активного обсуждения является проблема происхождения и движущих сил развития этого бассейна и других структур Западной Антарктики.

Наиболее распространенной является гипотеза о формировании структур растяжения и рифтовой системы пролива Брансфилда в результате уменьшения скорости субдукции плиты Феникс под Южно-Шетландский желоб и отката литосферного слэба [Yegorova, Bakhmutov, 2013]. Эволюция структур пролива могла проходить под влиянием тектонических деформаций со стороны Южного хребта Скоша, разрастания (в западном направлении) Американо-Антарктического хребта или процессов западного перемещения в район пролива Брансфилда палеограниц Антарктической плиты и плиты Скоша [Catalan et al., 2013; Lodolo, Pérez, 2015]. Процессы эволюции могут также в значительной степени определяться (в условиях умеренного разрастания между континентальными массивами Южной Америки и Западной Антарктики) особенностями внедрения в верхние горизонты литосферы (и перемещения в восточном направлении) мантийного плюма [Удинцев и др., 2010]. На разных этапах развития пролива могло происходить усиление или ослабление влияния каждого из указанных факторов на ход эволюции структур пролива Брансфилда. Учитывая предполагаемый возраст [Козленко, Козленко, 2011] пролива Брансфилда (26—37 млн лет), близкий к времени большого погружения (до глубин 4,0—5,0 км) структур пролива Дрейка, а также других протяженных участков антарктического побережья, следует пред-

полагать наличие единого регионального источника таких геодинамических преобразований структур Западной Антарктики. По результатам экспериментальных данных [Ромашов, 2003] можно предположить, что большой мантийный плюм, сформировавшийся в области аномально повышенных температур, разрушил внешнюю оболочку литосферы и был выдавлен на поверхность, что привело к образованию обширных полей платобазальтов между материками Южной Америки и Антарктиды [Удинцев и др., 2010]. В процессе их охлаждения происходило коренное преобразование верхних слоев земной коры и формирование трещин, заполненных вулканическими породами, возраст которых уменьшался по мере удаления от континента. Поэтому возраст датированных линейных магнитных аномалий в проливе Дрейка и море Скоша может отражать время охлаждения расплавов, выжатых на поверхность в результате периодических изменений теплового режима крупных участков верхней мантии [Ромашов, 2003]. Косвенным подтверждением реальности таких процессов является выявление и картирование, по данным ВЭРЗ, областей локального подъема (Западный хребет Скоша, разлом Шеклтона) высокотемпературных пород верхней мантии, положение которых подтверждается и по результатам геофизических исследований, проведенных в котловине Она [Maldonado et al., 2014]. Предложенный механизм не требует привлечения маловероятной гипотезы о процессах субдукции в районе Южно-Шетландского желоба, показывая необходимость поиска новых подходов для изучения формирования и геодинамики структур континентальной окраины Антарктического полуострова в условиях регионального изменения теплового режима пород коры и мантии [Ромашов, 2003].

Возможно, именно таким механизмом можно объяснить наличие на глубинных разрезах ВЭРЗ в проливе Дрейка и море Скоша протяженных зон неоднородностей ниже раздела Мохо, которые могут отображать процессы переработки первичной коры в результате выдавливания высокотемпературных мантийных расплавов в литосферу структур Западной Антарктики.

Выводы. Проанализированы материалы геофизических съемок и комплексные геолого-геофизические модели земной коры и верхней мантии, которые позволили выявить особенности стро-

ения, эволюции и геодинамических процессов развития структур региона, а также получить новые данные о возможной природе РМА.

1. РМА обусловлена телами основных пород интрузивного комплекса (магнетито-насыщенные габбро, диориты), которые формируют магматическую дугу континентальной окраины Антарктического полуострова.

2. В центральной части АП, между о. Анверс и северной границей пролива Брансфилда, РМА расщепляется на две ветви — западную аномалию с относительно высокой и восточную аномалию с менее интенсивной амплитудой. Разные ветви РМА могли формироваться в раннем мелу в различных структурах, разделенных зоной разлома.

3. Пространственная неоднородность различных сегментов РМА может также быть связана с разнообразием глубин залегания, мощности и магнитной восприимчивости отдельных блоков, формирующих источники

этих региональных аномалий. Магнитоактивной источник РМА в земной коре может быть ограниченным по глубине (до 8—10 км) и состоять из серии неоднородно намагниченных плутонов разного возраста, состава и намагниченности. Принятое название протяженной магнитной аномалии (РМА) может формально объединять аномалии разного возраста и происхождения. Отдельные сегменты РМА могут быть связаны с процессами тектонических преобразований на палеограницах Антарктической плиты и плиты Скоша, а также с процессами в зонах палеорифтов.

4. На форму аномалий РМА существенно влияют и многочисленные локальные интрузии, расположенные в верхней части земной коры. В отдельных сегментах РМА они образуют дополнительный горизонт намагниченных тел, связанных с процессами молодого вулканизма в структурах континентальной окраины.

Список литературы

- Бахмутов В. Г. Эволюция и геодинамика основных структур Западной Антарктики в мезо-кайнозое: современные представления. *Український антарктичний журнал*. 2006. № 4-5. С. 52—63.
- Козленко Ю. В., Козленко М. В. Применение плотностного моделирования для решения вопроса о природе пролива Брансфилд. *Геофиз. журн*. 2011. Т. 33. № 4. С. 142—152.
- Козленко Ю. В., Корчагин И. Н., Соловьев В. Д., Черный А. В., Якимчук Н. А. Гравиметрические и магнитометрические исследования в 60-м антарктическом рейсе НИСП “Эрнст Кренкель”: результаты геофизических наблюдений и программно-алгоритмические разработки. Киев: Изд. ИГФ НАН Украины, 1997. 258 с.
- Ромашов А. Н. Планета Земля: Тектонофизика и эволюция. Москва: Издательская группа URSS, 2003. 261 с.
- Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Куренцова Н. А., Кольцова А. В., Доморацкая Л. Г., Шенке Г. В., Отт Н., Кениг М., Йокат В., Бахмутов В. Г., Соловьев В. Д., Левашов С. П., Якимчук Н. А., Корчагин И. Н. Пролив Дрейка и море Скоша — океанские ворота Западной Антарктики. В кн.: *Строение и история развития литосферы*. Москва: Paulsen, 2010. С. 66—90.
- Шпыра В. В., Бахмутов В. Г., Бахмутова Л. Н., Гладкочуб Д. П., Кошелев А. В., Скарбовийчук Т. В., Якушно В. И. Магнитные и плотностные характеристики магматических пород в районе УАС “Академик Вернадский”. *Український антарктичний журнал*. 2014. № 13. С. 81—93
- Burton-Johnson A., Riley T. R., 2015. Autochthonous vs. accreted terrane development of continental margins: a revised in situ tectonic history of the Antarctic Peninsula. *J. Geol. Soc.* 172(6), 822—835. doi:10.1144/jgs2014-110.
- Catalán M., Davila J. M., Galindo-Zaldivar J., Martos Y. M., Maldonado A., Gambôa L., Schreider A. A., 2013. Initial stages of oceanic spreading in the Bransfield Rift from magnetic and gravity data analysis. *Tectonophysics* 585, 102—112. doi: 10.1016/j.tecto.2012.09.016.
- Civile D., Lodolo E., Vuan A., Loreto F. M., 2012. Tectonics of the Scotia-Antarctica plate boundary constrained from seismic and seismological data. *Tectonophysics* 550—553, 17—34. doi: 10.1016/j.tecto.2012.05.002.

- Ferraccioli F., Jones P. C., Vaughan A. P., Leat P. T., Dean A., 2006. New aerogeophysical view of the Antarctic Peninsula: more pieces, less puzzle. *Geophys. Res. Lett.* 33(5), L05310. doi: 10.1029/2005GL024636.
- Garrett S. W., 1990. Interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula. *J. Geophys. Res.* 95(B5), 6759—6777.
- Ghidella M. E., Forsberg R., Greenbaum J. S., Olesen A. V., Zakrajsek A. F., Blankenship D. D., 2011. Magnetic anomaly data from a regional survey: from Tierra del Fuego to northern Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Latinmag Lett.* 1, Special Issue, A19, 1—7.
- Golynsky A., Golynsky D., Bell R., Blankenship D., Young D., Damaske D., Ferraccioli F., Finn C., Ivanov S., Masolov V., Jokat W., Riedel S., von Frese R., 2013. Air and shipborne magnetic surveys of the Antarctic into the 21st century. *Tectonophysics* 585, 3—12. doi:10.1016/j.tecto.2012.02.017.
- Golynsky A. V., Morris P., Kováč L. C., Ferris J. K., 2002. A new magnetic map of the Weddell Sea and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics* 347(1-3), 3—21. doi: 10.1016/S0040-1951(01)00234-7.
- Golynsky A. V., Masolov V. N., 1999. Interpretation of ground and aeromagnetic surveys of Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Annali di Geofisica* 42, 333—351.
- Gracia E., Canals M., Farran M., Prieto M. J., Sorribas J., Team G., 1996. Morpho-structure and evolution of the Central and Eastern the Bransfield (NW Antarctic Peninsula). *Mar. Geophys. Res.* 18, 429—448. doi:10.1007/BF00286088.
- Grad M., Guterch A., Janik T., 1993. Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake Plate under the Antarctic Plate, West Antarctica. *Geophys. J. Int.* 115, 568—600.
- Janik T., Guterch A., Šroda P., Grad M., 2014. The deep seismic structure of the Earth's crust along Antarctic Peninsula — A summary of the results from polish geodynamical expeditions. *Global and Planetary Change* 123(PA), 213—222. doi: 10.1016/j.gloplacha. 2014.08.018.
- Johnson A. C., 1999. Interpretation of new aeromagnetic anomaly data from central Antarctic Peninsula. *J. Geophys. Res.* 104, 5031—5046.
- Levashov S. P., Yakymchuk N. A., Korchagin I. N., Bakmutov V. G., Solovyov V. D., Kozlenko Yu. V., 2008. Geophysical models of Drake Passage and Bransfield Strait crustal structure. *Ukrainian Antarctic Journal* (6), 9—14.
- Lodolo E., Pérez L. F., 2015. An abandoned rift in the southwestern part of the South Scotia Ridge (Antarctica): Implications for the genesis of the Bransfield Strait. *Tectonics* 34(12). doi: 10.1002/2015TC004041.
- Maldonado A., Galindo-Zaldívar J., Lobo F. J., Martos Y. M., Pérez L. F., Bohoyo F., Somoza L., Hernández-Molina F. J., Lodolo E., Schreider A. A. et al., 2014. A model of oceanic development by ridge Jumping: Opening of the Scotia Sea. *Global and Planetary Change* 123, 152—173. doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.06.010.
- Maslanyj M. P., Garrett S. W., Johnson A. C. et al., 1991. Aeromagnetic anomaly map of West Antarctica, GEOMAP Series, Geophysical Map and Supplementary Text. British Antarctic Survey, Cambridge, p. 37.
- Renner R. G. B., Sturgeon L. J. S., Garrett S. W., 1985. Reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula. *Brit. Antarct. Surv. Sci. Rep.* 110. 50 p.
- Soloviev V., Korchagin I., Levashov S., Bozhezha L. D., 2016. Central Basin of the Bransfield Strait: magnetic anomalies and the formation stages of the Antarctic Peninsula continental margin structures. 15th EAGE International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects. doi: 10.3997/2214-4609.201600452.
- Storey B. C., Garrett S. W., 1985. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension. *Geological Magazine* 122, 5—14.
- Vaughan A. P. M., Wareham C. D., Johnson A. C., Kelley S. P., 1998. A Lower Cretaceous, syn-extensional magmatic source for a linear belt of positive magnetic anomalies: the Pacific margin anomaly (PMA), western Palmer Land, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.* 158(3-4), 143—155. doi: 10.1016/S0012-821X(98)00054-5.
- Yegorova T., Bakmutov V., 2013. Crust structure of the Antarctic Peninsula sector of the Gondwana margin around Anvers Island from geophysical data. *Tectonophysics* 585, 77—89. doi: 10.1016/j.tecto.2012.09.029.

