

**Геофизический институт
Владикавказского научного центра
Российской академии наук**

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 4 / 2017

Владикавказ 2017

Главный редактор

д.ф.-м.н., проф. В.Б. Заалишвили (ГФИ ВНЦ РАН)

Заместитель главного редактора

д.ф.-м.н., проф. И.А. Керимов (КНИИ РАН)

Редакционная коллегия

академик РАН В.А. Бабешко (ЮНЦ РАН)
академик РАН А.Д. Гвишиани (ГЦ РАН)
академик РАН М.Ч. Залиханов (ГУ ВГИ)
академик РАН С.А. Федотов (ИФЗ РАН)
член-корр. РАН Д.Р. Каплунов (ИПКОН РАН)
член-корр. РАН А.В. Николаев (ИФЗ РАН)
член-корр. РАН В.А. Снытко (ИИЕТ РАН)
Ph. D. И.А. Береснев (Ун-т штата Огайо, США)
д.г.-м.н., проф. М.Г. Бергер (ГФИ ВНЦ РАН)
д.т.н. П.Е. Марченко (КБНЦ РАН)
д.т.н., проф. И.Д. Музаев (ГФИ ВНЦ РАН)
д.г.-м.н., проф. С.Г. Парада (ЮНЦ РАН)
д.г.-м.н., проф. Е.А. Рогожин (ИФЗ РАН)
д.ф.-м.н., проф. Ю.К. Чернов (СевКав ГТУ)
д.г.-м.н. В.И. Черкашин (ИГ ДНЦ РАН)
д.г.-м.н. В.А. Широкова (ИИЕТ РАН)

И.о. ответственного секретаря

М.В. Майсурадзе (ГФИ ВНЦ РАН)

Выпускающий редактор

Х.О. Чотчаев (ГФИ ВНЦ РАН)

Высшей аттестационной комиссией (ВАК) журнал включен в Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени доктора и кандидата наук

Журнал издается с 2011 года.

Периодичность издания -
4 номера в год

Учредитель:

Владикавказский научный центр РАН

Адрес учредителя:

362027, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркуса 22

тел. 8 (8672) 501841

e-mail: vnrcran@yandex.ru

<http://www.vnrcran.ru>

ISSN 2221-3198

Подписной индекс в Объединенном каталоге «Пресса России» – 29119

При перепечатке материалов ссылка на журнал обязательна.

© Геофизический институт ВНЦ РАН, 2017

© Заалишвили В.Б. (ред.), 2017

Фото на обложке – Октябрь в горном селении Кани (К.С. Харебов)

СОДЕРЖАНИЕ

Гогичев Р. Р., Дзеранов Б. В. ИЗМЕНЕНИЕ КАЧЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОДЗЕМНЫХ ВОД ОСЕТИНСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА.....	5
Гурбанов А. Г., Газеев В. М., Лексин А. Б., Докучаев А. Я., Гольцман Ю. В., Олейникова Т. И., Гурбанова О. А. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И МИНЕРАГЕНИЯ РАННЕЮРСКОГО БАЗАЛТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО ФИАГДОНСКОГО КОМПЛЕКСА (РЕСПУБЛИКА СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ-АЛАНИЯ, КАВКАЗ, РФ) ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ, ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ	22
Заалишвили В. Б., Мельков Д. А. ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА СХОДА КАМЕННО-ЛЕДОВОЙ ЛАВИНЫ В РАЙОНЕ ЛЕДНИКА ДЕВДОРАК 17 МАЯ 2014 ГОДА ПО ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ КАРМАДОНСКОГО ПАРАМЕТРИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА	39
Кануков А. С. ОБЕСПЕЧЕНИЕ БЕЗОПАСНОГО ДОСТУПА К ВЕБ-ИНТЕРФЕЙСУ СИСТЕМЫ ГЕОИНФОРМАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ С ИНФОРМАЦИОННОЙ БАЗОЙ ДАННЫХ О СЕЙСМИЧНОСТИ И СЕЙСМИЧЕСКИХ РИСКАХ	48
Ковалев В. В., Парада С. Г. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАСТВОРЕННЫХ ФОРМ ТИТАНА И ВАНАДИЯ В ВОДНОЙ ТОЛЩЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ	58
Николаев А. В., Французова В. И. СЕЙСМИЧЕСКАЯ ТОМОГРАФИЯ: О ГЕНЕЗИСЕ АЛМАЗОНОСНЫХ ТРУБОК	73
Парада С. Г., Тарасов В. А. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПРИ ПОИСКАХ ЗОЛОТА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ МУШТИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ).....	84
Попова О. Г., Макеев В. М., Попов М. Г., Аракелян Ф. О., Недядько В. В. ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ТЕРРИТОРИЙ ПЛАНИРУЕМЫХ И ДЕЙСТВУЮЩИХ АТОМНЫХ ЭЛЕКТРОСТАНЦИЙ, РАСПОЛОЖЕННЫХ В РАЗНЫХ ТЕКТНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ОБЛАСТЯХ	99
Рогожин Е. А. ТЕКТНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ОЧАГА ОНИЙСКОГО-II ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 7 СЕНТЯБРЯ 2009 Г. НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА	109
Шемпелев А. Г., Кухмазов С. У., Компаниец М. А., Харебов К. С., Чотчаев Х. О., Шамановская С. П. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ ВДОЛЬ ЧЕГЕМСКОГО ПРОФИЛЯ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)	116
Яроцкий Г. П., Чотчаев Х. О. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР ПРОГНОЗА УСТОЙЧИВОСТИ ГОРНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ ПРЕДПРИЯТИЙ В УСЛОВИЯХ СЕЙСМИЧНОСТИ (ЮГО- ЗАПАД КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ).....	128
ПАМЯТЬ	
ЯКОВ МОИСЕЕВИЧ АЙЗЕНБЕРГ	147
ЮРИЙ ГЕОРГИЕВИЧ ЛЕОНОВ	151

CONTENS

Gogichev R. R., Dzeranov B. V. CHANGES IN THE QUALITATIVE CHARACTERISTICS OF UNDERGROUND WATERS OF THE OSSETIAN ARTISIAN BASIN	5
Gurbanov A. G., Gazeev V. M., Lexin A. B., Dokuchaev A. Ya., Goltsman Yu. V., Oleinyukova T. I., Gurbanova O. A. PALEOGEODYNAMICAL RECONSTRUCTIONS AND MINERAGENCY OF EARLY- JURASSIC BASALT-ULTRABASITIC FIAGDONSKIY COMPLEX (NORTHERN OSSETIA-ALANIA REPUBLIC, CAUCASUS, RF) ON PETROCHEMICAL, GEOCHEMICAL AND, ISOTOPIC DATA	22
Zaalishvili V. B., Melkov D. A. FEATURES OF THE STONE-ICE AVALANCHE IN THE REGION OF DEVDORAK GLACER ON MAY 17, 2014 ON THE INSTRUMENTAL DATA OF THE KARMADON PARAMETRIC RANGE	39
Kanukov A. S. MAINTAINING SAFE ACCESS TO WEB INTERFACE OF GEOINFORMATION MODELING SYSTEM WITH INFORMATION DATABASE OF SEISMICITY AND SEISMIC RISK	48
Kovalev V. V., Parada S. G. THE DISTRIBUTION OF DISSOLVED FORMS OF TITANIUM AND VANADIUM IN THE WATER COLUMN OF THE CASPIAN SEA	58
Nikolaev A. V., Franzusova V. I. SEISMIC TOMOGRAPHY: ON THE GENESIS OF THE DIAMOND TUBES	73
Parada S. G., Tarasov V. A. APPLICATION OF THE INDUCED POLARIZATION METHOD IN SEARCH OF GOLD IN BLACK SHALE STRATA MUSHTINSKI ORE FIELD (NORTH CAUCASUS)	84
Popova O. G., Makeev V. M., Popov M. G., Arakelyan F. O., Nedyadko V. V. GEODYNAMIC STATE OF THE GEOLOGICAL ENVIRONMENT OF THE TERRITORIES PLANNED AND EXISTING NUCLEAR POWER PLANTS LOCATED IN DIFFERENT TECTONICALLY ACTIVE AREAS	99
Rogozhin E. A. TECTONIC POSITION, SISMOLOGICAL AND GEOLOGICAL MANIFESTATION OF 7 SEPTEMBER 2009 ONI-II EARTHQUAKE FOCUS ON THE SOUTHERN SLOPES OF THE GREAT CAUCASUS	109
Shempelev A. G., Kukhmazov S. U., Kompaniets M. A., Kharebov K. S., Chotchaev H. O., Shamanovskaya S. P. STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST ACCORDING TO GEOPHYSICAL DATA ALONG CHEGEM PROFILE (NORTH CAUCASUS)	116
Yarotsky G. P., Chotchaev Kh. O. GEOLOGICAL FACTOR IN FORECASTING OF SEISMIC STABILITY WITHIN THE MOUNTAIN AREAS WITH MINING FACILITIES UNDER SEISMIC CONDITIONS (SOUTHWEST OF THE KORYAK HIGHLAND)	128
MEMORY	
YAKOV MOISEEVICH AYZENBERG	147
YURY GEORGIEVICH LEONOV	151

УДК 504.43:556.3

ИЗМЕНЕНИЕ КАЧЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОДЗЕМНЫХ ВОД ОСЕТИНСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

© 2017 Р. Р. Гогичев, Б. В. Дзеранов, к.г.-м.н.

Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

В работе приведены обобщение материалов по пресным подземным водам и сравнительный анализ изменения их качества в процессе эксплуатации. Систематизированы результаты химических анализов разных лет. Приведена характеристика деформационных изменений водоносных горизонтов и их связь с поверхностными водами. Дана оценка защищенности подземных вод от природных и техногенных загрязнений. Разработана методика расчета зон санитарной охраны для водозаборов с различными гидрогеологическими условиями, а также предложены мероприятия по санитарной охране и выявлению источников загрязнения (причины увеличения жесткости и минерализации пресных подземных вод в промышленной зоне г. Владикавказа). На основе проведенных исследований сделаны выводы о возможных источниках увеличения жесткости и ухудшения качества подземных вод Осетинского артезианского бассейна.

Ключевые слова: ГИС, подземные воды, скважина, мониторинг подземных вод, база данных, Осетинский артезианский бассейн, аллювий, водозабор, водоносный горизонт, водоупор, жесткость воды, минерализация.

Исследовались изменения качественных характеристик подземных вод Осетинского артезианского бассейна, в частности увеличение жесткости и, соответственно, минерализации в северо-восточной правобережной (промышленной) части г. Владикавказа. Основой для проведения исследований послужил ГИС проект, включающий данные мониторинга подземных вод на территории Республики Северная Осетия-Алания [Дзеранов и др., 2017].

За последние 20 лет отмечено ухудшение качества подземных вод эксплуатационного водоносного горизонта. Отмечается устойчивая тенденция к увеличению минерализации воды в отдельных водозаборных скважинах, подлежащих порой исключению из эксплуатации. Минерализация в водозаборной скважине может увеличиться за счет подсосывания минерализованных вод из других водоносных горизонтов или поступления в используемый водоносный горизонт поверхностных загрязнений. Увеличение жесткости подземных вод наблюдается в северной (промышленной) части города. По предварительным данным причиной было техногенное воздействие на геологическую среду [Джгамадзе и др., 2016].

Жесткость воды – определенное свойство воды, которое связывают с растворенными в ней соединениями магния и кальция, то есть наличием в воде катионов этих элементов. Жесткость воды во многом определяет её пригодность для использования как в промышленных, так и в бытовых целях. Жесткость воды принято исчислять суммой миллимолей ионов кальция и магния на 1 литр воды (ммоль/л).

Общей жесткостью (J_0) называется суммарная концентрация ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} в воде, выраженная в моль/м³ или ммоль/дм³. Общая жесткость воды (J_0) равна сумме карбонатной и некарбонатной жесткости.

$$J_0 = [Ca^{2+}] + [Mg^{2+}] = J_K + J_{HK}; \text{ (ммоль/дм}^3\text{)}$$

Количественно жесткость воды определяется суммой молярных концентраций эквивалентов ионов кальция и магния, содержащихся в 1 дм³ воды (ммоль/дм³, мг – экв/дм³).

Карбонатная (временная) жесткость (J_K) обусловлена содержанием в воде преимущественно гидрокарбонатов (и карбонатов при pH > 8,3) солей кальция и магния: $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$, $(MgCO_3)$.

Некарбонатная жесткость воды (J_{HK}) обусловлена присутствием в воде сульфатов и хлоридов солей кальция и магния: $CaSO_4$, $MgSO_4$, $CaCl_2$, $MgCl_2$. Некарбонатная жесткость – часть общей жесткости, равная разности между общей и карбонатной жесткостью:

$$J_{HK} = J_0 - J_K$$

По величине жесткости природную воду делят на: очень мягкую – до 1,5 ммоль/дм³; мягкую – от 1,5 до 4 ммоль/дм³; средней жесткости – от 4 до 8 ммоль/дм³; жесткую – от 8 до 12 ммоль/дм³; очень жесткую – свыше 12 ммоль/дм³.

В зависимости от конкретных требований производства допустимая жесткость воды может быть различной. Жесткость воды хозяйственно-питьевых водопроводов не должна превышать 7 ммоль/дм³ (мг-экв/дм³).

Причиной жесткости воды являются подземные залежи известняков, гипса, доломитов, которые растворяются в подземных водах, а также, отчасти, других процессов растворения и выветривания горных пород. Обычно в маломинерализованных водах преобладает (до 70-80%) жесткость воды, обусловленная ионами кальция (хотя, в отдельных редких случаях, магниевая жесткость может достигать 50-60%). С увеличением степени минерализации воды содержание ионов кальция (Ca^{2+}) быстро падает и редко превышает 1 г/л. Содержание же ионов магния (Mg^{2+}) в высокоминерализованных водах может достигать нескольких граммов, а в соленых озерах – десятков граммов на один литр воды. В целом, жесткость поверхностных вод меньше жесткости вод подземных.

Допустимая жесткость воды для питьевых нужд зависит от конкретных местных условий. Порог вкуса для иона кальция находится в диапазоне 2-6 мг-экв/л, в зависимости от соответствующего аниона, а порог вкуса для магния – значительно ниже (в отдельных случаях приемлема вода жесткостью в 10 мг-экв/л).

Жесткая вода имеет горьковатый вкус и негативно воздействует на органы пищеварения, ее органолептические свойства отвечают низкому уровню. Однако мягкая вода с жесткостью менее 2 мг-экв/л имеет низкую буферную емкость и может, в зависимости от значения pH и других параметров, влиять на коррозионную активность водопроводов (в данном случае повышать их устойчивость и работоспособность). В теплотехнике в некоторых случаях проводят специальную химподготовку воды с целью достижения оптимального и эффективного соотношения между жесткостью воды и ее коррозионной активностью.

Если при длительном использовании, без соответствующих профилактических мер, вода с повышенным содержанием сильных солей кальция способна разрушать

даже самый износостойкий металл, то каким же губительным может быть влияние жесткой воды на организм человека?

На территории РСО-Алания крупнейшей гидрогеологической структурой является Осетинский артезианский бассейн. Гидрогеологические условия Осетинского артезианского бассейна (Осетинской наклонной равнины) обусловлены ее местоположением в зоне сочленения структур Большого Кавказа и Терско-Каспийского передового прогиба. В соответствии с принятым гидрогеологическим районированием Осетинская наклонная равнина (Владикавказская котловина) расположена на территории Крымско-Кавказской провинции сложных бассейнов пластово-блоковых, жильно-блоковых подземных вод, являющейся структурой I порядка. Северная граница провинции проходит по системе Предкавказских глубинных разломов фундамента, совпадающих в первом приближении с выходами кровли верхнего мела на поверхность. В пределах провинции выделены артезианские бассейны II порядка: Большекавказский и Восточно-Предкавказский или Терско-Кумский. [Музаев и др., 2016; Заалишвили и др., 2013, 2016].

Изучаемая территория находится в южной части Терско-Кумского артезианского бассейна, в пределах которой выделены малые артезианские бассейны III порядка, к которым относится рассматриваемый нами Осетинский артезианский бассейн.

Геолого-гидрогеологическая характеристика Осетинского артезианского бассейна (ОАБ) приводится по материалам мониторинга подземных вод, проводимых АО «Севосетингеоэкомониторинг» и результатам ранее проведенных работ по гидрогеологии района.

Северная граница бассейна проходит по водораздельной линии Сунженского (Мало-Кабардинского) хребта, южная – по подножию Лесистого хребта. На востоке Северо-Осетинский артезианский бассейн отделен от Сунженского, Назрано-Яндырской и Датыхской возвышенностями. На западе бассейн оконтуривает Змейское поднятие (Змейский хребет).

Абсолютные отметки поверхности ОАБ изменяются от 800 до 320 м., с общим уклоном на северо-запад к «Эльхотовским воротам» – зоне разгрузки.

ОАБ слагается мощной толщей голоценово-плейстоценовых валунно-галечниковых отложений с редкими прослоями и линзами песков, супесей, суглинков и глин.

В пределах Осетинского артезианского бассейна основным источником хозяйственно питьевого водоснабжения является первый от поверхности водоносный аллювиально-флювиогляциальный четвертичный комплекс (afQ_{I-III}), на базе которого, в значительной степени, осуществляется водоснабжение РСО-Алания.

Водоносный аллювиально-флювиогляциальный четвертичный горизонт пользуется почти повсеместным развитием в равнинной части территории равнины. Водовмещающей является мощная толща галечников, валунно-галечников с песчаным и песчано-глинистым заполнителем. Мощность водовмещающих пород по периферии равнины изменяется от 10-20 м., в центральной (осевой), более прогнута части бассейна – 150-300 м. Отсутствие выдержанных водоупорных глинистых прослоев в разрезе плейстоценовой толщи, обуславливает безнапорный режим фильтрации, а также прямую гидравлическую связь с грунтовыми водами голоцена. [Дзеранов и др., 2010]

Глубина залегания уровня грунтовых вод в южной, восточной и западной периферии бассейна составляет 150-50 м., в центральной части – 50-15 м., а в северо-за-

падной части, характеризующейся наличием многочисленных выходов грунтовых вод в естественных понижениях рельефа, изменяется от 15-10 до 0,1 м.

Дебиты сосредоточенных нисходящих родников, охватывающих значительную площадь (около 85 км²) изменяются от 15-30 до 350-700 дм³/с., а суммарный расход зоны разгрузки (родники и разгрузка в русла рек), согласно последним оценкам региональных работ, составляет 13,9 м³/с и свидетельствуют о значительной водообильности четвертичных отложений и достаточно высоких фильтрационных свойствах водовмещающих грунтов этой площади.

Направление движения грунтовых вод ОАБ совпадает с течением рек (притоков) бассейна реки Терек, а уклон грунтового потока изменяется от 0,0030 до 0,0068, с большими значениями в северо-западной части бассейна – зоне естественной разгрузки грунтовых вод, охватывающей левобережье и правобережье р. Терек и ее притоки.

Наибольшее значение водообильности четвертичного водоносного комплекса ОАБ, согласно гидрогеологическому опробованию, отмечается в северной части (в междуречье рек Камбилеевка-Карджин), где расчетная проводимость, согласно результатам детальной разведки Брут-Даргкохского участка, составляет 7500 м²/сут. [Попов, 2007; Жаренов, 2003]

В центральной, наиболее переуглубленной части бассейна проводимость водоносного четвертичного комплекса изменяется от 1568 до 4685 м²/сут. со средним расчетным значением (Бесланское МПВ) – 3145 м²/сут., дебиты эксплуатационных скважин составляют 17-45 дм³/сек, а удельные дебиты изменяются от 14,6 до 29,4 дм³/сек. В южной части (северная окраина г. Владикавказа), восточной и западной частях ОАБ проводимость снижается до 1500-900 м²/сут., а удельные дебиты скважин на периферии бассейна имеют более низкие значения (0,3-3,5 дм³/сек).

Область питания водоносного аллювиально-флювиогляциального ниже-верхнеплейстоценового комплекса совпадает с площадью его распространения. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, поглощения поверхностного стока рек, обуславливающих уровенный режим грунтовых вод, который тесно связан с климатическими и гидрологическими факторами.

Наибольшая амплитуда сезонных колебаний уровня грунтовых вод (6-7 м.) отмечается в южной части ОАБ.

Амплитуда колебания уровня грунтовых вод ОАБ, ниже контура зоны региональной естественной разгрузки, в северной части бассейна, не превышает 0,2-0,3 м.

Естественная разгрузка подземных вод ниже-верхнеплейстоценового комплекса происходит в речную сеть и в виде родников, испарения со свободной поверхности на участках неглубокого залегания уровня, а также путем подземного стока через «Эльхотовские ворота».

По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, с минерализацией 0,3-0,7 г/дм³. благополучные в санитарно-бактериологическом отношении.

В северо-восточной правобережной части г. Владикавказа до середины восьмидесятых годов XX века, по данным гидрохимического опробования водоносного комплекса в гидрогеологических скважинах, качество подземных вод соответствовало требованиям, предъявляемым к питьевой воде. Жесткость воды составляла 4-6 мг-экв./дм³ (норма – 7,0), а минерализация не превышала 0,5 г/дм³ (норма – до 1 г/дм³) (рис. 1).

№2210 (ОАО «ВПБЗ «Дарьял») - $M_{0,7-0,8} \frac{HCO_3 43 - 47 SO_4 41 - 44}{Ca 74 - 79 Mg 12 - 15} pH 6,9 - 7,0.$

В воде всех скважин токсичные и нормируемые микроэлементы, в том числе тяжелые металлы (свинец, кадмий, хром, мышьяк и др.), соединения группы азота (нитриты, нитраты, аммоний), а также стронций (природный и техногенный) не обнаружены, или их концентрации ниже предельно допустимых (ПДК) для пресных подземных вод (СанПиН 2.1.4.1074-01).

Таким образом, качество подземных вод, выведенных скважинами водозаборных участков ООО «Форвард-С», ООО «Люкс», ЗАО «Ариана», ОАО «ВПБЗ «Дарьял», по всем показателям хорошее и отвечает требованиям, предъявляемым к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения СанПиН 2.1.4.1074-01 «Питьевая вода», за исключением жесткости.

Аналогичная картина отмечается и на Заводском скважинном водозаборе, из которого осуществляется снабжение питьевой водой пос. Заводского Промышленного района г. Владикавказа (около 40 тыс. человек).

По результатам разведочных работ на Заводском участке подземных вод в период 2009-2013 гг. (ООО «Гидр плюс» Джгамадзе А. К., Пашенко А. А.) было отмечено повышение жесткости подземных вод [Джгамадзе и др., 2016].

На Заводском участке подземных вод водозаборные скважины каптируют верхнюю часть акчагыл-апшеронского водоносного комплекса. Водовмещающие породы, представленные гравийно-галечными отложениями и конгломератами, содержат холодные (10–12°C) напорные подземные воды, относящиеся по уровню общей минерализации к пресным (0,5-0,8 г/дм³) [Джгамадзе, Заалишвили, 2010].

По данным исследований, проведенных при бурении скважин 1975-1976 гг., было установлено, что состав подземных вод гидрокарбонатный кальциевый, магниевый-кальциевый. Вода без запаха, прозрачность менее 30 см, мутности нет, общая жесткость вод не превышает 5,2 мг-экв./дм³, сухой остаток – 0,2-0,3 г/дм³, содержание в воде кальция – 50 мг/л, сульфатов – 10-40 мг/л, хлора – 7,0-10,0 мг/л.

По результатам гидрохимического опробования недропользователем, начиная с 1991 г., происходит увеличение жесткости воды. Динамика ее изменения на участке следующая: 1975-1990 гг. – 3-5 мг-экв./дм³; 1991-1998 гг. – 5-7 мг-экв./дм³; 1999-2000 гг. – 8-9 мг-экв./дм³; 2001 г. – 9-11 мг-экв./дм³; 2002-2005 гг. – 7-8 мг-экв./дм³; 2008 г. – 9-14 мг-экв./дм³; 2009 г. – 8-14 мг-экв./дм³; 2010 г. – 8-15 мг-экв./дм³; 2012 г. – 12-15 мг-экв./дм³; 2013-2017 гг. – 9,8-11,2 мг-экв./дм³.

Сухой остаток за указанный период изменился с 0,3-0,4 г/дм³ до 0,7 г/дм³ в 2007 году. Содержание хлора – с 20 до 60 мг/дм³.

Обобщенный химический состав подземных вод эксплуатационного водоносного комплекса выражается нижеследующей формулой:

$$M_{0,5-1,0} \frac{HCO_3 50 - 63 SO_4 20 - 37 (Cl 9 - 18)}{Ca 72 - 79 Mg 17 - 25}$$

Жесткость воды изменялась в пределах 6,9-13,5 мг-экв./дм³, а минерализация 0,5-1,0 г/дм³. Содержание кальция – 99-200 мг/дм³, гидрокарбоната – 262-427 мг/дм³, хлора 28,4-64,5 мг/дм³, сульфатов – 80,7-235,4 мг/дм³. Необходимо отметить повышение минерализации воды по скважине №2 в пробе воды, отобранной в январе 2013 года, где она составила 1,0 г/дм³ при жесткости 11,6 мг-экв./дм³. Содержание сульфата в пробе составило 235 мг/дм³.

В пределах ореола повышенной жесткости подземных вод, начиная с 2008 года, ведется мониторинг 12 основных водозаборов, расположенных в ореоле повышенной жесткости.

Все водозаборы расположены в правобережной части г. Владикавказа.

В результате мониторинговых наблюдений (ежегодное опробование водозаборных скважин различных предприятий г. Владикавказа – АО «Севосетингеоэкомониторинг») за показателями жесткости подземных вод получены следующие сведения:

Очаг повышенной жесткости ПВ по результатам 30 анализов, выполненных в результате опробования водозаборных скважин предприятий в 2017 г. (АО «Севосетингеоэкомониторинг») сохраняет свои пространственные и количественные параметры (табл. 1).

Таблица 1.

Характеристика показателей жесткости и минерализации

№№ п/п	Наименование предприятия	Номер скважины, водоносный горизонт	Жесткость, Мг-экв.	Дата отбора пробы воды
1	2	3	4	6
Промышленная зона г. Владикавказа, правобережье р. Терек				
1	Завод «Радуга»	1907 afQ	6,6	31.07.89 г.
			18,2	16.08.08 г.
			16,3	14.05.09 г.
			14,8	20.06.10 г.
			15,0	19.09.11 г.
			8,1	1.10.12 г.
			14,6	12.08.2013 г.
			7,4	1.08.2014 г.
			10,2	19.11.2015 г.
2	ГУП «Иристон»	1620	5,4	10.10.82 г.
		1621	5,4	31.12.82 г.
		afQ	5,1	12.08.2013 г.
3	Завод «Газоаппарат»	1884 afQ	3,4	30.03.89 г.
			6,9	5.05.06 г.
			9,73	19.08.06 г.
4	ООО «Чистый город»	1886 afQ	7,6	9.03.89 г.
5	ЗАО «Ариана»	1-96 afQ	8,6	9.07.08 г.
			8,6	16.08.08 г.
			8,0	20.06.10 г.
			8,4	19.09.11 г.
			3,4	23.10.17 г.
6	Завод «Победит»	2112 afQ	7,0	22.08.05 г.
			8,0	18.12.07 г.
			8,0	18.03.08 г.
			5,5	25.06.08 г.
			9,0	16.08.08 г.
			6,5	14.05.09 г.
			11,2	14.04.09 г.
			6,3	20.06.10 г.
			6,4	19.09.11 г.
	6,0	1.10.12 г.		

6	Завод «Победит»		5,7 4,7 7,9 5,8	12.08.2013 г. 01.08.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
		2113 afQ	7,2 6,0 6,6 8,1 8,2 5,4 8,0	18.12.07 г. 18.03.08 г. 25.06.08 г. 12.08.2013 г. 2.10.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
7	ООО «Ноэль»	2050 afQ	5,5 6,8 6,3	2000 г. 20.06.10 г. 1.10.12 г.
8	ООО «Люкс» Новое название «Гигант»	6 (1) afQ	6,63 7,8 10,0 6,7 6,9 12,4	19.07.01 г. 20.06.10 г. 19.09.11 г. 01.08.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
			6 (2) afQ	7,0 7,0 7,9 6,9 7,6 6,8 8,0
		6 (4),afQ		7,5
		9	ООО «Владикавказский пищекOMBинат» Севоспотребсоюза	8/03 afQ
10	Групповой водозабор п. Заводской (Владикавказское МУП «Водоканал»)	4 afQ	4,05 8,0 13,5 13,1 12,5 13,0 12,6 12,2 9,8 8,9 9,2 11,2	21.05.76 г. 22.08.05 г. 16.08.08 г. 14.05.09 г. 20.06.10 г. 19.09.11 г. 1.10.12 г. 12.08.2013 г. 01.08.2014 г. 2.10.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
11	ОАО ВПБЗ «Дарьял»	2210 afQ	9,9 9,9 9,3 8,7 8,2 8,5 8,6 8,2 8,1 7,7	2001 г. 08.03.05 г. 16.08.08 г. 14.05.09 г. 20.06.10 г. 19.09.11 г. 12.08.2013 г. 01.08.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.

12	ООО «Снежная королева»	б/н	9,0	12.10.17 г.
12	Агрофирма «Фат»	250 afQ	5,3 15,3 15,5 15,7 16,0 14,4 9,4 9,6	1973 г. 10.11.08 г. 1.10.12 г. 22.04.13 г. 12.08.2013 г. 01.08.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
13	СКГМИ	2230 afQ	8,5 9,0 9,5 9,3 8,9 9,1 8,4 8,1 7,9	19.06.06 г. 07.07.06 г. 16.08.08 г. 14.05.09 г. 20.06.10 г. 19.09.11 г. 1.10.12 г. 12.08.2013 г. 19.11.2015 г.
14	ООО «Форвард-С»	79 afQ	12,5 12,1 11,0 9,5 8,6 9,5 10,0 7,9	5.10.00 г. 16.10.00 г. 11.02.08 г. 19.09.11 г. 1.10.12 г. 12.08.2013 г. 01.08.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
15	Пищекомбинат «Михайловский»	411 afQ	3,4 4,4 4,9 4,1 4,6 4,6 5,3 5,8 4,5	04.04.90 г. 28.09.05 г. 14.05.09 г. 1.10.12 г. 12.08.2013 г. 01.08.2014 г. 2.10.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
16	МУП «Коммунресурсы». с. Михайловское	14/06 afQ	-4,6 3,5 7,3 7,3	10.04.74 г. 16.09.08 г. 12.08.2013 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
17	МУП «Коммунресурсы». ОПХ, с. Михайловское	1/70 afQ	5,3 5,1 5,8 6,3 5,5 6,2	1.10.12 г. 12.08.2013 г. 01.08.2014 г. 2.10.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
18	Конно-спортивная школа п. Заводской	214 afQ	8,5 9,3	19.11.2015 г. 12.10.17 г.
19	ООО «Престиж»	4 afQ	11,7 12,1 12,8	1.10.12 г. 12.08.2013 г. 01.08.2014 г.

20	ПР Михайловский (птицефабрика)	334 afQ	5,2 5,4 5,5 6,2	12.08.2013 г. 01.08.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
21	ПТФ «Владикавказская», с. Дачное	38336 afQ	6,2 6,2 6,1 5,9 5,8	1.10.12 г. 12.08.2013 г. 2.10.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
22	ОАО «Миранда»	б/н 1 afQ б/н ²	6,1 6,2 6,3 5,8	2.10.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г. 23.10.17 г.
Левобережье р. Терек				
23	ООО «Диабаз»	1763 afQ	5,5 4,7 4,4 4,6 4,8 5, 5,2 5,5	12.09.86 г. 16.08.08 г. 1.10.12 г. 12.08.2013 г. 01.08.2014 г. 2.10.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
24	Аэродром «ДОСААФ»	1762 afQ	5,2 4,0 4,7 4,8 5,1 3,5	0,415.86 г. 27.07.05 г. 16.08.08 г. 12.08.2013 г. 01.08.2014 г. 12.10.17 г.
25	АЗС «Газпром»	б/н afQ	5,9 5,5 5,4 5,0 5,3 5,5 5,0 5,9	20.06.10 г. 19.09.11 г. 1.10.12 г. 12.08.2013 г. 01.08.2014 г. 2.10.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
26	ФГУП Владикавказский завод «Бином»	254 1588 Q _E	4,9 4,6 4,7 5,0 6,0 6,0	1.10.12 г. 12.08.2013 г. 01.08.2014 г. 2.10.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
27	Заправка ЧМИ	б/н Q _{III-IV}	3,6	2.10.2014 г.
28	Южный вздб	9 (1629) Q _{III-IV}	5,1 5,0	2.10.2014 г. 19.11.2015 г.
Выборочные пункты опробования в пределах ОАБ				
29	МУП «Коммунаресурсы» Сунжа	275 afQ	4,9	2.10.2014 г.
30	МУП «Коммунаресурсы» Октябрьское	17 afQ	6,5 6,2 5,4	2.10.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
31	МУП «Коммунаресурсы» С. Ир	50 afQ	6,5 6,9	19.11.2015 г. 12.10.17 г.

32	АМСУ с. Фарн	552 afQ	4,3 4,0	2.10.2014 г. 19.11.2015 г.
33	Аэропорт г. Беслан	132 afQ	5,5 5,4 5,3	2.10.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
34	МУП ВКХ г. Беслан	129 (3) afQ	6,8 6,1 6,0	16.09.2014 г. 19.11.2015г 12.10.17 г.
		4	6,4	12.10.17 г.
35	набл.скв. ГОНС п. Алханчурт	б/н afQ		16.09.2014 г. 19.11.2015г
36	п.Алханчурт	204	6,9	12.10.17 г.
	п.Алханчурт	162	6,4	12.10.17 г.
37	набл.скв. Редантского водозабора	28 (2н) afQ	3,8	31.03.2014 г. 12.10.17 г.
38	с. Хумалаг на терр. МТФ	374а	6,0	24.10.2013 г.
39	МУП ВКХ г. Беслан (Хумалаг)	112 afQ	6,2 5,8	2.10.2014 г. 19.11.2015 г.
40	Конзавод им. Кантемирова	1802 afQ	6,3 4,0 5,0	2.10.2014 г. 19.11.2015 г. 12.10.17 г.
41	МУП «Водоканал» г. Ардон вдзбХаткар	1 afQ	4,0	2.10.2014 г.
42	Ардонскаяптицфабр.	38234 afQ	5,1	2.10.2014 г.
43	С. Кадгарон (градобойня)	1 afQ	6,5	2.10.2014 г.
44	Нартский ГВ	1663 afQ	5,1	2.10.2014 г.
45	с. Мостиздаз	б/н afQ	4,3	2.10.2014 г.
46	С. Красногор	б/н afQ	4,8	2.10.2014 г.
47	ИП Арсамаков	68	5,1	24.10.2013 г.
48	МУП «Коммунресурсы». С. Чермен	2090 afQ	3,7 3,9	19.11.2015 г. 12.10.17 г.
49	АМСУ Зильги	2/89	7,5 6,3 5,5	24.10.2013 г. 2.10.2014 г. 19.11.2015 г.
50	г. Дигора	14	3,2	24.10.2013 г.
51	Ольгинское РАСХН	1950	6,2	12.10.17 г.
	ФГУ «Многопрофильный мед.центр», г. Беслан	4	6,4	12.10.17 г.
	ИП Гаглоев	4-16	4,6	12.10.17 г.

В 12% опробованных скважин (в пределах очага повышенной жесткости) показатели жесткости остаются на уровне 2014 г. В 25% опробованных скважин по-

казатели жесткости незначительно ниже показателей 2014 г. В 62% опробованных скважин показатели жесткости выше показателей 2014 г.

Кроме северо-восточной промышленной зоны, для установления тренда динамики ранее установленных фоновых значений жесткости и минерализации, были проанализированы результаты опробований нескольких водозаборов в западной левобережной части города.

С целью установления границ распространения ореола загрязнения по направлению потока подземных вод, как и в 2014 г. и в 2015 г., была значительно расширена площадь опробования: были опробованы водозаборы на южной окраине с. Михайловского, г. Беслана, Пригородного района (с. Сунжа, с. Октябрьское), г. Ардона, с. Мостиздах, с. Кадгарон, с. Красногор. Здесь уже показатели жесткости составляли от 3,5 до 6,8 мг-экв.

Таким образом, ореол повышенной жесткости подземных вод (более 7 мг/экв.) ограничивается правобережной частью г. Владикавказа в пределах промышленной зоны города, где превышение нормы составляет от 1,1... до 1,5 ед. ПДК.

Недостаточный объем информации не позволяет однозначно установить причины происходящих гидрогеохимических процессов в подземных водах и, в целом, в геологической среде на этой площади.

Для установления истинных причин происходящих процессов необходима постановка специальной тематической работы, предусматривающей комплексный подход к изучению проблемы, обработка данных которого позволит определить источники загрязнения подземных вод и проследить динамику состояния подземных вод.

Основной причиной недостатка информации является отсутствие данных объектного мониторинга, который обязаны проводить предприятия, получившие лицензию на право пользования подземными водами.

Границы распространения ореола повышенной жесткости, по результатам опробования в динамике за 2008-2017 гг. приведены на рисунках 2-6.



Рис. 2. Карта жесткости подземных вод северо-восточной части г. Владикавказа за 2008 г.



Рис. 3. Карта жесткости подземных вод северо-восточной части г. Владикавказа за 2010 г.



Рис. 4. Карта жесткости подземных вод северо-восточной части г. Владикавказа за 2012 г.

Рис. 4. Карта жесткости подземных вод северо-восточной части г. Владикавказа за 2012 г.



Рис. 5. Карта жесткости подземных вод северо-восточной части г. Владикавказа за 2014 г.

Рис. 5. Карта жесткости подземных вод северо-восточной части г. Владикавказа за 2014 г.



Рис. 6. Карта жесткости подземных вод северо-восточной части г. Владикавказа за 2017 г.

Рис. 6. Карта жесткости подземных вод северо-восточной части г. Владикавказа за 2017 г.

Предположительно, одной из причин изменения качества подземных вод водоносных горизонтов четвертичных отложений, и отложений свиты Рухс-Дзуар в сторону ухудшения, могут являться техногенные отложения завода «Электроцинк», в том числе, т. н. «Гипсовое озеро» и промплощадка АО «Кавдоломит». Загрязнение обусловлено распылением доломитовой муки, с последующим ее растворением и фильтрацией в водоносный горизонт четвертичных отложений и отложений свиты Рухс-Дзуар.

Негативное влияние на качество подземных вод и ухудшение их качества, несомненно, могут также оказывать разлагающиеся полигоны шлаковых отвалов промышленных металлургических предприятий – ОАО «Электроцинк» и ОАО «Победит». Это ставит под угрозу использование подземных пресных вод огромного резервуара – Северо-Осетинского артезианского бассейна в будущем.

В других частях г. Владикавказа таких резких изменений качества подземных вод не отмечалось.

Необходимо отметить неизученную проблему увеличения жесткости (минерализации), а также содержания органических загрязняющих веществ на значительной территории правобережья г. Владикавказа, и района Бесланского МППВ. С 2007 г. ведутся наблюдения по ТНС за динамикой развития ореола жесткости и азотсодержащих соединений.

Литература

1. Джгамадзе А.К., Заалишвили В.Б. Ухудшение качества подземных вод в связи с техногенным воздействием на территории г. Владикавказа // Вестник МАНЭБ. – 2010. – Т. 15. №4. – С. 26-31.
2. Джгамадзе А.К., Колесникова А.М., Оганесян С.М. Инженерно-геологические условия южной, курортной части административного округа города Владикавказа и состояние системы жизнеобеспечения (водоснабжения) населения // Устойчивое развитие горных территорий. – 2016. – Т. 8. №1. – С. 33-45.
3. Дзеранов Б.В., Гогичев Р.Р., Джусоева Н.Г. Использование ГИС-технологий при оценке качества подземных вод республики Северная Осетия-Алания // Геология и геофизика Юга России. – 2017. – №3. – С. 40-56.
4. Дзеранов Б.В., Джгамадзе А.К., Заалишвили В.Б. Особенности гидрогеологических условий площади расположения г. Владикавказа, влияющие на сейсмичность территории // Труды молодых ученых Владикавказского научного центра РАН. – 2010. – №3. – С. 145-150.
5. Жаренов А.П. Отчет по теме: «Комплексный анализ результатов по Даллагкаускому оползнию»/АО «Институт Гидропроект», филиал «ЦСГИЭО». – М. – 2003.
6. Заалишвили В.Б., Джгамадзе А.К. Особенности оценки запасов пресных подземных вод в условиях эксплуатации взаимовлияющих водозаборов с учетом сейсмической опасности территории // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. – 2015. – №1. – С. 48-55.
7. Заалишвили В.Б., Колесникова А.Ф., Джгамадзе А.К. Геолого-тектонические особенности моздокской впадины терско-кумского прогиба и территории г. Моздока. // В сборнике: Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе Труды V Кавказской международной школы-семинара молодых ученых/Ред.: В.Б. Заалишвили. – 2013. – С. 133-139.
8. Заалишвили В.Б., Чотчаев Х.О., Бурдзиева О.Г., Гогичев Р.Р. Перспективы развития и использования глубинных гидротермальных и петротермальных очагов в горной части Северной Осетии // GEOENERGY. Материалы II Международной научно-практической конференции. – 2016. – С. 116-130.
9. Музаев И.Д., Харебов К.С., Музаев Н.И. Математическая модель, алгоритм и программа для проектирования селективных водозаборных систем // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Технические науки. – 2016. – №1 (186). – С. 84-90.

10. Попов В. З. Отчет по теме «Инженерно-геологическая доразведка Даллагкауского оползня» // ООО «Центр геодинамических исследований». – М. – 2007.

CHANGES IN THE QUALITATIVE CHARACTERISTICS OF UNDERGROUND WATERS OF THE OSSETIAN ARTISIAN BASIN

© 2017 R. R. Gogichev, Senior Researcher, B. V. Dzeranov, Sc. Candidate
(Geol.-Min.)

Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz,
Markov Str., 93 a, e-mail: cgi_ras@mail.ru

The paper summarizes materials on fresh groundwaters and compares the changes in their quality during operation. The results of chemical analyzes of different years are systematized. The characteristics of deformation changes in aquifers and their relationship to surface waters are given. The evaluation of the groundwater protection against natural and anthropogenic pollution is given. The methodology for calculating of protective sanitary zones for water intakes with various hydrogeological conditions is developed, and measures for sanitary protection and revealing of pollution sources are offered (reasons for increasing hardness and mineralization of fresh groundwater in the industrial zone of Vladikavkaz). Based on the investigation results, conclusions were drawn on possible sources of increasing rigidity and deterioration of groundwater quality in Ossetian artesian basin.

Keywords: GIS, groundwater, well, underground water monitoring, database, Ossetian artesian basin, alluvium, water intake, aquifer, waterproofing, water hardness, mineralization.

References

1. Dzhgamadze A.K., Zaalishvili V.B. Uхудshenie kachestva podzemnyh vod v svyazi s tehnogennym vozdejstviem na territorii g. Vladikavkaza [Deterioration of groundwater quality due to anthropogenic impact on the territory of Vladikavkaz]. Vestnik MANJeB, 2010, Vol.15, No.4, pp. 26–31. (in Russian)
2. Dzhgamadze A.K., Kolesnikova A.M., Oganeshjan S.M. Inzhenerno-geologicheskie uslovia juzhnoj, kurortnoj chasti administrativnogo okruga goroda Vladikavkaza i sostojanie sistemy zhizneobespechenija (vodosnabzhenija) naselenija [Engineering and geological conditions of the southern, resort part of the administrative district of the city of Vladikavkaz and the state of the life support system (water supply) of the population]. Ustojchivoe razvitie gornyh territorij, 2016, Vol.8. No.1, pp. 33–45. (in Russian)
3. Dzeranov B.V., Gogichev R.R., Dzhusoeva N.G. Ispol'zovanie GIS-tehnologij pri ocenke kachestva podzemnyh vod respubliki Severnaja Osetija-Alanija [Use of GIS-technologies in assessing the quality of groundwater in the Republic of North Ossetia-Alania]. Geologija i geofizika Juga Rossii, 2017, No.3, pp. 40–56. (in Russian)
4. Dzeranov B.V., Dzhgamadze A.K., Zaalishvili V.B. Osobennosti gidrogeologicheskikh uslovij ploshhadi raspolozhenija g. Vladikavkaza, vlijajushhie na sejsmichnost' territorii [Features of hydrogeological conditions of the Vladikavkaz city area, affecting the seismicity of the territory]. Trudy molodyh uchenyh Vladikavkazskogo nauchnogo centra RAN, 2010, No.3, pp. 145–150. (in Russian)
5. Zharenov A.P. Otchet po teme: «Kompleksnyj analiz rezul'tatov po Dallagkauskomu opolznju» [Report on the topic: “Complex analysis of the results of the Dallagkau landslide”]. AO “Institut Hidroproekt”, filial «CSGIJeO», M. 2003. (in Russian)

6. Zaalishvili V.B., Dzhgamadze A.K. Osobennosti ocenki zapasov presnyh podzemnyh vod v uslovijah jekspluatacii vzaimovlijajushhih vodozaborov s uchetom sejsmicheskoj opasnosti territorii [Peculiarities of the fresh groundwater resources assessment in the conditions of exploitation of interference water intakes taking into account the seismic hazard of the territory]. Sejsmostojkoe stroitel'stvo, Bezopasnost' sooruzhenij, 2015, No.1, pp. 48–55. (in Russian)
7. Zaalishvili V.B., Kolesnikova A.F., Dzhgamadze A.K. Geologo-tektonicheskie osobennosti mozdokskoj vpadiny tersko-kumskogo progiba i territorii g. Mozdoka [Geological and tectonic features of the Mozdok depression of the Mesozoic basin of the Tersk-Kum trough and the territory of the town Mozdok]. V sbornike: Sejsmicheskaja opasnost' i upravlenie sejsmicheskim riskom na Kavkaze, Trudy V Kavkazskoj mezhdunarodnyj shkoly-seminara molodyh uchenyh, Ed. by V.B. Zaalishvili, 2013, pp. 133–139. (in Russian)
8. Zaalishvili V.B., Chotchaev H.O., Burdzieva O.G., Gogichev R.R. Perspektivy razvitija i ispol'zovanija glubinnyh gidrotermal'nyh i petrotermal'nyh ochagov v gornoj chasti Severnoj Osetii [Prospects for development and use of abyssal hydrothermal and petrothermal foci in the mountainous part of North Ossetia]. GEOENERGY. Materialy II Mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoi konferencii, 2016, pp. 116–130. (in Russian)
9. Muzaev I.D., Harebov K.S., Muzaev N.I. Matematicheskaja model', algoritm i programma dlja proektirovanija selektivnyh vodozabornyh sistem [Mathematical model, algorithm and program for the design of selective water intake systems]. Izvestija vysshih uchebnyh zavedenij. Severo-Kavkazskij region. Serija: Tehniceskie nauki, 2016, No.1(186), pp. 84–90. (in Russian)
10. Popov V.Z. Otchet po teme «Inzhenerno-geologicheskaja dorazvedka Dallagkavskogo opolznja» [Report on the topic “Engineering and geological additional exploration of the Dallagkau landslide”] OOO “Centr geodinamicheskikh issledovanij”, M. 2007. (in Russian)

УДК 552.323.5

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И МИНЕРАГЕНИЯ РАННЕЮРСКОГО БАЗАЛЬТ- ГИПЕРБАЗИТОВОГО ФИАГДОНСКОГО КОМПЛЕКСА (РЕСПУБЛИКА СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ-АЛАНИЯ, КАВКАЗ, РФ) ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ, ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

© 2017 А. Г. Гурбанов^{1, 2}, к.г.-м.н., В. М. Газеев^{1, 2}, к.г.-м.н., А. Б. Лексин²,
А. Я. Докучаев², к.г.-м.н., Ю. В. Гольцман², к.г.-м.н., Т. И. Олейникова²,
к.г.-м.н., О. А. Гурбанова³, к.х.н.

¹ФГБУН Владикавказский научный центр Российской академии наук, Россия,
32027, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркуса, 22, e-mail: gurbanov@igem.ru;

²ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии Российской академии наук, Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный
пер., 35;

³ФГБОУВО Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова,
Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1

В статье приведены впервые полученные изотопно-геохимические данные, позволившие уточнить геодинамическую обстановку при образовании пород раннеюрского Фиагдонского комплекса (ФК). Раннеальпийские магматические комплексы, изучавшиеся в середине и конце XX века, практически не были охарактеризованы изотопно-геохимическими данными. Этот пробел восполнен полученными нами принципиально новыми данными, на основе которых сделаны следующие выводы:

– на диагностических диаграммах породы ФК сконцентрированы в полях: базальтов COX, окраинных морей; или в зоне перекрытия полей базальтов MORB и IAT;

– сравнение мультиэлементных спектров и спектров распределения REE с эталонами N-MORB указало на их близость к толеитовым базальтам задуговых бассейнов, занимающих промежуточное положение между MORB и IAT – энсиматических островных дуг;

– величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах ФК, варьируют в пределах от 0,7038 до 0,7057 и сопоставимы по этим величинам с базальтами IAT и окраинных морей;

– геодинамическая обстановка, в которой сформировались породы ФК, определена как надсубдукционная офиолитовая (*suprasubduction zone ophiolites*).

Резко повышенные содержания золота (от 0,2 до 3-7 г/т) в лиственитизированных серпентинитах, позволили предполагать, что выявлен новый для Большого Кавказа золото-лиственитовый с шеелитом тип рудной минерализации.

Ключевые слова: Большой Кавказ, базальты, долеритовые силлы, дайки и штоки габбро-диабазов, линзы серпентинитов, изотопно-геохимические данные; базальты: COX, окраинных морей; MORB и IAT – энсиматических островных дуг, толеитовые базальты задуговых бассейнов; золото-лиственитовый с шеелитом тип рудной минерализации.

Введение

Статья посвящена решению двух важных для геологии Кавказа и южного обрамления Восточно-Европейской платформы (ВЕП) научных проблем – «Палео-

геодинамические реконструкции обстановок проявления раннеальпийского магматизма на южной окраине ВЕП» и «Минерагения раннеальпийских магматических комплексов». **Первая проблема возникла** из-за практически полного отсутствия современных (методы РФА, ИНАА и ICP MS) геохимических и изотопных (**Rb, Sr, Sm, Nd**) характеристик и датировок пород многочисленных раннеальпийских магматических комплексов надежными изотопными методами. Поэтому вопросы касающиеся: реконструкций палеогеодинамических обстановок проявления раннеальпийского вулканизма в Кавказской части Восточно-Средиземноморского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса и возраста этих комплексов, базировавшиеся только на геологических, фаунистических данных, до сих пор остаются остро дискуссионными и ждут своего решения. **Вторая проблема обусловлена** отсутствием целенаправленных исследований по выявлению генетических связей разных типов оруденения с породами конкретных магматических комплексов. Для решения этих проблем было необходимо изучение петрохимических, минералогических, геохимических, изотопных и минерагенических особенностей пород раннеальпийских магматических комплексов БК.

Геологическая характеристика Фиагдонского комплекса

Раннеюрский базальтоидный магматизм Северной Осетии длительное время рассматривался в составах: Казбекского диабазового пояса; габбро-диабазовой; диабаз-пикритовой формаций; формации не дифференцированных толеитовых базальтов [Грицевич, Плошко, 1977; Лебедев, 1950; Ломизе и др., 1980; Ломизе, 1983; Ломизе, Суханов, 2006; Суханов, 1975]. При геологической съемке в масштабе 1:50000, рассматриваемые породы были выделены [Снежко В., Снежко Е., 1994] в самостоятельный эффузивно-силловый Фиагдонский комплекс (ФК). Его породы обнажены в Мамисон-Казбекской (МК) СФЗ, включающей водораздельную часть Главного Кавказского хребта в Ардон-Терекском междуречье. В современной структуре Кавказа МК СФЗ представлена тектонической пластиной мощностью до 5 км (а в зоне Фиагдонского надвига – до 10-12 км), ограниченной с севера Шаухохским, а с юга – Адайком-Казбекским разломами. Вулканиды, с вмещающими их пелитовыми осадками циклаурской свиты интенсивно дислоцированы. Основание разрезов свиты не обнажено, а их верхние части эродированы в неизвестном масштабе. Значительная часть отложений этой СФЗ была субдуцирована, а частично выжата на край Скифской плиты с образованием пакетов тектонических покровов (Фиагдонский и др.) [Снежко В., Снежко Е., 1994]. Разрезы отложений МК СФЗ сопоставляются с плинсбах-тоарскими вулканогенно-терригенными разрезами Западного и Восточного Кавказа, но в отличие от них, эффузивные породы здесь развиты значительно шире и в их составе отсутствуют туфы и кислые породы. Основной объем пород ФК расположен в междуречье Архондон – Фиагдон – Мидаграбиндон (рис. 1), где они представлены покровной (в том числе подводной) и субинтрузивной фациями. Первая – преимущественно лавовые потоки базальтовых порфиров мощностью от 10 до 70 м. В основании потоков встречаются лавобрекчии и гиалокластиты мощностью до 4-6 м, сменяющиеся вверх по разрезу «шаровыми» лавами. Шары, размером от 0,3 до 2 м, сложены плотным мелкозернистым диабазом. Межшаровое пространство выполнено глинистым веществом и хлорит-кальцитовой массой, иногда с примесью серпентина. Объем вулканитов в разрезе свиты достигает 40%. Вмещающие породы – глубоководные глинистые

сланцы, чередующиеся с прослоями алевролитов и тонкозернистых кварцитовидных песчаников. Субинтрузивные образования – силлы (мощностью до 100 м), дайки и мелкие штоки (до 0,5 км²) диабазов, габбро, пикритов и линзы серпентинитов с прожилками амфибол-асбеста. Геологический возраст вулканитов соответствует синемюр – раннему плинсбаху (по фауне [Большой Кавказ..., 2007]). К-Аг датированием микрогаббро из верховьев р. Фиэгдон получены цифры (в млн. лет): 176±8, 180±35, 207±17 [Афанасьев и др., 1975; Борсук, 1979]. По данным ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования плагиоклаза из базальтов получено устойчивое плато с возрастом 196±4 млн. лет (плинсбах [Philip et al., 1989]).

Методы опробования и аналитических исследований

В верховьях рек Мамихдон, Архондон, Фиэгдон, Мидаграбиндон собран представительный материал из главных и наименее измененных разновидностей пород ФК для петрохимических, геохимических и изотопных исследований. В ИГЕМ РАН содержание макро- и микроэлементов определялось рентгено-флюоресцентным анализом (XRF) на спектрометре последовательного действия PW-2400 Philips Analytical B. V. Полученные результаты соответствуют требованиям III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-99. Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре X-Series II. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора анализы проб чередовались с анализами стандартного образца (BHVO-2 и AGV-2) с периодичностью 1:10. Изотопный состав Rb, Sr, Sm и Nd в породах ФК изучался на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Великобритания) в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН, с применением методов анализа, отработанных в этой лаборатории. Изотопный состав свинца в галените проведен в этой же лаборатории с.н.с. Голубевым В. Н.

Краткая петрографическая характеристика пород ФК

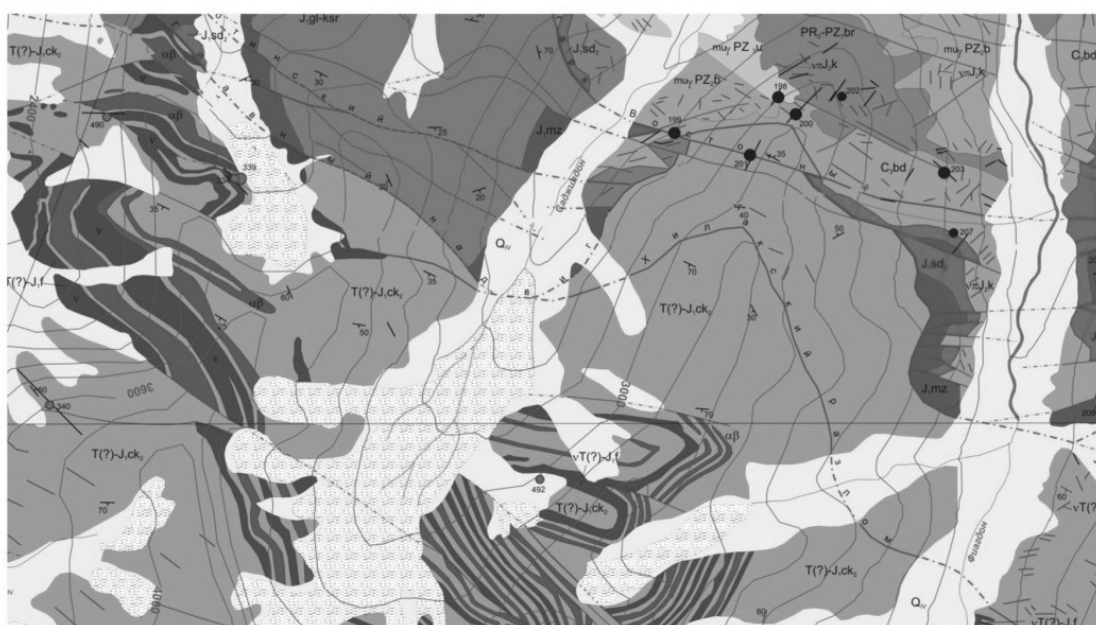
Эффузивная фация пород ФК представлена базальтовыми порфиритами, спилитами, лавобрекчиями, а субинтрузивная – диабазами, диабазовыми порфиритами, габбро, габбро-долеритами, пикритами и серпентинитами. Наиболее распространенными породами являются:

Плагиоклаз-пироксеновые базальтовые порфириты – мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета с большими колебаниями количеств вкрапленников плагиоклаза и пироксена. Локально структура породы изменяется от порфириковой до афировой. Вкрапленники плагиоклаза представлены реликтами таблитчатых кристаллов (до 2×4 мм) часто полностью замещенных мелкозернистым агрегатом альбита, хлорита, карбоната, монтмориллонита. Авгит образует кристаллы (до 2 мм), с редко встречающимися пойкилитовыми пластинками свежего лабрадора. Основная масса сложена лабрадором, хлоритом, рудными минералами, карбонатом и реже – эпидотом, цоизитом и пренитом.

Спилиты образуют самостоятельные тела или зоны постепенного перехода в более свежие базальты с характерными миндалекаменной и реже апоинтерсертальной структурами. Породы сложены лейстами (до 0,7 мм) альбитизированного плагиоклаза и узкими призмами роговой обманки, часто образующими пучки. Миндалины выполнены карбонатом, а мезостази́с – карбонатом, хлоритом, альбитом и рудными минералами.

Диабазы – массивные зеленовато-серые породы с однообразным минеральным составом и с большими колебаниями размеров вкрапленников. Часто встречаются диабазовая микроструктура, порфировая, пойкилоофитовая, апоинтерсертальная и реже габбро-диабазовая. Вкрапленники плагиоклаза замещены агрегатом пелитового вещества с примесью карбоната, цоизита, пренита, альбита. В основной массе лабрадор обычно свежий и идиоморфен по отношению к пироксену. Авгит замещается актинолитом и присутствует примерно в равных количествах с плагиоклазом. Хлорит развивается в межзерновых пространствах. Совместно с актинолитом, карбонатом и рудным минералом он образует гнездообразные скопления. Роговая обманка, цоизит, карбонат и кварц иногда выполняют микропрожилки в породе. Рудные минералы: пирит, пирротин, титаномагнетит.

Геологическое строение Фиагдонского надвига.



Т(?) - J, ck

Циклаурская свита. Филлитовидные глинистые сланцы, алевролиты, мелкозернистые песчаники, лавы основного состава.

vT(?) - J, f

Фиагдонский вулканоплутонический комплекс. Лавы базальтовых порфиритов. Силлы, дайки и мелкие штоки диабазов, габбро диабазов, габбро, пикритов и хлоритовых серпентинитов.

Рис. 1. Геологическая карта распространения пород ФК в истоках р. Фиагдон (по материалам ФГУПП «Цветметразведка», Владикавказ)

Габбро и габбро-долериты – массивные, крупнозернистые породы с характерными долеритовой и габброидной микроструктурами. Состоят они из крупных (до 2×7 мм) изометричных зерен лабрадор-андезина, призматических кристаллов (до 6×7 мм) авгита. Актинолит с хлоритом замещают пироксен. Хлорит с альбитом развиваются по раннему плагиоклазу. Ильменит образует ксеноморфные, скелетные и удлинненно-призматические кристаллы (до 4-5 мм) в промежутках между плагиоклазом и авгитом.

Пикриты и серпентиниты слагают дайки и линзовидные тела, ассоциирующие с габбро и диабазами. Это темно-зеленые массивные, иногда рассланцованные, поро-

ды с эпизодически встречающимися кристаллами пироксена и жилами асбеста. Микроструктура псевдопорфировая (наличие крупных амфиболовых псевдоморфоз по авгиту и овальных псевдоморфоз серпентина по оливину). Основная масса состоит из антигорита, хлорита, изредка с примесью мелко шестоватых кристаллов актинолита и тремолита или плагиоклаза и пренита. Иногда тела серпентинитов превращены в листвениты с развитием Fe и Mg пористых карбонатов, м-з кварца с вкрапленностью тонкозернистых шеелита, пирита, изредка фуксита и единичных зерен галенита.

Результаты аналитических исследований и их обсуждение

По химическому составу (табл. 1, рис. 2а) главные разновидности пород ФК соответствуют базальтам и габбро нормальной щелочности ($SiO_2 = 43,7-52,02$ мас. %; $Na_2O + K_2O \leq 5$ мас. %) [Петрографический кодекс..., 2009] и относятся к натровой серии ($Na_2O / K_2O > 4$), к умеренно глиноземистым породам (al^I – от 0,8 до 0,98). Ультраосновные породы соответствуют пикробазальтам. Серпентиниты по химическому составу [Грицевич, Плошко, 1977] близки к пикритам: $SiO_2 = 37,54-39,72$ мас. %; $Al_2O_3 / TiO_2 = 4-14$. На диаграммах $(Ti/100) - Zr - (Y*3)$ и $(Ti/100) - Zr - (Sr/2)$; Ti/Zr (рис. 2б, в) точки пород ФК сгруппированы в поле базальтов океанического ложа, а на диаграммах $(Zr/Y) - Zr$ и $(Nb*2) - (Zr/4) - Y$ (рис. 2г, д) – в поле нормальных базальтов СОХ. На первой из диаграмм значительная часть точек расположена в зоне перекрытия полей базальтов СОХ с островодужными. На тройной диаграмме $TiO_2 - MnO*10 - P_2O_5*10$ (рис. 2е) точки составов пород ФК расположены на границе полей базальтов СОХ, окраинных морей и толеитовых базальтов островных дуг. Эта диаграмма позволяет расшифровывать геодинамические обстановки даже при умеренной спилитизации базальтов. Используемый в данной диаграмме дискриминатор согласуется с представлениями о различиях fO_2 в магмах океанических хребтов и островных дуг [Абрамович и др., 1997]. Так, для магм толеитов *MORB* с низкой fO_2 , раннее фракционирование оливина и плагиоклаза обедняет магму *MnO* относительно *TiO₂*. Фракционирование титаномагнетита в базальтах островных дуг, где преобладает высокая fO_2 , напротив, снижает в магме содержание *TiO₂* относительно *MnO*. Диаграмма $V - (Ti/1000)$ позволяет диагностировать тектонические обстановки, существовавшие при формировании вулканических ассоциаций и офиолитов *OIB*, *MORB* и *IAT*. Базальты современных задуговых бассейнов (*BABB*) обычно имеют величины Ti/V отношения, подобные наблюдаемым в базальтах *IAT* или *MORB*, т. е. имеют широкие вариации в пределах одного региона [Богатиков и др., 1987; Абрамович и др., 1997].

Таблица 1.

Результаты XRF анализа пород Фиагдонского комплекса (оксиды в мас. %, элементы в г/г)

Оксиды	Номера образцов										
	110-1	110-2	110-3	110-4	110-5	110-6	111-1	111-2	111-4	111-5	111-8
<i>SiO₂</i>	48,09	46,71	47,2	43,7	48,14	51,59	47,01	46,45	47,22	45,88	48,09
<i>TiO₂</i>	1,12	1,46	1,38	1,37	1,87	1,73	1,49	1,27	1,07	1,62	1,64
<i>Al₂O₃</i>	16,54	17,58	16,15	15,28	14,89	18,38	18,21	15,19	19,55	15,3	15,07
<i>Fe₂O₃</i>	8,55	8,96	10,56	9,71	11,06	8,36	9,01	10,62	8,38	11,46	10,09
<i>MnO</i>	0,14	0,14	0,16	0,16	0,16	0,3	0,16	0,17	0,12	0,27	0,16
<i>MgO</i>	8,94	6,84	8	7,73	7,02	5,01	5,7	8,29	6,46	7,23	7,59

<i>CaO</i>	10,76	11,95	10,48	13	8,51	4,83	12,54	11,34	11,76	10,09	11,98
<i>Na₂O</i>	2,09	2,29	2,02	2,64	3,22	5,32	2,89	2,44	2,56	2,61	2,79
<i>K₂O</i>	0,28	0,73	0,35	0,44	0,78	0,42	0,12	0,16	0,17	0,36	0,06
<i>P₂O₅</i>	0,09	0,12	0,11	0,13	0,37	0,15	0,12	0,12	0,07	0,16	0,12
<i>S</i>	0,07	0,22	0,1	0,04	0,03	0,04	0,38	0,11	0,02	0,17	0,15
ппп	3,12	2,77	3,29	5,57	3,64	3,6	2,19	3,62	2,45	4,61	2,05
Сумма	99,79	99,77	99,8	99,77	99,69	99,73	99,82	99,78	99,83	99,76	99,79

Элементы	110-1	110-2	110-3	110-4	110-5	110-6	111-1	111-2	111-4	111-5	111-8
<i>Cr</i>	286	258	207	293	182	363	179	246	220	270	260
<i>V</i>	142	145	181	139	186	210	164	172	122	201	191
<i>Co</i>	24	16	13	19	23	29	16	19	17	21	20
<i>Cu</i>	46	40	33	36	23	46	35	51	30	50	51
<i>Ni</i>	98	67	67	74	67	93	34	56	59	48	40
<i>Zn</i>	43	50	55	44	60	59	55	57	48	82	53
<i>Pb</i>	10	10	10	10	10	14	10	10	10	10	10
<i>Rb</i>	8	18	11	12	9	14	1	5	2	9	3
<i>Sr</i>	121	242	143	148	342	130	186	205	176	170	152
<i>Nb</i>	5	8	4	4	18	6	4	4	-	3	2
<i>Y</i>	24	30	30	30	34	29	36	27	21	34	29
<i>Zr</i>	66	100	92	101	150	128	100	91	68	113	104

Оксиды	Номера образцов								
	30	31	33	34	35	100	100-2	100-3	
<i>SiO₂</i>	47,44	47,22	48,36	49,58	48,02	51,02	52,02	51,74	
<i>TiO₂</i>	1,2	1,61	1,33	1,18	1,35	1,61	1,43	1,12	
<i>Al₂O₃</i>	18,57	18,18	16,77	16,29	16,58	15,05	13,84	15,7	
<i>Fe₂O₃</i>	7,9	10,11	8,45	10,47	9,52	9,81	9,49	8,82	
<i>MnO</i>	0,13	0,22	0,15	0,19	0,17	0,18	0,17	0,16	
<i>MgO</i>	8,28	6,94	8,01	7,97	7,66	6,95	7,78	7,21	
<i>CaO</i>	11,05	9,2	11,53	11,01	11,16	11,23	11,24	11,06	
<i>Na₂O</i>	2,15	3,15	2,41	1,99	2,4	3,61	3,49	3,71	
<i>K₂O</i>	0,16	0,22	0,12	0,39	0,17	0,23	0,27	0,25	
<i>P₂O₅</i>	0,09	0,12	0,1	0,08	0,1	0,12	0,14	0,12	
<i>S</i>	0,05	-	-	0,24	0,33	0,05	0,02	0,02	
ппп	2,84	2,83	2,59	0,34	2,39	Н.о	Н.о	Н.о	
Сумма	99,86	99,8	98,49	99,73	99,85	99,86	99,89	99,91	

Элементы	30	31	33	34	35	100	100-2	100-3
<i>Cr</i>	179	256	329	298	261	38	44	34
<i>V</i>	148	219	207	192	198	311	292	206
<i>Co</i>	42	37	38	42	45	36	30	33
<i>Cu</i>	68	113	90	307	80	20	21	12
<i>Ni</i>	229	133	138	97	96	32	45	36
<i>Zn</i>	57	99	75	111	72	63	67	63
<i>Pb</i>	-	-	-	30	-	10	-	-
<i>Rb</i>	4	7	4	15	6	5	9	11
<i>Sr</i>	143	196	167	153	162	207	185	226
<i>Nb</i>	6	7	6	-	-	-	-	-
<i>Y</i>	29	48	37	35	37	28	33	27
<i>Zr</i>	76	115	99	89	101	81	109	82

Примечание: 110-1, 110-2, 110-3, 110-4, 110-5, 110-6 – шаровые лавы левобережья р. Дзамараш-дон; 111-1, 111-2, 111-4, 111-5, 111-8 – дайки; 30, 31, 33, 34, 35 – силлы верховьев р. Архондон; 100, 100-2, 100-3 – габброиды, габбро-долериты.

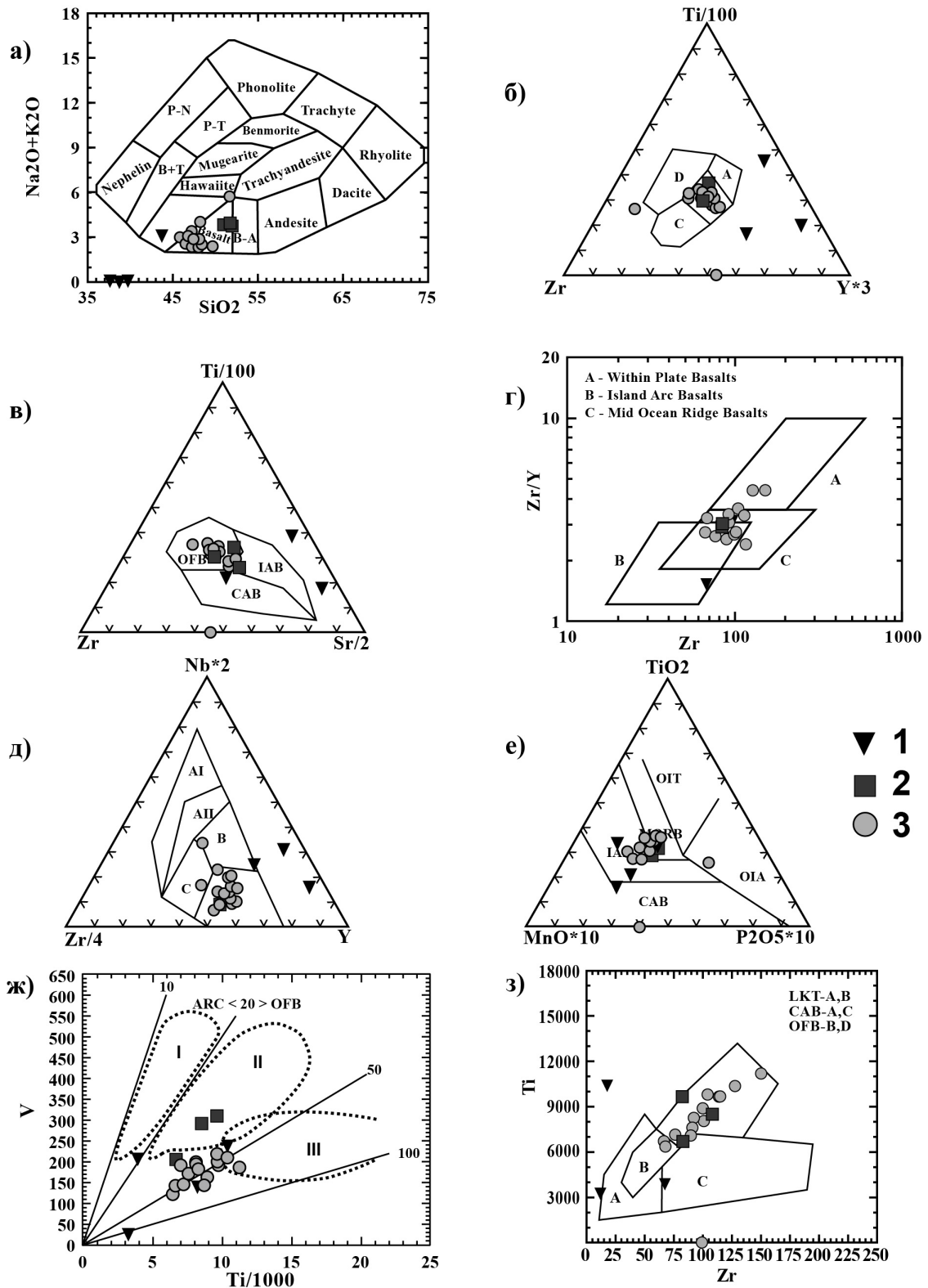


Рис. 2. Диагностические диаграммы пород ФК

Условные обозначения: Породы ФК: 1 – пикриты и серпентиниты (составы из [Грицевич, Плошко, 1977]); 2 – габбро-долериты; 3 – базальты, диабазы. (OFB – базальты океанического ложа; IAT – базальты островных дуг; CAB – известково-щелочные базальты; LKT – низкокальциевые толеиты; OIT – толеиты океанических островов; OIA – океанические островные дуги; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов [Sun, McDonough, 1989]. На диаграмме (V – Ti/1000): I – IAB; II – MORB; III – OIB.

Точки составов пород ФК образуют поле в нижней части диаграммы с незначительным перекрытием полей базальтов *OIB* и *MORB* (рис. 2ж, з). На диаграмме *Th-Ta – Hf/3* точки диабазов ФК расположены в поле нормальных базальтов *COX (N-MORB)*, долериты – в едином поле обогащенных базальтов *COX* и толеитовых внутриплитных базальтов.

Обычно выделяют два типа окраинных бассейнов [Абакумова и др., 1994; Абрамович и др., 1997; Богатиков и др., 1975]: в первом – спрединговые процессы синхронны; а во втором – асинхронны с проявлением вулканизма в прилегающих островных дугах, а соответственно и с субдукционными процессами. Для первого типа (**спрединговые бассейны Лау и Сулу**) характерно обогащение вулканитов литофильными (*Rb, Sr, Ba, K*) и обеднение когерентными (*Nb, Ti, Zr, Ni*) элементами, что сближает их с вулканитами островных дуг. Во втором типе (**Филлипинское, Целебесское моря, Марианский трог**) вулканические породы близки к породам *COX*, отличаясь от них немного повышенными содержаниями литофильных элементов и слегка пониженными – когерентных (*Nb, Ni*). По этим параметрам бассейны второго типа неотличимы от океанических [Абакумова и др., 1994]. Следовательно, вулканиты ФК сформировались в условиях окраинного бассейна, близкого к бассейнам второго типа.

Таблица 2.

Результаты ICP-MS анализа пород Фиагдонского комплекса (содержания элементов в г/т)

Элементы	Номера образцов							
	30	31	35	111-1	111-5	100	110-3	110-4
<i>Be</i>	0,20	0,41	0,32	0,33	0,16	0,28	0,22	0,38
<i>Sc</i>	17	26	28	24	21	40	25	25
<i>Ti</i>	6205	9017	7539	7046	4906	8823	7180	6907
<i>V</i>	177	234	212	187	154	334	210	188
<i>Cr</i>	187	245	240	166	202	27	212	281
<i>Mn</i>	1039	1724	1431	1333	962	1403	1208	1191
<i>Co</i>	35	33	37	28	28	33	33	31
<i>Cu</i>	55	83	63	48	40	22	49	47
<i>Zn</i>	58	94	73	77	68	65	70	61
<i>Ga</i>	11	13	11	11	10	12	11	11
<i>Rb</i>	3	6	4	1,7	2,4	5	8,4	10
<i>Sr</i>	129	172	145	174	162	184	128	135
<i>Y</i>	20	27	24	28	18	20	26	25
<i>Nb</i>	1,3	2,0	1,6	2,3	1,1	1,4	2,0	3,1
<i>Mo</i>	0,07	0,17	0,66	0,65	0,28	0,32	0,66	0,26
<i>Ag</i>	0,16	0,23	0,22	0,18	0,16	0,08	0,29	0,32
<i>Cs</i>	0,29	0,39	0,16	0,22	0,18	0,38	0,72	1,9
<i>Ba</i>	13	49	30	11	14	24	22	47
<i>La</i>	2,1	2,9	2,7	3,3	1,9	2,9	2,6	3,6
<i>Ce</i>	7,4	10	9,4	12	6,8	9,2	9,4	12
<i>Pr</i>	1,3	1,8	1,7	2,1	1,2	1,6	1,7	2,1
<i>Nd</i>	7,7	11	9,5	12	7,0	8,4	9,9	11
<i>Sm</i>	2,7	3,8	3,3	3,9	2,4	2,9	3,4	3,5
<i>Eu</i>	0,99	1,3	1,2	1,4	0,95	1,3	1,3	1,3
<i>Gd</i>	3,1	4,5	3,9	4,4	2,9	3,5	4,0	4,1
<i>Tb</i>	0,57	0,83	0,71	0,81	0,53	0,61	0,76	0,74
<i>Dy</i>	3,9	5,5	4,7	5,3	3,5	4,2	5,1	4,9

<i>Ho</i>	0,79	1,1	0,96	1,1	0,72	0,83	1,1	1,0
<i>Er</i>	2,4	3,3	2,9	3,1	2,2	2,4	3,1	3,0
<i>Tm</i>	0,32	0,44	0,39	0,43	0,29	0,33	0,44	0,41
<i>Yb</i>	2,1	2,9	2,6	2,8	1,9	2,1	3,0	2,8
<i>Lu</i>	0,31	0,41	0,35	0,39	0,27	0,30	0,43	0,40
<i>Hf</i>	1,3	2,0	1,7	1,6	1,4	0,70	2,5	2,7
<i>Ta</i>	0,12	0,18	0,16	0,20	0,11	0,14	0,16	0,28
<i>W</i>	0,026	0,53	0,25	0,62	0,086	0,72	0,068	0,02
<i>Pb</i>	0,7	1,7	4,5	0,95	0,51	6,1	0,56	1,1
<i>Bi</i>	0,008	0,088	0,015	0,10	0,006	0,25	0,007	0,005
<i>Th</i>	0,087	0,14	0,12	0,11	0,071	0,22	0,17	0,28
<i>U</i>	0,035	0,046	0,22	0,042	0,029	0,038	0,058	0,10

Примечание: 110-3, 110-4 – шаровые лавы левобережья р. Дзамараш-дон; 111-1, 111-5 – дайки; 30, 31, 35 – силлы верховьев р. Архон-дон; 100 – габбро-долериты.

По геохимическим данным (табл. 2) для пород ФК построены мультиэлементные спектры и спектры распределения *REE* (рис. 3). На спайдер-диаграмме, при нормировании по хондриту [Pohl et al., 1990], спектры *REE* образуют полого выпуклую кривую, сходную со спектрами распределения *REE* в *MORB*, и в большинстве образцов без *Eu* аномалии, но с некоторым обогащением в области *MREE*. Наблюдается снижение содержаний легких (*La*, *Ce*) и тяжелых (*Tm*, *Yb*, *Lu*) *REE* в сравнении с концентрациями элементов находящихся в центральной части спектра. La^H/Sm^H отношение варьирует в пределах от 0,49 до 0,66; Gd^H/Yb^H – от 1,1 до 1,38; La^H/Yb^H – от 0,71 до 1,0 и они близки к таковым в базальтах *MORB* и свидетельствуют о низкой степени фракционирования *HREE*. Для оценки степени дифференциации расплава используется величина количественного дефицита европия, характеризуемая коэффициентом Eu/Eu^* где $Eu^* = \sqrt{(Sm_{пор.}/Sm_{хонд.} \times Gd_{пор.}/Gd_{хонд.})}$.

В породах ФК этот коэффициент варьирует от 0,96 до 1,1, что указывает на отсутствие заметной дифференциации [Балашов, 1976], со значительной ролью фракционирования плагиоклаза. Мультиэлементные спектры, нормированные по базальтам *N-MORB*, имеют плоский профиль распределения и близки к нормальным базальтам *COX*. Однако имеются и отличия – обогащение крупноионными литофильными элементами (*Rb*, *Sr*, *Ba*, *K*) и умеренные отрицательные аномалии в содержаниях *Nb* и *Hf*. Эти особенности редкоэлементного состава пород ФК указывают на их близость к толеитовым базальтам задуговых, окраинно-морских бассейнов, занимающих промежуточное положение между *MORB* и *IAT* [Короновский, Демина, 2011; Остроумова и др., 1995]. Известково-щелочные породы задуговых бассейнов и островных дуг различаются по величинам La/Nb и La/Th отношений. В первых они имеют величины этих отношений ~ 1 и 10-20, соответственно, а в породах ФК они варьируют в пределах 1,1-1,6 и 11-30, что соответствует базальтам современных задуговых бассейнов (*BABB*) [Школьник и др., 2011].