Magnetic anomalies and the features of geodynamic development of the Antarctic Peninsula continental margin structures

© V. D. Soloviev, I. N. Korchagin, 2017

New geophysical models of the Earth's crust were used to study the possible nature of the Pacific Margin Anomaly (PMA) near the Antarctic Peninsula (AP). The data have been presented, which permitted analyzing spatial distribution of PMA and its deep sources on the continental margin of AP. Western and Eastern PMA-branches may correspond to different crustal blocks associated with predominantly Cretaceous magmatic intrusions of basic rocks. These branches of PMA were formed in the Early Cretaceous in structures, separated by a fault zone. Spatial heterogeneity of different segments of PMA may also be connected with different depth, thickness and magnetic susceptibility of separate bodies, which form the sources of regional anomalies. Active tectonic processes in the Mesozoic—Cenozoic resulted in the complex evolution of the structures of the region and appearance of vast deep magnetic sources of PMA along the AP margin formed during the phases of magmatic activity. Formation of separate segments of PMA can be connected with processes of tectonic movements near the border of the plates (Antarctica and Scotia) as well as in the areas of paleo-rifts formation. New geophysical results for different PMA-segments (from the Palmer Land to Powell Basin) replenish current ideas on the sources and origin of this big positive magnetic anomaly of the Pacific coast and show the necessity of searching new mechanisms of forming the structures of continental margin of AP.

Key words: Antarctic Peninsula, crust, Pacific Margin anomaly, sources of magnetic anomalies, geodynamics.

References

- Bakhmutov V. G., 2006. Evolution and geodynamics of the main structures of the Western Antarctic in Mezo-Cenozoic: modern conception. *Ukrayinskyy antarktychnyy zhurnal* (4-5), 52—63 (in Russian).
- Kozlenko Yu. V., Kozlenko M. V., 2011. Application of density modeling for solving the problem of the nature of the Bransfield Strait. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(4), 142—152 (in Russian).
- Kozlenko Yu. V., Korchagin I. N., Solovyev V. D., Chernyy A. V., Yakimchuk N. A., 1997. Gravimetric and magnetometric studies in the 60th Antarctic cruise of the IISP “Ernst Krenkel”: results of geophysical observations and software -algorithmic development. Kiev: IGF NAS of Ukraine, 258 p. (in Russian).
- Romashov A. N., 2003. Planet Earth: Tectonophysics and Evolution. Moscow: URSS Publ. Group, 261 p. (in Russian).
- Udintsev G. B., Beresnev A. F., Kurentsova N. A., Koltsova A. V., Domoratskaya L. G., Shenke G. V., Ott N., Kenig M., Iokat V., Bakhmutov V. G., Solov'yev V. D., Levashov S. P., Yakimchuk N. A., Korchagin I. N., 2010. Drake Passage and Scotia Sea — the Ocean gates of the Western Antarctic. In: *The structure and history of the development of the lithosphere*. Moscow: Paulsen, P. 66—90 (in Russian).
- Shpyra V. V., Bakhmutov V. G., Bakhmutova L. N., Gladkochub D. P., Koshelev A. V., Skarbovychuk T. V., Yakukhno V. I., 2014. Magnetic and density characteristics of igneous rocks near the Ukrainian antarctic station “Akademik Vernadsky”. *Ukrayinskyy antarktychnyy zhurnal* (13), 81—93 (in Russian).
- Burton-Johnson A., Riley T. R., 2015. Autochthonous vs. accreted terrane development of continental margins: a revised in situ tectonic history of the Antarctic Peninsula. *J. Geol. Soc.* 172(6), 822—835. doi:10.1144/jgs2014-110.
- Catalán M., Davila J. M., Galindo-Zaldivar J., Martos Y. M., Maldonado A., Gambôa L., Schreider A. A., 2013. Initial stages of oceanic spreading in the Bransfield Rift from magnetic and gravity data analysis. *Tectonophysics* 585, 102—112. doi: 10.1016/j.tecto.2012.09.016.
- Civile D., Lodolo E., Vuan A., Loreto F. M., 2012. Tectonics of the Scotia-Antarctica plate boundary constrained from seismic and seismological data. *Tec-*

- tonophysics* 550—553, 17—34. doi: 10.1016/j.tecto.2012.05.002.
- Ferraccioli F., Jones P. C., Vaughan A. P., Leat P. T., Dean A., 2006. New aerogeophysical view of the Antarctic Peninsula: more pieces, less puzzle. *Geophys. Res. Lett.* 33(5), L05310. doi: 10.1029/2005GL024636.
- Garrett S. W., 1990. Interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula. *J. Geophys. Res.* 95(B5), 6759—6777.
- Ghidella M. E., Forsberg R., Greenbaum J. S., Olesen A. V., Zakrajsek A. F., Blankenship D. D., 2011. Magnetic anomaly data from a regional survey: from Tierra del Fuego to northern Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Latinmag Lett.* 1, Special Issue, A19, 1—7.
- Golynsky A., Golynsky D., Bell R., Blankenship D., Young D., Damaske D., Ferraccioli F., Finn C., Ivanov S., Masolov V., Jokat W., Riedel S., von Frese R., 2013. Air and shipborne magnetic surveys of the Antarctic into the 21st century. *Tectonophysics* 585, 3—12. doi:10.1016/j.tecto.2012.02.017.
- Golynsky A. V., Morris P., Kováč L. C., Ferris J. K., 2002. A new magnetic map of the Weddell Sea and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics* 347(1-3), 3—21. doi: 10.1016/S0040-1951(01)00234-7.
- Golynsky A. V., Masolov V. N., 1999. Interpretation of ground and aeromagnetic surveys of Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Annali di Geofisica* 42, 333—351.
- Gracia E., Canals M., Farran M., Prieto M. J., Sorribas J., Team G., 1996. Morpho-structure and evolution of the Central and Eastern the Bransfield (NW Antarctic Peninsula). *Mar. Geophys. Res.* 18, 429—448. doi:10.1007/BF00286088.
- Grad M., Guterch A., Janik T., 1993. Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake Plate under the Antarctic Plate, West Antarctica. *Geophys. J. Int.* 115, 568—600.
- Janik T., Guterch A., Šroda P., Grad M., 2014. The deep seismic structure of the Earth's crust along Antarctic Peninsula — A summary of the results from polish geodynamical expeditions. *Global and Planetary Change* 123(PA), 213—222. doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.08.018.
- Johnson A. C., 1999. Interpretation of new aeromagnetic anomaly data from central Antarctic Peninsula. *J. Geophys. Res.* 104, 5031—5046.
- Levashov S. P., Yakymchuk N. A., Korchagin I. N., Bakmutov V. G., Solovyov V. D., Kozlenko Yu. V., 2008. Geophysical models of Drake Passage and Bransfield Strait crustal structure. *Ukrainian Antarctic Journal* (6), 9—14.
- Lodolo E., Pérez L. F., 2015. An abandoned rift in the southwestern part of the South Scotia Ridge (Antarctica): Implications for the genesis of the Bransfield Strait. *Tectonics* 34(12). doi: 10.1002/2015TC004041.
- Maldonado A., Galindo-Zaldívar J., Lobo F. J., Martos Y. M., Pérez L. F., Bohoyo F., Somoza L., Hernández-Molina F. J., Lodolo E., Schreider A. A. et al., 2014. A model of oceanic development by ridge Jumping: Opening of the Scotia Sea. *Global and Planetary Change* 123, 152—173. doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.06.010.
- Maslanyj M. P., Garrett S. W., Johnson A. C. et al., 1991. Aeromagnetic anomaly map of West Antarctica, GEOMAP Series, Geophysical Map and Supplementary Text. British Antarctic Survey, Cambridge, p. 37.
- Renner R. G. B., Sturgeon L. J. S., Garrett S. W., 1985. Reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula. *Brit. Antarct. Surv. Sci. Rep.* 110. 50 p.
- Soloviev V., Korchagin I., Levashov S., Bozhezha L. D., 2016. Central Basin of the Bransfield Strait: magnetic anomalies and the formation stages of the Antarctic Peninsula continental margin structures. 15th EAGE International Conference on Geoinformatics — Theoretical and Applied Aspects. doi: 10.3997/2214-4609.201600452.
- Storey B. C., Garrett S. W., 1985. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism extension. *Geological Magazine* 122, 5—14.
- Vaughan A. P. M., Wareham C. D., Johnson A. C., Kelley S. P., 1998. A Lower Cretaceous, syn-extensional magmatic source for a linear belt of positive magnetic anomalies: the Pacific margin anomaly (PMA), western Palmer Land, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.* 158(3-4), 143—155. doi: 10.1016/S0012-821X(98)00054-5.
- Yegorova T., Bakmutov V., 2013. Crust structure of the Antarctic Peninsula sector of the Gondwana margin around Anvers Island from geophysical data. *Tectonophysics* 585, 77—89. doi: 10.1016/j.tecto.2012.09.029.

Результаты терромагнитного анализа меловых отложений Лагичского разреза (Вандамская тектоническая зона, Южный склон Большого Кавказа, Азербайджан)

© З. А. Новрузов, М. И. Исаева, Т. Д. Гараева, А. А. Багирова, 2017

Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан

Поступила 19 декабря 2016 г.

Проведено магнітно-мінералогічні дослідження туфобрекчій, туфопісковиків, аргілітів, мергелів і силіцидів крейди (альб, сеноман і турон-коньяк) Лагічського розрізу Вандамської тектонічної зони Великого Кавказу (Азербайджан). Для терромагнітного аналізу використано магнітний параметр залишкової намагніченості насичення J_{rs} . За ходом кривої і за блокувальною температурою досліджуваних зразків визначено магнітно-мінеральний склад носіїв природної залишкової намагніченості. В результаті аналізу кривих розмагнічування J_{rs} встановлено, що основними носіями природної залишкової намагніченості досліджуваних зразків є магнетит і гематит. На кількох зразках під час терморозмагнічування J_{rs} виявлено піротин (грейгіт), але за даними мінералогічних досліджень відділу “Аналітичного Центру” Інституту геології Національної академії наук Азербайджану цей мінерал у зразках відсутній. Водночас підтверджено наявність магнетиту і гематиту в крейдянних відкладах досліджуваного розрізу.

Ключові слова: терромагнітний аналіз, криві J_{rs} , магнітно-мінеральний склад, крейдяні відклади.

Введение. Изучением меловых отложений Южного склона Большого Кавказа занимались Г. В. Абих, Л. И. Богданович, В. П. Батурич, М. И. Гутман, А. С. Муровцев, Н. Н. Ростовцев, Л. А. Гречишкин, В. В. Вебер, В. Е. Хаин, Э. Ш. Шихалибейли, И. А. Воскресенский, А. Г. Халилов, Б. М. Исаев и др.

В тектоническом отношении зона Южного склона Большого Кавказа чрезвычайно сложна. Литологически мезозойские отложения представлены в флишевой фации и фаунистически бедно охарактеризованы. Такая ситуация крайне затрудняет применение палеонтологического метода для возрастного расчленения толщ пород.

До настоящего времени геофизическое изучение меловых отложений Лагичского разреза (Вандамская тектоническая зона) практически не проводилось. С использованием метода магнетизма горных пород нами впервые были проведены магнитно-минералогические исследования меловых отложений (альб, сеноман, турон-

коньяк, сантон) указанного выше разреза с целью выявления магнитных минералов-носителей естественной остаточной намагниченности.

В данной статье представлены результаты терромагнитного анализа меловых отложений Лагичского разреза, новые данные о магнитно-минералогическом составе исследуемых отложений, полученные с помощью методов магнетизма горных пород. Преимуществом терромагнитного анализа в сравнении с другими методами исследования является очень высокая его чувствительность, т. е. достаточно мизерного количества магнитного минерала в породе (~ 0,01 %), чтобы можно было его обнаружить и измерить намагниченность.

Данные терромагнитного анализа меловых отложений позволяют диагностировать магнитные минералы, находящиеся в породах исследуемого разреза.

Геологическое описание объекта исследования. Выделенные (более или менее уверен-

но) ярусы нижнего и среднего мела расположены в восточной части Южного склона Большого Кавказа в районах Гирдыман-Пирсагатского перевала (Закатало-Ковдагского синклиниорий) и с. Джульян (Вандамский антиклинорий) [Халилов и др., 1997].

Лагичский разрез находится в Вандамской тектонической зоне горной цепи Большого Кавказа (рис. 1). Представлен отложениями нижнего и середины верхнего альба, сеномана и турон-коньяка. Вдоль дороги, начиная с отметки 1000—1200 м от поселка Лагич до деревни Намаздаг, было отобрано 43 штуфа. Из отобранных штуфов пород было выпилено 150 кубиков для палеомагнитных исследований.

Альбский ярус представлен ритмичным чередованием (0,05—0,15 м) туфопесчаников, туфобрекчий и темных, зеленовато-серых (0,05—0,07 м) аргиллитов, мергелей и силицидов. Мощность отдельных маркирующих пластов песчаников может достигать 0,8—1,5 м. После этой темноцветной толщи обнажается светлая (желто-цветная) толща альба, сложенная мощными массивными (до 507 м) пластами грубых туфобрекчий, туфопесчаников, чередующихся с редкими пропластками аргиллитов, мергелей и силицидов (0,05—0,07—0,1 м). Вдоль разреза угол падения отложений альбского возраста варьирует в пределах 75—88°, а азимут простирания — СВ 350—20°.

Переход от альбского яруса к сеноманскому сопровождается туфоконгломератовой пачкой

мощностью 55—60 м, состоящей из крупных обломков и глыб известняков, эффузивно-пирокластических и лавовых образований. Угол падения отложений сеноманского возраста изменяется в пределах 15—40°, азимут — СВ 15—25°.

Турон-коньякский ярус представлен грубо-обломочной терригено-карбонатной толщей общей мощностью не менее 60—80 м, состоящей из светло-красноватых гравелитов (0,1—25—60 м), известняков и силицитов (0,05—15 м), окрашенных в розовый и красный цвета. Угол падения отложений турон-коньякского возраста — 25—40°, азимут простирания — СВ 35—55°.

Для получения первичной информации по магнитно-минералогическому составу исследуемых пород авторами настоящей статьи был использован термомагнитный анализ меловых отложений [Буров, Ясонов, 1979].

Методика проведения измерений. Кривые термомагнитного анализа были сняты на аппаратуре, сконструированной в лаборатории главного геомагнитного поля Института физики Земли АН СССР, позволяющей фиксировать изменения величин J_s и J_{rs} в процессе нагрева образца от 20 до 700 °С. Ход термомагнитной кривой $J_{rs}(T)$ снимался по показаниям термомагнитометра М-266М (класс точности 1,0, чувствительность порядка $1 \cdot 10^{-9}$ Тл). Абсолютная систематическая ошибка определения остаточной намагниченности J_{rs} при заданной температуре составляет ± 1 деления шкалы М-266М. Относительные ошибки построения тер-



Рис. 1. Район проведения исследований.

момагнитной кривой J_{rs} / J_{rs0} (с учетом рабочего диапазона) указаны непосредственно на кривых.

Изучались кривые зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры.

Методика измерений температурных зависимостей $J_{rs}(T)$ предусматривает такую скорость нагрева, при которой обеспечивается полный прогрев образца при каждой заданной температуре, т. е. порядка $700^\circ\text{C}/\text{ч}$. Измерения температурной зависимости $J_{rs}(T)$ происходило с пошаговым нагревом образца через каждые 20°C , начиная от комнатной температуры до $600\text{—}700^\circ\text{C}$.

Термомагнитный анализ кривых J_{rs} и магнитно-минералогический состав меловых отложений. Термомагнитный анализ, основанный на изучении температурных зависимостей $J_s(T)$ и $J_{rs}(T)$, базируется на том физическом явлении, что при достижении точки Кюри T_C (для $J_s(T)$) или температуры блокирования T_B (для $J_{rs}(T)$) теряются ферромагнитные свойства магнитного материала [Бузов, Ясонов, 1979]. Другими словами, при диагностике магнитных минералов одной из важнейших характеристик является точка Кюри — температура, при которой происходит разрушение упорядоченного состояния магнитных моментов (спинов) ферромагнетика, трансформирующего его в парамагнетик [Dunlop, Özdemir, 2001]. Переход такого рода не сопровождается химическими изменениями в веществе и не приводит к изменениям в его кристаллической структуре. Такая трансформация относится к фазовым переходам второго рода [Dunlop, Özdemir, 2001; Бузов, Ясонов, 1979]. Эти переходы полностью обратимы и наблюдаются как при нагревании образца, так и при его охлаждении.

Если же в процессе нагрева образца происходят фазовые превращения первого рода [Браут, 1967] и при этом возникают новые минералы (магнитные или немагнитные), указанные превращения четко отражаются как в дополнительных неповторяющихся при новых нагревах перегибах на кривых $J_s(T)$ и $J_{rs}(T)$, так и в изменениях значений кривых $J_s(T)$ или $J_{rs}(T)$ после первого нагрева.

Зависимость точки Кюри от состава магнитного минерала лежит в основе метода диагностики магнитных минералов — термомагнитно-

го анализа. Строятся кривые температурного размагничивания остаточной намагниченности насыщения $J_{rs}(T)$ и полной (индуктивной) намагниченности насыщения $J_s(T)$. Далее определяются точка Кюри (для $J_s(T)$) и блокирующие температуры T_B (для $J_{rs}(T)$), а также температуры фазовых превращений (если таковые имеются) $J_{rs}(T)$ и $J_s(T)$ в процессе нагрева.

Однако термомагнитный анализ магнитных минералов позволяет не только идентифицировать состав минералов, но и оценить их устойчивость к температурным воздействиям. Оценку этой устойчивости определяют по величине отношения J_{rs} / J_{rs0} .

В наших исследованиях для диагностики состава магнитных минералов использованы блокирующая температура T_B и характер кривой термомагнитного размагничивания $J_{rs}(T)$. Анализ кривых термомагнитного размагничивания $J_{rs}(T)$ исследуемых образцов позволил выделить две группы кривых размагничивания. К первой группе относятся кривые, блокирующая температура T_B которых равна 580°C . После первого нагрева и охлаждения значения I_{rs} и I_{rs0} почти не изменились. Другими словами, значение отношения J_{rs} / J_{rs0} приблизительно равно 1, а сама кривая при повторном нагреве повторяет кривую при первом нагреве (рис. 2), что свидетельствует о том, что при нагреве образцов не произошло фазовых переходов первого рода. Форма кривых этой группы пород и $T_B = 580^\circ\text{C}$ подтверждают присутствие в образцах магнитомягкого минерала — магнетита.

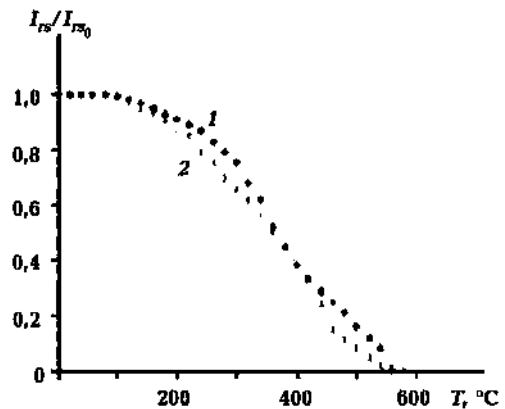


Рис. 2. Типичные кривые температурного размагничивания первой группы пород (магнетит): 1 — первичный нагрев, 2 — вторичный нагрев.

Породы этой группы кривых относятся к альбскому ярусу. Они представлены темно-зелеными, серыми туфопесчаниками, аргиллитами и мергелями.

Ко второй группе относятся образцы, у которых наблюдаются блокирующие температуры $T_G = 660 \div 680 \text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 3) по кривым температурной зависимости $J_{rs}(T)$. Значения отношения J_{rs}/J_{rs0} варьируют в пределах от 0,8 до 1,0, что свидетельствует об относительной устойчивости магнитных минералов к температурным воздействиям. Ход кривых температурного размагничивания этой группы образцов становится более пологим, что указывает на увеличение более мелкой фракции магнитных минералов. Уменьшение значения первоначальной I_{rs0} от значений I_{rs} после нагрева и остывания, по всей видимости, связано с вязкой компонентой, которая снимается после $100\text{--}150 \text{ }^\circ\text{C}$ при первом нагреве образцов. Ход кривых температурной зависимости $J_{rs}(T)$ и блокирующие температуры $T_G \approx 680 \text{ }^\circ\text{C}$ указывают на то, что носителем намагниченности в этой группе пород является гематит.

Породы второй группы кривых относятся к туронскому и коньякскому ярусам. Они представлены известняками и силицитами.

В процессе температурного размагничивания встречаются группы образцов, у которых наблюдается резкий перегиб в диапазоне температур $300\text{--}400 \text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 4). Такое поведение кривых можно объяснить наличием в породах сульфидов железа (пирротина, гетита). При пошаговом нагревании образцов (с шагом $20 \text{ }^\circ\text{C}$) происходит разрушение компонента намагниченности пирротина (или гетита) с блокирующей температурой $T_G = 320 \div 380 \text{ }^\circ\text{C}$. При достижении температуры $580 \text{ }^\circ\text{C}$ происходит разрушение магнетитового компонента породы.

При повторном нагреве эта фаза (с $T_G = 320 \div 380 \text{ }^\circ\text{C}$, т. е. пирротин или гетит) исчезает, что свидетельствует о неустойчивости пирротина (или гетита) к нагреву (при первом нагреве). Полное разрушение J_{rs} при температуре около $580\text{--}600 \text{ }^\circ\text{C}$ указывает на то, что другую фазу с $T_G = 580 \text{ }^\circ\text{C}$ представляет магнетит. Отношение J_{rs}/J_{rs0} для данной группы кривых изменяется от 0,26 до 1,00. В некоторых случаях наблюдается увеличение J_{rs} после первого нагрева,

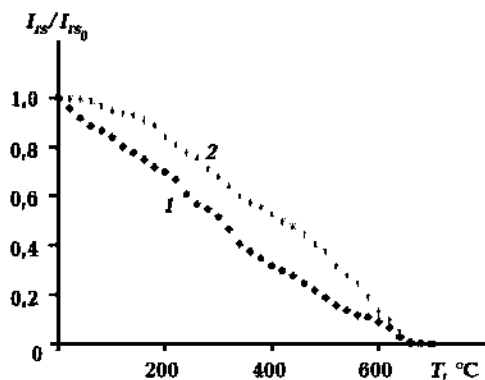


Рис. 3. Типичные кривые терморазмагничивания второй группы (гематит): 1 — первичный нагрев, 2 — вторичный нагрев.

что объясняется образованием магнетита из титаномагнетита в результате окисления (см. рис. 4).

Однако эти образцы сеноманского яруса, представленные известняками, с такого рода кривыми в коллекции исследуемых образцов встречаются довольно редко, поэтому можно пренебречь тем, что на кривых обнаружены перегибы, соответствующие блокирующей температуре пирротина. Тем более, что присутствие пирротина не подтверждается минералогическими исследованиями отдела Аналитического центра Института геологии и геофизики НАН Азербайджана [Мустафаев, 2005].

Выводы. Можно сказать, что магнитные минералы в образцах показали неплохую устойчивость к нагревам, которая проявлялась в стабильности кривых при повторных нагревах. От-

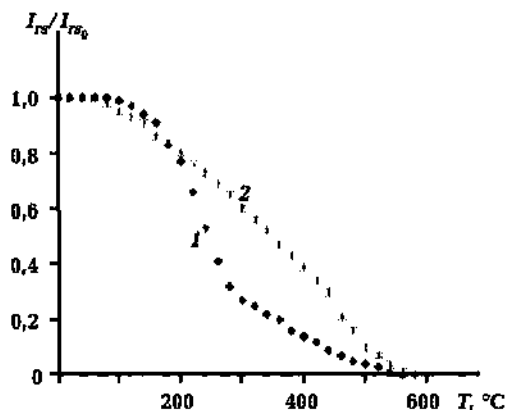


Рис. 4. Нетипичный случай проявления вторичного компонента при терморазмагничивании образцов при первичном (1) и вторичном (2) нагреве.