Величины стронциевых отношений ($^{87}Sr/^{86}Sr$) в базальтах и пикритах ФК варьируют в пределах от 0,7039 до 0,7042 [Pohl et al., 1990], что несколько выше значений 0,7024-0,7027, характерных для современных примитивных типов базальтов *MORB* и абиссальных базальтов всех типов ($0,70295 \pm 36$) [Sun, McDonough, 1989; Wedepohl, 1981], и близки к величинам, характерным для энзиматических (внутриокеанических) островных дуг (0,7029-0,7042) и окраинных морей (0,7036-0,7054) [Богатиков и др., 1987]. По результатам наших исследований (табл. 3) значения ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀, находятся в пределах 0,7038-0,7057, что сопоставимо с величинами

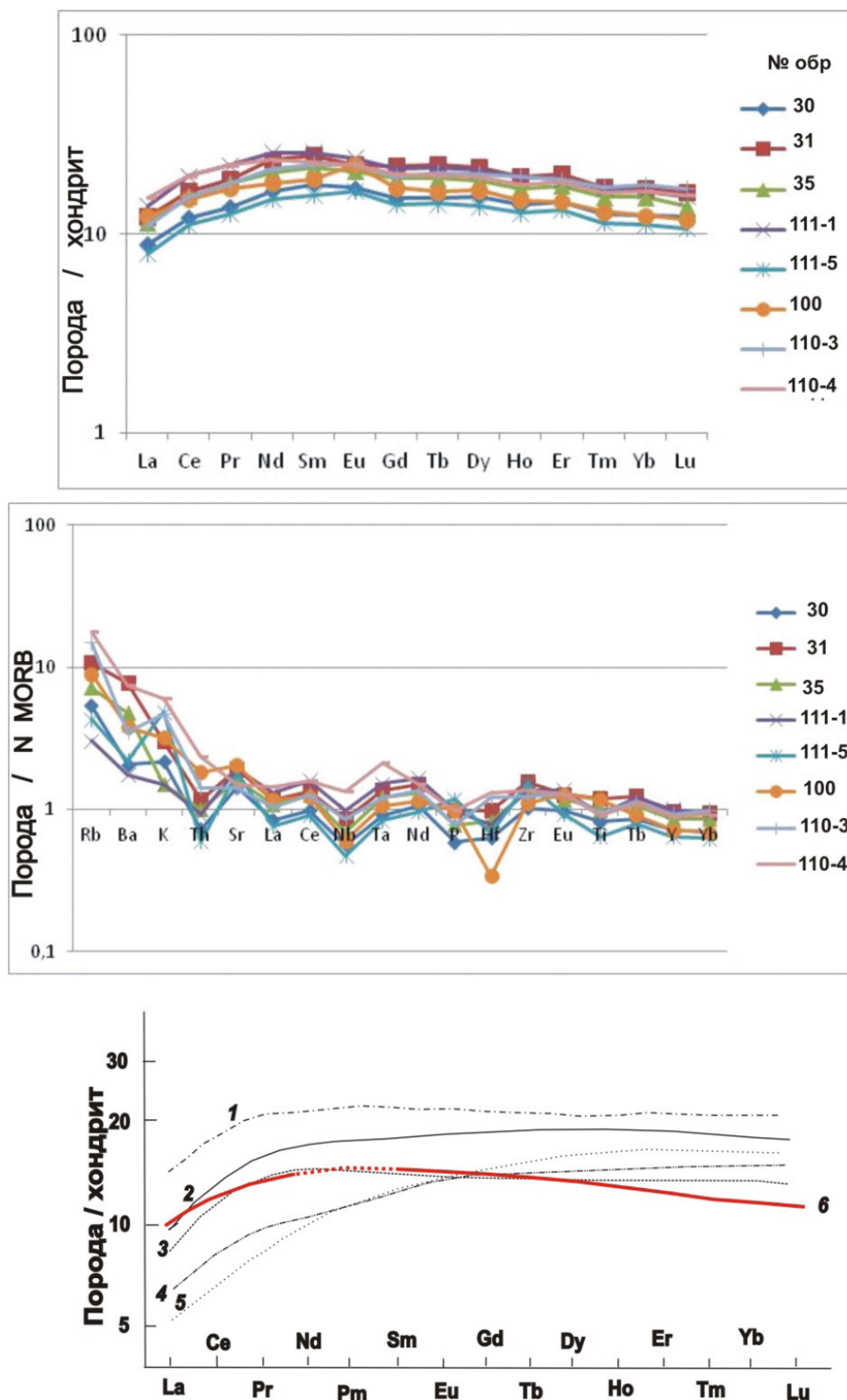


Рис. 3. Спектры REE и мультиэлементные спектры пород Фиагдонского комплекса. Условные обозначения: 1 – диабазы р. Дзамараиш-дон; 2 – долериты; 3 – диабазы р. Архон-дон; 4 – Σ/n . 1-6 – Спектры REE базальтов (N-MORB) [Sun, McDonough, 1989]: 1 – Срединно – Атлантического хребта; 2 – хребта Калберг (Индийский океан); 3 – Восточно – Тихоокеанское поднятие; 4 – грабена Красного моря; 5 – хребта Рейкьянес [Балашов, 1976]; 6 – Породы Фиагдонского комплекса

этих отношений в базальтах окраинных морей. Значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ варьируют в пределах 0,512840-0,513008, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 5,0-7,2$.

Таблица 3.

**Результаты изотопного (Rb, Sr, Sm, Nd) анализа пород
Фиагдонского комплекса**

Обр.	Порода	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
		$\pm 2s$	$\pm 2s$	$T = 200 \text{ m.y.}$	$\pm 2s$	$\pm 2s$	$T = 200 \text{ m.y.}$	
110-4/10	базальт	0,2211 \pm 7	0,704459 \pm 10	0,703831	0,1862 \pm 2	0,512989 \pm 7	0,512747	7,12
110-5/10	диабаз	0,0755 \pm 3	0,705116 \pm 10	0,704902	0,1553 \pm 1	0,512840 \pm 8	0,512639	5,00
111-1/10	диабаз	0,0264 \pm 3	0,703926 \pm 10	0,703851	0,1949 \pm 1	0,513002 \pm 7	0,512749	7,15
31/12	диабаз	0,0999 \pm 4	0,705955 \pm 13	0,705671	0,2048 \pm 1	0,513008 \pm 7	0,512741	7,01

Примечание: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_p \times (e^{\lambda T} - 1)$. $\lambda = 0,0000142 \text{ m.y.}^{-1}$. $T = 200 \text{ m.y.}$
 $(e^{\lambda T} - 1) = 0,00284$.

Переменное обогащение радиогенным стронцием (^{87}Sr) и низкие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в базальтах и диабазах ФК, по сравнению с базальтами СОХ можно объяснить тем, что в их образовании участвовал материал погружающейся в зоне субдукции океанической коры с пелагическими осадками [40 миллионов лет..., 2005]. На Nd-Sr корреляционной диаграмме [Фор, 1989] в квадранте II все точки пород ФК образуют локальное поле вблизи и правее мантийной последовательности и параллельно ей. Это указывает на то, что Nd и Sr из других источников примешивались к магме до ее излияния на дно моря. Обогащение вулканитов ФК радиогенным ^{87}Sr и вызванное этим смещение фигуративных точек вправо от мантийной последовательности могло быть обусловлено вкладом субдукцированной океанической коры, содержащей стронций с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое было увеличено за счет добавления морского Sr или изотопного обмена с ним в ходе реакции с нагретой морской водой [Никишин и др., 2005; 200 миллионов..., 2005]. Скорее всего, плавление происходило в мантии, над погружающейся в зоне субдукции океанической пластиной с пелагическими осадками. В результате субдукции мантия была контаминирована с добавлением радиогенного ^{87}Sr , выделившегося при гидратации погружающейся океанической коры. Следовательно, исходный для пород ФК расплав образовался из пород характеризующихся близкими величинами отношений Rb/Sr (0,02-0,07, среднее 0,043) и Sm/Nd (0,32-0,35, среднее 0,33). Мантия здесь была обеднена LIL элементами и поэтому имела более низкие (по сравнению с базальтами СОХ) отношения Rb/Sr и более высокие Sm/Nd .

**Минерагенические особенности пород Фиагдонского
комплекса**

С раннеальпийским (ранний плинсбах – поздний аален) базальтоидным магматизмом на Большом Кавказе (БК) ассоциирует оруденение медно-пирротинового и колчеданно-полиметаллического (кипрского) типов. Однако с породами ФК пространственно ассоциирует группа золото-мышьяково-полиметаллических рудопроявлений Арсином [Чотчаев, Гогичев, 2016] и реальгар-аурипигментовое с золотом рудопроявление Водораздельное-Калдыком, расположенных в правом борту долины р. Бугультадон (левый исток р. Фиагдон). Они сложены базальтовыми пил-

лоу-лавами. Лавовые потоки разделены прослоями (мощностью от 0,1 м до 20-30 м) аргиллитов и алевролитов циклаурской свиты. Интрузивные тела (дайки, силлы) сложены диабазами, габбро-диабазами и двумя штокообразными телами апопикритовых серпентинитов с зональным строением. Внешние зоны сложены диабазами и габбро-диабазами, а внутренние – серпентинитами с реликтами пикритов. Иногда тела серпентинитов лиственитизированы с развитием *Fe* и *Mg* пористых карбонатов, тонкозернистого (т-з) молочно-белого кварца с вкрапленностью т-з шеелита, пирита и редко фуксита. Разрывные нарушения представлены серией зон смятия, дробления и окварцевания субширотного простирания, являющихся опережающими к Адайком-Казбекскому разлому. Рудные тела представлены отдельными кварцевыми, кварц-карбонатными жилами и зонами окварцевания мощностью до 0,6-4,0 м, протяженностью по простиранию и падению от десятков до первых сотен метров. Жилы пересекают вулканиты и выклиниваются во вмещающих аргиллитах. В минералогических пробах из вулканитов ФК, установлены содержания (в г/т) минералов: пирит и лимонит (до 2000), пирротин (до 156), галенит (до 60), церуссит (до 23), халькопирит (до 45), малахит до (18), сфалерит (до 30) и редко – шеелит, молибденит, киноварь и арсенопирит [Энна, 2006]. В рудных телах установлены: галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, арсенопирит, шеелит, реже антимонит, реальгар, аурипигмент, киноварь. В штучных пробах из рудных жил методом ИНАА установлены содержания (в масс. %): *W* – от 0,13 до 2,0-3,58; *Zn* – от 0,04 до 0,12-1,1; *Pb* – от 0,06 до 0,52; *Sb* – от 0,0084 до 0,16; *As* – от 0,016 до 0,08; *Cu* – от 0,013 до 0,36; *Ag* – от 2,5 до 28,6 г/т; *Au* – от 0,19 до 0,65 г/т, а в пробах из лиственитов – *Au* от 0,2 до 3-7 г/т. Определены содержания (в г/т) ряда элементов в: **пирите** – *Au* от 9 до 35; *Ag* от 6 до 34; *Zn* от 46 до 1911; *Co* от 40 до 54; **марказите** – *Sb* от 1946 до 2639; *Ag* от 33 до 58; *Se* до 78; *Co* от 20 до 48; **шеелите** – *Eu* от 29 до 222; *Ce* от 11 до 87; *La* до 80; **галените** – *Cd* до 285; *Ag* до 1992; **сфалерите** – *Cd* до 7641.

При изучении изотопии свинца в галените из рудопроявления Арсиком установлено, что модельный (*Pb-Pb*) возраст, рассчитанный по двухстадийной модели Стейси-Краммерса, и значениям μ_2 ($^{204}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), W_2 и Th/U составляет 308 млн. лет (табл. 4). Эти данные свидетельствуют о том, что свинец, при образовании галенитов и вольфрам, при образовании шеелита, были мобилизованы из утоненной континентальной коры (палеозойского гранитно-метаморфического фундамента), в которой известны рудопроявления этих металлов [Гурбанов, Арец, 1996; Gurbanov et al., 1994]. Низкие кларковые содержания (в г/т) для $W = 0,3$, $Pb = 0,3$, $Zn = 0,5$, $Mo = 0,3$, $Cu = 0,6$, $Ni = 0,3$, $Co = 0,7$ в породах ультраосновного и основного составов [Виноградов, 1962], отчасти подтверждают этот вывод. Не исключено, что здесь имеется только структурная связь оруденения с вулканитами ФК, обусловленная их хрупкими деформациями, по сравнению с пластичными – во вмещающих глинистых толщах.

Таблица 4.

Результаты изотопного анализа свинца галенитов

№ пробы	Изотопные отношения					Модельный возраст, млн. лет	μ_2	W_2	Th/U
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$				
546	18,479±7	15,697±6	38,791±15	2,09868±7	0,84948±3	308	10,09	40,76	4,01

Примечание: проба 546 – рудопроявление Арсиком Нижний.

Заключение

1. Впервые породы ФК охарактеризованы надежными геохимическими и изотопными ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование базальтов – устойчивое плато с возрастом 196 ± 4 млн. лет) данными, что согласуется с фаунистическими находками в циклаурской свите [Большой Кавказ..., 2007].

2. На основании интерпретации полученных изотопно-геохимических данных полагаем, что породы ФК образовались в условиях задугового окраинно-морского бассейна, базальты которого близки по геохимическим особенностям к базальтам энсиматических островных дуг сформировавшихся в надсубдукционной офиолитовой геодинамической обстановке (suprasubduction zone ophiolites) [Pearce et al., 1984].

3. Обогащение базальтов LIL элементами, при меньших содержаниях *HFSF*, служит признаком их выплавления из мантии обогащенной субдукционной составляющей, а обеднение пород ФК тяжелыми *REE* указывает на генерацию расплавов в области устойчивости граната, при давлениях более 25 кбар, т. е. на глубинах более 75 км.

4. Рудопроявления Арсиком, Калдыком с *Au*, *W*, *As*, *Pb* и *Zn* минерализацией, пространственно ассоциирующие с вулканитами ФК, по-видимому, образовались в результате переотложения рудных элементов, часть из которых (*W*, *Pb*) могла быть мобилизована из палеозойского фундамента. Структурная связь оруденения с породами ФК обусловлена, скорее всего, их физико-механическими свойствами (хрупкие деформации вулканитов), по сравнению с вмещающими их пластичными глинистыми толщами. Резко повышенные содержания *Au* (0,2–3–7 г/т) в листовенитах, образовавшихся по серпентинизированным пикритам ФК, свидетельствуют о выявлении нового для Северного Кавказа золото-лиственитового с шеелитом типа рудной минерализации.

(От редакции: важно отметить, что на Малом Кавказе (в Армении) известны месторождения и рудопроявления *Au*, ассоциирующие с метасоматически измененными гипербазитами. Это крупное Зодское месторождение в Армении, и многочисленные месторождения и рудопроявления ртути. Они относятся к березит-лиственитовой формации метасоматитов, сопровождающих золотое оруденение, отсюда, что теперь авторы статьи обратили внимание на признаки их золотоносности и в Северной Осетии).

Авторы статьи искренне признательны академику И. В. Чернышеву за содействие в проведении изотопных исследований.

Литература

1. Абакумова Л. Н. и др. Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании // Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1994. – 242 с.

2. Абрамович И. И. и др. Основы геодинамического анализа при геологическом картировании // Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1997. – 498 с.

3. Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г., Суханов М.К. Новые данные о геологическом строении восточной части Главного Кавказского хребта на примере Горной Осетии // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1975. – №8. – С. 5-24.
4. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. – 276 с.
5. Богатииков О.А. и др. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. – М.: Наука, 1987. – 331 с.
6. Большой Кавказ в альпийскую эпоху/Ред. Леонов Ю.Г. – М.: Изд. ГЕОС, 2007. – 340 с.
7. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. – М.: Наука, 1979. – 299 с.
8. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555-572.
9. Грицевич В.П., Плошко В.В. Формации гипербазитов Большого Кавказа и их асбестонность. Геология, минералогия и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых. Вып. 1. – Алма-Ата: КНИИМС, 1977. – С. 34-38.
10. Гурбанов А.Г., Арец И. Критерии вольфрамоносности гранитов позднепалеозойской диорит-гранитной формации, Северный Кавказ // Петрология. – 1996. – Т. 4. №4. – С. 386-406.
11. Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. – М.: Изд. КДУ, 2011. – 209 с.
12. Лебедев А.П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа // Труды института геологических наук. Изд. АН СССР Вып. 118. Петрографическая серия №33. – 1950. – 174 с.
13. Ломизе М.Г., Суханов М.К., Цветков А.А. Кавказская окраина Тетиса в начале альпийского этапа // Тектоника Средиземноморского пояса. – М.: Наука, 1980. – С. 172-179.
14. Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. – М.: Недра, 1983. – 194 с.
15. Ломизе М.Г., Суханов М.К. Дайковый пояс Большого Кавказа: среднеюрская задуговая структура // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2006. – Т. 81. Вып. 6. – С. 9-15.
16. Никишин А.М. и др. 400 миллионов лет геологической истории Южной части Восточной Европы. – М.: Изд. МЦГК «Геокарт», 2005. – 349 с.
17. Остроумова А.С., и др. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1995. – 163 с.
18. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – СПб: Изд. ВСЕГЕИ, 2009. – 198 с.
19. Снежко В.А., Снежко Е.А. Раннемезозойские базальтоидные комплексы Северной Осетии и их рудоносность // Геология, оценка и локальный прогноз месторождений цветных, редких и благородных металлов. – Новочеркасск: НГТУ, 1994. – С. 65-74.
20. Суханов М.К. Казбекский диабазовый пояс Центрального Кавказа. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М. – 1975. – 25 с.
21. Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
22. Чотчаев Х.О., Гогичев Р.Р. Геологические особенности и характеристика

золотоносности Теплинского рудного узла // Геология и геофизика Юга России. – 2016. – №4. – С. 128-143.

23. Школьник С. И., Резницкий Л. З., Бараш И. Г. Возможность диагностики задуговых палеобассейнов по высокоградным ортометаморфитам (на примере основных кристаллосланцев слюдяного кристаллического комплекса, Южное Прибайкалье) // Геохимия. – 2011. – № 12. – С. 1253-1270.

24. Энна Н. Л. Структурно-фациальные особенности нижне – среднеюрских отложений междуречья Черек Балкарский – Терек // Проблемы геологии, геоэкологии и минерации юга России и Кавказа. – Новочеркасск. – 2006. – Т 1. – С. 15-31.

25. 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы/Гл. ред. А. Ф. Морозов. – М.: Геокарт, ГЕОС, 2005. – 388 с.

26. Gurbanov A.G. et al. Origin of granodiorite gneisses and related tungsten mineralization, North Caucasus, Russia // Intern. Geol. Rev. Vol. 36. – 1994. – P. 259-271.

27. Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolite. Marin basin Geology. Geol. Soc. Spec. Publ. London. – 1984. – V. 16. – P. 77-94.

28. Philip H. et al. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. – 1989. – V. 161. – P. 1-21.

29. Pohl J.R., Hess J.C., Gurbanov A.G. Jurassischer Ozeanboden – Tholeiite im Groben Kaukasus (UdSSR) – Hinweis auf einen bislang unbekanntem ophiolite – complex // Beih. Europ. J. Miner. – 1990. – Vol. 2. – P. 201.

30. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Geol. Spec. Publ. №42. – 1989. – P 313-345.

31. Wedepohl K. H. Tholeitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust. Natur Wissenschaften. – 1981. Bd 68. – S. 110-119.

PALEOGEODYNAMICAL RECONSTRUCTIONS AND MINERAGENCY OF EARLY-JURASSIC BASALT-ULTRABASITIC FIAGDONSKIY COMPLEX (REPUBLIC NORTHERN OSSETIA-ALANIA, CAUCASUS, RF) ON PETROCHEMICAL, GEOCHEMICAL AND, ISOTOPIC DATA

© 2017 A. G. Gurbanov^{1,2}, Sc. Candidate (Geol.-Min.), V. M. Gazeev^{1,2},
Sc. Candidate (Geol.-Min.), A. B. Lexin¹, A. Ya. Dokuchaev¹, Sc. Candidate
(Geol.-Min.), Yu. V. Goltsman¹, Sc. Candidate (Geol.-Min.), T. I. Oleynikova¹, Sc.
Candidate (Geol.-Min.), O. A. Gurbanova³, Sc. Candidate (Chemical)

¹Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Russia, 362027,
RNO-Alania, Vladikavkaz, Markusa Str., 22, e-mail: gurbanov@igem.ru;

²Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS,
Russia, 119017, Moscow, Staromonetny Lane, 35;

³Educational Institution of Higher Education M. V. Lomonosov Moscow State
University, Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1

The firstly obtained isotope-geochemical data, allows to specify the geodynamics situation in the course of origin of Fiagdon complex (FC) rocks are reported in this article. Early Alpine magmatic complexes, which have been investigated during middle-and end of XX century, were not described by modern isotope-geochemical data. This flaw was supply by on principle new data obtained, on base of which the following conclusions were done:

- on the diagnostic diagrams the rocks of FC are concentrated in the fields of basalts of MORB, marginal sea or in zone of overlapping fields basalts MORB and IAT;
- comparison of multielements spectrums and spectrums of distribution of REE with N-MORB standart, shown its closeness to tholeiitic basalt of the back arc basins, which are intermediate between MORB and IAT;
- value of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in basalts and picrites of FC are vary in the range from 0,7038 to 0,7057 and correlated with basalts of ensymatical island arc and marginal sea;
- geodynamics conditions of origin of FC rocks are correspond as suprasubduction zone;

The radically increased content of gold (from 0,2 to 3-7 ppm) in serpentinite with process of listvenitization alteration suggests that a new for the Great Caucasus gold-listvenitital type with scheelite of ore mineralization was revealed.

Keywords: the Great Caucasus, basalt, dolerite sills, dykes and stocks of gabbro-diabase, lenses of serpentinites, isotope-geochemical data, basalts of: MORB, marginal sea or basalts MORB and IAT – ensymatical island arc, tholeiitic basalt of the back arc basins. gold-listvenitizatic type with scheelite of ore mineralization.

References

1. Abakumova L. N. i dr. Izuchenie ofiolitovykh kompleksov pri geologicheskom kartirovanii [Study of ophiolite complexes in geological mapping]. Seriya metodicheskikh rukovodstv po geodinamicheskomu analizu pri geologicheskom kartirovanii. SPb: Kartograficheskaja fabrika VSEGEI, 1994, 242 p. (in Russian)
2. Abramovich I. I. i dr. Osnovy geodinamicheskogo analiza pri geologicheskom kartirovanii [Fundamentals of geodynamic analysis in geological mapping]. Seriya metodicheskikh rukovodstv po geodinamicheskomu analizu pri geologicheskom kartirovanii. SPb: Kartograficheskaja fabrika VSEGEI, 1997, 498 p. (in Russian)
3. Afanas'ev G. D., Gurbanov A. G., Suhanov M. K. Novye dannye o geologicheskom stroenii vostochnoj chasti Glavnogo Kavkazskogo hrebta na primere Gornoj Osetii [New data on the geological structure of the eastern part of the Main Caucasian Range on the example of Mountainous Ossetia]. Izv. AN SSSR, Ser. Geol, 1975, No. 8, pp. 5-24. (in Russian)
4. Balashov Ju. A. Geohimija redkozemel'nykh jelementov [Geochemistry of rare earth elements]. M.: Nauka, 1976, 276 p. (in Russian)
5. Bogatikov O. A. i dr. Petrologija i geohimija ostrovnykh dug i okrainnykh morej [Petrology and geochemistry of island arcs and marginal seas]. M.: Nauka, 1987, 331 p. (in Russian)
6. Bol'shoj Kavkaz v al'pijskuju jepohu [The Great Caucasus in the Alpine Era]. Red. Leonov Ju. G., M.: Izd. GEOS, 2007, 340 p. (in Russian)
7. Borsuk A. M. Mezozojskie i kajnozojskie magmaticheskie formacii Bol'shogo Kavkaza [Mesozoic and Cenozoic magmatic formations of the Greater Caucasus]. M.: Nauka, 1979, 299 p. (in Russian)
8. Vinogradov A. P. Srednie sodержanija himicheskikh elementov v glavnykh tipah izverzhennykh gornyh porod zemnoj kory [The average content of chemical elements in the main types of igneous rocks of the earth's crust]. Geohimija, 1962, No. 7, pp. 555-572. (in Russian)
9. Gricevich V. P., Ploshko V. V. Formacii giperbazitov Bol'shogo Kavkaza i ih asbestonosnost' [Formations of the hyperbasites of the Greater Caucasus and their asbestos content]. Geologija, mineralogija i zakonomernosti razmeshhenija nerudnykh poleznykh iskopaemykh, Issue. 1, Alma-Ata: KNIIMS, 1977, pp. 34-38. (in Russian)
10. Gurbanov A. G., Arc I. Kriterii vol'framonosnosti granitov pozdnepaleozojskoj diorit-granitnoj formacii, Severnyj Kavkaz [Criteria of tungsten content of granites of the Late Paleozoic diorite-granite formation, Northern Caucasus]. Petrologija, 1996, Vol. 4, No. 4, pp. 386-406. (in Russian)
11. Koronovskij N. V., Demina L. I. Magmatizm kak indikator geodinamicheskikh obstanovok [Magmatism as an indicator of geodynamic environments]. M.: Izd. KDU, 2011, 209 p. (in Russian)
12. Lebedev A. P. Jurskaja vulkanogennaja formacija Central'nogo Kavkaza [Jurassic volcanogenic formation of the Central Caucasus]. Trudy instituta geologicheskikh nauk, Izd. AN SSSR Issue 118, Petrograficheskaja serija No. 33, 1950, 174 p. (in Russian)

13. Lomize M. G., Suhanov M. K., Cvetkov A. A. Kavkazskaja okraina Tetisa v nachale al'pijskogo etapa [The Caucasus margin of Tethys at the beginning of the Alpine stage]. Tektonika Sredizemnomorskogo pojasa, M.: Nauka, 1980, pp. 172-179. (in Russian)
14. Lomize M. G. Tektonicheskie obstanovki geosinklinal'nogo vulkanizma [Tectonic environments of geosynclinal volcanism]. M.: Nedra, 1983, 194 p. (in Russian)
15. Lomize M. G., Suhanov M. K. Dajkovyj pojas Bol'shogo Kavkaza: srednejurskaja zadugovaja struktura [Dike belt of the Greater Caucasus: Middle Jurassic back-arc structure]. Bjul. Mosk. o-va ispytatelej prirody, Otd. geol., 2006, Vol. 81, Issue 6, pp. 9-15. (in Russian)
16. Nikishin A. M. i dr. 400 millionov let geologicheskoy istorii Juzhnoj chasti Vostochnoj Evropy [400 million years of geological history of the Southern part of Eastern Europe]. M.: Izd. MCGK «Geokart», 2005, 349 p. (in Russian)
17. Ostroumova A. S., i dr. Petrologicheskoe izuchenie magmatischeskih asociacij kollizionnyh obstanovok [Petrological study of magmatic associations of collisional environments]. SPb: Kartograficheskaja fabrika VSEGEI, 1995, 163 p. (in Russian)
18. Petrograficheskij kodeks Rossii [Petrographic Code of Russia]. Magmatischeskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovanija, SPb: Izd. VSEGEI, 2009, 198 p. (in Russian)
19. Snezhko V. A., Snezhko E. A. Rannemezozojskie bazal'toidnye komplekсы Severnoj Osetii i ih rudonosnost' [Early Mesozoic basaltoid complexes of North Ossetia and their ore content]. Geologija, ocenka i lokal'nyj prognoz mestorozhdenij cvetnyh, redkih i blagorodnyh metallov, Novoчерkassk: NGTU, 1994, p. 65-74. (in Russian)
20. Suhanov M. K. Kazbekskij diabazovyj pojas Central'nogo Kavkaza [The Kazbek Diabase belt of the Central Caucasus]. Avtoref. dis. kand. geol.-min. nauk, M. 1975, 25 p. (in Russian)
21. For G. Osnovy izotopnoj geologii [Fundamentals of isotope geology]. M.: Mir, 1989, 590 p. (in Russian)
22. Chotchaev H. O., Gogichev R. R. Geologicheskie osobennosti i harakteristika zolotonosnosti Teplinskogo rudnogo uzla [Geological features and characteristics of gold content of the Teplinsky ore cluster]. Geologija i geofizika Juga Rossii, 2016, No. 4, – pp. 128-143. (in Russian)
23. Shkol'nik S. I., Reznickij L. Z., Barash I. G. Vozmozhnost' diagnostiki zadugovyh paleobassejnov po vysokogradnym ortometamorfitam (na primere osnovnyh kristalloslancev sljudjanogo kristallicheskogo kompleksa, Juzhnoe Pribajkal'e) [Possibility of diagnostics of back-arc paleobasins by high-grade orthometamorphites (on the example of the main crystal schists of the mica crystalline complex, Southern Baikal region)]. Geohimija, 2011, No. 12, pp. 1253-1270. (in Russian)
24. Jenna N. L. Strukturno-facial'nye osobennosti nizhne – srednejurskih otlozhenij mezhdurech'ja Cherek Balkarskij – Terek [Structural-facial features of the Lower-Middle Jurassic sediments of the Cherek Balkarsky-Terek interfluve]. Problemy geologii, geojekologii i mineragenii juga Rossii i Kavkaza, Novoчерkassk, 2006, Vol. 1, pp. 15-31. (in Russian)
25. 400 millionov let geologicheskoy istorii juzhnoj chasti Vostochnoj Evropy [400 million years of geological history of the southern part of Eastern Europe]. Gl. red. A. F. Morozov, M.: Geokart, GEOS, 2005, 388 p. (in Russian)
26. Gurbanov A. G. et al. Origin of granodiorite gneisses and related tungsten mineralization, North Caucasus, Russia // Intern. Geol. Rev. Vol. 36. – 1994. – P. 259-271.
27. Pearce J. A., Lippard S. J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. Marin basin Geology. Geol. Soc. Spec. Publ. London. – 1984. – V. 16. – P. 77-94.
28. Philip H. et al. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. – 1989. – V. 161. – P. 1-21.
29. Pohl J. R., Hess J. C., Gurbanov A. G. Jurassischer Ozeanboden – Tholeiite im Groben Kaukasus (UdSSR) – Hinweis auf einen bislang unbekanntem ophiolith – complex // Beih. Europ. J. Miner. – 1990. – Vol. 2. – P. 201.
30. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Geol. Spec. Publ. №42. – 1989. – P 313-345.
31. Wedepohl K. H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust. Naturwissenschaften. – 1981. Bd 68. – S. 110-119.

УДК 550.34

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА СХОДА КАМЕННО-ЛЕДОВОЙ ЛАВИНЫ В РАЙОНЕ ЛЕДНИКА ДЕВДОРАК 17 МАЯ 2014 ГОДА ПО ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ КАРМАДОНСКОГО ПАРАМЕТРИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

© 2017 В. Б. Заалишвили, д.ф.-м.н., проф., Д. А. Мельков, к.т.н.

Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: vzaal@mail.ru

В связи с активизацией опасных природных процессов на Кавказе и, в частности, сходом ледника Колка 20 сентября 2002 года, в сентябре 2003 года было сформировано ядро сети комплексных наблюдений «Кармадонский параметрический полигон». Главным назначением новой сети являлся инструментальный мониторинг опасных геологических природно-техногенных процессов в регионе.

Сетью зарегистрирован обвал массы льда и горных пород в районе Девдоракского ледника 17 мая 2014 года и движение образовавшейся каменно-ледовой лавины. Были построены диаграммы энерговыделения и выполнен спектрально-временной анализ записей для ближайших станций Колка и Кармадон. Отмечены общие закономерности движения с событием 20 сентября 2002 года на леднике Колка, выполнен расчет возможных скоростей движения лавинообразного потока.

Ключевые слова: ледник, лавнообразный поток, каменно-ледовая лавина, мониторинг, сейсмические записи, диаграмма энерговыделения, вейвлет-анализ

Территория Северной Осетии подвержена воздействию опасных природно-техногенных процессов, наиболее разрушительным из которых по масштабу возможных последствий является сейсмическая опасность. Наибольшую опасность в силу своей близости к территории г. Владикавказа представляет Владикавказский разлом, сейсмический потенциал которого оценивается $M = 7,1$ [Заалишвили и др., 2011]. В связи с этим, а также учитывая активизацию других опасных природных процессов на Кавказе, в том числе, неожиданный сход ледника Колка 20 сентября 2002 года, в конце 2003 года существующая Республиканская сейсмическая сеть наблюдений Центра была преобразована в сеть комплексных наблюдений «Кармадонский параметрический полигон». Была поставлена задача организации современной системы сейсмологических, геодинимических и гравиметрических наблюдений [Заалишвили и др., 2013].

Целью функционирования сети является разработка концепции безопасности населения горных регионов и создание эталонных сценариев опасных геологических процессов (оползни, движения ледников, землетрясения и т. д.). Именно для этих целей нами в сентябре 2003 г. была организована базовая станция в п. Кармадон. В 2012 году непосредственно в районе ледника Колка была организована соответствующая станция (код станции KLK) [Заалишвили, Мельков, 2013]. Станция работает в непрерывном режиме и полностью зафиксировала процесс движения лавинообразного потока 17 мая 2014 г., основные этапы движения которого во многом схожи с Кармадонской катастрофой 2002 г.

17 мая 2014 года произошел обвал массы льда и горных пород в районе Девдоракского ледника. Зона отрыва находится на восточном склоне Казбека, в области питания правой ветви ледника Девдорак, на высоте 4400-4500 м. Обвал прошел правее (южнее) основного Девдоракского ледопада, и упал на язык ледника. Далее имела место трансформация обвала в «лавинообразный поток» или «каменно-ледовую лавину» [Черноморец, 2014]. Погибли люди.



Рис. 1. Расположение Сейсмических станций Кармадонского параметрического полигона и зона транзита лавинообразного потока.

Все это весьма похоже на движение потока при сходе ледника Колка 20 сентября 2002 года. Масштабы процесса были в случае Девдорака меньше.

Образовавшийся завал перегородил устье реки Терек, что привело к образованию подпрудного озера. Опасность прорыва, угрожающая г. Владикавказу, сохранялась вплоть до момента, когда Терек заполнил деривационный тоннель и уровень воды начал снижаться.

Весь процесс движения лавинообразного потока зарегистрирован сейсмическими станциями Кармадонского параметрического полигона, расположенными в непосредственной близости от зоны транзита (рис. 2).

Были построены диаграммы энерговыделения [Заалишвили и др., 2004; Заалишвили, Мельков, 2012] и выполнен спектрально-временной анализ записей для ближайших станций Колка и Кармадон, оснащенных идентичными современными отечественными сейсмоприемниками СПВ-3К и станции Владикавказ (сейсмоприемник СК-1П) – рисунки 3-4.

На первом участке образования обвала движение происходит в северном направлении в сторону сеймостанции «Кармадон» (код станции KAR) и фактически перпендикулярно направлению на станцию «Колка» (код станции KLK). Далее поток воздействовал на левый борт в районе языка Девдоракского ледника – на левом борту (хребет Барт-Корт) отмечается значительный захлест [Черноморец, 2014].

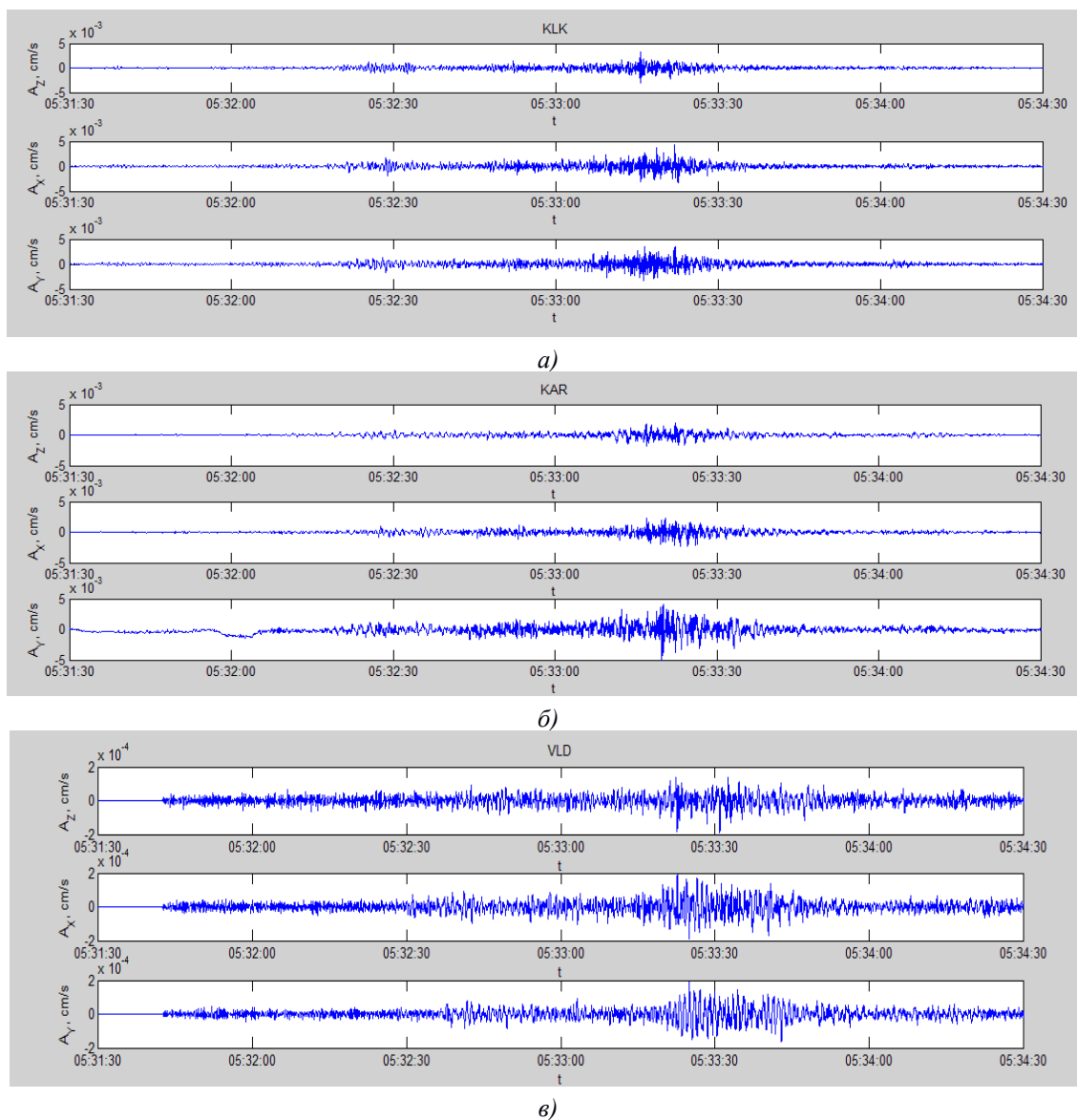


Рис. 2. Сейсмические записи процесса движения лавинообразного потока 17 мая 2014 г.: а) Колка (код станции KLK); б) Кармадон (код станции KAR); в) Владикавказ (код станции VLD).

Далее происходит поворот потока, в котором преобладает восточное направление, при этом в процессе движения поток несколько раз незначительно меняет свое направление. С.С. Черноморец приводит следующие данные: «Со слов свидетелей – грузинских пограничников, стоявших на посту ниже слияния рек Амилишка и Чач, событие произошло примерно в 9:30 утра по местному времени (время совпадает с московским). Сильного грохота не было. Поток шел быстро. Пограничник не успел добежать до обрыва над р. Кабахи (100 м), за это время масса прошла несколько сотен метров» Требуется дополнительное обследование зоны транзита, учитывая протяженность потока на данном этапе его можно рассматривать как протяженный сейсмический источник. Далее поток достиг русла реки Терек. По данным С.С. Черноморца заплеск на правом борту Терека визуально можно оценить в 20-25 м над нынешним руслом (а насколько оно выше прежнего, сказать сложно). Данный момент характеризуется максимальным уровнем воздействия, что отмечается на у-компоненте (направление «запад-восток») станции «Кармадон», на всех

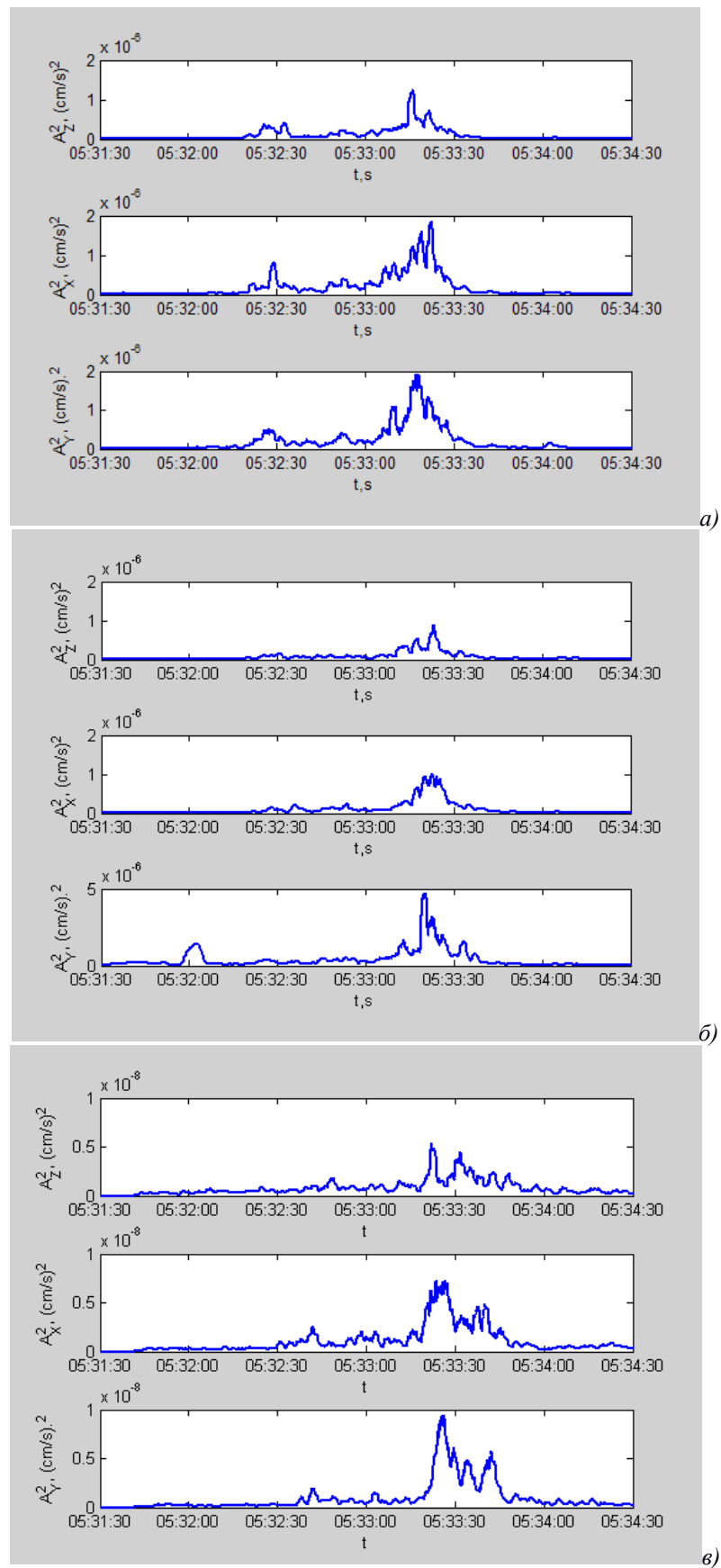


Рис. 3. Графики энерговыделения: а) Колка (код станции KLK); б) Кармадон (код станции KAR); в) Владикавказ (код станции VLD)

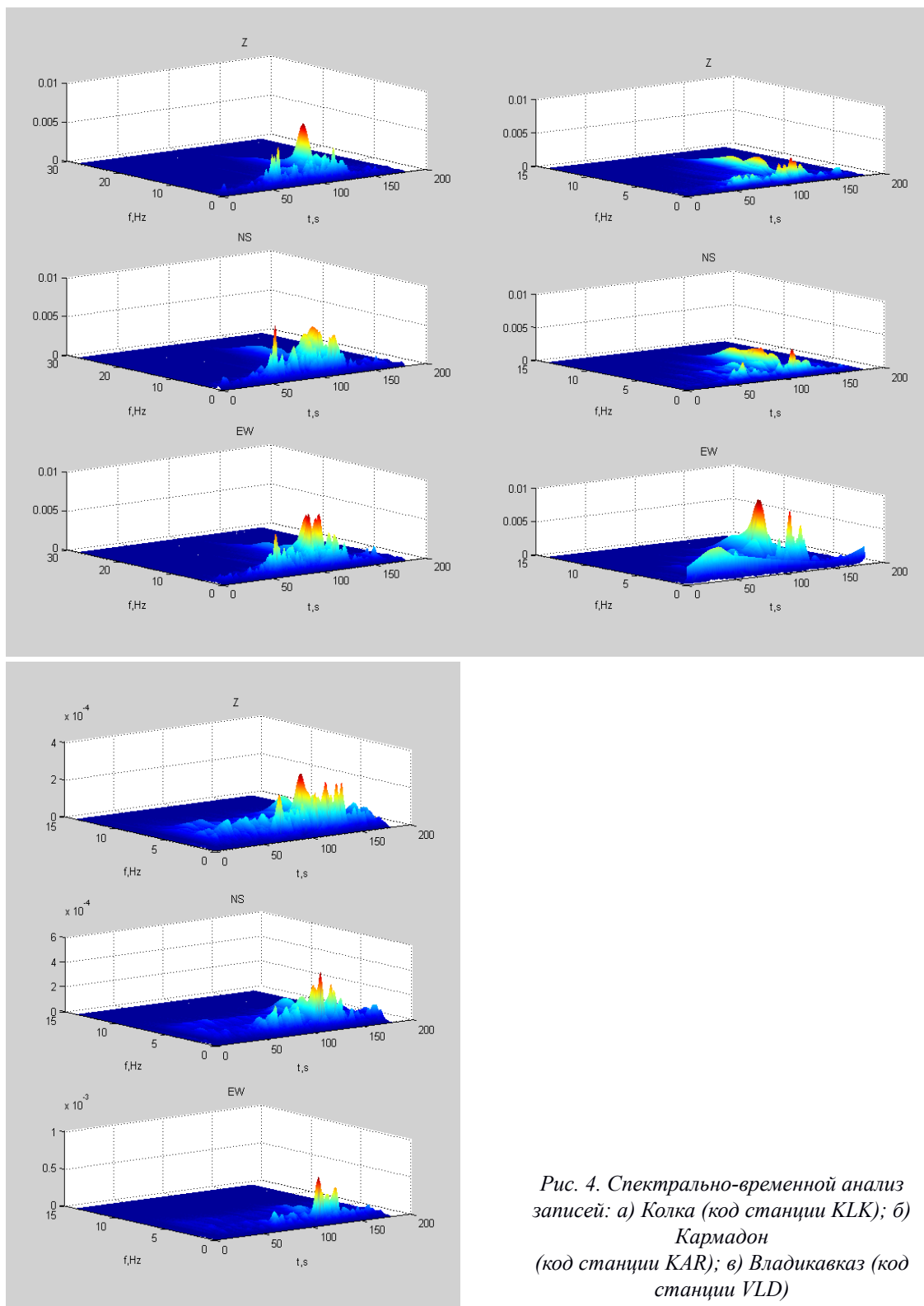


Рис. 4. Спектрально-временной анализ записей: а) Колка (код станции KLK); б) Кармадон (код станции KAR); в) Владикавказ (код станции VLD)

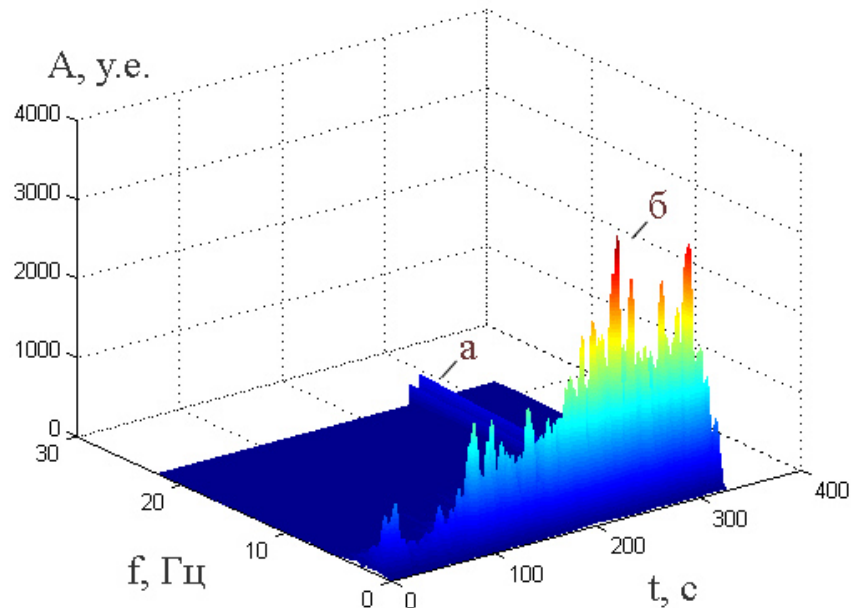


Рис. 5. Спектрально-временной анализ записей Z-составляющей записи схода ледника Колка 20 сентября 2002 г., ст. Фиагдон: а) высокочастотные импульсы; б) основная запись

сейсмограммах отмечаются высокочастотный импульс (рис. 4). В этой связи интересно отметить, что широкополосные (без явно выраженной преобладающей частоты) импульсы также отмечались при спектрально-временном анализе записи схода ледника Колка в 2002 г. станции Фиагдон (рис. 5), что может быть связано с общей природой обоих процессов [Бергер, 2016 а, б, в].

Для расчета движения под действием силы тяжести необходимо учесть крутизну склонов на различных участках движения. Был построен профиль движения потока по схеме на рисунке 1.

Будем считать, что движение на каждом малом участке описывается следующим уравнением (для центра масс системы):

$$\frac{d^2 S}{dt^2} = g(\sin \alpha - \mu \cos \alpha) - \xi \left(\frac{\partial S}{\partial t} \right)^2,$$

где S – пройденный путь; α – угол наклона; μ – коэффициент трения; ξ – параметр, учитывающий силы сопротивления пропорциональные квадрату скорости.

Величина μ , обычно определяемая эмпирически для различных пар материалов, точно нам не известна, для трения льда о лед составляет величину около $3 \cdot 10^{-2}$ (Center for Advanced Friction Studies: <http://frictioncenter.siu.edu>), но значительно отличается в каждом конкретном случае. Сила сопротивления воздуха, не влияет на движение на начальном этапе, когда скорость мала, но становится значительной при увеличении скорости. В расчетах использованы значения 0,11 и 350 м/с^2 , использованные при движении лавинообразного потока ледника Колка. Результаты представлены на рисунке 4. Максимальная мгновенная скорость могла достигать 130 м/с , однако средняя скорость движения потока на конечном участке в соответствии с данной моделью составляет около 100 м/с .

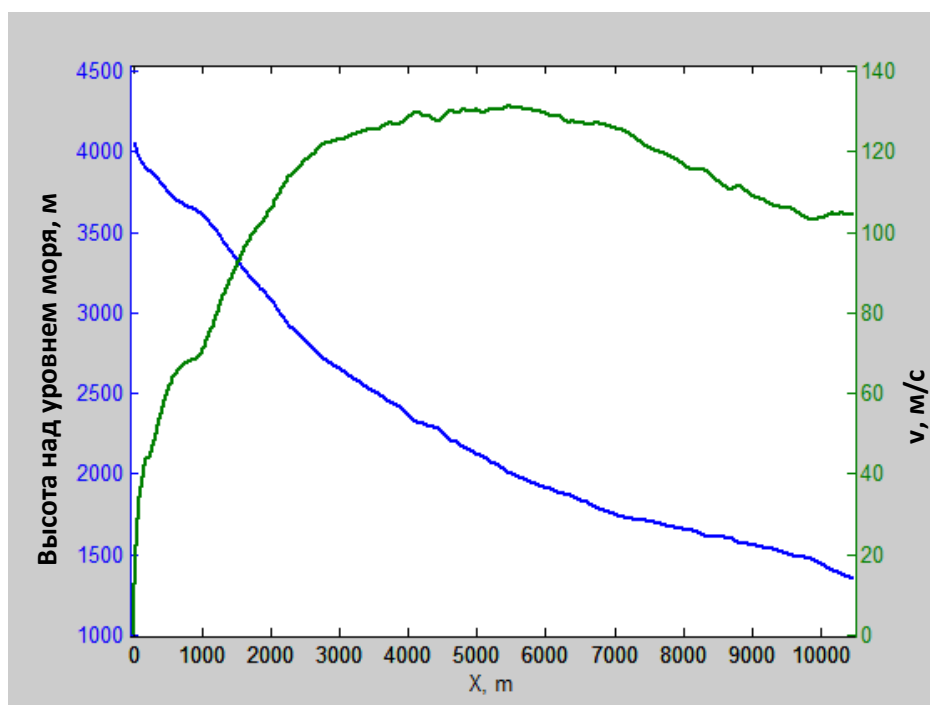


Рис. 6. Изменения скорости движения лавинообразного потока вдоль профиля

Выводы

В связи с активизацией опасных природных процессов на Кавказе и, в частности, сходом ледника Колка 20 сентября 2002 года, в сентябре 2003 года было сформировано ядро сети комплексных наблюдений «Кармадонский параметрический полигон». Главным назначением новой сети являлся инструментальный мониторинг опасных геологических природно-техногенных процессов в регионе.

В стратегическом плане целью создания сети «Кармадонский параметрический полигон» была разработка и последующая реализация концепции безопасности населения горных регионов и создание эталонных сценариев опасных геологических процессов.

Таким образом, на территории РСО-А сформирована современная система наблюдений, позволяющая достаточно полноценно решать прогностические проблемы опасных природно-техногенных процессов и смягчения рисков различной природы.

17 мая 2014 года сетью сейсмологических наблюдений Кармадонского параметрического полигона зарегистрирован процесс обвала массы горных пород и льда в районе ледника Девдорак и движение образовавшегося лавинообразного потока вниз по ущелью.

Выполнен предварительный анализ полученных данных, в том числе, оценка скорости движения лавинообразного потока.

Литература

1. Бергер М.Г. О некоторых особенностях истории и современного состояния исследований катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 2002 года // Геология и геофизика Юга России. – 2016а. – №2. – С. 117-131.

2. Бергер М.Г. Катастрофические ледово-каменные инерциальные газодинамические лавинообразные потоки как проявления пароксизмальных взрывоподобных направленных газодинамических выбросов ледников. О соотношении понятий «лавинообразный поток» и «сель» // Геология и геофизика Юга России. – 2016б. – №3. – С. 152-165.
3. Бергер М.Г. Отложения взрывоподобного направленного газодинамического выброса ледника – новый генетический тип осадочных образований // Геология и геофизика Юга России. – 2016 в. – №4. – С. 20-30.
4. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Харебов А.К. Анализ инструментальных записей схода ледника Колка по данным локальной сети сейсмических наблюдений // Вестник Владикавказского научного центра. – 2004. – Т. 4. №3. – С. 58-64.
5. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В., Габараев А.Ф. Оценка сейсмической опасности территории и построение вероятностных карт // Геология и геофизика Юга России. – 2011. – №1. – С. 17-27.
6. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А. Особенности процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. и его макросейсмическое проявление по инструментальным данным современных регистрационных систем // Геология и геофизика Юга России. – 2012. – №3. – С. 29-44.
7. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Невский Л.Н., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С., Шепелев В.Д. Мониторинг опасных природных и техногенных процессов на территории РСО-Алания // Геология и геофизика Юга России. – 2013. – №1. – С. 17-27.
8. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А. Организация сейсмологических наблюдений в верховьях реки Геналдон и Кармадонском ущелье с использованием спутниковой телеметрической системы передачи информации // Геология и геофизика Юга России. – 2013. – №4. – С. 44-50.
9. Черноморец С.С. Новый «Казбекский завал» 17 мая 2014 года (Отчет о полевом обследовании 18-20 мая 2014 г.). МГУ им. М.В. Ломоносова, 2014. 20 с. URL:http://www.geogr.msu.ru/upload/news/Chernomorets_Devdorak_2014.pdf

FEATURES OF THE STONE-ICE AVALANCHE IN THE REGION OF DEVDORAK GLACER ON MAY 17, 2014 ON THE INSTRUMENTAL DATA OF THE KARMADON PARAMETRIC RANGE

© 2017 V. B. Zaalishvili, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., D. A. Melkov, Sc. Candidate (Tech.)

Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz, Markov Str., 93 a, e-mail: vzaal@mail.ru

In connection with the activation of dangerous natural processes in the Caucasus and in particular the fall of the Kolka glacier on September 20, 2002, the core of the complex observational network «Karmadon Parametric Range» was formed in September 2003. The main purpose of the new network was instrumental monitoring of dangerous geological natural and man-caused processes in the region.

The network recorded a collapse of the mass of ice and rocks in the region of the Devdorak glacier on May 17, 2014 and the movement of the formed stone-ice avalanche. The diagrams of energy release were calculated and a spectral-temporal analysis of the records for the nearest Kolka and Karmadon stations was performed. The general regularities of the movement with the event on September 20, 2002 on the Kolka Glacier are noted, the possible velocities of the avalanche flow are calculated.

Keywords: glacier, avalanche like stream, rock-ice avalanche, monitoring, seismic records, energy release diagram, wavelet analysis.

References

1. Berger M.G. O nekotoryh osobennostyah istorii i sovremennogo sostojanija issledovanij katastrofy na lednike Kolka i v Genaldonskom ushel'e 2002 goda [On some features of history and the current state of research on the catastrophe on the Kolka Glacier and the Genaldon Gorge in 2002]. *Geologija i geofizika Juga Rossii*, 2016a, No.2, pp. 117–131. (in Russian)
2. Berger M.G. Katastroficheskie ledovo-kamennye inercial'nye gazodinamicheskie lavinoobraznye potoki kak projavlenija paroksizmal'nyh vzryvopodobnyh napravlennyh gazodinamicheskikh vybrosov lednikov. O sootnoshenii ponjatij «lavinoobraznyj potok» i «sel'» [Catastrophic ice-stone inertial gas-dynamic avalanche flows as manifestations of paroxysmal explosion-like gas-dynamic glacial outflows. On the relationship between the concepts «avalanche flow» and «mudflow»]. *Geologija i geofizika Juga Rossii*, 2016b, No. 3, pp. 152–165. (in Russian)
3. Berger M.G. Otlozhenija vzryvopodobnogo napravlennogo gazodinamicheskogo vybrosa lednika – novyj geneticheskij tip osadochnyh obrazovanij [Deposits of explosion-like gas-dynamic discharge of the glacier – a new genetic type of sedimentary formations]. *Geologija i geofizika Juga Rossii*, 2016v, No.4, pp. 20–30. (in Russian)
4. Zaalishvili V.B., Nevskaja N.I., Harebov A.K. Analiz instrumental'nyh zapisej shoda lednika Kolka po dannym lokal'noj seti seismicheskikh nabljudenij [Analysis of instrumental records of the Kolka glacier's collapse from the local network of seismic observations]. *Vestnik Vladikavkazskogo nauchnogo centra*, 2004, Vol. 4, No.3, pp. 58–64. (in Russian)
5. Zaalishvili V.B., Dzeranov B.V., Gabaraev A.F. Ocenka seismicheskoy opasnosti territorii i postroenie verojatnostnyh kart [Seismic hazard assessment of the territory and construction of probability maps]. *Geologija i geofizika Juga Rossii*, 2011, No.1, pp. 17–27. (in Russian)
6. Zaalishvili V.B., Mel'kov D.A. Osobennosti processa shoda lednika Kolka 20 sentjabrja 2002 g. i ego makroseismicheskoe projavlenie po instrumental'nym dannymsovremennyh registracionnyh sistem [Features of the Kolka glacier collapse process on September 20, 2002 and its macroseismic manifestation according to instrumental data of modern registration systems]. *Geologija i geofizika Juga Rossii*, 2012, No.3, pp. 29–44. (in Russian)
7. Zaalishvili V.B., Nevskaja N.I., Nevskij L.N., Mel'kov D.A., Dzeranov B.V., Kanukov A.S., Shepelev V.D. Monitoring opasnyh prirodnyh i tehnogennyh processov na territorii RSO-Alanija [Monitoring of hazardous natural and technogenic processes in the territory of North Ossetia-Alania]. *Geologija i geofizika Juga Rossii*, 2013, No.1, pp. 17–27. (in Russian)
8. Zaalishvili V.B., Mel'kov D.A. Organizacija seismologicheskikh nabljudenij v verhov'jah reki Genaldon i Karmadonskom ushel'e s ispol'zovaniem sputnikovoj telemetricheskoy sistemy peredachi informacii [Organization of seismological observations in the upper reaches of the Genaldon River and the Karmadon Gorge using satellite telemetry system of information transfer]. *Geologija i geofizika Juga Rossii*, 2013, No.4, pp. 44–50. (in Russian)
9. Chernomoret S.S. Novyj «Kazbekskij zaval» 17 maja 2014 goda (Otchet o polevom obsledovanii 18–20 maja 2014 g.). [Report on the field survey May 18–20.052014] MGU im. M.V. Lomonosova, 2014, 20 p. URL: http://www.geogr.msu.ru/upload/news/Chernomoretts_Devdorak_2014.pdf (in Russian)

УДК 550.34:004.4

ОБЕСПЕЧЕНИЕ БЕЗОПАСНОГО ДОСТУПА К ВЕБ-ИНТЕРФЕЙСУ СИСТЕМЫ ГЕОИНФОРМАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ С ИНФОРМАЦИОННОЙ БАЗОЙ ДАННЫХ О СЕЙСМИЧНОСТИ И СЕЙСМИЧЕСКИХ РИСКАХ

© 2017 А. С. Кануков, к.т.н.

Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

Статья посвящена вопросу обеспечения безопасного доступа к веб-интерфейсу системы геоинформационного моделирования с информационной базой данных о сейсмичности и сейсмических рисках. С развитием высоких технологий большое распространение получили различные геоинформационные системы, предназначенные для сбора, хранения, анализа и графической визуализации пространственных данных и связанной с ними информации о представленных в ГИС-объектах. В Геофизическом институте создана карта инженерно-геологического районирования территории города Владикавказа, освещающая вопросы геологического строения, гидрогеологических условий, литологии, морфологии, тектоники, распространения различных типов грунтов на рассматриваемой территории. Данная карта интегрирована в геоинформационную систему. При создании подобных систем необходимо учитывать тот факт, что если для геоинформационной системы реализуется возможность доступа с помощью веб-сервиса, то он должен иметь средства для аутентификации пользователей и поддержку базовых алгоритмов шифрования для защиты от несанкционированного использования данной системы. На основе программного обеспечения с открытым исходным кодом выполнена защита канала связи с геоинформационной системой от несанкционированного доступа.

Ключевые слова: базы данных, карты сейсмической опасности, ГИС, геоинформационное моделирование шифрование, протоколы доступа.

С развитием современных технологий всё большее распространение получают различные информационные системы. Особое место в данном ряду принадлежит геоинформационным системам, предназначенным для сбора, хранения, анализа и графической визуализации пространственных данных и любой связанной с ними информации [Географическая...]. Благодаря развитию программ с открытым исходным кодом, создание геоинформационной системы становится всё более простой задачей.

При их создании необходимо учитывать тот факт, что если для геоинформационной системы реализуется возможность доступа с помощью веб-сервиса, то он должен иметь средства для аутентификации пользователей и поддержку базовых алгоритмов шифрования для защиты от несанкционированного использования данной системы.

HTTPS (Hypertext Transfer Protocol Secure) – расширенный протокол HTTP, который поддерживает шифрование. Данные, которые передаются по данному протоколу HTTPS, «внедряются» в криптографические протоколы SSL или TLS, при этом обеспечивается защита этих данных. В отличие от HTTP, для которого используется TCP-порт 80, в HTTPS по умолчанию используется 443-ий TCP-порт.

Протокол HTTPS разработан компанией Netscape Communications Corporation. Он создавался для обеспечения аутентификации пользователя и установлении защищённого соединения. HTTPS широко используется в веб мире для приложений, для которых критично наличие безопасного соединения с пользователем, примером могут служить платежные системы.

HTTPS не выступает в роли отдельного протокола. Это обычный протокол HTTP, который работает через зашифрованные транспортные механизмы, такие как SSL и TLS. С его помощью обеспечивается защита от атак, которые основаны на «прослушивании» сетевого соединения – начиная от sniff-атак и заканчивая атаками типа «человек-посередине», при условии использования шифрующих средств и проверенного сертификата сервера, которому доверяют.

Для корректной работы с протоколом HTTPS необходимо произвести подготовку веб-сервера для обработки https-соединений, для этого необходимо получить или сгенерировать и установить в систему сертификат. Сертификат представлен двумя частями (2 ключа) – «общедоступный» и «закрытый». Общедоступная часть сертификата используется для шифрования трафика от пользователя к серверу при защищённом соединении, закрытая часть – для расшифровки полученного от пользователя зашифрованного трафика на сервере. Сертификат, как правило, необходимо подписать у уполномоченной стороны, которая является гарантом для пользователей, что обладатель сертификата является тем, кем он представляется.

На некоторых сайтах используются собственные сгенерированные сертификаты. Существует возможность создать такой сертификат, не обращаясь в компанию-сертификатор. Такие сертификаты создаются для серверов, работающих под управлением Unix, при помощи таких утилит, как `ssl-ca` от OpenSSL или `gensslcert` от SuSE. Подписываются такие сертификаты этим же сертификатом и называются самоподписанными (*self-signed*). Полученные сертификаты являются менее надёжными, чем те сертификаты, которые были подписаны компаниями-сертификаторами. Их использование защитит от пассивного прослушивания, но без проверки данного сертификата другими способами (к примеру, по звонку владельцу и проверке контрольной суммы сертификата) данный метод не может являться достаточно безопасным.

SSL (англ. Secure Sockets Layer – уровень защищённых сокетов) – криптографический протокол, которым обеспечивается установление безопасного соединения между клиентом и сервером. SSL изначально разработан компанией Netscape Communications [Introduction to SSL...]. Впоследствии на основании протокола SSL 3.0 был разработан и принят стандарт RFC, получивший имя TLS.

Данный протокол устанавливает конфиденциальный обмен данными между сервером и клиентом, которые используют TCP/IP, при этом для шифрования используется асимметричный алгоритм с открытым ключом. При данном виде шифровании используются два ключа, причем каждый из них может быть использован для шифрования сообщений. В таком случае, если для шифрования используется один ключ, то для расшифровки, соответственно, необходимо использовать другой ключ. В подобной ситуации можно получать зашифрованные сообщения, опубликовав открытый ключ, и скрыв секретный ключ.

SSL представляет из себя канал, имеющий 3 основных свойства:

Аутентификация. Сервер всегда аутентифицируется, в то время как клиент может аутентифицироваться в зависимости от алгоритма.

Целостность. Обмен сообщениями должен включать в себя проверку целостности.

Частность канала. Шифрование используется также после установления соединения для всех отправляемых впоследствии сообщений.

Кроме того SSL обладает следующими свойствами:

Совместимость: Программисты могут создавать различные приложения, которые будут использовать SSL и впоследствии будут иметь возможность успешного обмена криптографическими параметрами, не имея доступа к коду чужих программ.

Расширяемость: SSL стремится обеспечивать рабочие пространства, для которых новые открытые ключи и сложные методы шифрования могут быть интегрированы в случае необходимости.

Относительная эффективность: работа протокола с использованием SSL требует большой скорости обработки от центрального процессора, например в случае работы с открытыми ключами. По данной причине протокол SSL был интегрирован в необязательную сессию схемы кэширования, в целях уменьшения числа соединений, которые необходимо устанавливать с нуля. Кроме того, большое внимание уделяется тому, чтобы уменьшить сетевую активность.

Аутентификация и обмен ключами

SSL поддерживает 3 разных типа аутентификации:

аутентификация обеих сторон (клиент – сервер),

аутентификация сервера с неаутентифицированным клиентом,

полная анонимность.

Каждый раз, когда сервер проходит аутентификацию, канал становится безопасным против попыток перехвата данных между веб-сервером и браузером, но если устанавливается полностью анонимная сессия, то она, по своей сути, уязвима к подобной атаке. Анонимный сервер не сможет аутентифицировать клиента. Если же сервер прошел аутентификацию, то его сообщение сертификации обеспечивает правильную сертификационную цепочку, которая ведет к доверенному центру сертификации. Другими словами, аутентифицированный клиент обязан предоставить серверу допустимый сертификат. Каждая из сторон отвечает за проверку сертификата другой стороны на предмет того, что он еще не истек или не был отменен. Главной целью процесса обмена ключами является создание «секрета» клиента (`pre_master_secret`), который известен только серверу и клиенту. Секрет в дальнейшем будет использован для создания общего секрета (`master_secret`). Он необходим для того, чтобы создавать сообщения для проверки сертификатов, ключей шифрования, секретов MAC и сообщения «finished». При отправке верного сообщения «finished», стороны докажут друг другу, что они знают правильный секрет.

Анонимный обмен ключами

В случае необходимости установки полностью анонимной сессии для создания ключей обмена можно использовать алгоритмы RSA или Диффи-Хеллмана. Если используется RSA, то клиент шифрует секрет, используя открытый ключ сервера, не имеющего сертификата. Открытый же ключ клиент получает из сообщения по обмену ключами от сервера. Результат должен быть послан в сообщении по обмену ключами от клиента. Поскольку перехватчик не может знать закрытый ключ сервера, то он будет не в состоянии расшифровать секрет. Если же используется алгоритм Диффи-Хеллмана, то открытые параметры сервера будут содержаться в

сообщениях по обмену ключами от сервера. Перехватчик, у которого нет приватных значений, не сможет найти секрет.

Обмен ключами при использовании RSA и аутентификация

В данном случае аутентификация сервера и обмен ключами могут быть скомбинированы. Открытый ключ может быть включен в сертификат сервера или использован как временный ключ RSA, который отправляется в сообщениях обмена ключами от сервера. В случае использования временного ключа RSA, сервер сможет воспользоваться временным ключом RSA только один раз, для создания сессии. Проверив сертификат сервера, клиент зашифрует секрет открытым ключом сервера. После успешного декодирования секрета будет создано сообщение «finished», что означает, что сервер знает закрытый ключ, который соответствует сертификату сервера.

Если RSA используют для обмена ключами, то для аутентификации клиента будет использовано сообщение по проверке сертификата клиента. Клиент генерирует подпись, вычисленную из `master_secret`, а также всех полученных ранее сообщений протокола рукопожатия.

Протокол записи (Record Layer)

Протокол записи является уровневым протоколом. Для каждого уровня сообщения включаются следующие поля: длина, описание и проверки. Протокол записи получает сообщения, которые необходимо передать, фрагментирует их в управляемые блоки, шифрует и отправляет результат. Получаемые данные им расшифровываются, проверяются, распаковываются, собираются и доставляются к вышележащим уровням клиента.

Существует четыре протокола записи: протокол рукопожатия, протокол тревоги, протокол изменения шифра, протокол приложения (application data protocol). В случае, когда SSL реализацией получается тип записи, который для неё неизвестен, то данная запись будет проигнорирована. Любой протокол, который создается для использования вместе с SSL, необходимо хорошо продумать, так как будут возникать атаки на него. Необходимо отметить, что из-за типа и ограничения длины записи, протокол не защищается шифрованием. Внимание необходимо уделить минимизации трафика.

Протокол рукопожатия (handshake)

SSL клиент и сервер должны договориться об установке связи с использованием процедуры рукопожатия. В момент рукопожатия клиент и сервер могут договориться о различных параметрах, которые они будут использовать для обеспечения безопасности соединения.

Рассмотренные подходы были использованы в разработанной геоинформационной системе по работе с картами сейсмической опасности территории Республики Северная Осетия-Алания [Заалишвили и др., 2010; Заалишвили и др., 2012; Заалишвили, 2014] с выведенной кадастровой информацией [Радионов, Гончарова, 2010] (рис. 1).

Сейсмологические исследования для различных целей, в т.ч. для задач строительной отрасли, выполняются в нашей стране уже свыше века. Оценка сейсмической опасности обычно сводится к вычислению максимально возможных сейсмических воздействий, которые необходимо учитывать при строительстве в сейсмических районах. Сейсмическая опасность отражается на картах сейсмического районирования той или иной территории. В нашей стране в зависимости от задач и

необходимой детальности картирования сейсмической опасности рассматриваются три уровня сейсмического районирования:

1. общее сейсмическое районирование (ОСР) – для всей территории страны;
2. детальное сейсмическое районирование (ДСР) – для ограниченных площадей и отдельных регионов;
3. сейсмическое микрорайонирование (СМР) – для городов, населенных пунктов и строительных площадок.

В результате целого ряда исследований по оценке сейсмической опасности Геофизическим институтом в 2006-2010 гг. были созданы оригинальные карты детального сейсмического районирования (ДСР) Республики Северная Осетия-Алания [Заалишвили и др., 2008; Заалишвили, Дзеранов, 2010], карты сейсмического микрорайонирования территории (СМР) г. Владикавказа и др. [Заалишвили и др., 2010, 2011a – в; Заалишвили, Рогожин, 2011; Заалишвили, Джгамадзе, 2011, 2012; Zaalishvili et al., 2010; Заалишвили, 2013]. Очевидно, что картографические материалы должны соответствовать мировому уровню, предъявляемому к пространственным данным и, в первую очередь, обладать возможностью непосредственного включения в любые современные информационные системы.

Таким образом, цель нашей работы состояла в разработке веб-интерфейса безопасного доступа к информационной базе данных, включающих информацию о сейсмичности и сейсмических рисках той или иной территории.

Объектом исследования являлись существующие информационные картографические системы и карты сейсмической опасности исследуемой территории.

При попадании на главную страницу разработанной системы необходимо пройти авторизацию для получения доступа к данным. Очевидно, что в геоинформационной системе должны иметься средства для аутентификации пользователей. Базовая авторизация реализована в Geoserver, но уязвима к атакам перехвата авторизационных данных, позволяющих просматривать карты без регистрации на веб-сервисе. Выходом из данного положения является использование так называемой https-обвязки, при которой все данные между клиентом и сервером шифруются.

С помощью рассмотренных методов обеспечения безопасности может быть введена поддержка протокола https, даже если исходное программное обеспечение его не поддерживает, что может иметь место в случае уже готовой системы. Для этих целей подходит программа round, которая, «слушая» определённый порт, работает через него по безопасному протоколу https. Данные, поступающие на этот порт, расшифровываются и перенаправляются на внутренний порт, который «слушает» программа, и в которую мы вводим поддержку протокола https.

Для работы сервиса round необходимо получить и установить в систему сертификат [Introduction to SSL...]. Сертификат состоит из двух ключей – открытый и закрытый. Открытый ключ используется для шифрования трафика от клиента к серверу в защищённом соединении, закрытый ключ – для расшифровывания полученного от клиента зашифрованного трафика на сервере. После генерации открытого и закрытого ключей на основе открытого ключа формируется запрос на сертификат в Центр сертификации (ЦС), в ответ на который ЦС высылаёт подписанный сертификат. ЦС при подписывании проверяет клиента, что позволяет ему гарантировать, что держатель сертификата является тем, за кого себя выдаёт. Каждый подписанный сертификат имеет срок действия и за создание/продление подписи обычно взимается плата.

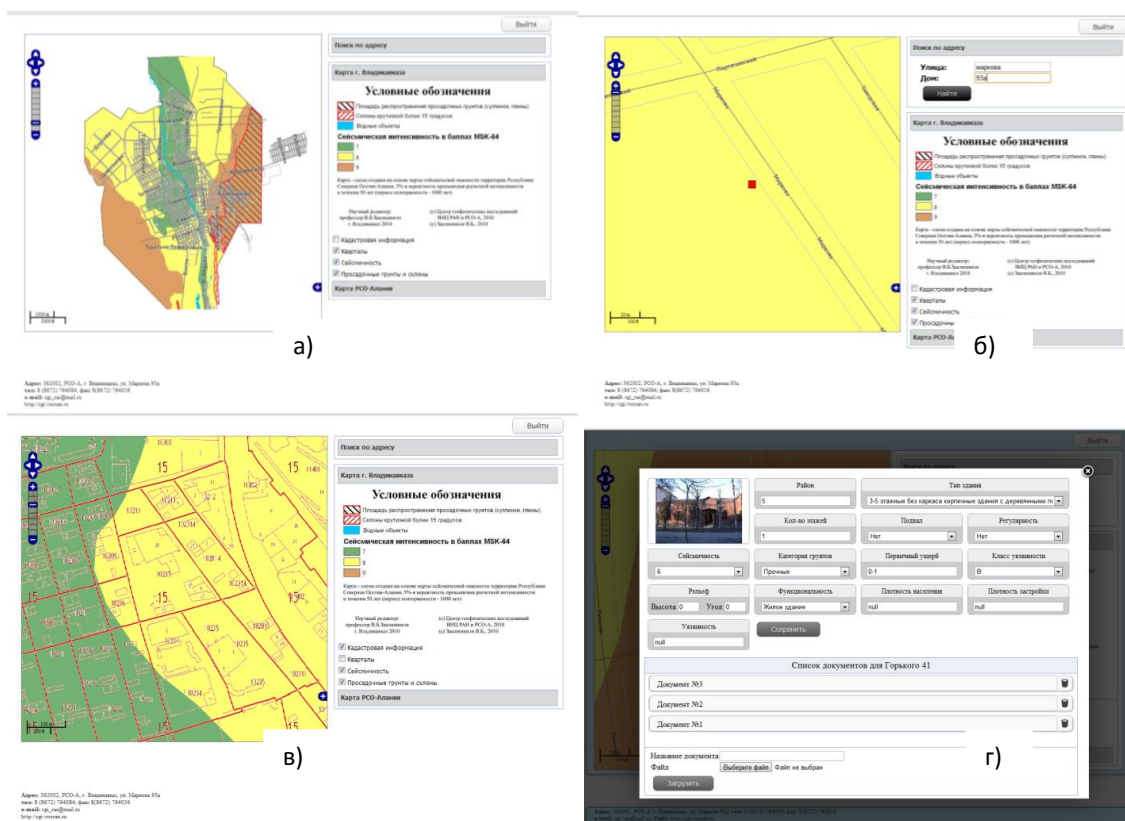


Рис. 1. а) главная страница защищенного веб-сервиса с картой г. Владикавказ; б) реализация функции поиска объекта по адресу; в) вывод кадастровой информации; г) база данных сейсмического риска застройки

Однако существует возможность создать подобный сертификат, не обращаясь в Центр сертификации. Они могут быть созданы для станций, которые работают под Unix/Linux, что также говорит в пользу выбора данной системы. Подписываются такие сертификаты сами собой и потому называются самоподписанными (self-signed). Если не проверить данный сертификат каким-либо другим способом, то использование данного протокола может быть подвергнуто атаке «man-in-the-middle», то есть «человек-в-середине». Суть её в том, что нарушители могут подключаться к каналу, по которому устанавливается защищённое соединение, и перехватывать все запросы, идущие между сервером и клиентом. При этом нарушитель представляется клиенту как сервер, а серверу как клиент. Так как подтвердить тот факт, что сервер является тем, за кого себя выдаёт можно только с помощью сертификата выданного ЦС, подобные атаки легко осуществимы для самоподписанных сертификатов. В то же время, непосредственная передача самоподписанного сертификата по закрытому каналу и установка его в систему как доверительного позволяет избежать подобных атак.

Таким образом, авторизация является двухуровневой, но происходит прозрачно для пользователя. То есть, необходимо ввести только свои логин/пароль, далее система сама проведёт авторизацию не только на веб-сервисе, но и на Geoserver'е, и начнет шифровать весь поток данных. Это позволяет защитить канал связи с геоинформационной системой от несанкционированного доступа.

Выводы

1. Установлено, что не существует абсолютно безопасной системы. Каждая из систем имеет свои слабые места.
2. Использование шифрованного протокола HTTPS позволяет свести к минимуму возможность несанкционированного доступа к данным.
3. Использование ассиметричного алгоритма шифрования RSA с длиной ключа 256 бит делает нецелесообразным метод взлома путём прямого подбора ключа.
4. Использование подписанного сертификата позволяет использовать максимальную степень защищённости канала передачи данных, делая чрезвычайно сложной процедуру взлома.
5. Рассмотренные в статье подходы были использованы в разработанной геоинформационной системе по работе с картами сейсмической опасности территории Республики Северная Осетия-Алания

Литература

1. Географическая информационная система. URL: <http://www.gisa.ru/13058.html> (Дата обращения 2.02.2017 г.)
2. Заалишвили В.Б., Аракелян А.Р., Макиев В.Д., Мельков Д.А. К вопросу сейсмического районирования территории республики Северная Осетия-Алания // Труды I международной конференции «Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа», Владикавказ, 20-22 сентября 2007. – Владикавказ. – 2008. – С. 263-278.
3. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В. Оценка сейсмической опасности территории РСО-Алания // Труды научно-практической конференции «Молодые ученые в решении актуальных проблем науки». Владикавказ. – 2010. – С. 342-345.
4. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С. Оценка сейсмической опасности урбанизированной территории на основе современных методов сейсмического микрорайонирования (на примере г. Владикавказ) // Труды международной научно-практической конференции «Молодые ученые в решении актуальных проблем науки». Владикавказ, 22-23 мая 2010 г. – 2010. – С. 348-351.
5. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Габараев А.Ф., Дзедобоев Б.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С., Шепелев В.Д. Использование микросейсм при уточнении карт инженерно-геологического районирования территории, являющихся основой сейсмического микрорайонирования // Материалы Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 10-летию со дня основания КНИИ РАН «Наука и образование в Чеченской республике: состояние и перспективы развития» 7 апреля 2011 г., КНИИ РАН. – 2011а. – С. 335-342.
6. Заалишвили В.Б., Рогожин Е.А. Оценка сейсмической опасности территории на основе современных методов детального районирования и сейсмического микрорайонирования // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. – М.: ВНИИСТПИ, 2011. – №3. – С. 31-43.
7. Заалишвили В.Б., Джгамадзе А.К. Инженерно-геологическое районирование города Ардон РСО-Алания // Труды IV Кавказской международной школы-семинара молодых ученых «Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе», Владикавказ, 24-26 октября 2011 г. – 2011. – С. 102-106.
8. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В., Габараев А.Ф. Актуализация карт сейсмической опасности территории Республики Северная Осетия-Алания // Труды

IV Кавказской международной школы-семинара молодых ученых «Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе», Владикавказ, 24-26 октября 2011 г. – 2011б. – С.155-167.

9. Заалишвили В. Б., Дзеранов Б. В., Габараев А. Ф. Оценка сейсмической опасности территории и построение вероятностных карт // Геология и геофизика Юга России. – 2011 в. – С. 48-58.

10. Заалишвили В. Б., Мельков Д. А., Кануков А. С. Информационная система обеспечения градостроительной деятельности на основе информационной базы данных сейсмичности и сейсмического риска // Информатизация и связь. ISSN 2078-8320. – № 5. – 2012. – С. 14-18.

11. Заалишвили В. Б., Джгмадзе А. К. О создании карт инженерно-геологического районирования территорий населённых пунктов Республики Северная Осетия-Алания, как основы сейсмического микрорайонирования // Материалы II Всероссийской научно-технической конференции «Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа», 8-12 ноября 2012 г. – Грозный. – 2012. – С. 442-446.

12. Заалишвили В. Б. К вопросу создания единой карты детального сейсмического районирования // Материалы Международного симпозиума «Устойчивое развитие: Проблемы, Концепции, Модели», посвященного 20-летию КБНЦ РАН, ФГБУН КБНЦ РАН, Том II, 28 июня – 3 июля 2013 г. – 2013. – С. 106-110.

13. Заалишвили В. Б. Некоторые проблемы практической реализации сейсмического микрорайонирования. Факторы, формирующие интенсивность землетрясения // Геология и геофизика Юга России. – 2014. – № 3. – С. 3-39.

14. Радионов Г. П., Гончарова Л. И. Публичная кадастровая карта: успехи и трудности // Вестник Росреестра. – 2010. – № 3. – С. 23-27.

15. Introduction to SSL. URL: https://developer.mozilla.org/en/Introduction_to_SSL (дата обращения: 18.02.17 г.).

16. Zaalishvili V. B., Melkov D. A., Dzeranov B. V. Modern seismic hazard assessment methods (in example territory of Vladikavkaz-city) // Proceedings of 14th European conference of earthquake engineering. 30 August – 03 September, Ohrid, Republic Macedonia, 2010, 8 pp.

MAINTAINING SAFE ACCESS TO WEB INTERFACE OF GEOINFORMATION MODELING SYSTEM WITH INFORMATION DATABASE OF SEISMICITY AND SEISMIC RISK

© 2017 A. S. Kanukov, Sc. Candidate (Tech.)

Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz,
Markov Str., 93 a, e-mail: cgi_ras@mail.ru

The article is devoted to maintenance of safe access to the web interface of the geoinformation modeling system with an information database on seismicity and seismic risks. With the development of high technologies, various geoinformation systems were widely used to collect, store, analyze and graphically visualize spatial data and associated information about the objects represented in GIS objects. A map of the geological-engineering zoning of the territory of the Vladikavkazcity, covering geological structure, hydrogeological conditions, lithology, morphology, tectonics, distribution of various types of soils in the territory under consideration, was created in the Geophysical Institute. This map is integrated into the geoinformation system. When creating such systems, it is necessary to take into account the fact that if for a geoinformation system a web service access is realized, then it must have means for user authentication and support of basic encryption algorithms to protect against unauthorized use of this system. On the basis of open source software, the communication channel with the geoinformation system is protected from unauthorized access.

Keywords: databases, seismic hazard maps, GIS, geoinformation modeling, encryption, access protocols.