метим, что при термомагнитном анализе кривых остаточной намагниченности насыщения J_{rs} , значение блокирующей температуры T_b определяется как момент, при котором наблюдается наиболее быстрое падение на кривой $J_{rs}(T)$ и превращение этих показателей в ноль.

Термомагнитными исследованиями в образцах пород исследуемого возраста были установ-

лены магнитные минералы — носители остаточной намагниченности — магнетит и гематит. Наличие магнетита и гематита в исследуемых образцах (альб, сеноман и турон-коньяк) подтверждается минералогическими исследованиями отдела Аналитического центра Института геологии и геофизики НАН Азербайджана [Мустафаев, 2005].

Список литературы

- Халилов А. Г., Ализаде Ак. А., Алиев Г. А. Меловая система, Большой Кавказ. В кн.: *Геология Азербайджана. Т. I. Стратиграфия*. Гл. ред. Ак. А. Ализаде. Баку: Nafta-Press, 1997, С. 116—134.
- Браун Р. Фазовые переходы. Москва: Мир, 1967. 286 с.
- Буров Б. Г., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань: Изд-во Казан. гос. ун-та, 1979, 168 с.
- Мустафаев Г. В. Большой Кавказ (Южный склон). В кн.: *Геология Азербайджана. Т. III. Магматизм*. Гл. ред. Ак. А. Ализаде. Баку: Nafta-Press, 2005, С. 28—56.
- Dunlop D. J., Özdemir Ö., 2001. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. New York: Cambridge Univ. Press. 573 p.

Results of thermo-magnetic analysis of Cretaceous deposits of the Lagich section (Vandam tectonic zone, South slope of the Greater Caucasus, Azerbaijan)

© Z. A. Novruzov, M. I. Isayeva, T. D. Garayeva, A. A. Bagirova, 2017

The magnetic study of a tuffbreccia, tuffaceous sandstone, clay rocks, chalky clays, marls and silicified Cretaceous deposits (the Albian Age, the Cenomanian Age and Turonian—Cognacian Age) the Lagich section of the Vandam tectonic zone of Greater Caucasus (Azerbaijan) has been carried out. For thermomagnetic analysis the magnetic parameter of saturation remanence J_{rs} is used. The magnetic and mineralogical structure of carriers of natural remanent magnetization is determined by the shape of curves and by blocking temperature T_b of the studied samples. As a result of the analysis of curves of demagnetization of J_{rs} it has been established that the main carriers of natural remanent magnetization of the studied samples in the Lagich section are magnetite and hematite. On several samples during thermodemagnetization of J_{rs} the curves have displayed the presence of pyrrhotite (greygit). But on mineralogical researches of department of “Analytical center” of Institute of Geology of National Academy of Sciences of Azerbaijan presence of pyrrhotite (greygit) in the studied samples hasn't been revealed. In Cretaceous deposits (the Albian Age, the Cenomanian Age and Turonian—Cognacian Age) however availability of magnetite and hematite are checked out by department of “Analytical center” in the Lagich section.

Key words: thermomagnetic analysis, J_{rs} curves, magnetic-mineral composition, Cretaceous deposits.

References

- Khalilov A. G., Alizade Ak. A., Aliyev G. A.*, 1997. The Cretaceous System, the Greater Caucasus. In: *Geology of Azerbaijan. Vol. I. Stratigraphy*. Ed. Ak. A. Alizadeh. Baku: Nafta-Press, P. 116—134 (in Russian).
- Braut R.*, 1967. Phase transitions. Moscow: Mir, 286 p. (in Russian).
- Burov B. G., Yasonov P. G.*, 1979. Introduction to differential thermomagnetic analysis of rocks. Kazan: Kazan Publ. House. State. Univ., 168 p. (in Russian).
- Mustafayev G. V.*, 2005. Great Caucasus (Southern slope). In: *Geology of Azerbaijan. Vol. III. Magmatism*. Ed. Ak. A. Alizadeh. Baku: Nafta-Press, P. 28—56 (in Russian).
- Dunlop D. J., Özdemir Ö.*, 2001. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. New York: Cambridge Univ. Press. 573 p.

Географическое, геологическое и горное завершение Росатомом жизненного цикла отходов производства атомной энергии

© В. Н. Комлев, 2017

Апатиты, Россия

Поступила 14 марта 2017 г.

Розглядаються питання можливого оптимального поховання відходів роботи АЕС на території Росії.

Дай Бог, чтобы те, кто идут после нас, нашли пути, нашли в себе твердость духа и решимость, стремясь к лучшему, не натворить худшего.

Ю. Б. Харитон, "Природа", № 3, 1999

Отечественная атомная отрасль — это 70 лет службы на благо страны. Радиоактивные отходы живут долго и без пользы для человека от сотен до миллиона лет. Как говорится, почувствуйте разницу в должных подходах к ситуациям, чтобы обеспечить достойный результат. Тем более, что атомные результаты глобально и долговременно были разными: советский атомный проект — успех, Чернобыль и сделка "Гор—Черномырдин" — провалы. Настораживает качество нашего сегодняшнего общего дела по сверхдолговременным атомным объектам — наследству многих и многих будущих поколений.

Мне Ф. В. Марьясовым (сопредседатель общественной организации "Природа Сибири", Красноярск) было предложено прокомментировать письмо Росатома № 1-2/906 от 13.01.17, в котором директор по государственной политике в области радиоактивных отходов (РАО), отработавшего ядерного топлива (ОЯТ) и вывода из эксплуатации ядерно и радиационно опасных объектов (ВЭ ЯРОО) Госкорпорации "Росатом" О. В. Крюков ответил на обращения граждан, озабоченных проблемой создания вблизи Красноярска федерального могильника высокоактив-

ных отходов (ВАО). Текст и смысл этого письма без изменений были повторно воспроизведены Росатомом в ответе № 1-2/7779 от 27.02.17 на другое обращение. Приношу свои извинения за большое количество ссылок, но это, к сожалению, вынужденная мера, так как в рассматриваемом письме из Росатома упреки в отсутствии ссылок и слова "голословность" и "не соответствует действительности" являются любимыми. Объективности ради перед прочтением этой статьи настоятельно рекомендую ознакомиться с самим письмом (<https://drive.google.com/file/d/0Byd1cLeEIVbNYW1LekhINVRCY3M/view>), которое и послужило причиной для этой публикации. Заголовки абзацев — это обобщенные мной тезисы, содержащиеся в ответе г-на Крюкова, которые будут прокомментированы.

О системе физической защиты. Вряд ли какой-либо государственный орган уполномочен подтвердить на миллионы лет безопасность могильника путем проверки существующих систем защиты.

Об отрицании будущего международного статуса могильника. В планах Росатома выход на международный рынок с помощью мо-

гильника в Железногорске неоднократно обозначен (последний пример — <http://www.atomic-energy.ru/interviews/2017/01/16/71717>). Ждем новых законодательных инициатив.

О деятельности по созданию объекта захоронения. Подмена смысла. Беспокойство граждан связано не с необходимостью захоронения, а с вопросами где? и как?

О размещении РАО в Нижнеканском скальном массиве. Вновь подмена (в ответе на с. 2—4 используют три разных наименования — запутались). Нижнеканский скальный массив — корпоративно-филологический фокус Росатома. В природе существует Нижнеканский гранитоидный массив. Однако участок “Енисейский” ему не принадлежит, а входит в состав Атамановского кряжа — одного из отрогов Саянских гор. В “Материалах обоснования лицензии ...” (https://vk.com/topic-66070450_32051528, 2015, т. 2, с. 21, 27) прямо противопоставлены два массива. Пора бы уже с этим “раздвоением сознания” разобратся (см. также http://deprivat.ru/Documenty/pojasnitelnaga_zapiska.pdf). Возможно, в результате для этой территории появятся новые геологические карты.

О молчании специалистов АО “Радиевый институт им. В. Г. Хлопина”. Оставим это на совести специалистов института, напрямую зависящего от Росатома. Хотя в своей публикации (<http://www.khlopin.ru/wp-content/uploads/2016/01/%D0%A2%D1%80%D1%83%D0%B4%D1%8B-%D0%A0%D0%98-%D1%82%D0%BE%D0%BC-11.pdf>, с. 55), посвященной результатам поиска площадки под будущий могильник, специалисты не молчат и указывают как на возможность “катастрофических последствий” (вследствие неучтенных дестабилизирующих процессов), так и на “угрозу несанкционированного вмешательства (терроризма)”. И они предлагали площадки другого массива — Нижнеканского гранитоидного в составе Южно-Енисейского кряжа.

О задаче снижения существующих рисков. Г-ном Крюковым противоречиво выделены разные приоритеты для решения задачи. Первая трактовка ключевого фактора — территориальная связь с инфраструктурой Росатома (с. 3). Вторая — геологические характеристики пород (с. 4). Ссылки на регламентирующие тот или иной приоритет документы отсутствуют. Кроме

того, Росатомом разработано правило “трех условий” для размещения мест захоронения. Такие места выбираются исходя из сиюминутной экономики, максимального приближения к источникам РАО, при пригодности геологических характеристик (http://greenworld.org.ru/sites/default/greenfiles/report_rao&oyat_21022016.pdf). По обнародованному факту геологических исследований по выбору площадок, кроме как в местах своего присутствия, Росатом не проводил (“Материалы ...”, т. 2, с. 14). Достойный зарубежный пример настойчивости и последовательности в отстаивании безупречного приоритета: “Сенатор Гарри Рид из штата Невада, весьма сильный руководитель, отказался принимать национальный могильник на территории своего штата. Несмотря на большие вложения, уже произведенные в его сооружение, после появления информации о недостаточной геологической стабильности в регионе власти штата отказались от завершения его строительства” (<http://www.proatom.ru/modules.php?name=News&file=article&sid=7343>).

О длительности процесса выбора площадки. Кое-где он начался раньше 80-х годов прошлого века (в США и ФРГ, например, в 50—60-х). Отчего бы процессы в целом в разных странах не сравнить? Может быть потому, что появилась бы мысль: “А верной ли дорогой идем?”. Так как явно обнаружались бы существенные различия в методологических подходах, затратах и результатах. Есть и исследования Минатома по Кольскому полуострову, Новой Земле, Краснокаменску, Озерску. Нет сравнений вообще и с тамошними планировавшимися площадками ни у г-на Крюкова, ни в “Материалах ...”. Много-много лет работали по отечественным площадкам и нет материалов, которые можно было бы показать в сравнении с материалами по Железногорску и для обоснования наилучшего качества последних. Четыре строки письма об отрицательном заключении по площадке ПО “Маяк” (с. 3) не удовлетворяют. Ранее по этой площадке Минатом имел положительное заключение (<http://www.proatom.ru/modules.php?name=News&file=article&sid=155>).

О времени работ на участке “Енисейский”. С 01. 04. 2015 Федеральным государственным унитарным предприятием “Национальный оператор по обращению с радиоактивными отхода-

ми” (ФГУП “НО РАО”) получено “право пользования недрами Енисейского участка для геологического изучения ...” (<http://www.mnr.gov.ru/activities/detail.php?ID=145649>). На каких основаниях выполнялись работы раньше? Что сделало ФГУП “НО РАО”? Законно и морально ли представление предыдущих материалов на экспертизы, обсуждения, в правительство от имени ФГУП “НО РАО” как ответственного исполнителя? Успели ли специалисты толково освоить эти материалы? Они ведь и право работать (сначала) оформляли, и (затем) “курс молодого бойца” (<http://www.atomic-energy.ru/news/2015/11/02/60857>) проходили совсем недавно. Небось, и дипломы по горно-геологическим специальностям получить не успели? Или “многостаночникам” (07.02.17, “Профессиональный квартет”, <https://vk.com/atom26>) ФГУП “НО РАО” горно-геологическая квалификация не нужна?

О 20 глубоких скважинах (500—700 м) на участке “Енисейский”. Согласно классификации буровых скважин по глубине (<http://byrim.com/skvajin.html>), скважины делят на мелкие (до 500 м), средние (500—1500 м), глубокие (1500—2500 м) и сверхглубокие (более 2500 м). Или — глубокого (3—7 км) и сверхглубокого (более 7 км) научного бурения (<http://www.pereplet.ru/obrazovanie/stsoros/885.html>). Ни одной глубокой скважины на участке нет. Кроме того, в “Материалах ...” (т. 2, с. 19) приведены другие данные по количеству: 10 скважин глубиной по 700 м и 4 скважины по 200 м. Поэтому пока допустимо рассуждать только о статусе мелких скважин. Возможно, после ознакомления с детальными материалами по скважинам некоторые скважины могут быть переведены в более “почетную” категорию средних.