References

1. Geograficheskaja informacionnaja Sistema [Geographic information system]. URL: <http://www.gisa.ru/13058.html> (Data obrashhenija 2.02.2017 g.). (in Russian)
2. Zaalishvili V. B., Arakeljan A. R., Makiev V. D., Mel'kov D. A. K voprosu sejsmicheskogo rajonirovanija territorii respubliki Severnaja Osetija-Alanija [On the issue of seismic zoning of the territory of the Republic of North Ossetia-Alania]. Trudy I mezhdunarodnoj konferencii «Opasnye prirodnye i tehnogennye geologicheskie processy na gornyh i predgornyh territorijah Severnogo Kavkaza», Vladikavkaz, 20-22.09.2007. Vladikavkaz, 2008, pp. 263-278. (in Russian)
3. Zaalishvili V. B., Dzeranov B. V. Ocenka sejsmicheskoi opasnosti territorii RSO-Alanija [Seismic hazard assessment of the territory of North Ossetia-Alania]. Trudy nauchno-prakticheskoi konferencii «Molodye uchenye v reshenii aktual'nyh problem nauki». Vladikavkaz, 2010, pp. 342-345. (in Russian)
4. Zaalishvili V. B., Mel'kov D. A., Dzeranov B. V., Kanukov A. S. Ocenka sejsmicheskoi opasnosti urbanizirovannoi territorii na osnove sovremennyh metodov sejsmicheskogo mikrorajonirovanija (na primere g. Vladikavkaza) [Seismic hazard assessment of the urbanized territory on the basis of modern methods of seismic microzonation (on the example of Vladikavkaz)]. Trudy mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoi konferencii «Molodye uchenye v reshenii aktual'nyh problem nauki». Vladikavkaz, 22-23.05.2010, pp. 348-351. (in Russian)
5. Zaalishvili V. B., Mel'kov D. A., Gabaraev A. F., Dzeboev B. A., Dzeranov B. V., Kanukov A. S., Shepelev V. D. Ispol'zovanie mikrosejsm pri utocnenii kart inzhenerno-geologicheskogo rajonirovanija territorii, javljajushchisja osnovoj sejsmicheskogo mikrorajonirovanija [The use of microseisms for the refinement of geological-engineering zoning maps of the territory, which are the basis of seismic microzonation]. Materialy Vserossijskoj nauchno-prakticheskoi konferencii, posvjashhennoj 10-letiju so dnja osnovanija KNII RAN «Nauka i obrazovanie v Chechenskoj respublike: sostojanie i perspektivy razvitiya» 7 aprelja 2011 g., KNII RAN, 2011, pp. 335-342. (in Russian)
6. Zaalishvili V. B., Rogozhin E. A. Ocenka sejsmicheskoi opasnosti territorii na osnove sovremennyh metodov detal'nogo rajonirovanija i sejsmicheskogo mikrorajonirovanija [Seismic hazard assessment of the territory on the basis of modern methods of detailed zoning and seismic microzonation]. Sejsmostojkoe stroitel'stvo. Bezopasnost' sooruzhenij. – M.: VNIINTPI, 2011, No.3, pp. 31-43. (in Russian)
7. Zaalishvili V. B., Dzhgamadze A. K. Inzhenerno-geologicheskoe rajonirovanie goroda Ardon RSO-Alanija [Geological-engineering zoning of the Ardon city in North Ossetia-Alania]. Trudy IV Kavkazskoj mezhdunarodnoj shkoly-seminara molodyh uchenyh «Sejsmicheskaja opasnost' i upravlenie sejsmicheskim riskom na Kavkaze», Vladikavkaz, 24-26.10.2011, pp. 102-106. (in Russian)
8. Zaalishvili V. B., Dzeranov B. V., Gabaraev A. F. Aktualizacija kart sejsmicheskoi opasnosti territorii Respubliki Severnaja Osetija-Alanija [Updating seismic hazard maps of the territory of the Republic of North Ossetia-Alania]. Trudy IV Kavkazskoj mezhdunarodnoj shkoly-seminara molodyh uchenyh «Sejsmicheskaja opasnost' i upravlenie sejsmicheskim riskom na Kavkaze», Vladikavkaz, 24-26.10.2011, 2011a, pp.155-167. (in Russian)
9. Zaalishvili V. B., Dzeranov B. V., Gabaraev A. F. Ocenka sejsmicheskoi opasnosti territorii i postroenie verojatnostnyh kart [Seismic hazard assessment of the territory and construction of probability maps]. Geologija i geofizika Juga Rossii, 2011b, pp. 48-58. (in Russian)

10. Zaalishvili V. B., Mel'kov D. A., Kanukov A. S. Informacionnaja sistema obespechenija gradostroitel'noj dejatel'nosti na osnove informacionnoj bazy dannyh sejsmichnosti i sejsmicheskogo riska [Information system for urban development activities based on an information database of seismicity and seismic risk]. Informatizacija i svjaz'. ISSN 2078-8320, No.5, 2012, pp. 14-18. (in Russian)

11. Zaalishvili V. B., Dzhgamadze A. K. O sozdanii kart inzhenerno-geologicheskogo rajonirovanija territorij naseljonnyh punktov Respubliki Severnaja Osetija-Alanija, kak osnovy sejsmicheskogo mikrorajonirovanija [On the construction of geological-engineering zoning maps of the territories of populated areas in the Republic of North Ossetia-Alania as the basis of seismic microzonation]. Materialy II Vserossijskoj nauchno-tehnicheskoi konferencii «Sovremennye problemy geologii, geofiziki i geojekologii Severnogo Kavkaza», 8-12.11.2012, Groznyj, 2012, pp. 442-446. (in Russian)

12. Zaalishvili V. B. K voprosu sozdanija edinoj karty detal'nogo sejsmicheskogo rajonirovanija [On the issue of creating an integrated detailed seismic zoning map]. Materialy Mezhdunarodnogo simpoziuma «Ustojchivoe razvitie: Problemy, Konceptii, Modeli», posvjashhennogo 20-letiju KBNC RAN, FGBUN KBNC RAN, Vol. II, 28.06-3.07.2013, 2013, pp. 106-110. (in Russian)

13. Zaalishvili V. B. Nekotorye problemy prakticheskoi realizacii sejsmicheskogo mikrorajonirovanija. Faktory, formirujushhie intensivnost' zemletrjasenija [Some problems of practical realization of seismic microzonation. Factors that are forming the intensity of an earthquake]. Geologija i geofizika Juga Rossii, 2014, No.3, pp. 3-39. (in Russian)

14. Radionov G. P., Goncharova L. I. Publichnaja kadastravaja karta: uspehi i trudnosti [Public cadastral map: successes and difficulties]. Vestnik Rosreestra, 2010, No.3, pp. 23-27. (in Russian)

15. Introduction to SSL. URL: https://developer.mozilla.org/en/Introduction_to_SSL (data obrashhenija: 18.02.17 g.).

16. Zaalishvili V. B., Melkov D. A., Dzeranov B. V. Modern seismic hazard assessment methods (in example territory of Vladikavkaz-city) //Proceedings of 14th European conference of earthquake engineering. 30 August –03 September, Ohrid, republic Macedonia, 2010, 8 pp.

УДК 551.464.541.132.3

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАСТВОРЕННЫХ ФОРМ ТИТАНА И ВАНАДИЯ В ВОДНОЙ ТОЛЩЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

© 2017 В.В. Ковалев¹, к.г.-м.н., С.Г. Парада², д.г.-м.н.

¹Институт водного транспорта им. Г.Я. Седова – филиал ФГОУВО Государственный морской университет им. адмирала Ф.Ф.Ушакова, Россия, 344006, г. Ростов-на-Дону, ул. Седова, 8, e-mail: kovalev-45@mail.ru

²ФГБУН Институт аридных зон Южного научного центра РАН, Россия, 344006, Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41, e-mail: parada@ssc-ras.ru

По результатам химических анализов проб воды Северного, Среднего Каспия и, частично, Южного Каспия, отобранных по профилям из различных горизонтов водной толщи, определены содержания растворенных форм титана ($Ti_{\text{раст}}$) и ванадия ($V_{\text{раст}}$). Приведены карты пространственного распределения этих элементов в поверхностном и наддонном водных горизонтах, а также по вертикальным разрезам водной толщи. Для каждого из изученных элементов выявлены факторы, определяющие его концентрацию и закономерности распространения в морской воде. В поверхностных водах Каспийского моря выделяются отдельные участки с повышенными концентрациями $Ti_{\text{раст}}$, превышающие фоновые значения (около 1 мкг/л). В Северном Каспии к таким областям относятся авандельты рек Волги и Терека. Они образовались вследствие естественного поступления речных вод, обогащенных $Ti_{\text{раст}}$. Установлено, что при удалении от устья в сторону открытых районов моря содержания $Ti_{\text{раст}}$ уменьшаются до фоновых значений, за счет процессов разбавления и частичного поглощения фитопланктоном. Небольшой ареал повышенных значений $Ti_{\text{раст}}$ в центральной части Северного Каспия (1,5–3 мкг/л) образовался в одной из местных халистатических зон в процессе концентрирования тончайших коллоидных и псевдоколлоидных комплексов. В Среднем Каспии на поверхности выделены три области повышенных содержаний $Ti_{\text{раст}}$ (1,5–3 мкг/л и более). Показано, что первая связана с поступлением элемента с жидким стоком реки Самур; вторая, обширная, вытянутая под действием циклонального течения вдоль побережья на север, и третья, занимающая прибрежную зону, образовались в результате приноса из пустынных территорий и растворения неустойчивых или умеренно устойчивых минералов-носителей титана. Появление повышенных концентраций $Ti_{\text{раст}}$ в наддонном слое авандельты Урала и центрального района объясняется биогеохимическими причинами. В распределении $Ti_{\text{раст}}$ по вертикали водной толщи определенных закономерностей не обнаружено. В одних случаях, на сравнительно небольших глубинах, к придонному горизонту уменьшается его концентрация, в других – наблюдается обратная картина: значения титана к придонному слою растут до экстремальных величин (более 3 мкг/л и выше) из-за диффузионного массообмена на границе раздела двух фаз («вода – осадок»), растворения фито-зоопланктонных осадков и гидроокисных образований зоопланктонных. Определены довольно низкие концентрации $V_{\text{раст}}$ в водной толще Каспийского моря, что связано с его геохимической инертностью в экзогенных процессах. Локальные повышения его концентраций (более 1 мкг/л) в поверхностном слое приурочены к источникам поступления $V_{\text{раст}}$, каковыми являются реки Волга и Урал, в меньшей степени реки Терек и Самур. Установлено, что поставляемые с речным стоком Волги дополнительные порции $V_{\text{раст}}$, обогащают западную часть Северного Каспия, а с речным стоком Урала – восточную. Эти две области разграничены, вытянутой с севера на юг, зоной минимальных значений $V_{\text{раст}}$ (менее 0,7 мкг/л). Относительно более высокие содержания $V_{\text{раст}}$ (0,7–1 мкг/л) прослеживаются на авандельтовых пространствах рек Терека и Самура. Река Сулак сколько-нибудь заметного влияния на концентрацию $V_{\text{раст}}$ в морской воде не оказывает. Наличие сплошной полосы относительно повышенных содержаний $V_{\text{раст}}$ (0,7–1 мкг/л) в центральной части Среднего Каспия, протянувшейся с запада на восток от одного берега к другому, обусловлено концентрирующим действием центростремительных сил циклонального течения. Выявленные для поверхностного горизонта закономерности распределения $V_{\text{раст}}$ в основном сохраняются и в наддонном горизонте, за исключением авандельты реки Терек, Среднекаспийской котловины и Дербентской впадины, где концентрации $V_{\text{раст}}$ заметно выше (более 1 мкг/л).

Из анализа распределения $V_{\text{раст}}$ по разрезам водной толщи следует, что относительно высокие (более 1 мкг/л) и повышенные (0,7–1 мкг/л) значения $V_{\text{раст}}$ приурочены к придонным и промежуточным слоям водной толщи.

Ключевые слова: Каспийское море, растворенные формы, титан, ванадий, концентрации, водная толща.

Настоящая статья продолжает серию публикаций, посвященных исследованию закономерностей распределения химических элементов в водной толще, донных осадках и гидробионтах Каспийского моря [Ковалев, Парада, 2016; Ковалев, Фелицын, 2016]. Всего проанализировано 518 проб воды в акватории Северного, Среднего и, частично, Южного Каспия на десять химических элементов, отобранных по станциям, указанным на рисунке 1. Методика отбора, подготовки и анализа проб подробно изложена в предыдущей работе, посвященной изучению распределения растворенных форм железа и марганца в водной толще Каспийского моря [Ковалев, Фелицын, 2016]. Оценка пространственного распределения элементов осуществлялась по методике, аналогичной изложенной в [Парада и др., 2011]. В настоящей статье рассмотрены закономерности распределения в водной толще Каспийского моря еще двух элементов из группы железа, – титана и ванадия.

Данных по содержанию растворенной формы титана в речных и морских водах очень мало. В большинстве встречаемых работ средняя концентрация титана в

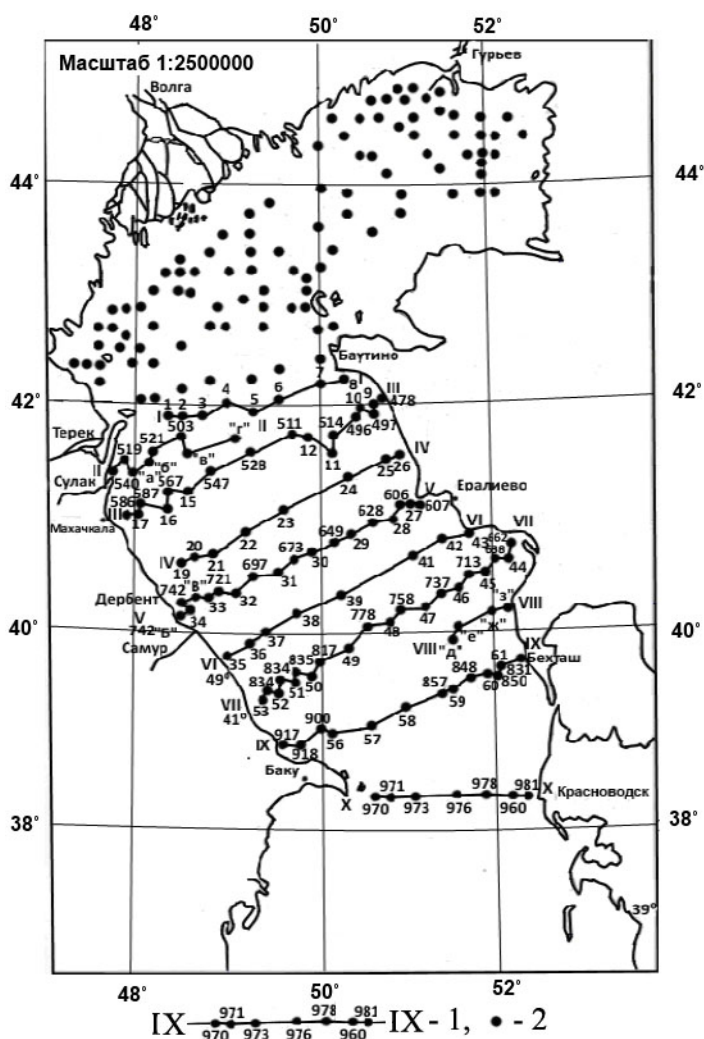


Рис. 1. Схема размещения станций отбора проб: 1 – профили и их номера (римские цифры) с отображением станций отбора проб и их номеров (арабские цифры), 2 – станции отбора проб, расположенные вне профилей

океанских водах имеет значение 1 мкг/л [Морозов и др., 1975] Определенная нами средняя величина содержаний элемента в водах Каспийского моря составляет в приповерхностном слое 1,5 мкг/л и 1,6 мкг/л в наддонном слое.

Титан входит в группу элементов-гидролизаторов, которые мигрируют практически только во взвешенной форме, из-за очень слабой растворимости их гидроксидов. Таким образом, основная масса элемента попадает на акваторию Каспийского моря с речным стоком и эоловыми наносами во взвешенном состоянии. Приводимые А.П. Лисициным данные по твердому и жидкому речному стоку указывают на то, что 99,86% титана поступает в море в составе взвеси [Лисицин, 1978]. Средняя концентрация элемента в растворенной форме речных вод составляет 3 мкг/л. Такую же величину в воде р. Волги обнаружили Г.С. Коновалов и др. [Коновалов и др., 1968], причем, коллоиды и псевдоколлоиды составляют 0,3 мкг/л от суммарной растворенной формы, а простые и комплексные ионы – 2,7 мкг/л. В речных водах, впадающих в Каспий, среднее содержание растворенного титана равнялось 1 мкг/л. По мнению некоторых исследователей, концентрация титана в воде контролируется растворимостью оксидных и гидроксидных соединений и способностью к комплексообразованию с органическими и неорганическими аддендами [Геохимия элементов..., 1980].

Изучение соотношения средних содержаний взвешенной формы титана к его растворенной форме ($Ti_{взв}/Ti_{раств}$) в речной и морской (океанской) воде показало, что по мере удаления от устьев рек в сторону открытой части моря, растворенная форма элемента становится преобладающей. Физиологическая роль титана в жизни организмов планктона пока еще до конца не выяснена. Однако, исследования, проведенные А.П. Лисициным показали, что некоторые виды планктона немного концентрируют элемент в своих скелетах как в карбонатных, так и в кремнистых [Лисицин, 1978].

Очень слабо поглощают титан некоторые виды Каспийского зоопланктона: копеподы и мизиды по 0,015% на золу. В биологический круговорот вовлекается незначительная величина (менее 1/10) поставляемого реками мира количества титана [Морозов и др., 1975].

Распределение растворенного титана в поверхностных водах Каспийского моря носит местный характер (рис. 2а), т.е. на акватории выделяются отдельные участки с повышенными концентрациями элемента, превышающие фоновые значения (около 1 мкг/л). В Северном Каспии к таким областям относятся авандельты рек Волги и Терека. В предустьевом пространстве реки Волги определено два участка высоких концентраций титана (более 3 мкг/л). Они образовались вследствие естественного поступления речных вод, обогащенных растворенной формой элемента. При удалении от устья в сторону открытых районов моря содержания металла уменьшаются до фоновых значений, за счет процессов разбавления и частичного поглощения фитопланктоном. В центральной части Северного Каспия наблюдается небольшой локальный ареал средних значений титана (1,5–3 мкг/л), образовавшийся, по-видимому, в одной из местных халистатических зон в процессе концентрирования тончайших коллоидных и псевдоколлоидных комплексов элемента, которые уже относятся к растворенной фазе.

В Среднем Каспии на поверхности выделяются три области повышенных содержаний титана (1,5–3 мкг/л и более). Первая расположена в западной части моря, образована, вероятно, в результате поступления элемента с жидким стоком реки



Рис. 2 Распределение растворенной формы титана в водной толще Каспийского моря, мкг/л: а – в поверхностном слое; б – в наддонном слое. 1 – менее 1,5; 2 – 1,5-3; 3 – более 3.

Самур. Вторая, обширная, вытянутая под действием циклонального течения вдоль побережья на север, и третья, имеющая наибольшие концентрации титана, занимающая прибрежную зону образовались по одному принципу: в результате приноса из пустынных территорий и растворения неустойчивых или умеренно устойчивых минералов-носителей металла (пироксены, роговые обманки и некоторые гранаты) [Холодов, Туровский, 1985]. Во всей остальной, в основном центральной акватории Каспийского моря, концентрации титана менее 1,5 мкг/л.

В наддонном горизонте Каспийского моря распределение растворенной формы титана несколько меняется (рис. 2б). Если в северо-западной части Северного Каспия область средних (1,5–3 мкг/л) и высоких (более 3 мкг/л) содержаний элемента сохраняется, то в наддонном слое авандельты Урала и центрального района исследуемой части моря, находящейся на незначительном удалении от дельты Волги, появление повышенных и высоких концентраций титана объясняется, по-видимому, биогеохимическими причинами, что соответствует результатам исследований А.П. Лисицына [Лисицин, 1978]. Им установлено, что биогенная форма, являясь более подвижной по сравнению с литогенной, попадает сначала с речным стоком в поверхностные слои авандельт морей, а затем опускается в придонные горизонты, где органическое вещество трансформируясь (окисление, разложение) реализуется в подвижные формы – разного рода комплексные соединения, либо тонкие коллоидные гидроокислы титана [Лисицин, 1978]. Помимо поступления взвешенных биогенных форм элемента с речным стоком, на приустьевых пространствах рек интенсивно развиваются автохтонные виды планктонных организмов, которые, поглощая

растворенную форму титана, переводят ее во взвесь. В свою очередь планктон хорошо усваивается зоопланктоном. Местный фито-зоопланктон отмирая, опускается в наддонные слои, где в результате деструкции и минерализации органического вещества остатков планктона происходит незначительное обогащение вод растворенной формой элемента.

Видимо, те же самые биогеохимические процессы определяют высокие концентрации титана (более 3 мкг/л) в придонных слоях глубоководных впадин. Дополнительным источником растворенного металла, вероятно, является диффузионный массообмен в системе «иловые растворы – придонная вода», процессы растворения окисных и гидроокисных образований элемента при появлении локальных восстановительных условий. Трехвалентный титан несколько более подвижен, чем четырехвалентный [Геохимия элементов..., 1980]. Обогащение донных осадков титаном Среднекаспийской котловины до 0,2–0,6% [Холодов, Туровский, 1985], помимо оседания и захоронения биогенного материала, обуславливается, во-первых, механизмом накопления глинистых минералов и гидроокислов железа и марганца хорошо адсорбирующих титан, во-вторых, поступлением коллоидных гидроокисей титана, образовавшихся при гидролизе органического вещества [Геохимия элементов..., 1980]. Так, например, в пелагических осадках содержание TiO_2 составляет 0,57%, в глинистых минералах – в монтмориллоните – 0,3, в иллите – 1,1, в каолините – 1,5% [Геохимия элементов..., 1980]. В Среднем Каспии, как и в Северном, значения титана менее 1,5 мкг/л.

В водной толще Северного Каспия концентрация растворенного титана от поверхностного к наддонному горизонту фактически не изменяется, если она и происходит, то с незначительным увеличением элемента в придонных слоях. На шельфе Среднего Каспия (первая и вторая зона) наблюдается, как правило, небольшое уменьшение содержания титана от поверхности к наддонному горизонту, вследствие перехода растворенной формы металла во взвешенную. В центральной халистатической зоне, наоборот, намечается сначала небольшой рост величин элемента (2,15 мкг/л) в придонных горизонтах подводного склона (примерно от 200 до 500 м), а у ложа котловины (700 м) идет более стремительное увеличение концентраций до 4,5 мкг/л. В промежуточных слоях 50–100 м переходной и 200–500 м халистатических зон, согласуясь с флуктуациями значений других микроэлементов, происходит изменение содержания растворенного титана, что говорит, как о тесной взаимосвязи этих металлов, так и об одном генетическом происхождении – растворения и разложения остатков фито-зоопланктона.

Реализация многочисленных биогеохимических процессов, определяющих динамику содержания растворенного титана в водной толще Среднего Каспия, отражена на рисунке 3. Повышенные концентрации элемента (1,5–3 мкг/л) в придонном слое западной части профилей I–I, II–II, III–III образовались вследствие поступления и последующего растворения как аллохтонных, так и автохтонных биогенных форм металла. В восточной части профилей IV–IV, VII–VII, VIII–VIII проявляется действие эолового фактора, поставляющего на акваторию неустойчивые минералы – носители титана. На профилях IV–IV, VII–VII и IX–IX выделяется промежуточная водная масса с преобладающими повышенными значениями металла (1,5–3 мкг/л), которые возникли в результате разложения планктона.

В одних случаях, на сравнительно небольших глубинах (профиль IV–IV), к придонному горизонту уменьшается концентрация растворенного титана, за счет

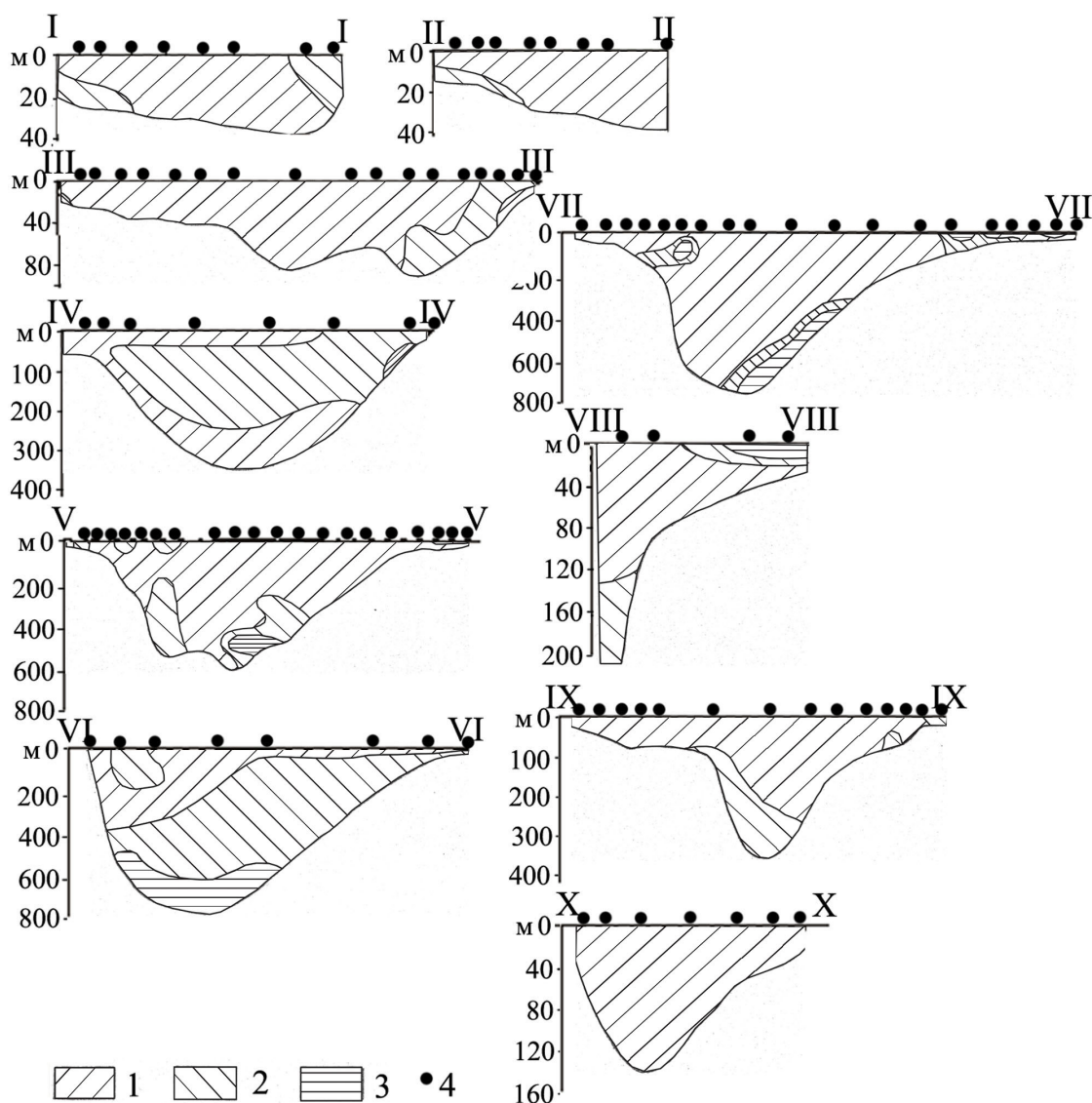


Рис. 3. Распределение растворенной формы титана по разрезам водной толщи Каспийского моря, мг/л. 1 – менее 1,5; 2 – 1,5 – 3,0; 3 – более 3,0; 4 – станции отбора проб

связывания его в коллоидные гидроокислы и адсорбции на взвеси окислов, в других, при увеличении глубины (профиль V–V, VI–VI и VI–VII), наблюдается обратная картина: значения титана к придонному слою растут до экстремальных величин (более 3 мг/л и выше) из-за диффузионного массообмена на границе раздела двух фаз («вода – осадок»), растворения фито-зоопланктонных осадков и гидроокисных образований зоопланктонных. Не исключен также привнос элементов за счет субмаринной эндогенной флюидизации [Давыденко и др., 2014]. По причине малой растворимости (способности к выветриванию) минеральных комплексов, содержащих титан концентрации элемента в речных и морских водах из года в год, находятся примерно на одном уровне. Небольшие флуктуации значений металла, по-видимому, вызваны изменениями как крупного масштаба, происходящими в атмосфере (количество выпадающих осадков, направление и скорость ветра, развитие органической жизни), так и локальными преобразованиями, протекающими непосредственно в морской среде.

Ванадий – последний анализируемый элемент из семейства железа. Являясь одним из наиболее инертных, он может служить своеобразным геохимическим индикатором различных стадий осадочного процесса. В отдельных пробах воды ванадий не был обнаружен или его содержание было ниже чувствительности метода определения (менее 0,6 мкг/л). Средняя концентрация растворенного ванадия в поверхностном и наддонном горизонте Каспийского моря составляет 0,8 мкг/л. По данным А.П. Лисицина колебания содержания растворенного ванадия в морях и океанах невелики, обычно 1-2 мкг/л, средняя концентрация близка к 1,5 мкг/л [Лисицин, 1978].

Ванадий, как и титан, поступает на акваторию моря, главным образом, с речным стоком во взвешенном состоянии, составляющим 98,5% от валового стока [Коновалов, Коренева, 1979]. В растворенном виде в водах рек Каспийского бассейна мигрирует от 0 до 14% ванадия. Так, например, исходя из данных Г.С. Коновалова и А.А. Ивановой по суммарному твердому и жидкому стоку ванадия, выносимого рекой Терек, на долю растворенной формы элемента приходится лишь 1,2 % поступлений [Коновалов и др., 1970]. Содержания ванадия в волжской воде варьируют от 0 до 1,3 мкг/л, а в уральской присутствует постоянно в количествах 0,6–3,4 мкг/л. Средние концентрации растворенного ванадия в паводок и межень рек Каспийского бассейна незначительно отличаются друг от друга [Ковалев, Парада, 2013]. В реке Волге в паводок содержится 4 мкг/л, в межень 3 мкг/л, в реке Урале – 3 и 4 мкг/л, в реке Тереке – 4 и 2 мкг/л, соответственно. С удалением от приустьевых пространств, где доминирующими является взвешенная форма ванадия, в сторону открытых областей моря преобладающим становится растворенная форма ванадия (99,5% от валового) [Лисицин, 1978].

Повышенные концентрации растворенного ванадия (более 1 мкг/л), как и следовало ожидать, в поверхностном слое вод Каспийского моря приурочены к источникам поступления растворенной формы элемента (рис. 4а). Основными питающими артериями ванадия являются реки Волга и Урал, в меньшей степени Терек и Самур [Усенова, Дильмаганбетов, 2010]. На авандельте реки Волги в поверхностном горизонте преобладают повышенные значения элемента (более 1 мкг/л). Несколько меньшую площадь занимают такие же величины в приустьевом пространстве реки Урал. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что поставляемые с речным стоком Волги растворенные формы металла, обогащают западную часть Северного Каспия, а с речным стоком Урала – восточную половину [Закруткин и др., 2002]. Эти две области разграничены, вытянутой с севера на юг, зоной минимальных значений элемента (менее 0,7 мкг/л). Средние содержания ванадия (0,7–1 мкг/л) прослеживаются на авандельтовых пространствах рек Терека и Самура. Видимо, река Сулак сколько-нибудь заметного влияния на концентрацию элемента в морской воде не оказывает.

В центральной части Среднего Каспия на поверхности выделяется сплошная полоса средних величин металла (0,7–1 мкг/л), протянувшаяся с запада на восток от одного берега к другому. По-видимому, она образовалась по двум причинам, во-первых, вследствие поступления растворенного ванадия с речным стоком Самура (западный источник), и, во-вторых, в результате растворения неустойчивых минералов – носителей ванадия пироксенов, амфиболов, биотитов и оливинов, принесенных на акваторию ветром из пустынных территорий суши (восточный источник). Объединение двух разноплановых участков, вероятно, обусловлено концентрирую-

щим действием центростремительных сил циклонального течения. В южной части Казахского залива наблюдаются средние величины элемента (0,7–1 мкг/л), также как и у титана, возникшие за счет приноса легкорастворимых минералов из одного общего для них источника. Характеризуя распределение растворенного ванадия в поверхностном горизонте Каспия можно в целом отметить, что почти вся площадь Северного Каспия в основном занята средними (0,7–1 мкг/л) и повышенными (более 1 мкг/л) содержаниями элемента, тогда как в Среднем Каспии доминирующими являются минимальные значения, – менее 0,7 мкг/л.



Рис. 4. Распределение растворенного ванадия в водной толще Каспийского моря, мкг/л: а – в поверхностном слое, б – в наддонном слое. 1 – менее 0,7; 2 – 0,7–1,0; 3 – более 1,0.

В наддонном горизонте Северного Каспия закономерности распределения растворенного ванадия в основном сохраняются (рис. 4б). В приустьевых пространствах Волги и Урала, также как на поверхности, выделяются две области (западная и восточная) повышенных значений элемента (более 1 мкг/л), распределенные полосой минимальных содержаний (менее 0,7 мкг/л). Если в верхних горизонтах авандельты Терека наблюдались средние концентрации (0,7–1 мкг/л), то в нижних преобладающими становятся повышенные (более 1 мкг/л). Причем, изолиния 1 мкг/л объединяет в наддонном слое содержания металла, распространенные на авандельтах рек Волги и Терека. К устьевому пространству реки Самур, как на поверхности, так и у дна приурочены средние значения элемента (0,7–1 мкг/л). Также, вероятно, никакого влияния на концентрацию ванадия в придонном слое не оказывает жидкий слок реки Сулак.

Область распространения величин элемента от 0,7 до 1,0 мкг/л охватывает всю центральную осевую зону Северного и Среднего Каспия. Прибрежную зону Среднего Каспия занимают значения ванадия менее 0,7 мкг/л. В наддонном горизонте

Дербентской впадины сосредоточены повышенные содержания металла (более 1 мкг/л). Здесь, как и у титана, обогащение нижних слоев вод ванадием обусловлено рядом причин, главными из которых являются: растворение ванадий – органических соединений, десорбция гидроксидов железа и марганца и поступление элемента из иловых растворов. На связь ванадия с органическим веществом взвеси и донных осадков, а также приуроченности его к отмершей органике указывает А.П. Лисицын [Лисицын, 1978]. Изучая поведение некоторых металлов в морской воде, К.В. Краускопф [Краускопф, 1963] приходит к выводу, что концентрации ванадия и никеля в значительной степени контролируются органическими реакциями [Краускопф, 1963]. Так, содержание в золе мягких частей моллюсков колеблется от 0,001 до 0,005%, в раковинах – от 0,0001 до 0,001% [Краускопф, 1963]. Несмотря на некоторые противоречивые факты, в целом следует подчеркнуть, что часть ванадия в морской воде, захватываясь органическим веществом, образует ванадий-органические комплексы. В результате деструкции планктонных организмов происходит реализация элемента в водную среду. Растворенный ванадий обогащает, по видимому, инфрапелагиаль Среднего Каспия, по мере его поступления в батипелагиаль элемент сорбируется различными гелями – $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Mn}(\text{OH})_2$ или $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Возрастание сорбционной возможности ванадия предпочтительно только в глубоководных областях морей и океанов. Ванадий, никель и некоторые другие элементы слабо контролируются процессами сорбции. В наддонном горизонте Среднекаспийской котловины намечается частичное растворение гидроокислов железа и марганца, высвобождающих ванадий в окружающую водную среду. Интенсивное накопление ванадия в донных осадках халистатической области, вследствие оседания глинистых минералов, на которых сорбируется элемент или входит в их состав, гидроокислов железа и марганца, ванадий-органических соединений, взвешенного и органического вещества, адсорбирующего металл, обеспечивают заметно высокие его содержания $1,5 \cdot 10^{-2}\%$ [Холодов, Туровский, 1985]. В результате диффузии из обогащенных ванадием глинистых илов, происходит увеличение концентрации металла в придонном горизонте.

В Северном Каспии содержания растворенного ванадия от поверхностного к наддонному горизонту меняются незначительно. В водной толще этой части моря концентрации элемента имеют более высокие величины, чем в Среднем Каспии, за счет большего поступления растворенного ванадия с жидким стоком рек Волги, Урала и Терека.

В Среднем Каспии в первой и второй зонах (на шельфе) содержания ванадия от поверхностного слоя к наддонному изменяются мало, но все же слабая тенденция уменьшения его концентраций к придонным слоям наблюдается, вследствие адсорбции металла на гидрооксидах и образования ванадий-органических соединений. В третьей халистатической зоне, наоборот, намечается небольшое увеличение содержания элемента от верхних к нижним горизонтам: сначала в инфрапелагиали (200–500 м), а затем, более редкое, в самой глубоководной части моря (700 м) [Ковалев, 2013]. В Черном море на глубинах от 100 до 500 м фиксируются повышенные концентрации ванадия. Максимум составляет 4,75 мкг/л [Виноградова, Еремина, 1971]. В целом для всей водной толщи Черного моря кривые изменения содержания ванадия и никеля по вертикали почти параллельны кривой изменения содержания органического углерода, что подтверждает ранее высказанную гипотезу о главной контролирующей роли органического вещества в распределении этих элементов

[Геохимия элементов..., 1980]. Видимо, по тому же принципу размещен ванадий в водной толще Каспийского моря. До глубины 700 м в Среднем Каспии значения элемента находятся в пределах от 0,7 до 0,9 мкг/л. Более значительный рост концентрации металла наблюдается у самого дна до 1,7 мкг/л, по уже известным причинам.

Из анализа распределения растворенного ванадия по разрезам Среднего Каспия (рис. 5) следует, что повышенные (более 1 мкг/л) и средние (0,7–1 мкг/л) значения элемента приурочены к придонным и промежуточным слоям водной массы. Минимальные содержания (менее 0,7 мкг/л) почти во всех разрезах наблюдаются в поверхностном горизонте. В западной части разрезов II–II и III–III как на поверхности, так и у дна значения содержания металла составляют низкие величины (менее 0,7 мкг/л), что свидетельствует о незначительной роли поступления ванадия с речным стоком реки Самур. На разрезах III–III и IV–IV заметны направленные из наддонных слоев к восточному берегу «языки» средних и повышенных концентраций элемента. Такое направление обусловлено подъемом глубинных вод (апвеллинг) и системой течений.

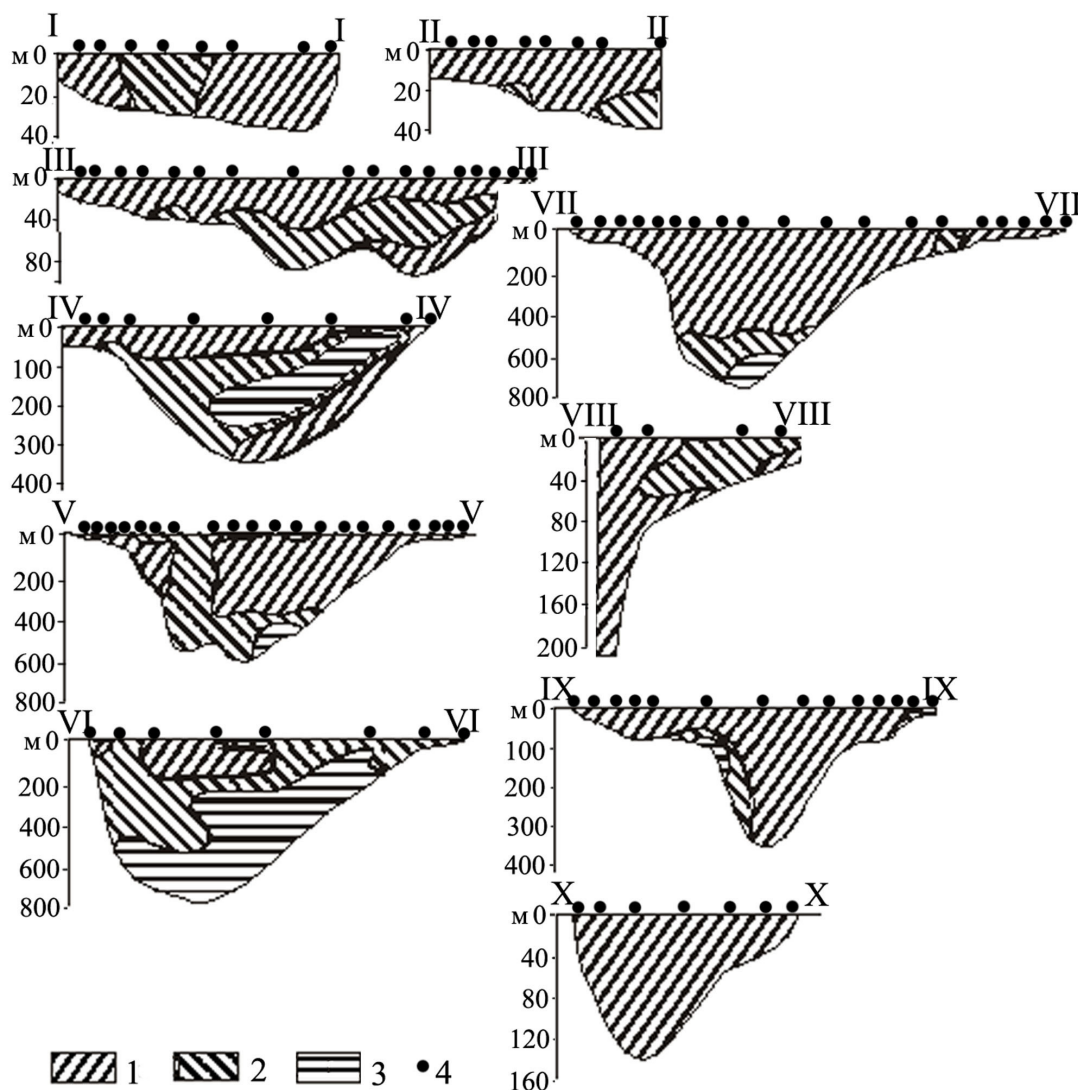


Рис. 5. Распределение растворенной формы ванадия по вертикальным разрезам водной толщи Каспийского моря, мкг/л. 1 – менее 0,7; 2 – 0,7–1,0; 3 – более 1,0; 4 – станции отбора проб

В центральной части разреза V–V всю водную толщу пронизывают средние значения ванадия. Наибольшего распространения повышенные концентрации элемента достигают в глубинных слоях вод Среднекаспийской котловины (разрез VI–VI). При небольшом смещении к северу (разрез V–V) и к югу (разрез VII–VII) площади, занятые значениями металла более 1,0 мкг/л сильно сокращаются. В восточной части укороченного разреза VIII–VIII, по-видимому, вследствие растворения нестойких минералов-носителей ванадия, наблюдаются повышенные содержания элемента. По направлению к Южному Каспию (разрезы IX–IX и X–X) происходит снижение содержания растворенного ванадия.

Очень слабая геохимическая подвижность ванадия определяет низкие концентрации элемента в Каспийском море независимо от сезона года. Незначительные колебания в содержании ванадия обусловлены: в Северном Каспии, в основном объемом поступления речных вод, в Среднем Каспии, главным образом, за счет развития фитопланктона.

Выводы

1. По результатам химических анализов проб воды Северного, Среднего Каспия и, частично, Южного Каспия, отобранных по профилям из различных горизонтов водной толщи, определены содержания растворенных форм титана и ванадия. На построенных картах пространственного распределения этих элементов в поверхностном и наддонном водных горизонтах, а также по вертикальным разрезам водной толщи установлены закономерности их распространения в морской воде.

2. В поверхностных водах Каспийского моря выделяются отдельные участки с повышенными концентрациями растворенного титана, превышающие фоновые значения (около 1 мкг/л). В Северном Каспии к таким областям относятся авандельты рек Волги и Терека. Они образовались вследствие естественного поступления речных вод, обогащенных растворенным титаном. Установлено, что при удалении от устья в сторону открытых районов моря содержания $Ti_{\text{раст}}$ уменьшаются до фоновых значений, за счет процессов разбавления и частичного поглощения фитопланктоном. Небольшой ареал повышенных значений растворенных форм титана в центральной части Северного Каспия (1,5–3 мкг/л) образовался в одной из местных халистатических зон в процессе концентрирования тончайших коллоидных и псевдоколлоидных комплексов.

3. В Среднем Каспии на поверхности выдены три области повышенных содержаний растворенных форм титана (1,5–3 мкг/л и более). Установлено, что первая связана с поступлением элемента с жидким стоком реки Самур; вторая, обширная, вытянутая под действием циклонального течения вдоль побережья на север, и третья, занимающая прибрежную зону, образовались в результате приноса из пустынных территорий и растворения неустойчивых или умеренно устойчивых минералов-носителей титана. Появление повышенных концентраций растворенного титана в наддонном слое авандельты Урала и центрального района объясняется биогеохимическими причинами.

4. В распределении растворенных форм титана по вертикали водной толщи определенных закономерностей не обнаружено. В одних случаях, на сравнительно небольших глубинах, к придонному горизонту уменьшается его концентрация, в других, – наблюдается обратная картина: значения титана к придонному слою ра-

стут до экстремальных величин (более 3 мкг/л и выше) из-за диффузионного массообмена на границе раздела двух фаз («вода – осадок»), растворения фито-зоопланктонных осадков и гидроокисных образований зоопланктонных.

5. Определены довольно низкие концентрации растворенных форм ванадия в водной толще Каспийского моря, что связано с его геохимической инертностью в экзогенных процессах. Локальные повышения его концентраций (более 1 мкг/л) в поверхностном слое приурочены к источникам поступления растворенных форм ванадия, каковыми являются реки Волга и Урал, в меньшей степени реки Терек и Самур.

6. Установлено, что поставляемые с речным стоком Волги дополнительные порции $V_{\text{раств}}$ обогащают западную часть Северного Каспия, а с речным стоком Урала – восточную. Эти две области разграничены, вытянутой с севера на юг, зоной минимальных значений $V_{\text{раств}}$ (менее 0,7 мкг/л). Относительно более высокие содержания растворенных форм ванадия (0,7–1 мкг/л) прослеживаются на авандельтовых пространствах рек Терека и Самура. Река Сулак сколько-нибудь заметного влияния на концентрацию ванадия в морской воде не оказывает.

7. Установлено наличие сплошной полосы относительно повышенных содержаний растворенных форм ванадия (0,7–1 мкг/л) в центральной части Среднего Каспия, протянувшейся с запада на восток от одного берега к другому, что обусловлено концентрирующим действием центростремительных сил циклонального течения.

8. Выявленные для поверхностного горизонта закономерности распределения растворенных форм ванадия, в основном сохраняются и в наддонном горизонте, за исключением авандельты реки Терек, Среднекаспийской котловины и Дербентской впадины, где концентрации ванадия заметно выше (более 1 мкг/л). Из анализа распределения растворенных форм ванадия по разрезам водной толщи следует, что относительно высокие (более 1 мкг/л) и повышенные (0,7–1 мкг/л) значения приурочены к придонным и промежуточным слоям водной толщи.

Литература

1. Виноградова Э.А., Еремина Н.Э., Коган Г.М. О вертикальном распределении микроэлементов, растворенных в воде Черного моря // ДАН СССР. – 1971. – Т. 204. №3. – С. 704–706.
2. Геохимия элементов – гидролизаторов [А.П. Лисицын, Е.Г. Гурвич, В.Н. Лукашин и др.; Отв. ред. А.Б. Ронов]. – М.: Наука, 1980. – 240 с.
3. Давыденко Д.Б., Давыденко Е.Д., Исаев В.С., Клещенко А.В., Мохов А.В., Парада С.Г. Опыт выявления и изучения зон эндогенной флюидизации комплексом дистанционных и газогеохимических методов // Наука Юга России. – 2014. – Т. 10. №1. – С. 25–34.
4. Закруткин В.Е., Бессонов О.А., Ковалев В.В. Колебание уровня Каспийского моря: геологические и социально-экологические последствия на Российском побережье // Известия СКНЦ ВШ. Естественные науки. – 2002. – №3. – С. 72–79.
5. Ковалев В.В. Причины эвстазии Каспийского моря // Известия СКНЦ ВШ. Естественные науки. – 2003. – №2. – С. 1–9.
6. Ковалев В.В., Парада С.Г. Геологические аспекты современных изменений уровня Каспийского моря // Вестник Южного научного центра. – 2013. – Т. 9. №2. – С. 38–46.

7. Ковалев В.В., Парада С.Г. Закономерности распределения микроэлементов в гидробионтах Каспийского моря. В сб. Окружающая среда и человек. Современные проблемы генетики, селекции и биотехнологии: материалы международной научной конференции и молодежной научной конференции памяти члена-корреспондента РАН Д.Г. Матишова (г. Ростов-на-Дону, Россия, 5–8 сентября 2016 г.) / [гл. ред. акад. Г.Г. Матишов]. – Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН. – 2016. – С. 359–361.

8. Ковалев В.В., Фелицын С.И. Распределение растворенных форм железа и марганца в водной толще Каспийского моря // Геология и геофизика юга России. – 2016. – №3. – С. – 85–97.

9. Коновалов Г.С., Иванова А.А., Колесникова Т.Х. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главных рек СССР. В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. – М.: Наука, 1968. – С. 151–176.

10. Коновалов Г.С. Иванова А. А. Речной сток микроэлементов с территории СССР в морские бассейны // Океанология. – 1970. –Т. 10. Вып. 4. – С. 628–636.

11. Коновалов Г.С., Коренева В.И. Вынос микроэлементов речным стоком с территории СССР в моря в современный период // Гидрохим. матер. – 1979. – Т. XXV. – С. 11–21.

12. Краускопф К.В. Факторы, контролирующие концентрации тринадцати редких металлов в морской воде. В кн. Геохимия литогенеза. – М.: Наука, 1963. – С. 128–133.

13. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. – М.: Наука, 1978. – 391 с.

14. Морозов Н.П., Патин С.А., Демина Л.Я. Переходные и тяжелые металлы в водах Северной Атлантики. Тр. ГОИН. – М. – 1975. – Вып.127. – С. 77–94.

15. Парада С.Г., Холод Ю.В., Шишкалов И.Ю. Геохимия вторичных ореолов рассеяния Малка-Муштинского рудного узла (Северный Кавказ) // Наука Юга России. – 2011. – Т. 7. №3. – С. 55–60.

16. Усенова Н.А., Дильмаганбетов С.Н. О содержании некоторых микроэлементов в воде р. Эмбы Актюбинской области // Геология, география, и глобальная энергия. – 2010. – №2 (37). – С. 148–152.

17. Холодов В.Н., Туровский Д.С. К проблеме осадконакопления в Каспийском море // Литология и полезные ископаемые. – 1985. – №1. – С. 17–34.

THE DISTRIBUTION OF DISSOLVED FORMS OF TITANIUM AND VANADIUM IN THE WATER COLUMN OF THE CASPIAN SEA

© 2017 V.V. Kovalev¹, Sc. Candidate (Geol.-Min.), S.G. Parada², Sc. Doctor (Geol.-Min.)

¹Admiral Ushakov State Maritime University, Institute of water transport, Russia, 344006, Rostov-on-Donu, Sedova Str., 8, e-mail: kovalev-45@mail.ru.

²Institute of Arid Zones of SSC RAS, Russia, 344006, Rostov-on-Don, Chekhov Av., 41, e-mail: parada@ssc-ras.ru

According to the chemical analyses results of the water tests of North, average Caspian Region and, partially, South Caspian Region, selected along the profiles from different horizons of water layer, are determined the contents of the dissolved forms of titanium (Ti_{diss}) and vanadium (V_{diss}). Are given the maps of the spatial distribution of these elements in the surface and above the bottom aqueous horizons, and also on the elevations of water layer. The factors, which determine its concentration and laws governing the propagation in the sea water, are revealed for each of the studied elements. In the surface water of Caspian Sea are separated the individual sections with the increased concentrations of Ti_{diss} exceeding background values (about 1 micrograms/l). In the North Caspian Region such regions include avandel of the Volga and Terek rivers. They were formed as a result of the natural entering of the river waters, enriched Ti_{diss} . It is established that with the removal from the mouth to the side of the open areas of the sea the content of Ti_{diss} decrease to the background values, due to the processes of dilution and partial absorption by phytoplankton. The small area of the increased values of Ti_{diss} in the center section of the North Caspian Region (1,5–3 micrograms/l) was formed in one of the local cholestatic zones in the process of the concentration of the finest colloidal and pseudo-colloidal complexes. In the average Caspian Region on the surface are isolated three regions of the increased contents of Ti_{diss} (1,5–3 micrograms/l and more). It is shown that the first is connected with the entering of element with the liquid drain of Samur river; the second, extensive, elongated under the action of cyclonal flow along the coast on the north, and the third, that occupies coastal zone, were formed as a result of delivering from the desert territories and dissolution of the unstable or moderately steady mineral-carriers of titanium. The appearance of the increased concentrations of Ti_{diss} in the above the bottom layer of avandel of the Urals and central region is explained by biogeochemical reasons. In the distribution of Ti_{diss} according to the vertical line of the water layer of the specific regularities not discovered. In some cases, at comparatively small depths, to the bottom-dwelling horizon its concentration decreases, in others – the reverse picture is observed: the values of titanium to the bottom-dwelling layer grow to the extreme values (more than 3 micrograms/l and above) because of the diffusion mass exchange on the border of the division of two phases («water–sediment»), dissolution of fito- zooplanktonic sediments and hydro-oxide formations of zooplanktonic. Are determined sufficiently low concentrations of V_{diss} in the water layer of Caspian Sea, which is connected with its geochemical sluggishness in the exogenous processes. Local increases in its concentrations (more than 1 micrograms/l) in the surface layer are timed to the sources of entering of V_{diss} , such are river the Volga and the Urals, to a lesser degree the Terek river and Samur. It is established that the supplied with the river drain of the Volga additional portions of V_{diss} enrich the western part of the North Caspian Region, and with the river drain of the Urals – eastern. These two regions are demarcated, by the elongated from the north to the south, zone of minimum values of V_{diss} (less than 0,7 micrograms/l). Relatively higher contents of V_{diss} (0,7–1 micrograms/l) are outlined on the outer-delta spaces of the Terek and Samur rivers. The Sulak river does not render any noticeable influence on the concentration of V_{diss} in the sea water. The presence of continuous strip of relatively increased contents of V_{diss} (0,7–1 micrograms/l) in the center section of the average Caspian Region, which was lengthened from the West to the east from one shore to another, is caused by the concentrated action of the centripetal force of cyclonal flow. Revealed for the surface horizon laws governing the distribution of V_{diss} , in essence remain also in the above the bottom horizon, with exception of avandel of river Terek, medium Caspian basins and Derbent cavities, where the concentration of V_{diss} noticeably higher (more than 1 micrograms/l). From the analysis of V_{diss} distribution on the sections of water layer it follows that the relatively high (more than 1 micrograms/l) and increased (0,7–1 micrograms/l) value of V_{diss} timed to the bottom-dwelling and interlayers of water layer.

Key words: Caspian Sea, the dissolved forms, titanium, vanadium, concentration, water layer.

References

1. Vinogradova Je.A., Eremina N.Je., Kogan G.M. O vertikal'nom raspredelenii mikrojelementov, rastvorenyh v vode Chernogo morja [On the vertical distribution of microelements dissolved in the Black Sea water]. DAN SSSR, 1971, Vol. 204, No. 3, pp. 704–706. (in Russian)
2. Geohimija jelementov – gidrolizatorov [Geochemistry of elements - hydrolyzers]. (A.P. Lisicyn, E.G. Gurvich, V.N. Lukashin i dr.; Otv. red. A.B. Ronov). M.: Nauka, 1980, 240 p. (in Russian)
3. Davydenko D.B., Davydenko E.D., Isaev V.S., Kleshhenkov A.V., Mohov A.V., Parada S.G. Opyt vyjavlenija i izuchenija zon jendogennoj fljuidizacii kompleksom distancionnyh i gazogeochemicheskikh metodov [Experience in the identification and study of endogenous fluidization zones by a complex of remote and gas-geochemical methods]. Nauka Juga Rossii, 2014, Vol. 10, No. 1, pp. 25–34. (in Russian)
4. Zakrutkin V.E., Bessonov O.A, Kovalev V.V. Kolebanie urovnja Kaspijskogo morja: geologicheskie i social'no-jekologicheskie posledstvija na Rossijskom poberezh'e [Fluctuation of the Caspian Sea level: geological,

social and environmental consequences on the Russian coast]. *Izvestija SKNC VSh. Estestvennye nauki*, 2002, No. 3, pp. 72–79. (in Russian)

5. Kovalev V.V. Prichiny jevstazii Kaspijskogo morja [Causes of eustasia of the Caspian Sea]. *Izvestija SKNC VSh. Estestvennye nauki*, 2003, No. 2, pp. 1–9. (in Russian)

6. Kovalev V.V., Parada S.G. Geologicheskie aspekty sovremennyh izmenenij urovnja Kaspijskogo morja [Geological aspects of current changes in the level of the Caspian Sea]. *Vestnik Juzhnogo nauchnogo centra*, 2013, Vol. 9, No. 2, pp. 38–46. (in Russian)

7. Kovalev V.V., Parada S.G. Zakonomernosti raspredelenija mikrojelementov v gidrobiontah Kaspijskogo morja [Regularities of distribution of microelements in the hydrobionts of the Caspian Sea]. *Okruzhajushhaja sreda i chelovek, Sovremennye problemy genetiki, selekcii i biotekhnologii: materialy mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii i molodezhnoj nauchnoj konferencii pamjati chlena-korrespondenta RAN D.G. Matishova (g. Rostov-na-Donu, Rossija, 5–8 sentjabrja 2016 g.)* / [gl. red. akad. G.G. Matishov], Rostov n/D: Izd-vo JuNC RAN, 2016, pp. 359–361. (in Russian)

8. Kovalev V.V., Felicyan S.I. Raspredelenie rastvorenyh form zheleza i marganca v vodnoj tolshhe Kaspijskogo morja [Distribution of dissolved forms of iron and manganese in the water column of the Caspian Sea]. *Geologija i geofizika juga Rossii*, 2016, No. 3, pp. 85–97. (in Russian)

9. Konovalov G.S., Ivanova A.A., Kolesnikova T.H. Rassejannye i redkie jelementy, rastvorenyye v vode i sodержashiesja vo vzveshennyh veshhestvah glavnejshih rek SSSR [Scattered and rare elements dissolved in water and contained in suspended solids of the main rivers of the USSR]. *Geohimija osadochnyh porod i rud*, M.: Nauka, 1968, pp. 151–176. (in Russian)

10. Konovalov G.S. Ivanova A. A. Rechnoj stok mikrojelementov s territorii SSSR v morskije bassejny [River discharge of microelements from the territory of the USSR to marine basins] *Okeanologija*, 1970, Vol. 10, Issue 4, pp. 628–636. (in Russian)

11. Konovalov G.S., Koreneva V.I. Vynos mikrojelementov rechnym stokom s territorii SSSR v morja v sovremennyj period [Removal of microelements by river flow from the territory of the USSR to the seas in the modern period] *Gidrohimi. Mater*, 1979, Vol. XXV, pp. 11–21. (in Russian)

12. Krauskopf K.V. Faktory, kontrolirujushhie koncentracii trinadcati redkih metallov v morskoy vode [Factors controlling the concentration of thirteen rare metals in seawater]. *Geohimija litogeneza*, M.: Nauka, 1963, pp. 128–133. (in Russian)

13. Lisicyan A.P. Processy okeanskoj sedimentacii. *Litologija i geohimija* [Processes of ocean sedimentation. Lithology and Geochemistry]. M.: Nauka, 1978, 391 p. (in Russian)

14. Morozov N.P., Patin S.A., Demina L.Ja. Perehodnye i tjazhelye metally v vodah Severnoj Atlantiki [Transitional and heavy metals in the waters of the North Atlantic]. *Tr. GOIN*, M.: Issue 127, pp. 77–94. (in Russian)

15. Parada S.G., Holod Ju.V., Shishkalov I.Ju. Geohimija vtorichnyh oreolov rassejanija Malka-Mushtinskogo rudnogo uzla (Severnyj Kavkaz) [Geochemistry of secondary dispersion halos of the Malka-Mushta ore cluster (North Caucasus)]. *Nauka Juga Rossii*, 2011, Vol. 7, No. 3, pp. 55–60. (in Russian)

16. Usenova N.A., Dil'maganbetov S.N. O sodержanii nekotoryh mikrojelementov v vode r. Jemby Aktjubinskoj oblasti [On the content of some trace elements in the water of the river. Emba of the Aktyubinsk region]. *Geologija, geografija, i global'naja jenergija*, 2010, No. 2 (37), pp. 148–152. (in Russian)

17. Holodov V.N., Turovskij D.S. K probleme osadkonakoplenija v Kaspijskom more [On the problem of sediment accumulation in the Caspian Sea]. *Litologija i poleznye iskopaemye*. – 1985. No. 1, pp. 17–34. (in Russian)

УДК 549.211:550.834

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ТОМОГРАФИЯ: О ГЕНЕЗИСЕ АЛМАЗОНОСНЫХ ТРУБОК

© 2017 А. В. Николаев¹, член-корр. РАН, д.ф.-м.н., проф., В. И. Французова²,
к.ф.-м.н.

¹ФГБУН Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, Россия, 123995, Москва, ул.
Б. Грузинская, 10, e-mail: nikavs1@gmail.com;

²ФГБУН Институт экологических проблем Севера Уральского отделения
Российской академии наук, Россия, 163000, Архангельск, Набережная Северной
Двины, 23, e-mail: franzusova@gmail.com

Проведены исследования строения литосферы Севера Европейской части России методом эмиссионной сейсмической томографии ММЗ, использующим микросейсмь, регистрируемые на поверхности. Полученные сейсмические разрезы показывают субвертикальную неоднородность участков литосферы, на которых отчетливо видны кимберлитовые трубки. Исследованы сравнительные морфологические особенности четырех трубок Архангельской области. Эти результаты сопоставлены с данными по другим кимберлитовым трубкам, обсуждается проблема их эндогенного происхождения. Геологическая интерпретация генезиса и эволюции трубок противоречива, их модели разнообразны. На основании новых результатов томографических исследований субвертикальных неоднородностей систематизированы данные о морфологии геологических структур. Обсуждаются проблемы алмазных месторождений, связанных с импактными структурами, образованными ударами астероидов. Высказаны гипотезы, примиряющие противоречивые точки зрения, включающие новые представления о механизмах эволюции геологического вещества, минерагении, трансмутации элементов, участие холодного ядерного синтеза, образования и роста кристаллов алмазов. Описаны парадоксы, связанные с нематериальными дистанционными воздействиями на теллурические процессы и их возможное участие в минералообразовании. Обсуждаются аналогия эволюции кимберлитовых трубок. Предложены направления дальнейших исследований субвертикальных неоднородностей земной коры.

Ключевые слова: томография, метод микросейсмического зондирования, субвертикальные неоднородности, кимберлиты, алмазы, минерагения, трансмутация, холодный ядерный синтез, астроблемы.

Предисловие

В настоящее время происходит быстрое изменение естественнонаучного мировоззрения физики, химии, геологии. Экспериментальные результаты последних десятилетий в корне изменяют существующие представления о процессах, управляющих эволюцией вещества. Ключевыми словами нового естествознания стали трансмутация элементов и минералов, холодный ядерный синтез (ХЯС) – lowenergy nucleation (LENR), нематериальные физические поля. В эти процессы включена косная природа и живая.

Много очевидных свидетельств этому являет геология. Очевидны парадоксы геологической эволюции, несостоятельность геологического принципа актуализма. Одним из проявлений геологических противоречий является проблема субвертикальных неоднородностей коры и мантии и связанные с ней вопросы их генезиса, образования кимберлитовых трубок, их эволюции, возникновения алмазов и сопутствующих минералов.

Методы сейсмической томографии, сейсмического мониторинга позволили увидеть новые черты строения коры и верхней мантии. Это резко усилило наше «геофизическое зрение» и породило новые вопросы, на которые пока нет четких ответов. Это заставляет нас пользоваться эвристическими методами, опирающимися на опыт и интуицию исследователей, методы отдаленных аналогий, составлением неоднозначных результатов-сценариев.

Наша техническая и идеологическая переориентация должна заключаться в признании и развитии нового геофизического инструмента – сейсмической томографии на основе микросейсм и свободе от табу, запрещавших трансмутацию элементов явления дистанционного воздействия внешних необратимых процессов на состояние вещества сложных систем, вплоть до изменений вещества и протекающих в нем явлений [Козырев, 1991].

Существующие представления о строении литосферы, геотомография

Существующие представления о строении литосферы получены по данным геофизики, главным образом с использованием сейсмического метода – сейсморазведки, глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), обменных волн землетрясений (МОВЗ), ориентированных на выявление субгоризонтальных неоднородностей, изучение слоистых сред.

Большинство алгоритмов интерпретации основаны на уточнении слоисто-однородной модели с однородно-блоковыми слоями и выявляют, хорошо выраженные, геологические неоднородности. При этом достигается грубая аппроксимация геологической среды, удовлетворяющая геологов на начальной стадии исследований, когда прорисовываются главные контуры крупных геологических структур. Вместе с тем методы поверхностных сейсмических и геофизических наблюдений, магнитного, электрического, гравитационного не всегда обнаруживают присутствия субвертикальных геологических тел, кимберлитовых трубок.

Методы геотомографии развивались применительно к изучению сложнопостроенных сред. Наше изучение структуры литосферы основывается на результатах исследований методом сейсмической томографии, изучения пространственной неоднородности упругих свойств среды, геологических объектов сложной формы – зон разломов, инклюзий, на которых происходит дифракция, рассеяние, нелинейные искажения формы сейсмических волн. Методы сейсмической томографии развиты в последние десятилетия и применяются, главным образом, для практических задач геофизической разведки полезных ископаемых [Николаев, 1997]. Особенно эффективным по своим разведочным возможностям является метод микросейсмических землетрясений, использующий рассеянные волны Релея (ММЗ) [Горбатилов, 2006]. Этот метод применен в различных геологических условиях и позволил впервые увидеть субвертикальные геологические неоднородности там, где традиционные методы структурной сейсмологии не могли их обнаружить [Горбатилов, Цуканов, 2011; Горбатилов и др., 2009].

Существующие представления о кимберлитовых трубках

Кимберлитовые алмазоносные трубки и пространственные закономерности геологических условий их образования характеризуются устойчивыми морфологическими особенностями, типовые черты которых проявляются схожим образом

в различных геологических регионах – в южной Якутии, Архангельской области, Африке, Австралии, Индии.

Традиционно считается, что кимберлитовая трубка это субвертикальная магматическая структура, проникающая глубоко в литосферу на глубину 150-200 км и более, минеральный состав тела трубки – кимберлит, метаморфизованный обломочный материал, первоначально магматический, подвергшийся метасоматическим изменениям.

Алмазоносная трубка расширяется у поверхности земли и образует кольцевую структуру поперечником несколько сотен метров – километры. Таким образом, кимберлитовое тело имеет форму бокала, длинная ножка которого уходит глубоко в литосферу.

Алмазы образуются на глубине около 150 км и больше, температура 1300-1500°, давление 30-50 кбар.

В минерации кимберлита существенная роль принадлежит воде, подземным водам; алмазоносные трубки приурочены к рекам, озерам, морям.

Представления о строении кимберлитовых трубок основаны на данных полевой геологии, геофизики, бурения в их верхней части, а данные о больших глубинах – по данным геофизической разведки.

Все существующие трубки расположены на платформенных участках, геологических щитах, характеризующихся большой мощностью земной коры, сравнительно низкой сейсмической активностью.

Особенно интересны результаты исследований ММЗ в Архангельской области, где обнаружены алмазоносные трубки, исследованы их морфологические особенности, неизвестные ранее [Французова, Данилов, 2016а, б]. Это дает возможность существенно дополнить представления о генезисе алмазоносных трубок в Архангельской алмазоносной провинции и в других географических областях, имея в виду подобие закономерностей, установленных в разных районах мира.

Особый интерес представляет сама воронка взрыва, ее форма, текстура кимберлитов, их алмазоносность. В основе настоящей статьи материалы наших исследований по сейсмотомографии ММЗ, их геолого-геофизическая интерпретация с позиций эвристического метода, не отягощенного многими существующими представлениями о природе вещей, дополненного современными знаниями о процессах минерации, трансмутации элементов и ХЯС, остающимися пока в тени многих исследований. Такой подход связан с риском получения искаженных представлений о природе вещей, но зато – перспектива получения новых знаний, идей, шаг в неизвестное.

Существующие представления об алмазоносных трубках и гипотезы

Многие геологи считают, что кимберлитовая трубка – структура взрыва. По этим данным трубка похожа на сравнительно длинную рюмку, уходящую ножкой глубоко в мантию. Эта геологическая гипотеза, основанная на анализе данных минералогического состава кимберлитов, геологической породы заполнения трубки и воронкообразного, кольцевого характера ее приповерхностной части. Исследование трубки им. М. В. Ломоносова методом ММЗ, показало, что ее верхняя расширенная часть имеет глубину около 1 км, сама трубка имеет форму, соответствующую скорее «столбу обрушения», образуемому в карстовых областях и при подземных

ядерных взрывах, чем взрыву на выброс с образованием взрывной воронки [Французова, Данилов, 2016а]. Верхняя часть трубок сформирована без взрыва, тектоническим путем, образованием трещин отрыва, нарушениями сплошности среды, возможно, минерагении, трансмутациями геологического вещества, постепенным расширением зоны трещиноватости и ее приобщением к кимберлитовой трубке.

Алмазоносные трубки существенно отличаются от вулканических структур эксплозивного генезиса. Вулканический взрыв происходит у поверхности, сопровождается выбросом вещества, изливающаяся лава, пепел образуют вулканический конус. Питающая магматическая камера находится сравнительно неглубоко, десять-двадцать км. Правда, сама она соединяется, видимо, каналом с мантией, здесь следуем гипотезе геологов, геофизическими методами это пока не доказано.

При неглубоких подземных ядерных взрывах тоже образуется воронка. Сейчас ядерные взрывы на выброс запрещены, но даже если сразу после взрыва на поверхности отсутствуют изменения рельефа и утечка радиоактивных эманаций не происходит, то с течением времени над камерой взрыва на поверхности образуется провальная структура, благодаря тому, что к дневной поверхности подходит столб обрушения, который с течением времени расширяется. Образование взрывных структур происходит за первые десятки лет, а образование алмазоносных трубок – за миллионы лет.

Эволюция кимберлитовых трубок

Обычно образование и эволюция каналов, выносящих на поверхность воду, газ, связанных с газовыми и водяными эманациями – дегидратацией и дегазацией, минеральными превращениями и транспортом вещества, сопровождается процессами метасоматоза, минерального замещения, идущим снизу вверх, из глубин к поверхности. Предполагается, что это сопряжено с выдавливанием вещества к поверхности, своего рода перистальтикой, перистальтическими волнами. Качественные модели этого геологического процесса не рассматривают сопровождающих явлений – звука и геохимических изменений газов и воды, выходящих на поверхность.

Таким образом, образование и эволюция субвертикальных каналов – кимберлитовых трубок, даек, жил, через которые происходит транспорт вещества, возможно не только в результате силового выдавливания, но и благодаря процессу просачивания эманаций, своего рода перколяции. Этот процесс не магматический, связан со структурой вещества, его проницаемостью. В процессе метасоматоза возможен транспорт и вынос вещества, эта разгрузка и уменьшение напряжений сопровождается развитием трещиноватости, что поддерживает дальнейшее расширение канала.

Среда повышенной проницаемости характеризуется сравнительно низкими скоростями сейсмических волн, продольных и поперечных, которая может контролироваться сейсмическим мониторингом. Видимо, аномалии скоростей поперечных волн выражены сильнее, чем продольных, такое предположение основано на том, что тензочувствительность поперечных волн в горных породах выше, чем волн продольных [Николаев, 1987].

Пространственное распределение кимберлитовых трубок

Пространственное распределение кимберлитовых трубок характеризуется несколькими закономерностями. Трубки находятся, как правило, в платформенных областях, на щитах, границах тектонически малоактивных блоков, в районах невы-

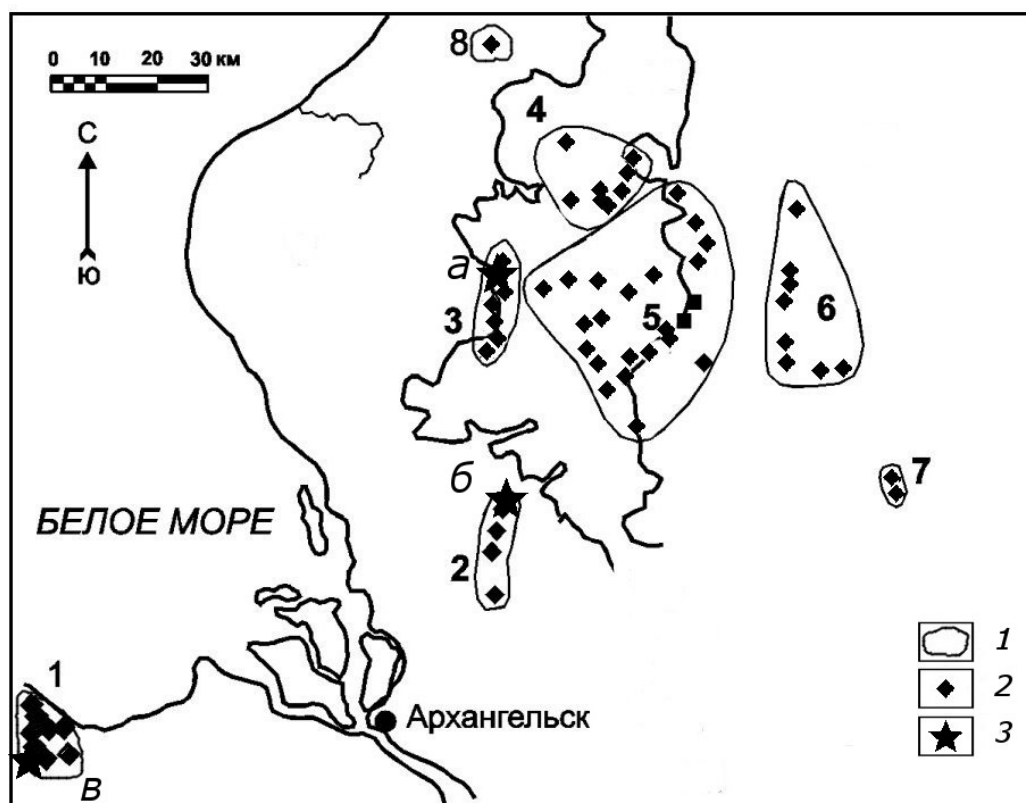


Рис. 1. Схема размещения магматических пород ААП [Еременко, Ненахов, 1987], доработанная. 1 – кимберлитовые поля (1 – Ненокское, 2 – Ижмозёрское, 3 – Золотицкое, 4 – Верхотинское, 5 – Кепинское, 6 – Турьинское, 7 – Полтинское, 8 – Мельское); 2 – трубки взрыва; 3 – трубки взрыва, исследованные методом микросейсмического зондирования (а – им. М. В. Ломоносова; б – Чидвинская; в – С10)

сокой сейсмической активности. Это исключает крупные рифтовые зоны, активные границы сочленения тектонических плит. Северо-запад Русской платформы, Архангельская область, Северный Урал, Центральная Сибирь, Якутия как раз и являются такими областями. Кимберлитовые провинции Северной Америки, Австралии, Южной Африки обладают теми же общими геологическими особенностями. Это свидетельствует о том, что возникновение кимберлитов – транспортных коридоров вещества наверх, сквозь литосферу из верхней мантии определено структурой верхней литосферы, во всяком случае, ее глобальными характеристиками, эндогенной активностью, разломной тектоникой и может быть проявлено на поверхности геоморфологическими линеаментами.

Существенным результатом томографических исследований в Архангельской алмазодобывающей провинции (ААП) является картирование найденных кимберлитовых трубок, обнаружение целого их кластера к северо-востоку от Архангельска, указанного на рисунке 1: это трубки им. Ломоносова, С10, Чидвинская. На рисунках 1 и 2 показаны кимберлитовые трубки и карта кровли кристаллического фундамента в районе Архангельска.

Этот рисунок показывает, как отражена на поверхности земли сложность, геологическая неоднородность больших глубин: по существу, кимберлитовые трубки проектируются практически вертикально вглубь, в литосферу, туда, где они зародились.

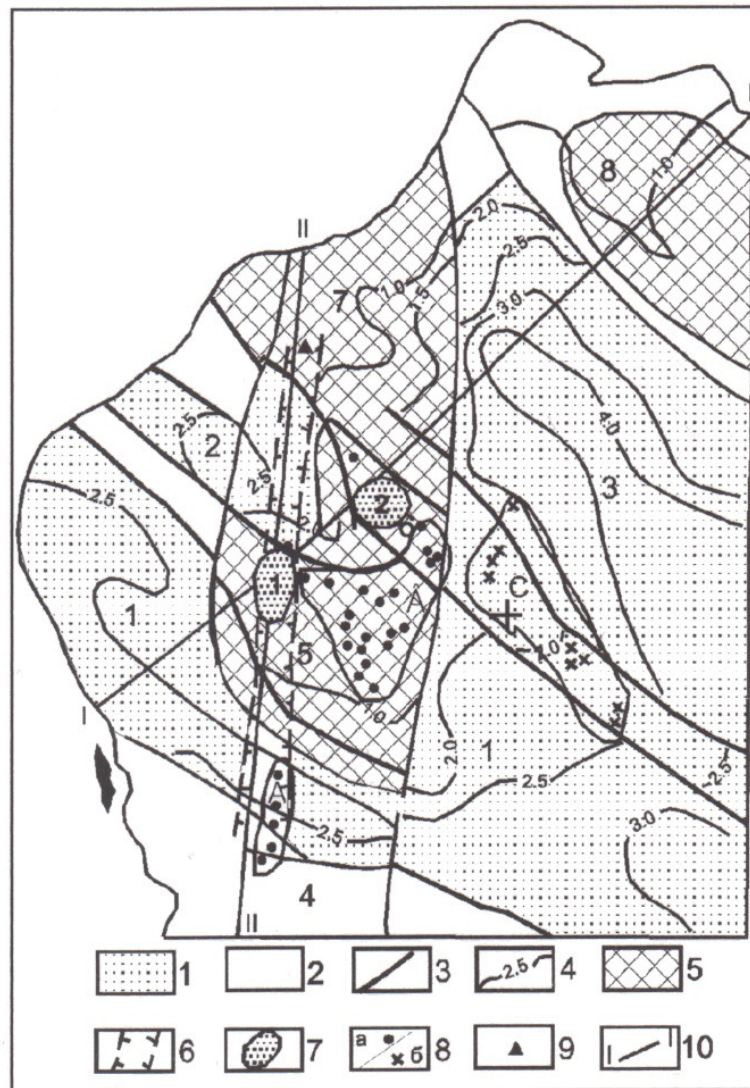


Рис. 2. Схема строения кристаллического фундамента Зимнебережного района [Еременко, Ненахов, 1987]: 1 – рифейские грабены; 2 – выступы фундамента; 3 – основные разломы; 4 – изогипсы фундамента; 5 – области высокого сопротивления верхней мантии; 6 – Мельско-Чидвинская зона проводимости; 7 – группы кимберлитовых тел (1 – Золотицкая, 2 – Верхотинская); 8 – трубки взрыва: а – кимберлитовые и меллититовые; б – базальтовые; 9 – кимберлитовые силлы р. Мела; 10 – профили КМПВ и МТЗ. Тектоническое районирование: рифейские рифтовые грабены: 1-Керецкий, 2 – Чубальский, 3 – Лешуконский; выступы фундамента: 4 – Архангельский, 5 – Золотицкий, 6-Верхотинский 7-Ручьевский, 8 – Кулойский. А – Ижмозерское поле; В – Кепинское поле; С – Саяно-Пинежский базальтовый комплекс

На рисунке 3 показаны разрезы ММЗ трубки им. Ломоносова, Чидвинская и С10 – до 2000 м.

Наблюдаемое на поверхности магнитное поле характеризуется повышенными значениями, приуроченными к выступам кристаллического фундамента. Географическое распределение алмазоносных трубок не дают достаточного основания для районирования территории по алмазоносности, обеспечивающего дальнейшие поиски. Мы снова приходим к выводу о необходимости продолжать детальные томографические исследования структуры больших глубин, земной коры и литосферы, повысить плотность системы наблюдений, увеличить детальность геофизической

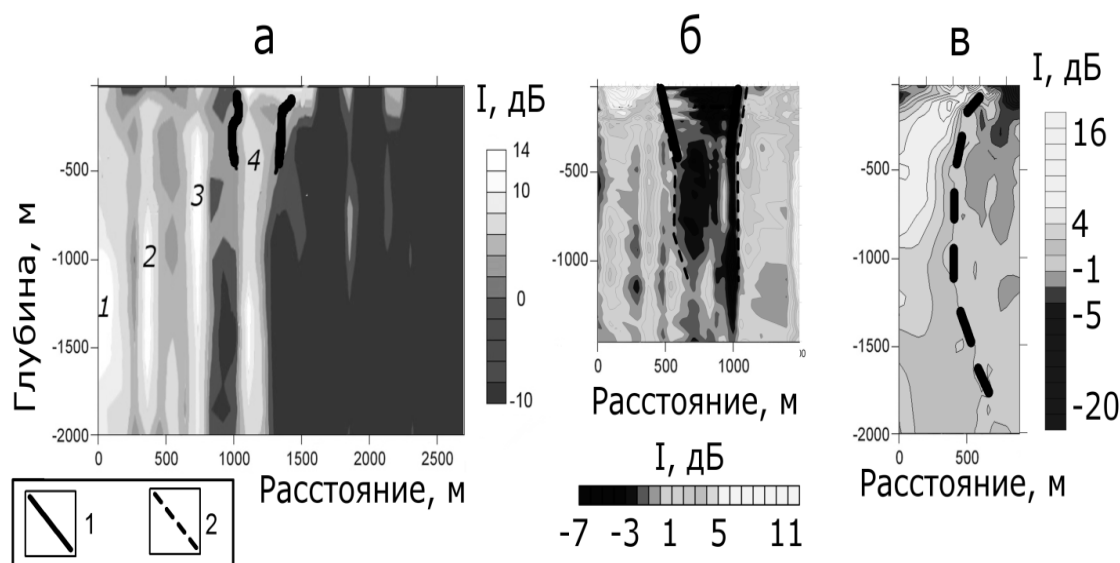


Рис. 3. Геофизические разрезы вдоль профилей, пересекающих трубки взрыва: (а) – им. М. В. Ломоносова, с номерами выделенных низкоскоростных неоднородностей, (б) – Чидвинская Ижмозерского; (в) – С10 Ненокского полей ААП: 1-контуры трубки взрыва по геофизическим данным [Вержаск и др., 1987; Вержаск, Гаранин, 2005]; 2 – контуры трубок взрыва по данным ММЗ

разведки. Вооруженные этими знаниями, мы можем планировать дальнейшие исследования по сейсмической томографии, расширить район поисков на обширные территории России

Образование алмазов

О генезисе и росте кристаллов у геологов разные мнения. Правда, образование крупных ювелирных кристаллов взрывом в основном отвергается. Но геологи не могут объяснить некоторые закономерности, в которых можно видеть аналог проблемы генезиса алмазов и других кристаллов. Известно, что, чем более медленно испаряется растворитель, осуществляется сухая возгонка вещества или понижается температура расплавленного вещества, тем совершеннее форма кристалла. Отсюда вывод, что образование больших кристаллов не может произойти одновременно с быстрым изменением питающей среды, хотя многие кристаллы – льда, поваренной соли и другие происходят очень быстро с изменением термодинамических условий. Сами алмазы, так же как и другие кристаллы минеральных пород, образованы не в момент взрыва, а позже. Подобно тому, как образование кимберлитовых трубок, их рост происходил постепенно, потребовались многие тысячи и миллионы лет на рост кристаллов алмаза и других минералов.