О пристраивании могильника ВАО к горно-химическому комбинату ГХК. Иначе относительно имитации выбора площадки не скажешь. Ориентация на могильники при ядерных комбинатах — атрибут прошлого. По проекту NUCRUS 95 410 для нужд Европейского Севера РФ оценили территорию Мурманской и Архангельской областей, а также арктические острова. Тысячи глубоких скважин и десятков рудников, например Норникеля в регионах присутствия Росатома, по документации и натуре которых можно было поискать площадку, — проигнорированный Росатомом ресурс. По 12 сква-

жинам глубиной 1—1,2 км в СССР было принято положительное заключение по одной из площадок ПО “Маяк” (<http://cyberleninka.ru/article/n/perspektivy-razvitiya-tehnologiy-podzemnoy-izolyatsii-radioaktivnyh-otvodov-v-rossii>). Росатом же, спеша, решительно указал на “Енисейский”, когда там была из “приличных” всего одна скважина (<https://www.iaea.org/OurWork/ST/NE/NEFW/CEG/documents/ws022009/4-5.%20Programs%20for%20Deep%20Geological%20Repositories%20and%20Underground%20Labs/4.7%20Creation%20of%20DGR%20in%20Krasnoyarsk%20Region%20Rus.pdf>). К слову, для среднеактивных отходов (САО), в том числе долгоживущих, площадки захоронения в Росатоме во многом ищут по принципу: за собственным невечным ведомственным забором при “признанными состоявшимися” слушаниях по проблеме в малочисленной аудитории представителей тамошней отраслевой невечной общественности.

О подтверждении правильного выбора площадки опытом подземного комплекса (подземных объектов) ГХК. Чем горно-геологические условия подземки ГХК менее благоприятны (как написано в письме)? Где опубликовано сравнение данных по действующим и проектируемым объектам? Зачем нужен второй могильник на площадке ГХК, если в “горе” уже сейчас захоронены ВАО и ГХК перепрофилируют? Как будут сочетаться новый могильник и полигон подземного захоронения жидких РАО “Северный”? Давно действующий полигон, про безопасность которого “можете верить, можете сомневаться — циферок все равно никаких нет. Информационная политика полной прозрачности ФГУП “НО РАО” в наивысшей точке” (<http://www.uranbator.ru/content/view/16275/8/>).

О перечислении выводов, достижений и гарантий без предоставления фактических данных. Ни у г-на Крюкова, ни в “Материалах ...” нет описания разведочных скважин и полного комплекта исходных материалов по ним. Скважины — критерий истины в геологоразведке при суждениях об эксплуатационном блоке (водоприток в камеры РАО — более 0,1 куб. м/сут, “Материалы ...”, Т. 1, с. 89) и, что не менее важно, о его окружении — соседних породах. За “миллион лет” могильник после консервации затопит. Не приведены данные наблюдений за породами подземных объектов ГХК при

их эксплуатации. Расточительно широко не обсуждать столь важные исследования при обосновании безопасности нового ядерного объекта в геологическом масштабе времени.

О более содержательном обосновании мероприятий по захоронению РАО. Актуально. Особенно мероприятий за счет государственного бюджета с гарантией безопасности на миллион лет.

Вывод. Анализ выявил голословность, оторванность от действительности, недопонимание прошлого и пренебрежение будущим в ответе г-на Крюкова, который не убеждает в безопасности планов, а укрепляет сомнения. Пока эти “принципы” Росатома не будут устранены, вряд ли нужны многотомные фолианты сегодняшнего исполнения, “раскручивающие” “уникальную” площадку без сравнения с лучшими мировыми и альтернативными российскими образцами. Дальнейшие документы Росатома по могильнику в Железногорске должны иметь признаки безупречного горно-геологического профессионализма. Нельзя браться за дело, если в силу собственных студенческой поры и последующей работы делать его не умеешь. И признаки честности. Ведь как сказал П. М. Гаврилов, гендиректор ГХК: “... в атомной отрасли честность — это основа безопасности” (<http://www.krsk.kp.ru/daily/26625/3643182/>).

Дополнение. Легкомысленное обращение с информацией по Железногорску (что, видимо, может быть предметом рассмотрения в контексте поручений Президента РФ в связи с Годом экологии) есть, к сожалению, не частный случай, а общая методология (хотя, скорей всего, и без злого умысла) представить плохонькую в целом систему захоронения РАО в России как хорошую. Серьезные нарушения такого рода фиксировались и ранее (<http://lawinrussia.ru/content/zahoronenie-radioaktivnyh-othodov-sistemnyu-analiz>; http://klgd.myatom.ru/mediafiles/u/files/Kaliningrad/2015/Sbornik_trudov_II_Nauchno_p_rakticheskoy_konferencii_Ekologicheskaya_bezopasnost_AES.pdf; http://lawinrussia.ru/content/evolyuciya-koncepciy-podzemnogo-hraneniya_zahoroneniya-oyatrao; <http://www.proatom.ru/modules.php?name=News&file=article&sid=6084>). Подробный анализ вольностей по Новоуральску (по второму федеральному могильнику, но САО) для малочисленной “от имени и по поручению” пуб-

лики при практически безразличном к проблеме обществе — <http://www.proatom.ru/modules.php?name=News&file=article&sid=7320>; https://novikovsluh.blogspot.ru/2014/07/2_23.html; https://novikovsluh.blogspot.ru/2017_02_16_archive.html, https://novikovsluh.blogspot.ru/2016/12/blog-post_13.html. Д. Б. Егоров (ФГУП “НО РАО”) добавил: “Мы будем заниматься только эксплуатацией объекта. Место для его размещения мы не выбирали. Выбирал комбинат” (<http://www.ngg44.ru/tema-nedeli/novyij-resurs147.html>). Изрядно деформируют общественное сознание по поводу существенного расширения действующих временных хранилищ в Сергиевом Посаде с последующим переводом их в пункты постоянного захоронения (<http://bellona.ru/2016/03/27/radon-ovos/> [bellona.ru]; <http://bellona.ru/2016/05/20/radon/> [bellona.ru]; <http://zmdosie.ru/proekty/podrobnosti/5869-na-podmoskovnom-radone>). Для облегчения процедур получения административного и общественного одобрения могильника РАО в Ленинградской области его площадку переназначили, сменив Копорье на Сосновый Бор (http://www.rbc.ru/spb_sz/21/08/2013/5592a89c9a794719538d02d8; http://www.khlopin.ru/docs/books/Sav_And_Shab-Clays.pdf).

Присущи такие “игры” издавна и другим странам (научно-технически, экономически и социально весьма развитым), приводя после возникновения общественной потребности (как правило, недавно) к законодательному пересмотру выбранных ранее безальтернативно систем (http://network.bellona.org/content/uploads/sites/4/2017/02/RAO_public_site.pdf; <http://bezrao.ru/n/724>; <http://bezrao.ru/n/702>; <http://bezrao.ru/n/698>). Пресловутая западная открытость трещит по швам (<http://bezrao.ru/n/765>).

В связи с этим и для того, чтобы не создавать впечатление закоренелого недруга Росатома, более широко обозначу мою позицию по теме.

1. Ядерную энергетику необходимо развивать, а советский атомный проект является величайшим делом.

2. Все радиоактивные отходы должны быть захоронены, консервация “особых отходов” — временная мера.

3. Могильники типа Новоуральского, Озерского и Северского, как и по варианту “захоронение на месте”, содержащие твердые САО с изотопами урана, плутония, америция и радиоактив-

ный графит, оставлять на поверхности, подвергая население опасности и дискредитируя ядерную отрасль, на проектные триста лет нельзя. Дальнейшее системное создание таких “технологических чудес” (своеобразное “радиологическое минирование”) укрепит в обществе радикальные антиядерные настроения. На Урале и в других регионах достаточно отработавших горных выработок, в которые возможно встроить применяемые траншейные РАО-модули и перевести могильники в категорию надежных подземных, не снижая суммарно “бюджетной эффективности предприятия”.

4. Могильники ВАО на берегу Енисея в Железногорске (в подземном комплексе ГХК и планируемый отдельный) слабо обоснованы (как порознь, так и во взаимосвязи) и навечно подрывают безопасность России. Твердые ВАО должны размещаться по периметру страны, под землей, в районах с хорошо изученными недрами на базе инфраструктуры горнорудных предприятий (Печенга, Таймыр — под многолетнемерзлыми породами, Краснокаменск ...). Стареющие комплексы Норникеля на Кольском полуострове и Таймыре (карьер “Центральный” — подземный рудник “Северный—Глубокий” и карьер-рудник “Заполярный”) перспективны, возможно, как базы для однотипной комбинированной системы захоронения РАО по кластерной схеме организации промышленности.

С помощью Германии в Сайда Губе (Курчатовский институт выступил генеральным проектировщиком и заказчиком проекта с российской стороны) построен образцово-показательный (<http://www.atomic-energy.ru/news/2017/03/03/73248>; <http://www.atomic-energy.ru/news/2017/01/13/71652>), первый в России федеральный подземный комплекс накопления, кондиционирова-

ния и хранения РАО. Это, возможно, первый блок международного кластера технологий обращения с такими отходами на Мурмане (<http://www.atomic-energy.ru/articles/2015/04/20/56383?page=1767>). Пора, похоже (<http://bezrao.ru/n/742>), немцев звать опять. На этот раз, для создания плотного российского подземного объекта захоронения РАО — могильника Конрад печенгской прописки (http://www.greenworld.org.ru/?q=gao_211216). Не нами сказано: “Никогда не делай того, что лучше тебя сделают немцы” (Н. В. Тимофеев-Ресовский, А. В. Яблоков, http://network.bellona.org/content/uploads/sites/4/2015/09/fil_EiP_51_SPECIAL.pdf). И “Норильский никель”, возможно, мог бы к этому присоединиться. Вполне вероятно, что компания составит и того серьезней. Поговаривают о подготовке российско-американской “большой сделки” (<http://www.atomic-energy.ru/SMI/2017/02/07/72443>) полного цикла, которым обладает Росатом, а он способен начать с разработки “ядерного законодательства”, добыть уран, конверсировать его, обогатить, превратить в топливные сборки, построить АЭС, предоставить гарантии бесперебойных поставок топлива и гарантии изъятия отработанного ядерного топлива, потенциально — захватить рынок back-end. Стратегическое положение России на нефтегазовом рынке вызывает серьезные опасения (<http://nuclearno.ru/text.asp?18677>). Это будет побуждать к радикальной перегруппировке сил и средств в ядерной энергетике, все большему переходу Росатома на внешний рынок с новыми предложениями/технологическими продуктами (<http://www.atomic-energy.ru/interviews/2017/03/01/73147>; <https://ria.ru/atomtec/20170228/1488953259.html>).

Благодарю Ф. В. Марьясова за инициирование статьи и помощь при ее подготовке.

The geographical, geological and mining completion by Rosatom of the life cycle of nuclear energy waste

© V. N. Komlev, Apatity, Russia, retiree, 2017

The issues of possible optimal burial of nuclear power plant waste in Russia are considered.

Про відновлення роботи Міжвідомчого тектонічного комітету України

У зв'язку з важливим значенням тектонічного аналізу під час геологічного вивчення території України та пошуків корисних копалин, необхідністю і обов'язковістю складання тектонічних карт при глибинному геологічному картуванні (ГГК-200) наприкінці минулого століття було створено Міжвідомчий тектонічний комітет України (МТКУ), його головою став голова Держгеолслужби України Д. С. Гурський.