Если согласиться с тем, что кристаллы алмазов выросли удивительным образом «из ничего», то можно ответить на вопрос о том, почему кристаллы алмаза часто имеют сравнительно правильную форму – ромбы, выглядят слишком свежо, их грани не окатаны временем, транспортом вещества, как кристаллы других минералов. Похоже, что подобно живому организму, зародыш алмаза рос в водно-минеральной среде, расталкивая вмещающую породу.

В последние годы были разработаны многочисленные технологии создания искусственных алмазов, в основном использующие большие температуры, выше

1000 градусов, и давления (есть технологии, использующие низкотемпературный синтез). Полвека назад в Советском Союзе были произведены успешные опыты по низкотемпературному синтезу алмазов из метана.

Отметим парадоксальное явление кристаллизации жидкости в приборе шторм-глас «химическом барометре» – стеклянной колбе размером с наружный термометр, заполненной рабочей жидкостью – спиртовой смесью буры, камфоры, селитры и нашатыря. Жидкость реагирует появлением кристаллов перед изменениями погоды – приближением шторма, шквалистого ветра, других явлений, в том числе и на некоторые астрособытия. Механизм явления не ясен, воздействие дистанционное, образование кристаллов происходит при постоянном давлении и температуре. Подобное может происходить и в минеральной кристаллизации [Жвирблис, 1979].

Отдаленный аналог минеральной кристаллизации можно видеть в образовании жеод – кремниевых закрытых оболочек, размером от нескольких сантиметров до метров, внутри которых находятся аметисты – кристаллы фиолетового кварца. Откуда взялся кварц, как выросли кристаллы, если через кремниевую оболочку не поступало вещество, как образовалась сама кремниевая оболочка? Геологи не имеют единого мнения относительно генезиса жеод, это такой же загадочный вопрос, как образование железо-марганцевых конкреций, которыми выстелены огромные площади абиссали Индийского и других океанов и морей.

Астроблемы Попигай и Воротиловская

Качественная картина образования алмазов, альтернативная термодинамическому генезису, в общих чертах не противоречит импактному генезису, ярким примером которого является астроблема Попигай. На севере Сибири обнаружены алмазы в астроблеме, поперечник кольцевой структуры около 100 км. Падение астероида произошло в конце эоцена, около 30 миллионов лет назад [Вишневский]. Брекчии, слагающие верхнюю часть тела, имеют высокое содержание мелких, не ювелирных алмазов размером до 0,1 мм, что отвергает гипотезу их глубинного происхождения, транспорта из глубины наверх. Следовательно, алмазы могут образовываться и не на больших глубинах. Их образование произошло, видимо, как одномоментно при ударе астероида, так и, возможно, в связи с постепенным ростом из воды или газов «литосферных фумарол».

В кратере, образованном ударом Аризонского метеорита (юг США), также найдены мелкие алмазы, но их удельное содержание значительно меньше, чем на Попигае.

В Нижегородской области находится Воротиловская астроблема, геологическая структура. Она имеет поперечник около 80 км и возникла от удара астероида примерно 165 млн. лет назад. В ее центре пробурена глубокая скважина (6500 м), в которой на глубине 2600 м. в течение пяти лет ведутся непрерывные сейсмические наблюдения высокочастотным широкополосным сейсмографом [Беляков и др., 2017]. Следуя аналогии, можно предположить, что эта импактная структура также алмазонасна. Прямой ответ на этот вопрос могут дать детальные исследования хранящегося керна и химический анализ подземных вод. С другой стороны, анализ тонкой структуры, связанной с высшими гармониками сейсмического шума, случайными импульсными воздействиями сигналов сейсмической эмиссии в скважине даст импульс к постановке аналогичных исследований на Попигае. Во всяком случае, нельзя отвергать перспективу поиска алмазов и сравнительного изучения астроблем.

Заключение

Проблемы образования кимберлитовых трубок, алмазы, кристаллы различных минералов рассматриваются геологами на основании существующих экспериментальных данных минералогенеза и геофизической разведки, сейсмологии.

В последние десятилетия получены новые экспериментальные данные о строении земной коры, литосферы на основании результатов полевых исследований методом сейсмической шумовой томографии ММЗ, полученные в районе Архангельска при изучении субвертикальных неоднородностей – кимберлитовых трубок, данные о возникновении «столбов обрушения» подземных ядерных взрывов, результаты геолого-геофизических исследований импактных структур-астроблем – Попигайской, Воротиловской, Аризонского метеоритного кратера. Все это убеждает в возможности иного понимания процессов возникновения алмазов и других минеральных кристаллов, построить новые гипотезы геологической эволюции литосферы, генезиса кимберлитовых трубок, возникновения алмазов.

Эти представления существенно расширены привлечением аналогий, основанных на идеях холодного ядерного синтеза, трансмутации элементов и минералов, в том числе дистанционными воздействиями. При этом возникает чрезвычайно широкое разнообразие решений-сценариев геологической эволюции вещества, во многом парадоксальной. Мы, тем не менее, не стали что-либо отсеивать, руководствуясь принципом «этого не может быть, потому что не может быть никогда». Такая эвристическая интерпретация разрозненных фактов допустима на начальном этапе создания новой парадигмы, связанным с творческим риском, риском ошибки «упущенных возможностей». Но без этого не проникнуть в понимание геологической природы вещей.

Благодарности

Авторы благодарны своим коллегам: А. В. Горбатикову за обсуждение проблем ММЗ, исследования субвертикальных структур и полезные советы; Н. С. Соболеву за обсуждение геологических проблем алмазоносности, К. Б. Данилову, принявшему активное участие в работах по ММЗЖ и интерпретации данных на различных этапах исследования кимберлитовых трубок ААП.

Литература

1. Беляков А. С., Диденкулов И. Н., Жигалин А. Д., Лавров В. С., Молеханов А. И., Николаев А. В. Сейсмоакустический мониторинг в Воротиловской глубокой скважине: методы и результаты // Геология и геофизика Юга России. – 2017. – № 3. – С. 5-12.
2. Вержак В. В., Медведев В. А., Веричев Е. М. и др. Отчет о результатах разведки кимберлитовых трубок месторождения им. Ломоносова в 1983-1987 гг. – Архангельск: ПГО «Архангельскгеология» Беломорская геологоразведочная экспедиция, 1987. – 2534 с.
3. Вержак В. В., Гаранин К. В. Экологические проблемы освоения месторождений алмаза Архангельской алмазоносной провинции и некоторые пути их решения // Геология алмаза – настоящее и будущее. – Воронеж: изд-во ВГУ, 2005. – 246 с.
4. Вишневский С. А. Попигайская астроблема // «ГЕОС». – Новосибирск. – 2017. – С. 169.

5. Горбатиков А. В., Цуканов А. А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. – 2011. – № 4. – С. 96-112.
6. Горбатиков А. В. Пат. РФ № 2271554. Бюл. изобр. 2006, № 7.
7. Горбатиков А. В., Ларин Н. В., Моисеев Е. И., Беляшов А. В. Применение метода микросейсмического зондирования для изучения строения погребенной трубки взрыва // ДАН. – 2009. – Т. 428. № 4. – С. 526-530.
8. Горшков В. Н. Попигайский кратер – по следам катастрофы // <http://vitaly-gorshkov.livejournal.com/1145.html>.
9. Ерёменко А. В., Ненахов В. М. Геология и геодинамическая модель формирования трубок взрыва ААП // Вестник ВГУ, Геология. – 2002. – № 1. – С. 36-42.
10. Жвирблис В. А. Что такое штормглас // Химия и жизнь. – 1979. – № 6. – С. 73-75.
11. Козырев А. Н. 1989. Избранные труды. – Л.: Изд. ЛГУ, 1991. – С. 445.
12. Николаев А. В. Проблемы геотомографии // Проблемы геотомографии. – М.: Наука, 1997. – С. 4-38.
13. Николаев А. В. Проблемы нелинейной сейсмологии // Проблемы нелинейной сейсмологии. – М.: Наука, 1987. – С. 5-19.
14. Французова В. И., Данилов К. Б. Сравнение результатов исследования методом микросейсмического зондирования трубок взрыва Архангельской Алмазоносной Провинции // Матер. Всерос. конф. «Глубинное строение, минералогия, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов». – Воронеж: ВГУ, 2016а. – С. 409-413.
15. Французова В. И., Данилов К. Б. Структура трубки взрыва им. М. В. Ломоносова Архангельской Алмазоносной Провинции // Вулканология и сейсмология. – 2016б. – № 5. – С. 71-78.

SEISMIC TOMOGRAPHY: ON THE GENESIS OF THE DIAMOND PIPES

© 2017 A. V. Nikolaev¹, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., V. I. Franzusova², Sc. Candidate (Phys.-Math.)

¹Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Russia 123995, Moscow, Bolshaya Gruzinskaya Str., 10, e-mail: nikavs1@gmail.com;

²Institute of ecological problems of the North, Ural branch of the Russian Academy of Sciences, Russia, 163000, Arkhangelsk, Northern Dvina Embankment, 23, e-mail: franzusova@gmail.com

Studies on the structure of the lithosphere in the Northern European part of the Russia by the method of seismic emission tomography MMS that uses microseisms registered on the surface were conducted. The obtained seismic sections show subvertical heterogeneities of the lithosphere sections, which are clearly visible kimberlite pipes. Comparative morphological features of the four pipes in Arkhangelsk region were studied. These results are compared with data on other kimberlite pipes, the problem of their endogenous origin is discussed. Geological interpretation of the genesis and evolution of the pipes is inconsistent, their models are varied. Based on new results of subvertical tomographic in homogeneities research the data on morphology of geological structures

are systematized. Problems of diamond deposits associated with impact structures formed by asteroids strikes are discussed. The hypotheses reconciling contradictory points of view that include new understandings about the geological substance evolution mechanisms, minerageny, transmutation of elements, cold nuclear fusion, formation and growth of diamond crystals are presented. Paradoxes associated with intangible distance effects on telluric processes and their possible contribution in mineral formation are described. The analogy of kimberlite pipes evolution is discussed. Directions for further researches of Earth's crusts subvertical heterogeneities are proposed.

Keywords: tomography, microseismic sensing method, subvertical heterogeneity, kimberlite, diamonds, minerageny, transmutation, cold nuclear fusion, astroblems.

References

1. Beljakov A. S., Didenkulov I. N., Zhigalin A. D., Lavrov V. S., Molehanov A. I., Nikolaev A. V. Sejsmoakusticheskiy monitoring v Vorotilovskoy glubokoy skvazhine: metody i rezul'taty [Seismoacoustic monitoring in the Vorotilovskaya deep well: methods and results]. *Geologiya i geofizika Juga Rossii*, 2017, No. 3, pp. 5-12. (in Russian)
2. Verzhak V. V., Medvedev V. A., Verichev E. M. i dr. Otchet o rezul'tatah razvedki kimberlitovykh trubok mestorozhdeniya im. Lomonosova v 1983-1987 gg. [Report on the results of exploration of kimberlite pipes of the Lomonosov deposit in 1983-1987]. Arhangel'sk: PGO «Arhangel'skgeologiya» Belomorskaya geologorazvedochnaya jekspeditsiya, 1987, 2534 p. (in Russian)
3. Verzhak V. V., Garanin K. V. Jekologicheskie problemy osvoenija mestorozhdenij almaza Arhangel'skoj almazonosnoj provincii i nekotorye puti ih reshenija [Ecological problems of developing diamond deposits in the Arkhangelsk diamond province and some ways to solve them]. *Geologiya almaza – nastojashhee i budushhee*, Voronezh: izd-vo VGU, 2005, 246 p. (in Russian)
4. Vishnevskij S. A. Popigajskaja astroblema [Popigay astrobleme]. «GEOS», Novosibirsk, 2017, 169 p. (in Russian)
5. Gorbatikov A. V., Cukanov A. A. Modelirovanie voln Rjeleja vblizi rasseivajushhih skorostnykh neodnorodnostej. Issledovanie vozmozhnostej metoda mikrosejsmicheskogo zondirovanija [Modeling of Rayleigh waves near scattering velocity inhomogeneities. Investigation of the possibilities of the method of microseismic sounding the Pigaya astroblem]. *Fizika Zemli*, 2011, No. 4, pp. 96-112. (in Russian)
6. Gorbatikov A. V. Pat. RF №2271554 [Pat. Of the Russian Federation No. 2271554]. *Bjul. izobr.*, 2006, No. 7. (in Russian)
7. Gorbatikov A. V., Larin N. V., Moiseev E. I., Beljashov A. V. Primenenie metoda mikrosejsmicheskogo zondirovanija dlja izuchenija stroenija pogrebennoj trubki vzryva [Application of the method of microseismic sounding to study the structure of the buried volcanic pipe]. *DAN*, 2009, Vol. 428, No. 4, pp. 526-530. (in Russian)
8. Gorshkov V. N. Popigajskij krater – po sledam katastrofy [Popigay crater – by accident footsteps]. <http://vitaly-gorshkov.livejournal.com/1145.html>. (in Russian)
9. Erjomenko A. V., Nenahov V. M. Geologiya i geodinamicheskaja model' formirovanija trubok vzryva AAP [Geology and geodynamic formation model of AAP volcanic pipes]. *Vestnik VGU, Geologiya*, 2002, No. 1, pp. 36-42. (in Russian)
10. Zhvirblis V. A. Chto takoe shtormglass [What is a stormglass]. *Himija i zhizn'*, 1979, No. 6, pp. 73-75. (in Russian)
11. Kozyrev A. N. 1989. Izbrannye trudy [Selected works]. L.: Izd. LGU, 1991, 445 p. (in Russian)
12. Nikolaev A. V. Problemy geotomografii [Problems of geotomography]. *Problemy geotomografii*, M.: Nauka, 1997, pp. 4-38. (in Russian)
13. Nikolaev A. V. Problemy nelinejnoj sejsmiki [Problems of nonlinear seismology]. *Problemy nelinejnoj sejsmiki*, M.: Nauka, 1987, pp. 5-19. (in Russian)
14. Francuzova V. I., Danilov K. B. Sravnenie rezul'tatov issledovanija metodom mikrosejsmicheskogo zondirovanija trubok vzryva Arhangel'skoj Almazonosnoj Provincii [Comparison of the results of the study by the method of microseismic sounding of the volcanic pipes of the Arkhangelsk Diamond Province]. *Mater. Vseros. konf. «Glubinnoe stroenie, mineragenija, sovremennaja geodinamika i sejsmichnost' Vostochno-Evropskoj platformy i sopredel'nyh regionov»*, Voronezh: VGU, 2016a, pp. 409-413. (in Russian)
15. Francuzova V. I., Danilov K. B. Struktura trubki vzryva im. M. V. Lomonosova Arhangel'skoj Almazonosnoj Provincii [Structure of the volcanic pipes. M. V. Lomonosov Arkhangelsk Diamond Province]. *Vulkanologija i sejsmologija*, 2016b, No. 5, pp. 71-78. (in Russian)

УДК 550.837

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПРИ ПОИСКАХ ЗОЛОТА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ МУШТИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

© 2017 С. Г. Парада¹, д.г.-м.н., В. А. Тарасов²

¹Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: segripa@rambler.ru;

²НПК «Элгео», Россия, 197110, г. Санкт-Петербург, Левашовский пр., 12а, e-mail: mail@elgeo.ru

Рассмотрены результаты применения импульсной модификации метода вызванной поляризации (ВП) в пределах Муштинского рудного поля при проведении поисковых работ на площадях Малка-Муштинского рудного узла. Охарактеризована наиболее оптимальная система измерений, которая позволила в условиях сильно расчлененного горного рельефа и развития углеродистых сланцев выявить протяженные минерализованные зоны и стратиформноподобные залежи различного минерального типа, включающие потенциальные золоторудные тела. Показано, что наиболее эффективным для регистрации параметром ВП является заряжаемость, которая в силу своего интегрального характера в данных условиях является более помехоустойчивым параметром, чем поляризуемость. Данные по кажущемуся сопротивлению (КС) и заряжаемости проанализированы с помощью метода главных компонент, когда 1-я главная компонента соответствует обратной зависимости между логарифмом КС и заряжаемостью, а ортогональная ей 2-я главная компонента – прямой. Таким образом, аномальные области 1-й компоненты соответствуют участкам предполагаемого развития углеродистых сланцев и зон обводненных разломов, обладающих низким сопротивлением и повышенной заряжаемостью, 2-й компоненты – предполагаемым зонам окварцевания и сульфидно-вкрапленно-прожилковой минерализации, обладающих повышенным КС и повышенной заряжаемостью.

Ключевые слова: электроразведка, метод вызванной поляризации, заряжаемость, сопротивление, метод главных компонент, углеродистые сланцы, рудоносные зоны.

Введение

Потенциально золотоносные черносланцевые толщи в составе различных литолого-стратиграфических комплексов достаточно широко распространены на Северном Кавказе [Гончаров и др., 2005; Парада, 2015; Богущ и др., 2016; и др.]. В последние годы на некоторых участках проведены поисковые работы на золото. Результаты этих работ нашли отражение в статьях [Пичужков и др., 2005; Вертий, 2006; Парада и др., 2011; Багатаев, Бергер, 2012; Мисетов, Полквой, 2012; Волкова и др., 2014; Давыденко и др., 2014; Черкашин, Богущ, 2015; Богущ и др., 2016; Чотчаев, Гогичев, 2016; Парада, 2017; и др.]. Однако практически значимых открытий геолого-поисковые работы не принесли. Преимущественно стратиформный характер залегания золото-сульфидно-вкрапленных и золото-кварцево-прожилковых руд в черносланцевых толщах предполагает наличие слепых рудных тел и зон и, соответственно, особый комплекс поисковых работ, нацеленный на их обнаружение. Основой такого поискового комплекса является колонковое бурение и геофизические работы, в том числе, методом вызванной поляризации (ВП). Первое является

слишком дорогостоящим для стадии поисковых работ, а второе – достаточно приемлемым по стоимости и эффективности. Эффективность метода ВП при поисках коренных золоторудных месторождений подтверждена неоднократно [Seigel, 1984; Doyle, 1990; Oldenburg, 1997; Тарасов и др., 2010; и др.], в том числе и на Северном Кавказе [Емкужев и др., 2013; Заалишвили и др., 2015; Тарасов и др., 2015б]. Однако следует иметь в виду, что геофизические аномалии не являются прямыми признаками золотого оруденения. Наиболее успешно метод ВП используется для выявления скоплений сульфидных минералов. Кроме того, в черносланцевых толщах он может фиксировать скопления рассеянных частиц графитизированного органического углерода. При этом о золотоносности выявленных методом ВП зон сульфидизации и графитизации можно судить только по результатам опробования и химических анализов проб.

В связи с вышеизложенным, представляет интерес опыт применения метода ВП в пределах Муштинского (Хасаутского) рудного поля при проведении поисковых работ на площадях Малка-Муштинского рудного узла. По результатам этих работ выявлены протяженные минерализованные зоны и стратиформноподобные залежи, включающие потенциальные золоторудные тела [Парада и др., 2015].

Характеристика объекта исследования

В металлогеническом отношении Муштинское рудное поле входит в состав Малка-Муштинского золото-редкометалльно-полиметаллического рудного узла Бечасынской золото-редкометалльно-полиметаллической минерагенической зоны. В юго-западной части рудного поля, приуроченной к эндо- и экзоконтакту палеозойских малкинских гранитов установлены рудопроявления вольфрама, свинца и цинка. Сразу за юго-западной границей исследованного участка расположено полиметаллическое месторождение Чочу-Кулак.

Основные черты геологического строения Муштинского рудного поля изложены в статьях [Вертий, 2006; Вертий, Щеглов, 2009; Парада и др., 2011; Матишов и др., 2011; Шишкалов, 2011; Емкужев и др., 2013; Парада и др., 2015]. Особенности геологического строения и условия локализации оруденения достаточно подробно изложены в недавней нашей работе [Парада и др., 2015]. В соответствии с ней основная площадь рудного поля сложена метаморфическими и метаморфизованными породами и незначительная часть – осадочными неметаморфизованными и интрузивными породами. Они слагают два структурных этажа. Нижний этаж представлен метаморфическими, метаморфизованными и магматическими образованиями протерозой-палеозоя, верхний – терригенными отложениями нижней юры. Метаморфические и метаморфизованные породы верхнего протерозоя представлены (снизу-вверх): бечасынской свитой биотит-полевошпат-кварцевых и амфиболовых сланцев и амфиболитов эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма; малкинской свитой, разделенной на нижнюю терригенную подсвиту кварц-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцев, и верхнюю карбонатно-вулканогенно-терригенную подсвиту, состоящую из переслаивающихся кварц-хлоритовых и филлитовидных сланцев, углеродистых филлитов, метапесчаников, туфопесчаников и аполав от кислого до основного состава, единичных прослоев мраморизованных известняков, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации; шиджатмазской свитой туфоалевролитов, туфопесчаников с прослоями кварц-хлоритовых сланцев, туфо- и лавоконгломератов, степень постседиментаци-

онного изменения которых не достигает условий зеленосланцевой фации метаморфизма, и представлена катагенетическими преобразованиями.

Верхний (нижнеюрский) структурный этаж сложен хумаринской свитой разнотерристых песчаников, включающих прослойки аргиллитов с маломощными пропластками углей, и конгломератами в основании.

Интрузивные породы входят в состав нижнего структурного этажа и представлены среднепротерозойским хасаутским габбро-диабазовым гипабиссально-субвулканическим комплексом и позднепалеозойским малкинским гранитовым комплексом. Интрузивные тела хасаутского комплекса залегают среди метаморфических пород в форме силлов, реже – секущих даек габбро-диабазов, микрогаббро, габбро-порфиринов, габбро-амфиболитов, габбро-диоритов и диоритов. Позднепалеозойский гранитовый комплекс занимает южную часть Муштинского рудного поля, где представлен гранитами малкинского массива, который образует межпластовое тело, полого падающее на юго-запад. Вмещающими породами являются верхнепротерозойские образования бечасынской свиты. Контактные воздействия проявились в образовании кварц-полевошпатовых мигматитов и различных роговиков.

Продуктивная на золото минерализация представлена прожилковым и вкрапленным комплексами, образующими совместно пологие и крутые штокверки. Выделяются кварцевые малосульфидные, кварц-полевошпатовые малосульфидные, нитевидные кварц-карбонатные, существенно сульфидные (пиритовые). Наиболее распространены разно ориентированные кварцевые и кварц-полевошпатовые ма-



Рис. 1. Рельеф юго-западной части Муштинского рудного поля

лосульфидные прожилки, густая сеть которых и слагает практически все рудные залежи, являющиеся, по сути, пластовыми штокверками. Типичные прожилки сложены полупрозрачным и молочно-белым крупнозернистым трещиноватым кварцем и постоянно содержат небольшое (1-2%) количество сульфидов (пирит, халькопирит, реже галенит и др.). В пробах-протоколках отмечается самородное золото. Разно ориентированные нитевидные кварц-карбонатные прожилки распространены повсеместно в связи с березитовыми метасоматитами, их повышенная концентрация слагает рудную зону Сульфидную. Как правило, сульфидные прожилки сопровождаются вкрапленностью, линзочками и просечками пирита, которые при выветривании придают породе кремовую (до светло-коричневой) окраску.

В геоморфологическом отношении Муштинское рудное поле представляет собой среднегорье с абсолютными отметками от 1350 до 2200 м и сильно расчлененным рельефом, характеризуется чередованием ущелистых долин и относительно пологих водоразделов. Склоны покрыты густыми зарослями кустов и деревьев, водоразделы – высокотравьем. Отдельные участки, примыкающие к бортам речных долин Малки, Мушты и Хасаута, представлены труднопроходимыми скалами. Электроразведочные работы проводились в юго-западной части рудного поля с относительно проходимым рельефом (рис. 1), включающим основные рудные зоны.

Методика

В соответствии с [Комаров, 1980] метод ВП осуществляется с помощью заземленной питающей линии АВ, через которую пропускают электрический ток; в горной породе создаётся первичное поляризующее поле. Под действием этого поля возникает вторичное электрическое поле, обусловленное поляризационными процессами. Эти процессы наиболее интенсивны на границе ионопроводящей поровой влаги и электропроводящих рудных минералов. В применяемой импульсной модификации метода ВП первичное поле создается разнополярными относительно длительными прямоугольными импульсами тока. С помощью заземленной линии MN в паузах между импульсами тока измеряется спадающее напряжение вторичного поля, а в момент пропускания тока – напряжение поляризующего поля. Таким образом, в методе ВП одновременно реализуется измерение поляризационных параметров (поляризуемости или заряжаемости) и кажущегося удельного электрического сопротивления.

Работы проводились с установкой срединного градиента (ВП-СГ), предусматривающей раскладку протяженной питающей линии и измерения с приемной линией MN по нескольким параллельным профилям в средней части линии АВ. Установка срединного градиента позволяет оперативно проводить съемку на больших площадях.

Сеть наблюдений 200 м × 20 м, длина питающей линии АВ от 2,0 до 2,7 км, длина приемной линии – 20 м. Измерения выполнялись в средней части питающей линии на участке профиля длиной до 1 км. При этом на пикетах располагались приемные электроды, а результат измерения относится к центру приемной линии, т. е. к точке посередине между соседними пикетами. При одном положении питающей линии проводились измерения на планшете, включающем 7-8 профилей. Такая система измерений обеспечивала однородность поляризующего поля и облегчала последующую состыковку результатов измерений, выполненных при разных положениях питающей линии. Измерения на всем участке были выполнены при 7-ми

положениях питающей линии АВ. Для увеличения производительности с одной питающей линией одновременно работали три измерительных прибора.

В качестве основного параметра ВП регистрировалась заряжаемость (chr – от «chargeability») – интеграл переходной характеристики (спада) ВП, деленный на время интегрирования:

$$chr = \frac{1}{T_2 - T_1} \int_{T_1}^{T_2} \eta(t) dt,$$

где T_1, T_2 – начальное и конечное время интегрирования, $h(t)$ – спад ВП.

В силу своего интегрального характера, заряжаемость является более помехоустойчивым параметром, чем поляризуемость, измеренная на какой-либо одной временной задержке.

Для производства электроразведочных наблюдений методом ВП использовался разработанный и изготовленный в ОАО НПК «Элгео» аппаратно-программный комплекс АИЭ-2, включающий измеритель МПП-ВП и генератор ВП-1000 мощностью 1 кВт с бензоэлектрическим генератором в качестве первичного источника тока [Тарасов и др., 2015а].

Измерения проводились в импульсном режиме, в паузах между импульсами тока в питающей линии АВ. Для улучшения отношения сигнал/шум применялось накопление сигнала от нескольких импульсов питающего тока. В зависимости от величины сигнала и уровня помех количество накоплений варьировалось от 6-8 до 30-40. Временной режим измерений – РПИ-2 (длительность разнополярных импульсов тока равна длительности паузы между ними) при длительности импульса 1 сек. Амплитуда импульсов тока составляла от 300 мА до 1 А. Для оценки качества полевых измерений были выполнены повторные наблюдения в объеме 5% от общего количества наблюдений. Средняя относительная погрешность измерения кажущегося удельного электрического сопротивления составила 0,82%, заряжаемости – 4,73%, что не превышает допустимый уровень погрешности, – 5 и 10%, соответственно. Сопоставление рядовых и контрольных измерений на одном из поисковых профилей показано на рисунке 2.

Обработка и интерпретация данных метода ВП производилась с помощью программ, входящих в состав аппаратно-программного комплекса АИЭ-2: IPBIN и IPVISION [Тарасов и др., 2015а] и программы двумерной интерпретации данных зондирования ZondRes²D. Для графического представления результатов использовалась программа общего назначения SURFER Ver. 8.00 (Golden Software, Inc.).

Работа с данными включала этапы предварительной обработки и интерпретации. На первом этапе первичные данные, в виде двоичных файлов с записями отдельных измерений, переписывались в компьютер из памяти измерителя. В ходе предварительной обработки данных с помощью программы IPBIN выполнялась сортировка и редактирование измерений, исключение некачественных результатов и осреднение результатов повторных наблюдений. В результате записывался единый текстовый файл данных, содержащий координаты точек измерения и значения измеренных параметров.

Дальнейшая обработка проводилась с помощью программы IP_VISION, в которой по истинным географическим координатам электродов уточняются значения кажущегося сопротивления, а также могут быть вычислены различные параметры ВП (дифференциальная поляризуемость, заряжаемость, металл-фактор). Програм-

мой IP_VISION подготавливаются данные для построения планов графиков и изолиний в программе SURFER.

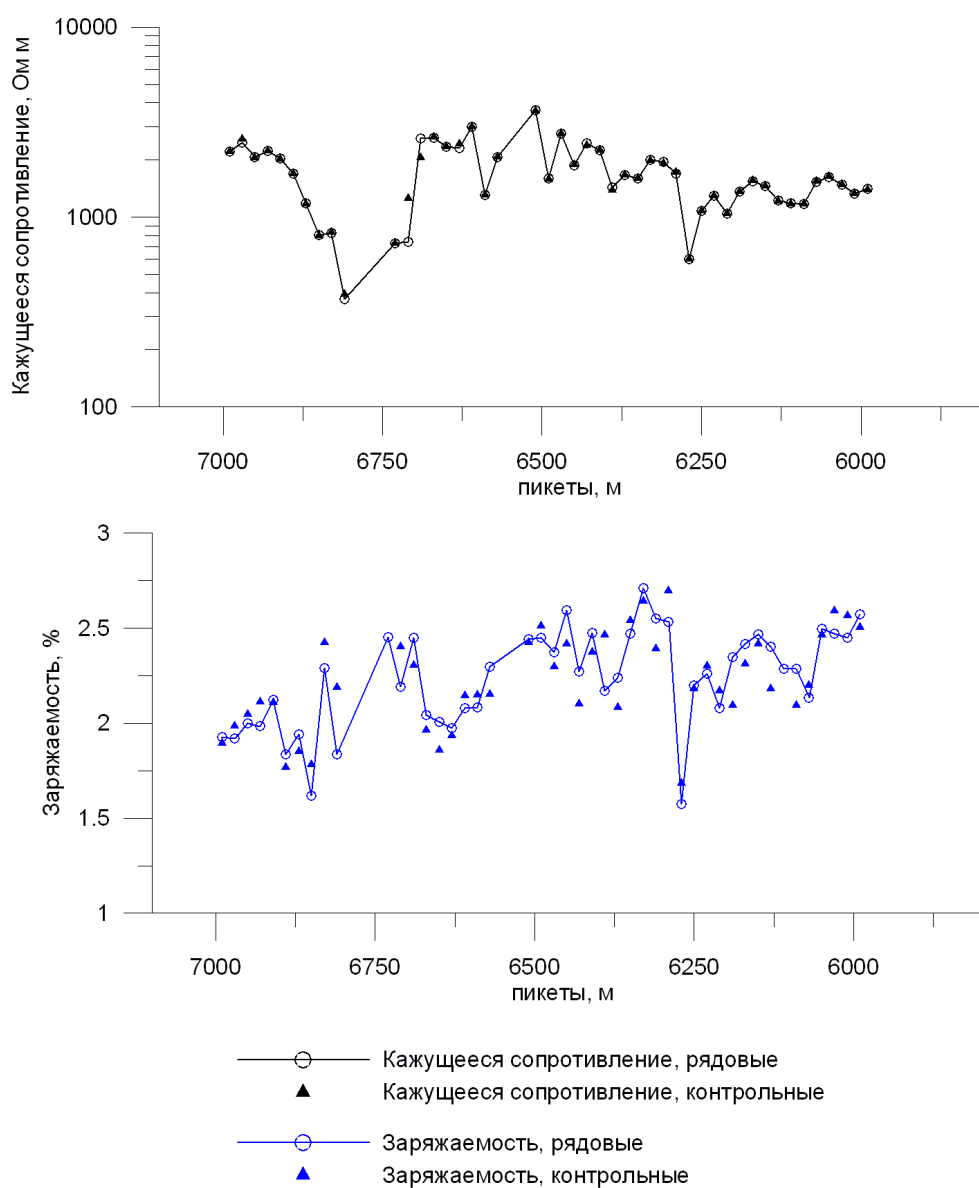


Рис. 2. Сопоставление рядовых и контрольных измерений кажущегося сопротивления и заряжаемости, выполненных на одном из поисковых профилей

При построении плана изолиний значения заряжаемости дополнительно сглаживались по профилю с помощью алгоритма фильтрации нижних частот, что позволило избавиться от резких одиночных выбросов (пиков) и получить более плавную картину поля заряжаемости.

Результаты и обсуждения

Результаты обработки измерений приведены на рисунках 3 и 4. Оказалось, что электрические свойства пород сильно неоднородны: их кажущее сопротивление (КС) меняется в диапазоне от десятков Ом·м до нескольких тысяч Ом·м, заряжаемость – от долей процента до десяти и более процентов. Можно отметить общее

понижение уровня значений заряжаемости в юго-западной части площади, по сравнению с северо-восточной. Так среднее значение заряжаемости в северо-восточной части территории составляет 2,78%, а в юго-западной – 2,31%. Это можно интерпретировать как общее уменьшение содержания в породах электронно-проводящих минералов (сульфидов и графита).

В условиях горной сильно расчлененной местности с глубоко врезанными каньонами рек и ручьев, положение в рельефе точек наблюдений сильно влияет на результаты замеров КС с установкой срединного градиента. Так положительные формы водоразделов будут выделяться уменьшением КС, отрицательные (ручьи, балки) – возрастанием КС (см. рис. 3).

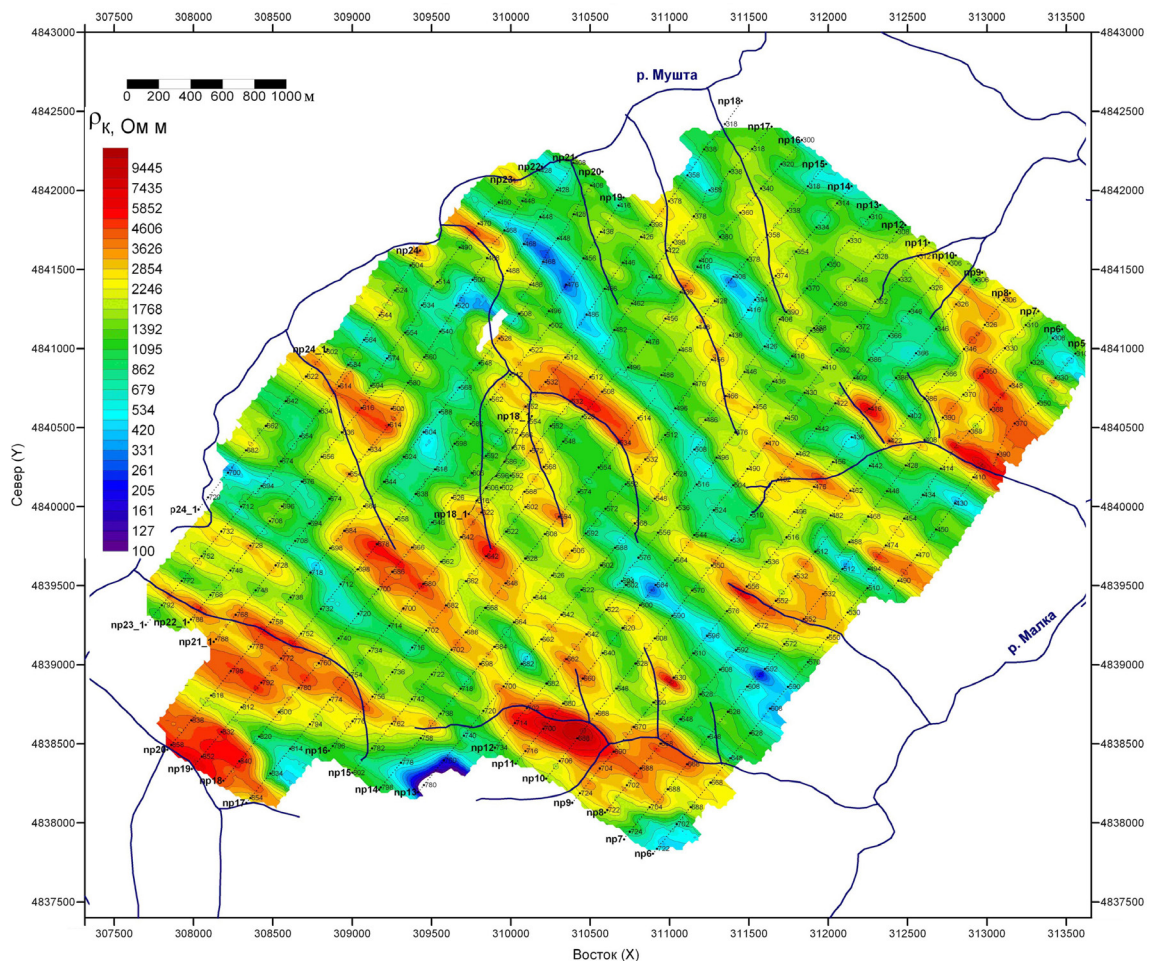


Рис. 3. Карта изолиний кажущегося сопротивления юго-западного участка Муштинского рудного поля

Значительно меньшее влияние рельеф оказывает на результаты измерения ВП. В условиях однородной среды неровности рельефа не приводят к появлению аномалий ВП, поскольку вторичное поле ВП пропорционально первичному поляризирующему полю и кажущаяся поляризуемость (заряжаемость), как относительный параметр, остается неизменной [Комаров, 1980]. Поэтому при интерпретации результатов электроразведки мы рассматриваем в основном параметры заряжаемости.

Наиболее интенсивные аномалии заряжаемости, достигающие значений 5-10% и сопровождающиеся понижением КС до нескольких десятков-первых сотен Ом×м,

соответствуют, по всей видимости, участкам развития графитосодержащих сланцев и филлитов, выходы которых наблюдаются непосредственно на водоразделах и склонах.

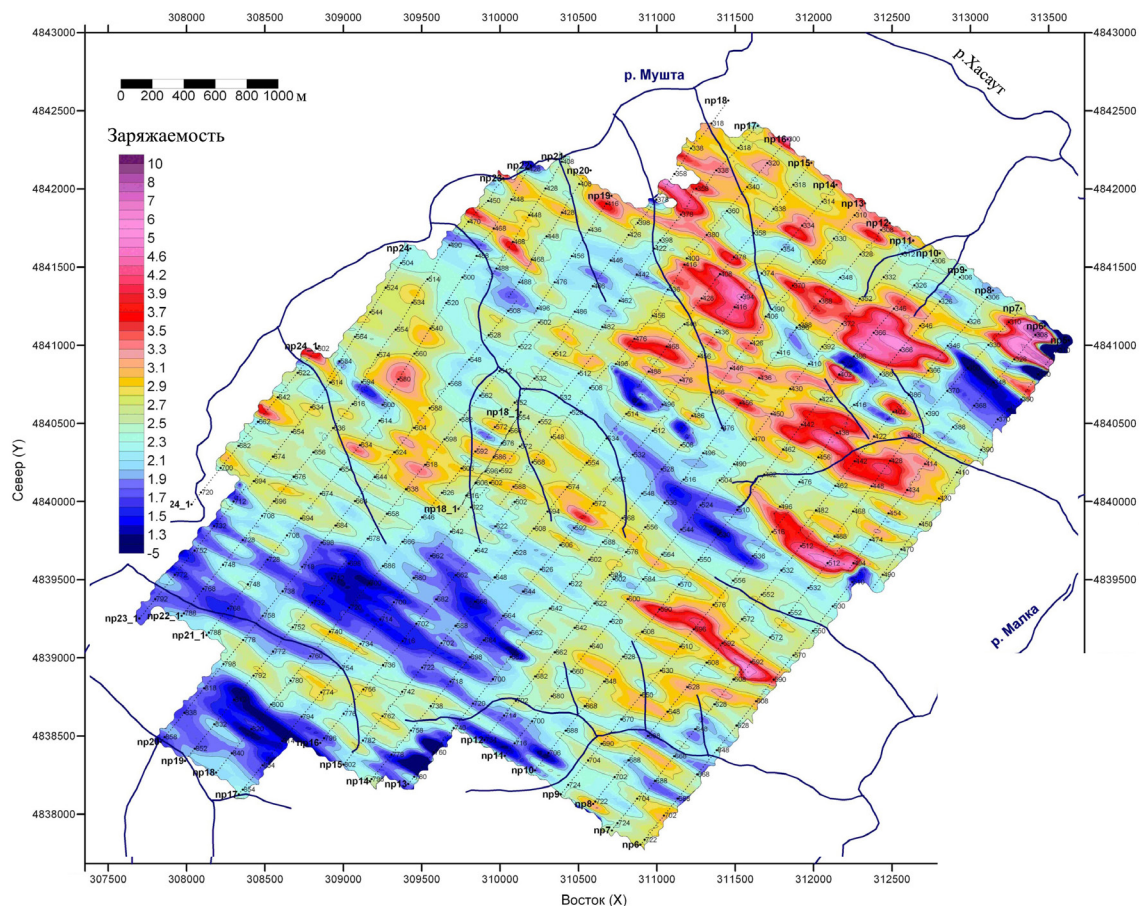


Рис. 4. Карта изолиний заряжаемости юго-западного участка Муштинского рудного поля

На юго-западе участка, где на поверхность выходят мусковит-биотитовые кристаллические сланцы и далее граниты, заряжаемость уменьшается до 1,3-2%. Тем не менее, в этой части площади также можно выделить несколько линейных зон с повышенными значениями заряжаемости (до 3-6%), ориентированных согласно общему СЗ направлению простирания пород. Несколько линейных зон повышенной заряжаемости выделяются вдоль приконтактной зоны гранитного массива и непосредственно на участке развития гранитов. В целом, результатами электроразведки подтверждается общее северо-западное простирание геологических структур.