Останнє важливе досягнення Комітету — видання у 2007 р. Тектонічної карти України масштабу 1 : 1 000 000 (головний редактор Д. С. Гурський). Проте через несприятливі економічні обставини останнього часу, в яких опинилась Державна служба геології та надр України (Держгеонадра), а також у зв'язку з тим, що пішли з життя такі видатні тектоністи, як І. І. Чабаненко, С. С. Круглов, Є. І. Паталаха, Ю. О. Арсірій, А. Я. Радзівілл, Є. Б. Глеваський, К. Ю. Єсипчук, або стали пенсіонерами Д. С. Гурський, В. П. Кирилюк, В. Я. Веліканов, В. М. Клочков та інші, з 2007 р. МТКУ старого складу практично припинив свою роботу.

Враховуючи надзвичайну важливість геотектоніки в усьому розмаїтті наук про Землю, її швидкий розвиток і домінуючу роль у розробці пошукових критеріїв на горючі та рудні корисні копалини, Відділення наук про Землю НАН України (ВНЗ) вирішило відновити роботу МТКУ у новому складі.

За ініціативою академіка-секретаря ВНЗ академіка НАН України О. М. Пономаренка, голови Міжвідомчого стратиграфічного комітету України (МСКУ) академіка НАН України П. Ф. Гожика, директора Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна (ІГФ) НАН України академіка НАН України В. І. Старостенка очолити оновлений МТКУ запропоновано одному з відомих тектоністів України члену-кореспонденту НАН України О. Б. Гінтову. Запропоновано також склад керівництва МТКУ: голова комітету О. Б. Гінтов (ІГФ НАН України), заступники голови — голова Науково-редакційної ради (НРР) Держгеонадра України доктор геол. наук М. М. Костенко, доктор геол. наук О. М. Гнилко (Інститут геології і геохімії горючих копалин (ІГГК) НАН України), науковий секретар Комітету кандидат геол.-мінерал. наук І. С. Потапчук (Інститут геологічних наук (ІГН) НАН України).

Керівництву МТКУ запропоновано розробити проект складу Бюро МТКУ та проект основного складу комітету, запросивши до нього геологів, геофізиків і географів з наукових установ НАН України, інших наукових та виробничих організацій України різних форм власності — докторів і кандидатів наук, відомих своїми роботами з тектоніки, та затвердити ці склади на організаційному засіданні Бюро МТКУ.

Запропоновано також розробити основні принципи діяльності МТКУ, перспективний план його роботи і затвердити їх на загальних зборах МТКУ.

17 березня поточного року в ІГН НАН України відбулось організаційне засідання Бюро МТКУ, на якому затверджено склад Бюро (додається), склад МТКУ (додається), проект документу про принципи роботи МТКУ (додається) та проект перспективного плану роботи МТКУ (додається).

Склад Бюро Міжвідомчого тектонічного комітету України

№ п/п	ПІБ	Ступінь, звання, місце роботи
1	Гінтов Олег Борисович	<i>чл.-кор. НАН України, ІГФ НАН України, Київ (голова МТКУ)</i>
2	Костенко Микола Михайлович	<i>д.г.н., голова НРР Держгеонадра України, Київ (заст. голови)</i>
3	Гнилко Олег Мирославович	<i>д.г.н., ІГГК НАН України, Львів (заст. голови)</i>
4	Потапчук Іван Степанович	<i>канд. г.-м. наук, ІГН НАН України, Київ (секретар)</i>
5	Старостенко Віталій Іванович	<i>академік НАН України, ІГФ НАН України</i>
6	Кутас Роман Іванович	<i>чл.-кор. НАН України, ІГФ НАН України</i>
7	Степанюк Леонід Михайлович	<i>чл.-кор. НАН України, Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) НАН України</i>
8	Михайлов Володимир Альбертович	<i>д.г.н., Київський національний університет (КНУ) імені Тараса Шевченка</i>
9	Шевчук Віктор Васильович	<i>д.г.н., КНУ імені Тараса Шевченка</i>
10	Альохін Віктор Іванович	<i>д.г.н., ДонНТУ (Покровськ)</i>
11	Мельничук Віктор Григорович	<i>д.г.н., НУВГП (Рівне)</i>
12	Єнтін Володимир Аркадійович	<i>к.г.-м.н., ДП «Укргеолкомпанія» (Київ)</i>
13	Покалюк Володимир Васильович	<i>д.г.н., ДУ ІГНС НАН України</i>
14	Палієнко Валентина Петрівна	<i>д.геогр.н., Інститут географії (ІГ) НАН України</i>
15	Веліканов Вячеслав Акимович	<i>к.г.-м.н., член НРР Держгеонадра України</i>

**Склад Міжвідомчого тектонічного комітету України
Члени МТК (Київське відділення)**

Александров Олександр Львович — к.г.н., ІГН НАН України
Альохін Віктор Іванович — д.г.н., ДонНТ України (м. Покровськ)
Артеменко Геннадій Володимирович — д.г.-м.н., ІГМР НАН України
Баньковський Михайло Володимирович — к.г.н., ІГН НАН України
Барташук Олексій Вацлавович — к.г.н., УкрНДІ Газу (Харків)
Бахмутов Володимир Георгійович — д.г.н., ІГФ НАН України
Безвинний Володимир Петрович — к.г.н., ПВНЗ “Інститут Тутковського”
Бобров Олександр Борисович — д.г.-м.н., ПВНЗ “Інститут Тутковського”
Бортник Сергій Юрійович — д.геогр.н., КНУ імені Тараса Шевченка
Векліч Юрій Максимович — ст.н.сп., УкрДГРІ
Веліканов Вячеслав Акимович — к.г.-м.н., член НРР Держгеонадра України

- Верховцев Валентин Геннадійович** — д.г.н., ДУ ІГНС НАН України
Воробійов Анатолій Іванович — к.г.-м.н., ДУ ЦАКДЗ ІГН НАН України
Гейченко Михайло Валентинович — к.г.н., ПАТ “ДАК Українські поліметали”
Гінтов Олег Борисович — чл.-кор. НАН України, ІГФ НАН України (**голова МТКУ**)
Горайнов Сергій Володимирович — к.г.-м.н., НАК “Нафтогаз України”
Гейхман Анатолій Мойсєвич — к.ф.-м.н., ІГН НАН України
Довбніч Михайло Михайлович — д.г.н., НГУ України (м. Дніпро)
Дубосарський Віктор Рудольфович — к.г.н., ІГН НАН України
Єгорова Тамара Петрівна — д.г.н., ІГФ НАН України
Єнтін Володимир Аркадійович — к.г.-м.н., ДП “Українська геологічна компанія”
Єсипович Станіслав Михайлович — д.г.н., ЦАКДЗ ІГН НАН України
Загнітко Василь Миколайович — д.г.-м.н., КНУ імені Тараса Шевченка
Клочков Валерій Михайлович — к.г.-м.н., член НРР Держгеонадра України
Коболєв Володимир Павлович — д.г.-м.н., ІГФ НАН України
Костенко Микола Михайлович — д.г.н., голова НРР Держгеонадра України (заст. голови МТКУ)
Кутас Роман Іванович — чл.-кор. НАН України, ІГФ НАН України
Лисинчук Дмитро Володимирович — к.г.-м.н., ІГФ НАН України
Ломакін Ігор Емануїлович — д.г.н., ВМГОР НАН України
Лукін Олександр Юхимович — академік НАН України, ІГН НАН України
Михайлов Володимир Альбертович — д.г.н., КНУ імені Тараса Шевченка
Мичак Сергій Володимирович — к.г.н., ІГФ НАН України
Монюк Володимир Васильович — к.г.-м.н., ДДУ (м. Дніпро)
Муровська Ганна Валеріївна — к.г.н., ІГФ НАН України
Науменко Уляна Зінов’ївна — к.г.н., ІГН НАН України
Орлюк Михайло Іванович — д.г.-м.н., ІГФ НАН України
Палієнко Валентина Петрівна — д.геогр.н., ІГ НАН України
Пашкевич Інна Костянтинівна — к.г.-м.н., ІГФ НАН України
Покалюк Володимир Васильович — д.г.н., ДУ ІГНС НАН України
Пономаренко Олександр Миколайович — академік НАН України, ІГМР НАН України
Потапчук Іван Степанович — к.г.-м.н., ІГН НАН України (**секретар МТКУ**)
Ремезова Олена Олександрівна — д.г.-м.н., ІГН НАН України
Русаков Олег Максимович — д.г.-м.н., ІГФ НАН України
Скопиченко Ігор Михайлович — к.г.-м.н., ІГН НАН України
Спиця Роман Олександрович — к.геогр.н., ІГ НАН України
Старостенко Віталій Іванович — академік НАН України, ІГФ НАН України
Степанюк Леонід Михайлович — чл.-кор. НАН України, ІГМР НАН України
Фарфуляк Людмила Вікторівна — к.г.н., ІГФ НАН України
Харчишин Юрій Дмитрович — гол. геолог Рівненської КГП ДП “Українська геологічна компанія”
Цветкова Тетяна Олексіївна — к.ф.-м.н., ІГФ НАН України
Шаталов Микола Микитович — д.г.н., ЦАКДЗ ІГН НАН України
Шевчук Віктор Васильович — д.г.-м.н., КНУ імені Тараса Шевченка
Шеремет Євген Михайлович — д.г.-м.н., ІГМР НАН України
Шехунова Стелла Борисівна — чл.-кор. НАН України, ІГН НАН України
Шимків Любомир Максимович — гол. геофізик ДП “Українська геологічна компанія”
Шнюков Євген Федорович — академік НАН України, ДУ ВМГОР НАН України
Шнюкова Катерина Євгенівна — д.г.н., ІГМР НАН України

Члени МТК (Львівське відділення)

Бубняк Андрій Миколайович — к.г.н., геолог-консультант
Бубняк Ігор Миколайович — к.г.н., ЛНУ імені Івана Франка
Вашенко Віталій Опанасович — нач. ГРП Львівської геологічної експедиції
Віхоть Юрій Михайлович — к.г.н., ЛНУ імені Івана Франка
Генералова Лариса Володимирівна — к.г.н., ЛНУ імені Івана Франка
Гнилко Олег Мирославович — д.г.н., ІГГГК НАН України (голова відділення)
Заяць Христина Борисівна — к.г.-м.н., Укр ДГРІ
Кирилюк Віктор Павлович — д.г.-м.н., член МСТК
Крупський Юрій Зіновійович — д.г.-м.н., ЛНУ імені Івана Франка
Максимчук Валентин Юхимович — д.ф.-м.н., КВ ІГФ НАН України
Мельничук Віктор Григорович — д.г.н., НУВГП (м. Рівне)
Мельничук Григорій Вікторович — к.г.н., НУВГП (м. Рівне)
Назаревич Андрій Володимирович — к.ф.-м.н., КВ ІГФ НАН України
Накапелюх Михайло Володимирович — к.г.н., ІГФ НАН України
Павлюк Мирослав Іванович — чл-кор. НАН України, ІГГГК НАН України
Сіворонов Альберт Олексійович — д.г.-м.н., ЛНУ імені Івана Франка
Ступка Орест Степанович — д.г.-м.н., ІГГГК НАН України
Хом'як Леонід Миколайович — к.г.н., ЛНУ імені Івана Франка (секретар відділення)
Шлапінський Володимир Євгенович — к.г.н., ІГГГК НАН України
Яценко Герман Михайлович — д.г.-м.н., ЛНУ імені Івана Франка

Секції МТК України

Секція теоретичної геотектоніки і тектонофізики (кер. Шевчук В. В.)
Секція регіональної тектоніки (кер. Костенко М. М.)
Секція прикладних проблем тектоніки (кер. Потапчук І. С.)
Секція з питань термінології і номенклатури геоструктур України (кер. Михайлов В. А.)
Секція глибинної геофізики і геотектоніки (кер. Старостенко В. І.)
Секція неотектоніки (кер. Палієнко В. П.)

Склад секцій МТКУ

Секція теоретичної геотектоніки і тектонофізики (керівник Шевчук В.В.)

Бахмутов В. Г., Бобров О. Б., Бубняк І. М., Воробйов Н. І., Генералова Л. В., Гінтов О. Б., Гнилко О. М., Горайнов С. В., Довбніч М. М., Єнтін В. А., Загнітко В. М., Кирилюк В. П., Крупський Ю. З., Кутас Р. І., Лукін О. Ю., Мельничук В. Г., Михайлов В. А., Муровська Г. В., Орлюк М. І., Павлюк М. І., Палієнко В. П., Покалюк В. В., Пономаренко О. М., Ступка О. С., Шевчук В. В., Шнюкова К. Є.

Секція регіональної тектоніки (керівник Костенко М.М.)

Куратори та основні виконавці регіональних підрозділів:

Гінтов О. Б., Кирилюк В. П., Степанюк Л. М. (*Український щит*)
Гнилко О. М., Кутас Р. І., Павлюк М. І. (*Карпатський регіон*)
Бахмутов В. Г., Веліканов В. А., Мельничук В. Г. (*Волино-Подільський регіон*)
Лукін О. Ю., Михайлов В. А., Шехунова С. Б. (*Дніпровсько-Донецький регіон*)

Коболєв В. П., Муровська Г. В., Старостенко В. І. (*Південноукраїнський регіон (Азово-Чорноморський басейн, Причорномор'я, Крим, Добруджа)*)
Верховцев В. Г., Палієнко В. П., Спиця Р. О. (*Неотектоніка України*)
За потреби до роботи в секції та засідань запрошуватимуть й інших членів МТК України.

Секція прикладних проблем тектоніки (керівник **Потапчук І. С.**)

Альохін В. І., Александров О. Л., Баньковський М. В., Бобров О. Б., Бубняк А. М., Горяйнов С. В., Єнтін В. А., Єсипович С. М., Кирилук В. П., Костенко М. М., Манюк В. В., Мельничук В. Г., Мельничук Г. В., Михайлов В. А., Науменко У. З., Покалюк В. В., Потапчук І. С., Ремезова О. О., Скопиченко І. М., Харчишин Ю. Д., Шехунова С. Б., Шлапінський В. Є., Яценко Г. М.

Секція з питань термінології і номенклатури геоструктур України (керівник **Михайлов В. А.**)

Бахмутов В. Г., Великанов В. А., Дубосарський В. Р., Гінтов О. Б., Загнітко В. М., Кутас Р. І., Мельничук В. Г., Михайлов В. А., Покалюк В. В., Шевчук В. В.

Секція глибинної геофізики і геотектоніки (керівник **Старостенко В. І.**)

Баньковський М. В., Гінтов О. Б., Довбніч М. М., Гейхман А. М., Єгорова Т. П., Єнтін В. А., Заяць Х. Б., Коболєв В. П., Кутас Р. І., Лисинчук Д. В., Лукін О. Ю., Муровська Г. В., Назаревич А. В., Орлюк М. І., Пашкевич І. К., Пігулевський П. Г., Русаков О. М., Старостенко В. І., Фарфуляк Л. В., Цветкова Т. О., Шевчук В. В., Шеремет Є. М., Шимків Л. М.

Секція неотектоніки (керівник **Палієнко В. П.**)

Бортник С. Ю., Векліч Ю. М., Великанов В. А., Верховцев В. Г., Гейченко М. В., Максимчук В. Ю., Палієнко В. П., Потапчук І. С., Спиця Р. О., Шаталов М. М.

Регіональні підрозділи МТК України

Український щит (куратор **Гінтов О. Б.**): Александров О. Л., Альохін В. І., Артеменко Г. В., Безвинний В. П., Бобров О. Б., Гейченко М. В., Єнтін В. А., Єсипович С. М., Загнітко В. М., Кирилук В. П., Клочков В. М., Костенко М. М., Манюк В. В., Мичак С. В., Науменко У. З., Пашкевич І. К., Пігулевський П. Г., Покалюк В. В., Пономаренко О. М., Потапчук У. С., Ремезова О. О., Сіворонов А. О., Скопиченко У. М., Степанюк Л. М., Шаталов М. М., Шевчук В. В., Шеремет Є. М., Яценко Г. М.

Карпатський регіон (куратор **Гнілко О. М.**): Альохін В. І., Баньковський М. В., Шеремет Є. М., Бубняк А. М., Бубняк І. М., Ващенко В. О., Віхоть Ю. М., Генералова Л. В., Гінтов О. Б., Заяць Х. Б., Кутас Р. І., Максимчук В. Ю., Муровська Г. В., Назаревич А. В., Накапелюх М. В., Павлюк М. І., Ступка О. С., Хом'як Л. М., Шехунова С. Б., Шлапінський В. Є.

Волино-Подільський регіон (куратор **Мельничук В. Г.**): Бахмутов В. Г., Бортник С. Ю., Великанов В. А., Мельничук Г. В., Науменко У. З., Орлюк М. І., Палієнко В. П., Спиця Р. О., Харчишин Ю. Д., Шаталов М. М., Шимків Л. М.

Дніпровсько-Донецький регіон (куратор **Лукін О. Ю.**): Александров О. Л., Горяйнов С. В., Довбніч М. М., Михайлов В. А., Орлюк М. І., Пашкевич І. К., Русаков О. М., Шехунова С. Б.

Південно-Український регіон (Азово-Чорноморський басейн, Причорномор'я, Крим, Добруджа)
(куратор **Коболєв В. П.**): Борташук О. В., Верховцев В. Г., Горяйнов С. В., Єгорова Т. П., Кутас Р. І.,

Лисинчук Д. В., Ломакін І. Е., Муровська Г. В., Русаков О. М., Старостенко В. І., Фарфуляк Л. В., Цвєткова, Т. О., Шимків Л. М., Шнюков Є. Ф., Шнюкова К. Є.

Про принципи роботи МТКУ

Викладені нижче принципи роботи МТКУ увійдуть складовою частиною в **Положення про Міжвідомчий тектонічний комітет України**, який буде розроблений членами Бюро МТКУ і затверджений на Бюро ВНЗ та Загальних зборах членів МТКУ.

1. Основним своїм завданням МТКУ вбачає *поширення знань про геотектонічні і геодинамічні процеси, які відбуваються у Землі, та про адекватне відображення пов'язаних з ними на вищих структурних рівнях процесів і структур на геологічних, структурних, тектонічних, геодинамічних та інших картах України, а також у пояснювальних записках до них.*

2. Геотектоніка і геодинаміка належать до наук, які для пізнання закономірностей будови земної кори і розміщення в ній родовищ корисних копалин повинні узагальнювати всі глобальні матеріали про геологічну будову як земної поверхні, так і глибинних оболонок планети. Тому в них однаково активно задіяні як *усі галузі геології, так і геофізика, географія, а також термодинаміка, фізична хімія, математичне і фізичне моделювання.* З цим пов'язаний і склад членів МТКУ.

3. У своїй діяльності МТКУ керуватиметься прикладом ефективної і успішної діяльності Міжвідомчого стратиграфічного комітету України (МСК України), якому вдається обговорювати і узагальнювати практично всі наукові та виробничі дослідження в Україні з питань стратиграфії і геохронології та, як наслідок, уніфікувати стратиграфічні схеми, які використовують під час складання та видання геологічних карт.

4. Тектонічні науки (в порядку розширення: тектоніка — геотектоніка — геодинаміка) на фоні інших напрямів сучасної геології розвиваються найшвидше. Інформація надходить лавиноподібно. Однак підручники та посібники з цих дисциплін не встигають за нею. До того ж в Україні на сьогодні жодний вищий навчальний заклад не навчає магістрів за спеціальністю “Геотектоніка”, відсутня підготовка аспірантів, а дисертації за цією спеціальністю захищають дуже рідко, лише у спецраді Д26162.02 при ІГН НАН України. Таким чином, практично призупинено підготовку фахівців з геотектоніки. Молоді спеціалісти, які хочуть захистити дисертації тектонічного напрямку, вимушені виїздити за кордон — в Європу, Америку, Росію, де геотектоніка і геодинаміка є лідерами в науках про Землю.

Виходячи з цього МТКУ одним із своїх важливих завдань вважає створення тісних стосунків з гірничими, політехнічними вищими навчальними закладами та університетами, а також з МОН України з метою виправлення такого становища.

5. Одним з найважливіших завдань МТКУ є організація регіональних і міжнародних конференцій з питань геотектоніки та геодинаміки за участю вітчизняних і закордонних спеціалістів. Ця робота потребує достатньо великих витрат, тому може бути розпочата з 2018 р.

6. Кожен член МТКУ має бути носієм сучасних геотектонічних знань у геологічну аудиторію, тобто:

а) постійно вивчати всю сучасну закордонну та вітчизняну геологічну, геофізичну і мінералогічну періодику;

б) слідкувати за змістом публікацій в українській науковій періодиці, присвяченій питанням тектоніки, і активно реагувати на них;

в) брати активну участь у заслуховуванні та захисті дисертацій тектонічного напрямку;

г) входити з пропозиціями до Бюро МТКУ про заслуховування важливих і дискусійних питань з геотектоніки, запрошення вітчизняних та (по можливості) закордонних учених для доповідей з цих питань.

7. Виходячи з важливості п. 5 МТКУ звертається до керівництва (МСК України, академік НАН України П. Ф. Гожик) і Науково-редакційної ради Держгеолслужби України (доктор геол. наук М.М. Костенко) з пропозицією ввести до складу цих органів декількох (не менше двох) авторитетних учених — членів МТКУ.

8. Організаційні питання:

а) засідання Бюро МТКУ відбуваються в приміщенні ІГН НАН України за пропозиціями або вимогами членів Бюро та його голови. Про це членів Бюро сповіщають електронною поштою і телефоном. Протоколи засідань Бюро розсилають керівникам регіональних підрозділів МТКУ;

б) засідання регіональних підрозділів (РП) МТКУ відбуваються за ініціативою їх керівників і пропозиціями їх членів для заслуховування доповідей членів РП або запрошених вітчизняних та іноземних учених. Засідання відбуваються в приміщенні ІГН НАН України або там, де вирішить керівник РП. Про засідання членів РП сповіщають вивішеними оголошеннями, а за потреби — електронною поштою і телефоном;

в) організаційні Загальні збори членів МТКУ скликають у **травні 2017 р.**, а звітні — наприкінці кожного року.

Перспективний план роботи МТКУ

Загальний план діяльності МТКУ впливає з перелічених вище принципів його роботи.

У 2017 р. Бюро МТКУ розробить **Положення про Міжвідомчий тектонічний комітет України**, яке буде узгоджено і затверджено з Держгеонадра та МОН України на Бюро ВНЗ та Загальних зборах членів МТКУ.

Одним з найперших завдань МТКУ також вважає продовження розробки та видання **Короткого українського словника сучасних тектонічних і геодинамічних термінів** (розпочатої в УкрДГРІ, проте не завершеної через нестачу коштів), в якому були б враховані не лише досягнення світової геотектоніки, а й надбання української геологічної науки та особливості назв тектонічних структур України.

Конкретний план полягає в організації складання тектонічних карт окремих регіонів та всієї території України та його керівництві цими роботами.

Насамперед передбачається розпочати побудову **Тектонічної карти Українського щита масштабу 1 : 500 000** силами установ НАН України — ІГН, ІГФ, ІГМР, геологічними підприємствами Держгеонадра України та спеціалістами з геології докембрію інших організацій і вищих навчальних закладів України.

Оскільки фінансування зазначених робіт поки що немає, в 2017 р. вирішуватимуться в основному організаційні питання. Крім того, Інститут геофізики НАН України, ДП “Українська геологічна компанія”, Донецький національний технічний університет (м. Покровськ) за рахунок коштів існуючих тем розпочнуть і в 2018 р. завершать роботи з побудови **Схеми розломно-мегаблокової структури УЩ масштабу 1 : 500 000** як основи-каркасу Тектонічної карти Українського щита масштабу 1 : 500 000. Схему буде подано в МТКУ для розгляду і затвердження, після чого її буде видано і рекомендовано як обов’язкову для всіх організацій, які займаються побудовою регіональних тектонічних і геологічних карт окремих районів щита.

У 2018 р., за наявності фінансування з боку Держгеонадра України та НАН України, під керівництвом МТКУ почнеться побудова Тектонічної карти Українського щита масштабу 1 : 500 000, в якій будуть задіяні всі перелічені вище організації.

Передбачається побудова тектонічних карт інших регіонів України силами відповідних регіональних підрозділів.

Положення про Міжвідомчий тектонічний комітет України

1. Загальні положення

1. Міжвідомчий тектонічний комітет України (МТКУ) — це дорадчий орган при Відділенні наук про Землю Національної академії наук (ВНЗ НАН) України.

2. Метою діяльності МТКУ є міжвідомче регулювання тектонічних аспектів геологічного вивчення надр України, сприяння підготовці фахівців геологічної галузі у відповідності до сучасних світових досягнень у галузі геотектоніки і геодинаміки.

3. У своїй діяльності МТКУ керується законодавчими актами України, рішеннями загальних зборів МТКУ та цим Положенням.

4. МТКУ взаємодіє з підрозділами Національної академії наук України, Міністерства освіти і науки (МОН) України, організаціями Державної служби геології та надр (Держгеолнадра) України, акціонерними компаніями та приватними підприємствами, а також з Міжвідомчим стратиграфічним комітетом України, Міжвідомчим петрографічним комітетом України, Українським мінералогічним товариством, Всеукраїнським громадським об'єднанням “Спілка геологів України”, іноземними урядовими і неурядовими організаціями, що виконують геологічне вивчення надр.

II. Завдання МТКУ

Основні завдання МТКУ такі:

- міжвідомча координація досліджень з питань геотектоніки і геодинаміки України та заходів з підготовки фахівців геологічної галузі;
- уніфікація методичних і методологічних підходів у вітчизняних тектонічних дослідженнях;
- впровадження сучасних інноваційних досягнень у вітчизняні тектонічні дослідження;
- організація наукових конференцій та семінарів з актуальних проблем геотектоніки та геодинаміки з метою поширення знань про геотектонічні і геодинамічні процеси, які відбуваються у Землі;
- організація і керівництво складанням тектонічних карт окремих регіонів та всієї території України з адекватним відображенням на них тектонічних структур і геодинамічних комплексів у відповідності до досягнень світової геотектонічної науки;
- допомога у роботі атестаційних комісій і спеціалізованих рад із захисту дисертацій за спеціальностями геологічного напрямку.

III. Повноваження МТКУ, права та обов'язки його членів

1. МТКУ має право:

- координувати загальні тектонічні аспекти діяльності наукових установ Національної академії наук України, Міністерства освіти і науки України, організацій Державної служби геології та надр України, акціонерних компаній та інших підприємств геологічного напрямку;
- встановлювати правила виділення і класифікації, а також номенклатуру тектонічних підрозділів і структур у вітчизняній геологічній науці й практиці;

- тлумачити основні терміни і поняття тектонічного змісту;
- надавати наукові рекомендації та висновки щодо заходів безпеки в зонах взаємовпливу промислових об'єктів України та геологічного середовища у зв'язку із сучасними геодинамічними процесами і явищами.

2. Члени МТКУ мають право:

- брати участь у заходах, які проводить Комітет;
- брати участь в розробці планів діяльності МТКУ;
- входити з пропозиціями до Бюро МТКУ;
- вносити пропозиції та зауваження щодо діяльності МТКУ;
- отримувати інформацію про діяльність МТКУ та його Бюро;
- оскаржувати рішення, дії, бездіяльність керівних органів МТКУ зверненням до керівництва ВНЗ НАН, МОН, Держгеолнадра України або Загальних зборів Комітету;
- отримувати методичну і організаційну допомогу від МТКУ у своїй науковій діяльності.

3. Члени МТКУ в межах своїх службових повноважень мають переважне право:

- здійснювати керівництво кваліфікаційними, дисертаційними, науково-дослідними та геологорозвідувальними роботами, що стосуються геотектоніки;
- рецензувати, опонувати кваліфікаційні, дисертаційні, науково-дослідні роботи з геотектоніки та звіти з геологічного вивчення надр (регіональні роботи);
- редагувати підготовлені до видання аркуші Державної геологічної карти масштабу 1 : 200 000 та 1 : 50 000, а також наукові видання з геотектоніки.

4. Члени МТКУ зобов'язані:

- дотримуватись вимог цього Положення;
- надавати інформаційну і методичну допомогу з питань геотектоніки і геодинаміки юридичним і фізичним особам за їхніми зверненнями;
- виконувати рішення керівних органів МТКУ у межах їх компетенції;
- брати участь у Загальних зборах МТКУ;
- сприяти виконанню рішень Бюро і Загальних зборів МТКУ;
- впроваджувати сучасні геотектонічні підходи у науково-дослідній роботі;
- слідкувати за змістом публікацій в сучасній зарубіжній та українській науковій періодиці, присвяченій питанням геотектоніки і активно реагувати на них;
- брати активну участь у публічному заслуховуванні та захисті наукових і науково-виробничих звітів, дисертацій, магістерських і бакалаврських робіт тектонічного напрямку.

III. Склад МТКУ

1. До складу МТКУ входять відомі своїми тектонічними доробками вчені Національної академії наук України, Міністерства освіти і науки України, фахівці установ Державної служби геології та надр України, акціонерних компаній та інших підприємств геологічного напрямку.

2. Керівним органом МТКУ є Бюро, яке затверджується на засіданнях Бюро ВНЗ НАН України і Загальних зборів Комітету та узгоджується з МОН і Держгеолнадра України.

3. МТКУ поділяється на секції і регіональні підрозділи. Персональний та кількісний склад секцій і регіональних підрозділів утворюється та оновлюється за поданням Бюро МТКУ і затверджується рішенням Загальних зборів МТКУ.

4. Припинення членства в МТКУ відбувається на підставі:

- письмової заяви члена Комітету;
- рішення Бюро МТКУ.

5. Бюро МТКУ має право приймати рішення про виключення члена МТКУ в разі:

- вчинення дій або бездіяльності, несумісних із метою і завданнями Комітету;
- неучасті в діяльності Комітету продовж 12 попередніх місяців.

IV. Організація роботи МТКУ

1. Загальні збори членів МТКУ приймають рішення про:

- затвердження Положення про МТКУ і змін до нього за погодженням Бюро ВНЗ НАН України, Департаменту вищої освіти МОН України та Державної служби геології та надр України;
- затвердження складу МТКУ, його регіональних відділень і секцій;
- обрання членів Бюро, голови, заступників голови, секретаря, керівників регіональних відділень і секцій;
- принципи діяльності МТКУ;
- перспективний план роботи МТКУ.

2. Голова та вчений секретар МТКУ відповідають за організацію Загальних зборів Комітету та засідань Бюро.

3. Бюро МТКУ:

- розглядає подання керівників секцій, регіональних відділень і підрозділів МТКУ, розпорядження і звернення Бюро ВНЗ НАН України;
- заслуховує членів МТКУ, керівників його секцій, регіональних відділень і підрозділів;
- розробляє перспективні плани роботи МТКУ;
- приймає рішення із засадничих питань діяльності МТКУ.
- періодично звітує на Загальних зборах з питань, пов'язаних з реалізацією покладених на них повноважень та завдань.

4. Загальні збори МТКУ вважають правомірними, якщо на них присутні більше половини його членів. Рішення ухвалюють більшістю голосів від числа присутніх. Головує на засіданнях Загальних зборів Голова Комітету або його заступник. Порядок голосування на Загальних зборах (відкрите чи таємне) визначається Загальними зборами безпосередньо на засіданні.

5. Загальні збори скликаються не менше одного разу на два роки за рішенням Голови МТКУ. Позачергові Загальні збори можуть бути скликані на вимогу не менше 1/3 складу членів МТКУ або 2/3 складу його Бюро.

6. Рішення Загальних зборів ухвалюють простою більшістю від числа присутніх членів та оформлюють протоколом.

7. Засідання Бюро МТКУ скликаються Головою Комітету або на вимогу 1/3 членів Бюро і є повноважними за наявності більшості його членів. Рішення Бюро ухвалюють простою більшістю голосів присутніх членів. Протоколи засідань Бюро розсилають керівникам регіональних підрозділів МТКУ.

8. Засідання секцій, регіональних підрозділів (РП) МТКУ відбуваються за ініціативою їх керівників і пропозиціями їх членів для заслуховування доповідей членів Комітету або запрошених

вітчизняних та іноземних учених. Про місце і час засідання членів Комітету сповіщають електронною поштою чи телефоном.

9. Члени МТКУ та Бюро можуть брати участь у засіданнях, у тому числі шляхом використання засобів зв'язку (телефон, скайп-зв'язок).

V. Порядок фінансування діяльності МТКУ

1. Фінансування діяльності МТКУ здійснюється із фондів наукових установ Національної академії наук України, Міністерства освіти і науки України, організацій Державної служби геології та надр України, акціонерних компаній та інших підприємств, що виконують геологічне вивчення надр, на умовах добровільних солідарних внесків.

2. Наукова установа або підприємство, працівника якої введено до складу МТКУ, забезпечує його участь у засіданнях Комітету та його Бюро.

Перелік нормативних документів, якими керується МТКУ у своїй діяльності:

Закон України "Про наукову і науково-технічну діяльність". <http://zakon2.rada.gov.ua/laws/show/848-19>.

Закон "Про вищу освіту". <http://zakon4.rada.gov.ua/laws/show/1556-18>.

Закон України "Про державну геологічну службу України". <http://zakon5.rada.gov.ua/laws/show/1216-14>.

Кодекс України про надра. <http://zakon4.rada.gov.ua/laws/show/132/94-вр>.

Дане Положення склав професор В. Г. Мельничук за участю інших членів Бюро МТКУ.

Голова МТКУ, д-р геол.-мінерал. наук, професор, чл.-кор. НАН України **О. Б. Гитов**

Секретар МТКУ, канд. геол.-мінерал. наук, ст. н. сп. **І. С. Потапчук**

Адрес редакции

Украина 03142, Киев-142, просп. акад. Палладина, 32
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, комн. 220
Телефон 380 (44) 424 – 11 – 65, факс 380 (44) 450 – 25 – 20
E-mail: journal@igph.kiev.ua
<http://www.igph.kiev.ua>

*Печатается по постановлению редакционной коллегии
и ученого совета Института геофизики НАН Украины*

*Свидетельство государственной регистрации,
серия КВ № 12952-1836 ПР от 20.07.2007*

*Включен в Перечень научных специализированных изданий
Украины в отрасли Геологические науки
(приказ МОН Украины от 07.10.2015 г. № 1021)*

Редакторы *И.А. Калитова, О.И. Калашникова*

Технические консультанты *Д.Н. Гринь, Т.А. Амашукели*

Компьютерная верстка *Л.В. Мельниковой*

Компьютерная графика *Я.Ю. Дулицкой*

Вниманию читателей!

В ИНСТИТУТЕ ГЕОФИЗИКИ

ИМ. С. И. СУББОТИНА НАН УКРАИНЫ ИЗДАЕТСЯ РЕЦЕНЗИРУЕМЫЙ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

созданный в 1979 г. на базе основанного в 1956 г. и публиковавшегося Институтом геофизики НАН Украины «Геофизического сборника». На страницах этого журнала освещаются новые данные теоретических и экспериментальных геофизических исследований, материалы о закономерностях распределения различных физических полей Земли, вопросы комплексного изучения глубинного строения литосферы, современной геодинамики и прогноза землетрясений, результаты исследований физических свойств минерального вещества в различных *PT*-условиях, работы в области геотермии, палеомагнетизма, геофизики Мирового океана, поисков и разведки полезных ископаемых геофизическими методами и др. Публикуются также методические и аппаратурные разработки, материалы дискуссий, рецензии, сообщения о научных совещаниях и другая информация.

- Рассчитан на широкий круг геофизиков и геологов: научных работников, преподавателей, инженеров, аспирантов, студентов, работников поисковых партий и экспедиций.
- Статьи публикуются на русском, украинском или английском языках.
- Периодичность — раз в два месяца.
- Индекс 74116.
- Свидетельство государственной регистрации, серия КВ № 12952—1836 ПР от 20.07.2007 г.
- Только своевременно оформленная подписка или заказы в нашей редакции и ОНТИ Института геофизики НАН Украины могут гарантировать Вам получение журнала. Кроме того, возможно приобретение его отдельных номеров за прошлые годы. Подписку на «Геофизический журнал» для дальнего зарубежья можно оформить на сайте ДП «Пресса» www.presa.ua

**Подписывайтесь и заказывайте
«Геофизический журнал»!**