В итоге, по графикам ВП установлен общий повышенный фон поляризуемости пород в пределах развития пород преимущественно малкинской свиты, содержащей пласты углеродистых филлитов. На этом фоне выделяются два типа положительных аномалий заряжаемости. Первый из них пространственно совпадает с участками развития пород, обладающих наиболее низким КС (низкоомный тип). Ему соответствуют участки выходов углеродистых сланцев, часто с жильно-прожилковой кварцевой минерализацией и участки обводненных разломов. Второй тип аномалий поляризуемости совпадает с породами, обладающими относительно повышенным КС (высокоомный тип). Установлено, что такие аномалии обусловле-

ны наличием минерализаций вкрапленного сульфидного и прожилково-вкрапленного кварц-сульфидного типа зон окварцевания и березитизации.

Для совместной интерпретации кажущегося сопротивления и заряжаемости выполнен корреляционный анализ этих параметров с помощью метода главных компонент (МГК) [Дэвис, 1990; Никитин, 1986]. При анализе данных с помощью МГК 1-я главная компонента соответствует обратной зависимости между логарифмом заряжаемости, а ортогональная ей 2-я главная компонента – прямой. Таким образом, аномальные области 1-й компоненты соответствуют преимущественно участкам распространения графитизированных сланцев и, возможно зонам обводненных разломов, 2-й компоненты – предполагаемым зонам окварцевания и сульфидной минерализации. Результаты интерпретации данных ВП-СГ с помощью МГК представлены на рисунке 5. Там же нанесены прослеженные горными выработками по результатам поисковых работ потенциально рудоносные зоны и залежи.

Там, где обе главные компоненты совпадают, предполагается совмещение областей графитизации, окварцевания и сульфидизации. Такие области совпадения распространены в северо-восточной части изученного участка, ограниченной пикетами наблюдений на всех профилях от 310-х до 520-х. Именно здесь по результатам геохимических поисков и горнопроходческих работ выявлены охарактеризованные выше золотоносные зоны и залежи. Лучше всего, по данным электроразведки, прослеживаются крутозалегающие зоны сульфидно-вкрапленной и сульфидно-прожилковой минерализации. Такие зоны, выявленные по данным электроразведки в юго-западной части участка, прослеживаются горными выработками в протерозойских метаморфических сланцах, палеозойских гранитах и юрских песчаниках. Они характеризуются свинцово-цинковым оруденением и не несут золотоносных минерализаций.

В северо-восточной части участка подобная по геофизическим данным зона в юрских песчаниках уже не проявляется, что отражается ослаблением аномалии заряжаемости. Эта зона была выявлена горнопроходческими работами при заверке наиболее интенсивной высокоомной аномалией заряжаемости (более 3%), после чего была названа Сульфидной зоной. По данным электроразведки она прослеживается почти непрерывно в северо-западном направлении от р. Малки почти до р. Мушты на расстоянии более 2500 м, при ширине от 100 до 200 м. Сочетание повышенных значений заряжаемости и относительно пониженного КС (низкоомная аномалия) указывает на наличие минерализации черносланцевого сульфидно-прожилково-вкрапленного типа. Простирается зона северо-западное. В этом же направлении она, судя по ослабеванию поляризуемости, постепенно выклинивается. Судя по относительной независимости конфигураций аномалий КС и заряжаемости от рельефа и их прямолинейного характера, предполагаемая зона имеет крутое залегание. В центральной своей части зона перекрыта отложениями юры. Наличие геохимических аномалий золота в пределах этой зоны и результаты опробования на золото вскрытых канавами участков, предполагают ее золотоносность. Прерывистость геофизических и геохимических аномалий позволяет предположить, что в большей своей части Сульфидная зона не выходит на земную поверхность своей золотоносной частью.

Участки широких аномалий заряжаемости, развитые северо-восточнее зоны Сульфидной зоны, совпадают с выходами полого залегающих углеродистых сланцев и филлитов верхней половины малкинской свиты и фиксируются также ано-

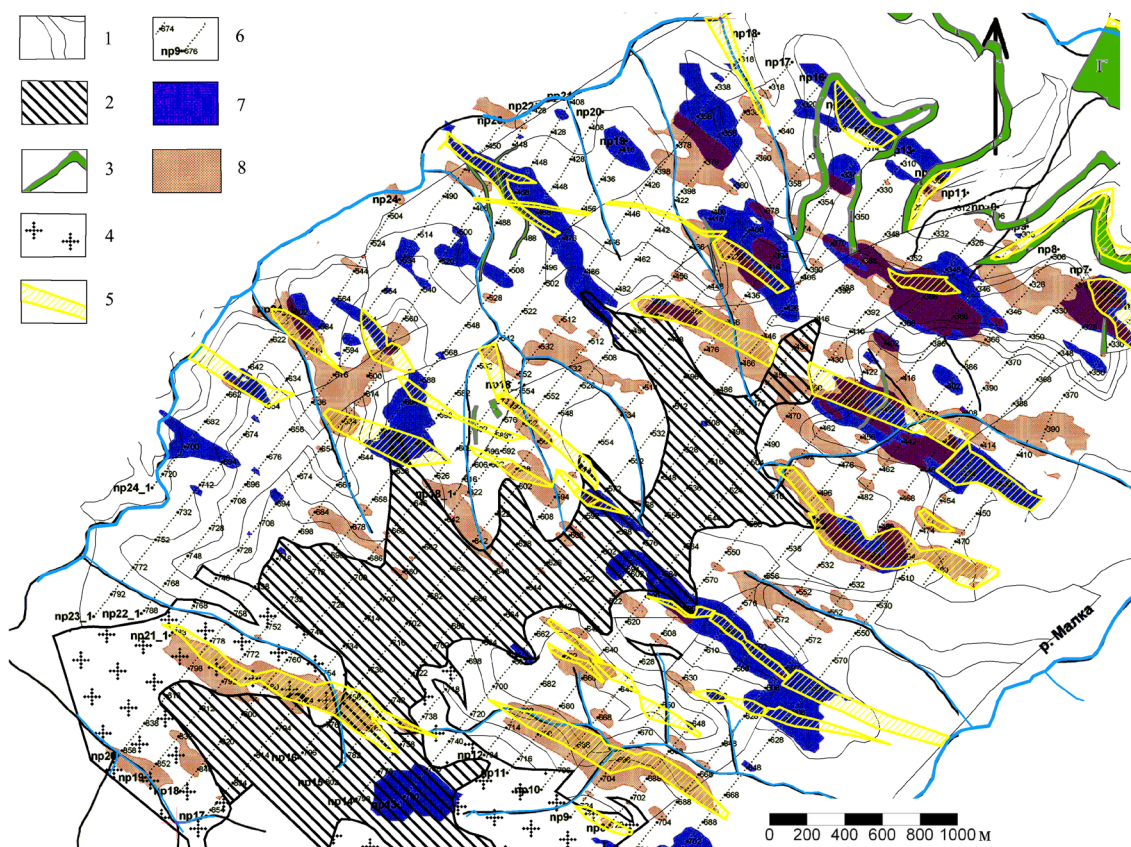


Рис. 5. Схема комплексной интерпретации данных электроразведки для юго-западного участка Муштинского рудного поля с результатами поисковых работ
 1 – метаморфические и метаморфизованные стратифицированные толщи и стратиграфические границы (бечасынская, малкинская и шиджатмазская свиты протерозойской группы);
 2 – терригенные отложения нижней юры; 3 – габбро-диабазы и габбро-диориты позднепротерозойского хасаутского интрузивного комплекса; 4 – граниты позднепалеозойского малкинского интрузивного комплекса; 5 – вскрытые горными выработками потенциально рудносные зоны и залежи; 6 – точки наблюдения на поисковых профилях и их номера; 7 – области значений первой главной компоненты больше 0,9 (предполагаемые зоны графитизации); 8 – области значений второй главной компоненты больше 0,6 (предполагаемые зоны околорудного метасоматоза и сульфидизации)

малиями 1-й главной компоненты. В местах, где совпадают аномалии 1-ой и 2-ой главных компонент, по результатам горных работ выявлены зоны жильно-прожилкового и объемного окварцевания.

Выводы

1. Применение импульсной модификации метода ВП в пределах Муштинского рудного поля при проведении поисковых работ на площадях Малка-Муштинского рудного узла позволило подобрать оптимальную систему измерений и выявить протяженные минерализованные зоны и стратиформноподобные залежи различного минерального типа, включающие потенциальные золоторудные тела.

2. Оптимальная система измерений, обеспечивающая однородность поляризуемого поля и облегчающая последующую состыковку результатов измерений, выполненных при сети наблюдений $200\text{ м} \times 20\text{ м}$ обеспечивается при разных положе-

ниях питающей линии АВ и ее длине от 2,0 до 2,7 км, длине приемной линии – 20 м, при выполнении измерений в средней части питающей линии на участке профиля длиной до 1 км. При этом на пикетах располагались приемные электроды, а результаты измерения относились к центру приемной линии, т. е. к точке посередине между соседними пикетами.

3. Наиболее эффективным для регистрации параметром ВП является заряжаемость – интеграл переходной характеристики (спада) ВП, деленный на время интегрирования. В силу своего интегрального характера, заряжаемость является более помехоустойчивым параметром, чем поляризуемость, измеренная на какой-либо одной временной задержке. Еще менее надежным параметром в условиях горной сильно расчлененной местности оказалось КС, регистрируемая величина которого сильно зависит от рельефа. Так положительные формы водоразделов проявились в уменьшении КС, отрицательные (ручьи, балки) – возрастанием КС.

4. Минеральный состав рудоносных зон отражается в характеристиках и интенсивностях КС и заряжаемости. Данные по КС и заряжаемости проанализированы с помощью метода главных компонент, когда 1-я главная компонента соответствует обратной зависимости между логарифмом кажущегося сопротивления и заряжаемостью, а ортогональная ей 2-я главная компонента – прямой. Таким образом, аномальные области 1-й компоненты соответствуют участкам предполагаемого развития углеродистых сланцев и зон обводненных разломов, обладающих низким сопротивлением и повышенной заряжаемостью, 2-й компоненты – предполагаемым зонам окварцевания и сульфидно-вкрапленно-прожилковой минерализации, обладающих повышенным сопротивлением и повышенной заряжаемостью.

Литература

1. Багатаев Р. М., Бергер М. Г. Минералого-геохимические особенности золотоносных рудопроявлений в черносланцевых толщах горного Дагестана // Геология и геофизика Юга России. – 2012. – № 4. – С. 8-24.
2. Богуш И. А., Бурцев А. А., Рябов Г. В., Черкашин В. И. Благородные металлы черносланцевого комплекса Уруп-Лабинского района Северного Кавказа // Грозненский естественнонаучный бюллетень. – 2016. – № 3 (3). – С. 25-32.
3. Вертий С. Н. Новые данные по структуре Муштинского рудного поля // В сб. Проблемы геологии, геоэкологии и минералогии Юга России и Кавказа. – Новочеркасск, 2006. – С. 252-256.
4. Вертий С. Н., Щеглов В. И. Многомерный регрессивный анализ золотоносности Муштинского рудного поля // Вестник ЮРГТУ. – 2009. – № 1. – С. 52-60.
5. Волкова М. М., Костицын Ю. А., Бычков Д. А., Борисов М. В. Определение времени образования золото-сульфидного оруденения в Шаухохском рудном поле (Северная Осетия, Россия) RBSR методом // Геохимия. – 2014. – № 1. – С. 86-90.
6. Гончаров В. И., Богуш И. А., Глазырина Н. В., Исаев В. С. Литология, геохимия и золотоносность черносланцевых комплексов Северного Кавказа // Наука Юга России. – 2005. – Т. 1. № 4. – С. 58-63.
7. Давыденко Д. Б., Давыденко Е. Д., Исаев В. С., Клещенков А. В., Мохов А. В., Парада С. Г. Опыт выявления и изучения зон эндогенной флюидизации комплексом дистанционных и газогеохимических методов // Вестник Южного научного центра РАН. – 2014. – Т. 10, № 1. – С. 25-34.

8. Дэвис Дж. С. Статистический анализ данных в геологии. Том 2/Под ред. Д. А. Родионова; пер. с англ. В. А. Голубевой. – М.: Недра, 1990. – 427 с.
9. Емкужев М. С., Парада С. Г., Столяров В. В., Тарасов В. А. Опыт применения крупномасштабной магнитной съемки при поисках золотого оруденения в Восточной части минерагенической зоны Передового хребта // Геология и геофизика Юга России. – 2013. – № 3. – С. 3-19.
10. Заалишвили В. Б., Чотчаев Х. О., Невский Л. Н., Ольховский Г. П., Тибилов С. М., Гогичев Р. Р. Оптимизация геофизических и геохимических критериев поисков месторождений известных рудных формаций горной части Республики Северная Осетия-Алания // Геология и геофизика Юга России. – 2015. – № 3. – С. 28-62.
11. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. – Л.: Недра, 1980. – 391 с.
12. Матишов Г. Г., Парада С. Г., Давыденко Д. Б. Технологии прогнозирования залежей углеводородов и минеральных месторождений будущей России (на примере Южного региона) // Геология и геофизика Юга России. – 2011. – № 1. – С. 20-31.
13. Мисетов А. В., Полквой А. П. Минерально-сырьевые ресурсы Республики Северная Осетия-Алания // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. – 2012. – № 1. – С. 67-77.
14. Никитин А. А. Теоретические основы обработки геофизической информации. – М.: Недра, 1986. – 342 с.
15. Парада С. Г. Генетические модели предрудных золотоносных минерализаций в черносланцевых комплексах Северного Кавказа // Наука Юга России. – 2015. – Т. 11, № 2. – С. 53-62.
16. Парада С. Г. Перспективные типы месторождений и рудопроявлений золота на Юге России // Геология и геофизика Юга России. – 2017. – № 1. – С. 57-72.
17. Парада С. Г., Маркин М. Ю., Столяров В. В., Шишкалов И. Ю. Геологические условия локализации золотоносных минерализаций и структура Муштинского рудного поля // Геология и геофизика Юга России. – 2015. – № 2. – С. 51-65.
18. Парада С. Г., Холод Ю. В., Шишкалов И. Ю. Геохимия вторичных ореолов рассеяния Малка-Муштинского рудного узла (Северный Кавказ) // Вестник ЮНЦ. – 2011. – Т. 7. № 3. – С. 55-60.
19. Пичужков А. П., Письменный А. Н., Терещенко В. В., Зарубина М. А. Новые данные о золотоносности протерозойских черносланцевых отложений Карачаево-Черкесского горст-антиклинория // Региональная геология и металлогения. – 2005. – № 25. – С. 140-144.
20. Тарасов В. А., Бытенский Л. И., Тарасов А. В. Поиск коренных месторождений золота методами импульсной электроразведки // IV международный горно-геологический форум Мингео Сибирь 2010 и международный семинар «Платина в геологических формациях мира». Тезисы докладов. – Красноярск. – 2010. – С. 49-58.
21. Тарасов В. А., Бытенский Л. И., Пищик В. В. Автоматизированная система электротомографии ВП для поисков рудных месторождений // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2015а. – № 3. – С. 101-107.
22. Тарасов В. А., Емкужев М. С., Парада С. Г., Столяров В. В. Геофизические методы при поисках золоторудной минерализации на флангах Тырныаузского рудного узла // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2015б. – № 1. – С. 109-117.

23. Черкашин В. И., Богуш И. А. Металлогения Северного Кавказа – настоящее и будущее // Геология и геофизика Юга России. – 2015. – № 2. – С. 66-75.
24. Чотчаев Х. О., Гогичев Р. Р. Геологические особенности и характеристика золотоносности Теплинского рудного узла // Геология и геофизика Юга России. – 2016. – № 4. – С. 128-143.
25. Шишкалов И. Ю. Выявление интрузивных тел Малка-Муштинского рудного узла по результатам ГИС-обработки аэромагнитных данных // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки. – 2011. – № 3. – С. 77-80.
26. Doyle H. A. Geophysical exploration for gold – A review // Geophysics. – 1990. – Vol. 55. № 2. – Pp. 134-146.
27. Oldenburg D. W., Li Y., Ellis R. G. Inversion of geophysical data over a copper gold porphyry deposit: A case history for Mt. Milligan // Geophysics. – 1997. – Vol. 62. № 5. – Pp. 1419-1431.
28. Seigel H. O., Johnson I., Hennessey J. Geophysical aids to gold exploration // The Leading Edge. – 1984. – Vol. 3. № 6. – Pp. 32-35.

APPLICATION OF THE INDUCED POLARIZATION METHOD IN SEARCH OF GOLD IN BLACK SHALE STRATA MUSHTINSKI ORE FIELD (NORTH CAUCASUS)

© 2017 S. G. Parada¹, Sc. Doctor (Geol.-Min.), V. A. Tarasov²

¹Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz, Markov Street, 93a, e-mail: segripa@rambler.ru;

²SPC «Elgeo», Russia, 197110, St. Petersburg, Levashovsky Ave., 12a, e-mail: mail@elgeo.ru

The results of application of the pulse modification of the method of induced polarization (IP) within Mushtinski ore field when carrying out prospecting works on the areas of Malka-Mushtinski ore unit. Most optimal system of measurements, which allowed in a strongly dissected mountain relief and development carbonaceous shale to reveal the long, mineralized zones and mineral deposits stateformation different type, including a potential gold ore body is characterized. It is shown that the most effective to register the IP parameter is garagemate, which because of its integral nature in these conditions is a more robust parameter than the polarizability. Data for apparent resistivity (AR) and garagemate analyzed using the principal components method, when the 1st main component corresponds to an inverse relationship between the logarithm of the AR and garagemate and orthogonal her 2nd major components – direct. Thus, the anomalous region of 1-th components correspond to areas of prospective development of carbonaceous shale zones and watered faults, with a low resistance and high garagemate, 2nd components – prospective silicification zones and sulfide-vein mineralization, with high AR and high garagemate.

Keywords: electrical exploration, induced polarization method, garagemate, resistance, method of main components, carbonaceous shale, ore-bearing zone.

References

1. Bagataev R. M., Berger M. G. Mineralogo-geohimicheskie osobennosti zolotonosnyh rudoprojavenij v chernoslancevyh tolshhah gornogo Dagestana [Mineralogical-geochemical features of gold-bearing ore occurrences in black shale strata of mountainous Dagestan]. Geologija i geofizika Juga Rossii, 2012, No. 4, pp. 8-24. (in Russian)

2. Bogush I. A., Burcev A. A., Rjabov G. V., Cherkashin V. I. Blagorodnye metally chernoslancevogo kompleksa Urupo-Labinskogo rajona Severnogo Kavkaza [Noble metals of the black shale complex of the Urupo-Labinsky district of the North Caucasus]. Groznenskiy estestvennonauchnyj bjulleten', 2016, No. 3 (3), pp. 25-32. (in Russian)
3. Vertij S. N. Novye dannye po strukture Mushtinskogo rudnogo polja [New data on the structure of the Mushta ore field]. V sb. Problemy geologii, geojekologii i mineralologii Juga Rossii i Kavkaza, Novochechekassk, 2006, pp. 252-256. (in Russian)
4. Vertij S. N., Shheglov V. I. Mnogomernyj regressivnyj analiz zolotonosnosti Mushtinskogo rudnogo polja [Multidimensional regressive analysis of gold content of the Mushta ore field]. Vestnik JuRGU, 2009, No. 1, pp. 52-60. (in Russian)
5. Volkova M. M., Kosticyn Ju. A., Bychkov D. A., Borisov M. V. Opredelenie vremeni obrazovanija zoloto-sul'fidnogo orudenenija v Shauhohskom rudnom pole (Severnaja Osetija, Rossija) RBSR metodom [Determination of the formation time of gold-sulfide mineralization in the Shaukhokhsky ore field (North Ossetia, Russia) using RBSR method]. Geohimija, 2014, No. 1, pp. 86-90. (in Russian)
6. Goncharov V. I., Bogush I. A., Glazyrina N. V., Isaev V. S. Litologija, geohimija i zolotonosnost' chernoslancevyh kompleksov Severnogo Kavkaza [Lithology, geochemistry and gold content of the black shale complexes of the North Caucasus]. Nauka Juga Rossii, 2005, Vol. 1, No. 4, pp. 58-63. (in Russian)
7. Davydenko D. B., Davydenko E. D., Isaev V. S., Kleshhenkov A. V., Mohov A. V., Parada S. G. Opyt vyjavlenija i izuchenija zon jendogennoj fljuidizacii kompleksom distancionnyh i gazogeohimicheskikh metodov [Experience of the identification and study of endogenous fluidization zones by a complex of remote and gas-geochemical methods]. Vestnik Juzhnogo nauchnogo centra RAN, 2014, Vol. 10, No. 1, pp. 25-34. (in Russian)
8. Djevis Dzh. S. Statisticheskij analiz dannyh v geologii [Statistical analysis of data in geology]. Vol. 2, Pod red. D. A. Rodionova; per. s angl. V. A. Golubevoj, M.: Nedra, 1990, 427 p. (in Russian)
9. Emkuzhev M. S., Parada S. G., Stoljarov V. V., Tarasov V. A. Opyt primenenija krupnomasshtabnoj magnitnoj s'emki pri poiskah zolotogo orudenenija v Vostochnoj chasti mineragenicheskoj zony Peredovogo hrehta [The experience of using a large-scale magnetic survey in the search for gold mineralization in the eastern part of the mineragenic zone of the Forward Range]. Geologija i geofizika Juga Rossii, 2013, No. 3, pp. 3-19. (in Russian)
10. Zaalishvili V. B., Chotchbaev H. O., Nevskij L. N., Ol'hovskij G. P., Tibilov S. M., Gogichev R. R. Optimizacija geofizicheskikh i geohimicheskikh kriteriev poiskov mestorozhdenij izvestnyh rudnyh formacij gornoj chasti Respubliki Severnaja Osetija-Alanija [Optimization of geophysical and geochemical criteria for prospecting deposits of known ore formations of the mountainous part of the Republic of North Ossetia-Alania]. Geologija i geofizika Juga Rossii, 2015, No. 3, pp. 28-62. (in Russian)
11. Komarov V. A. Jelektrozrazvedka metodom vyzvannoj poljarizacii [Electrical exploration by induced polarization]. L.: Nedra, 1980, 391 p. (in Russian)
12. Matishov G. G., Parada S. G., Davydenko D. B. Tehnologii prognozirovanija zalezhej uglevodorodov i mineral'nyh mestorozhdenij budushhej Rossii (na primere Juzhnogo regiona) [Technologies for predicting hydrocarbon deposits and mineral deposits of the future Russia (based on the example of the Southern region)]. Geologija i geofizika Juga Rossii, 2011, No. 1, pp. 20-31. (in Russian)
13. Misetov A. V., Polkvoj A. P. Mineral'no-syr'evye resursy Respubliki Severnaja Osetija-Alanija [Mineral resources of the Republic of North Ossetia-Alania]. Mineral'nye resursy Rossii. Jekonomika i upravlenie, 2012, No. 1, pp. 67-77. (in Russian)
14. Nikitin A. A. Teoreticheskie osnovy obrabotki geofizicheskoi informacii [Theoretical bases of geophysical information processing]. M.: Nedra, 1986, 342 p. (in Russian)
15. Parada S. G. Geneticheskie modeli predrudnyh zolotonosnyh mineralizacij v chernoslancevyh kompleksah Severnogo Kavkaza [Genetic models of pre-ore gold mineralization in black shale complexes of the North Caucasus]. Nauka Juga Rossii, 2015, Vol. 11, No. 2, pp. 53-62. (in Russian)
16. Parada S. G. Perspektivnye tipy mestorozhdenij i rudoprojavlenij zolota na Juge Rossii // Geologija i geofizika Juga Rossii [Prospective types of gold deposits and ore occurrences in the South of Russia]. 2017, No. 1, pp. 57-72. (in Russian)
17. Parada S. G., Markin M. Ju., Stoljarov V. V., Shishkalov I. Ju. Geologicheskie uslovija lokalizacii zolotonosnyh mineralizacij i struktura Mushtinskogo rudnogo polja [Geological localization conditions of gold-bearing mineralizations and the structure of the Mushta ore field]. Geologija i geofizika Juga Rossii, 2015, No. 2, pp. 51-65. (in Russian)

18. Parada S. G., Holod Ju. V., Shishkalov I. Ju. Geohimija vtorichnyh oreolov rassejanija Malka-Mushtinskogo rudnogo uzla (Severnyj Kavkaz) [Geochemistry of the secondary halos of the Malka-Mushta Ore Scattering (North Caucasus)]. Vestnik JuNC, 2011, Vol. 7, No. 3, pp. 55-60. (in Russian)
19. Pichuzhkov A. P., Pis'mennyj A. N., Tereshhenko V. V., Zarubina M. A. Novye dannye o zolotonosnosti proterozojskih chernoslancevyh otlozhenij Karachaevo-Cherkesskogo gorst-antiklinorija [New data on the gold content of the Proterozoic black shale deposits of the Karachay-Cherkess horst-anticlinorium]. Regional'naja geologija i metallogenija, 2005, No. 25, pp. 140-144. (in Russian)
20. Tarasov V. A., Bytenskij L. I., Tarasov A. V. Poisk korennyh mestorozhdenij zolota metodami impul'snoj jelektrozrazvedki [The search for indigenous gold deposits using pulsed electrical prospecting]. IV mezhdunarodnyj gorno-geologicheskij forum Mingeo Sibir' 2010 i mezhdunarodnyj seminar «Platina v geologicheskikh formacijah mira», Tezisy dokladov, Krasnojarsk, 2010, pp. 49-58. (in Russian)
21. Tarasov V. A., Bytenskij L. I., Pishhik V. V. Avtomatizirovannaja sistema jelektrotomografii VP dlja poiskov rudnyh mestorozhdenij [Automated system of electro-tomography of VP for searches of ore deposits]. Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta, Serija: Geologija, 2015a, No. 3, pp. 101-107. (in Russian)
22. Tarasov V. A., Emkuzhev M. S., Parada S. G., Stoljarov V. V. Geofizicheskie metody pri poiskah zolotorudnoj mineralizacii na flangah Tyrnyauzskogo rudnogo uzla [Geophysical methods in the search for gold mineralization on the flanks of the Tyrnyauz ore cluster]. Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta, Serija: Geologija, 2015b, No. 1, pp. 109-117. (in Russian)
23. Cherkashin V. I., Bogush I. A. Metallogenija Severnogo Kavkaza – nastojashhee i budushhee [Metallogeny of the North Caucasus – present and future]. Geologija i geofizika Juga Rossii, 2015, No. 2, pp. 66-75. (in Russian)
24. Chotchaev H. O., Gogichev R. R. Geologicheskie osobennosti i harakteristika zolotonosnosti Teplinskogo rudnogo uzla [Geological features and characteristics of gold content of the Teplinsky ore cluster]. Geologija i geofizika Juga Rossii, 2016, No. 4, – pp. 128-143. (in Russian)
25. Shishkalov I. Ju. Vyjavlenie intruzivnyh tel Malka-Mushtinskogo rudnogo uzla po rezul'tatam GIS-obrabotki aeromagnitnyh dannyh [Identification of the intrusive bodies of the Malka-Mushta ore cluster according to the results of GIS processing of aeromagnetic data]. Izvestija vysshih uchebnyh zavedenij, Severo-Kavkazskij region, Serija: Estesstvennye nauki, 2011, No. 3, pp. 77-80. (in Russian)
26. Doyle H. A. Geophysical exploration for gold – A review // Geophysics. – 1990. – Vol. 55. №2. – Pp. 134-146.
27. Oldenburg D. W., Li Y., Ellis R. G. Inversion of geophysical data over a copper gold porphyry deposit: A case history for Mt. Milligan // Geophysics. – 1997. – Vol. 62. №5. – Pp. 1419-1431.
28. Seigel H. O., Johnson I., Hennessey J. Geophysical aids to gold exploration // The Leading Edge. – 1984. – Vol. 3. №6. – Pp. 32-35.

УДК 55:504.75:550.348

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ТЕРРИТОРИЙ ПЛАНИРУЕМЫХ И ДЕЙСТВУЮЩИХ АТОМНЫХ ЭЛЕКТРОСТАНЦИЙ, РАСПОЛОЖЕННЫХ В РАЗНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ОБЛАСТЯХ

© 2017 О.Г. Попова¹, к.г.-м.н., В.М. Макеев¹, д.г.-м.н., проф., М.Г. Попов², к.г.-м.н., Ф.О. Аракелян³, к.ф.-м.н., В.В. Недядько³

¹ФГБУН Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Россия, 101000, г. Москва, Уланский пер. 13, стр. 2, e-mail: oksana-p@list.ru;

²ФГБОУВО Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия, 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1, e-mail: mgpopov@list.ru;

³ООО «Атомсейсмоизыскания», Россия, 125040, Москва, ул. Скаковая 32, корп. 2, e-mail: asi_47@mail.ru

Исследована геодинамика геологических сред территорий Кольской, Нижегородской и Северной (Томской) АЭС, расположенных в областях с различной тектонической активностью, с целью определения их безопасности с помощью сейсмо-экологического мониторинга от естественных источников. На примере исследований наведенных процессов от далеких катастрофических землетрясений на геологическую среду и инженерные объекты в ряде районов Балтийского щита и Западно-Сибирской плиты показано, что зоны аномально повышенных геодинамических показателей могут обнаруживаться в районах слабой сейсмической активности, являющихся периферийной областью сейсмически активного орогена. Необходимо учесть этих воздействий на геологическую среду существующих, строящихся и проектируемых особо опасных объектов (ООО). Методика, разработанная для оценки геодинамического состояния земной коры по материалам сейсмо-экологического мониторинга, может быть использована в самых различных районах земного шара и для любых объектов высокой экологической опасности разрушения. Определены дальнейшие направления исследований на основе комплексирования геофизических наблюдений и углубленной интерпретации геологических данных.

Ключевые слова: геодинамика, геологическая среда, АЭС, особо опасные объекты.

Введение

Важной задачей проектирования и эксплуатации особо опасных объектов (ООО): АЭС, ГЭС, химических предприятий и др. является обеспечение безопасного недропользования, оценка геодинамического состояния геологической среды, прогнозирование степени опасности и риска землетрясений, особенно в связи с одновременным развитием различных природных и техногенных опасных процессов

Мониторинг изменения геодинамического состояния среды во времени позволяет выявить аномальные зоны повышенных напряжений, оценить во времени их изменение, миграцию по латерали и вертикали [Попова и др., 2016].

Важным аспектом является дифференцирование разноглубинных структурных планов на основе оценки геофизических (сейсмических) параметров, что позволяет определить степень геодинамической активности среды. Ключевым моментом следует считать раскрытие механизма взаимодействия разных геофизических полей и проявление их суммарного воздействия на состояние геологической среды (синергетика процесса).

В густонаселенных урбанизированных районах также актуален вопрос применения сейсмо-экологического мониторинга на основе регистрации упругих волн естественных источников. Методика оценки напряженного состояния и изучения геодинамики среды на основе результатов полевых наблюдений за упругими волнами естественных источников разработана в Институте геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН [Попова и др., 2008, 2016]. В основу методики положен анализ записей объемных волн от далеких землетрясений типа PS (падающая продольная волна P , обменная поперечная волна S). Использование обменных волн PS было предложено для исследований глубинного строения земной коры С.С. Андреевым еще в 1952 году и широко применялось в СССР в 1960–1980-х гг. в методе МОВЗ (метод обменных волн землетрясений), разработанном Померанцевой И.В., Мозженко А.Н., Щербаковой Б.Е. и др. [Померанцева, Мозженко, 1997; Щербакова и др., 1977]. Преимущество метода МОВЗ состоит в том, что не требуется разрушающих затратных мероприятий и механизмов для возбуждения упругих волн, поскольку обменные волны PS от разных границ в земной коре четко регистрируются в самом начале записи горизонтальных компонент с запаздыванием по отношению к продольной волне P , а другие типы волн вступают позже и менее информативны.

Методика оценки напряженного состояния геологической среды

Энергия обменных поперечных волн PS существенно зависит от степени трещиноватости, пористости, флюидизации и анизотропных свойств среды, которые в большой степени определяются ее напряженным состоянием [Гик, 1997; Crampin, 1981]. Величина энергии, пропорциональная квадрату амплитуд, оценивается в условных единицах. Согласно разработанной методике, напряженное состояние среды в некоторой точке пространства оценивается следующими безразмерными показателями [Попова и др., 2008]:

а) показателем анизотропности среды g под каждой точкой наблюдения: $g = E_R / E_V$. E_V и E_R – энергия радиальной и тангенциальной компонент волн PS , рассчитывается по сейсмическим записям длительностью до 4-х сек, что позволяет анализировать обменные волны до глубины порядка 25–30 км;

б) интегральным показателем напряженного состояния среды St . Показатель определяется расчетным путем на основе изучения распределения параметра g по площади наблюдательной сети мониторинга.

$$St = \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{\delta}^{\infty} \gamma(x, y) dx dy d\gamma / \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \delta \cdot x \cdot y \cdot dx dy,$$

где x, y – координаты района проведения мониторинга; d – пороговый уровень, превышение которого ($g > \delta$) указывает на возрастание анизотропных свойств среды и, соответственно, напряженного состояния в районе исследования.

Записи обменных волн PS от далеких землетрясений обрабатываются с целью определения временных рядов: $E_V(t)$, $E_R(t)$, $g(t)$ для каждого пункта наблюдения, оценки St для всей площади сети сеймостанций и создания набора схем распределения параметра g для разных интервалов времени и разных диапазонов глубин.

При проведении сейсмо-экологического мониторинга применяется площадная расстановка пунктов наблюдения (локальная сеть), состоящая из трехкомпонентных цифровых сейсмических станций типа РСС «Дельта-Геон». Частотный диа-

пазон станций 0,1–32 Гц, динамический диапазон не менее 100 Дб. Используются трехкомпонентные низкочастотные сейсмоприемники СК-1П с собственной частотой 1 Гц. Это позволяет регистрировать далекие землетрясения с частотой в диапазоне 0,8–1,3 Гц.

Площадь полигона обычно составляет 60х60 км². Оптимальное количество станций – 10–15, но не менее 5. Расстояние между станциями – 12–20 км, оптимально 16 км. Длительность наблюдения может колебаться от 2-3 месяцев до нескольких лет в зависимости от задач мониторинга [Попова и др., 2008]. Обменные волны *PS* выделяются по методике, разработанной в Центре Геон Егоркиным А.В. [Егоркин и др., 1979]. Далее проводится обработка по методике оценки напряженного состояния, описанной выше.

Результаты эксперимента

В данной работе проведено сопоставление и анализ результатов сейсмо-экологического мониторинга территорий площадок АЭС, расположенных в трех регионах с разным геологическим строением и геодинамическими условиями: Томском (Северская АЭС), Нижегородском (Нижегородская АЭС) и Кольском (Кольская АЭС). Целью наблюдений было показать изменение геодинамических показателей напряженного состояния среды *g* и *St* во времени для каждого исследуемого региона, оценить диапазон изменения этих показателей, выявить области их аномальных значений и природу этих аномалий. Кроме того, необходимо было установить влияние внешних природных факторов, например, таких как катастрофические далекие землетрясения, на показатели напряженного состояния среды *g* и *St* в районах с разной геодинамической активностью и выявить признаки усиления сейсмической опасности.

В предыдущих работах [Попова и др., 2007, 2008] было показано, что в районах с высокой сейсмической опасностью в результате регистрации далекого катастрофического землетрясения с магнитудой $M \geq 6,8$, после которого регистрируются интенсивные низкочастотные (период 15-20 сек.) поверхностные волны происходит перестройка распределения анизотропных свойств среды, степень напряженного состояния резко возрастает (значительное возрастание показателя *St*), и отмечается активизация местной сейсмичности [Попова и др., 2007, 2008]. Природа таких местных землетрясений может считаться наведенной, вызванной природными и техногенными воздействиями – триггерами [Николаев, 1994]. Таким триггер-воздействием могут быть далекие катастрофические землетрясения, влияющие на геодинамическое состояние земной коры.

Томский регион расположен в пределах Западно-Сибирской плиты. В его пределах в течение двух лет проводился сейсмоэкологический мониторинг на площадке проектируемой Северской АЭС. Площадка относится к удаленной периферии Алтае-Саянской сейсмоопасной зоны, которая (периферия) характеризуется низкой неотектонической дифференциацией и слабой сейсмичностью. В результате мониторинга установлено, что показатель анизотропности *g* для диапазона глубин 0–25 км колебался в пределах от 0,1 до 0,8 (табл. 1). Однако показатель анизотропности только дважды за период наблюдений существенно увеличивался до 1,4 и 2,8, что привело к увеличению значений интегрального показателя *St* до 0,18 и 0,542 и появлению контрастной аномалии (зоны) повышенных напряжений [Попова и др., 2013]. 5 февраля 2010 г. в районе Томского полигона Северской АЭС произо-

шло слабое местное тектоническое землетрясение с магнитудой 1,4, приуроченное к краевой части выделенной аномалии, которое увязывается с увеличением интегрального показателя St . Следует заметить, что за время проведения мониторинга в этом регионе далекие катастрофические землетрясения не регистрировались, следовательно, увеличение показателя St связано не с наведенными процессами, а с местными тектоническими процессами в среде.

Таблица 1.

**Геодинамические характеристики среды района Северской АЭС
(Томский сейсмологический полигон) для диапазона глубин (0–25 км)**

Год проведения исследований	Границы интервалов	Показатель анизотропности среды $\gamma = E_R/E_V$	Интегральный показатель напряженного состояния среды St
2008	11.07.08–31.07.08	000-0,8	0,149
	27.08.08–10.09.08	0,0-0,4	0,001
	11.09.08–10.10.08	0,0-0,8	0,04
	11.10.08–10.11.08	0,0-0,6	0,017
2009	03.01.09–25.01.09	0,0-0,6	0,001
	20.01.09–10.02.09	0,0-0,8	0,074
	04.04.09–17.04.09	0,0-1,0	0,126
	18.04.09–12.05.09	0,0-1,0	0,16
	14.05.09–20.06.09	0,0-0,6	0,017
	05.09.09–29.09.09	0,0-0,4	0,003
2010	12.12.09–10.01.10	0,0-1,4	0,18
	06.02.10–25.02.10	0,0-0,6	0
	26.02.10–04.03.10	0,0-2,8	0,542
	05.03.10–14.03.10	0,0-0,8	0,003

Следовательно, площадка Северской АЭС, расположенная в пределах молодой плиты, подвержена динамическому воздействию со стороны удаленного на более чем 350–400 км Алтае-Саянского орогена, и на ее территории возможно появление аномальных зон повышенных напряжений, не связанных с влиянием катастрофических далеких сейсмических событий [Николаев, 1994; Попова и др., 2007, 2008], но опасных для возникновения местных (удаленность менее 100км) тектонических землетрясений, хотя опасными также являются сильные удаленные землетрясения близко расположенного активного орогена.

Максимальные значения показателя напряженного состояния St , характерные для Томского региона со слабой сейсмичностью, на порядок ниже значений St в регионах с высокой сейсмичностью (например, в районе Кавказских Минеральных Вод) [Попова и др., 2016]. Последний также расположен в пределах молодой пли-

ты, но максимально приближен к тектонически активной области – к новейшему поднятию Кавказского орогена, что оказалось определяющим для увеличения значений геодинамических показателей.

Нижегородский асейсмичный регион, в пределах которого расположена площадка Нижегородской АЭС, приурочен к широкой зоне сопряжения Токмовского свода и Московской синеклизы древней Восточно-Европейской докембрийской платформы (ВЕП). Осадочный чехол и поверхность кристаллического фундамента очень полого без резких градиентов по Нижегородскому склону погружается с ЮВ в СЗ направлении. Рассматриваемый регион максимально удален от тектонически активных горно-складчатых областей и всецело принадлежит удаленной периферии автономной Циркум-Каспийской геодинамической системы [Макарова и др., 2017].

Сейсмо-экологический мониторинг, длившийся в течение года в пределах Нижегородского полигона, показал очень низкие значения геодинамических показателей g и St . И это несмотря на случившееся во время мониторинга в начале второго интервала наблюдений далекое Фукусимское катастрофическое землетрясение (11.03.2011, магнитуда $M=9,0$), которое было зарегистрировано на Нижегородском полигоне, и которое сопровождалось в течение часа интенсивными низкочастотными поверхностными волнами (см. табл. 2, интервал наблюдений 11.03.11–5.04.11 г.). Показатель анизотропности γ варьировал за все время наблюдений в пределах от 0 до 0,6, а показатель напряженного состояния St – от 0 до 0,061 (см. табл. 2) [Попова и др., 2016].

При этом значения геодинамического показателя St оказались почти в 10 раз меньше для этих же значений для Томского полигона, характеризуемого слабой сейсмичностью, и, соответственно, в 100 раз меньше, чем значения геодинамических показателей для регионов высокой сейсмической активности (например, Кавказских Минеральных Вод). Здесь фактор удаленности Нижегородского полигона от активной области оказался определяющим для значений геодинамических показателей. Следовательно, современные геодинамические условия полигона являются типично платформенными, неактивными (пассивными) и изотропными.

Таблица 2.

**Геодинамические показатели среды района Нижегородской АЭС
(Нижегородский полигон) для диапазона глубин (0–25 км)**

Год проведения исследований	Временные границы интервалов наблюдения	Показатель анизотропности среды $\gamma = E_R/E_V$	Интегральный показатель напряженного состояния среды St
2011	17.01.11–10.03.11	0-0,4	0,012
	11.03.11–5.04.11	0-0,2	0
	16.06.11–31.07.11	0-0,2	0,001
	1.09.11–21.10.11	0-0,6	0,061
	21.10.11–7.11.11	0-0,4	0,0015

Кольский регион расположен в пределах Балтийского докембрийского щита древней Восточно-Европейской платформы. В новейшей структуре щит выражен обширным сводовым поднятием с повышенной сейсмичностью, который рассматривается как активная тектоническая область Циркум-Балтийской геодинамической системы [Макарова и др., 2017]. Мониторинг площадки Кольской АЭС, локализованной в этом регионе, проводился в два этапа: 1) 2013-2014 гг. и 2) 2015-2016 гг. Геодинамические значения показателей St и γ были получены для двух глубинных интервалов: 0–10 км и 10–25 км. Для пяти временных интервалов наблюдения были построены трехмерные модели (рис. 1).

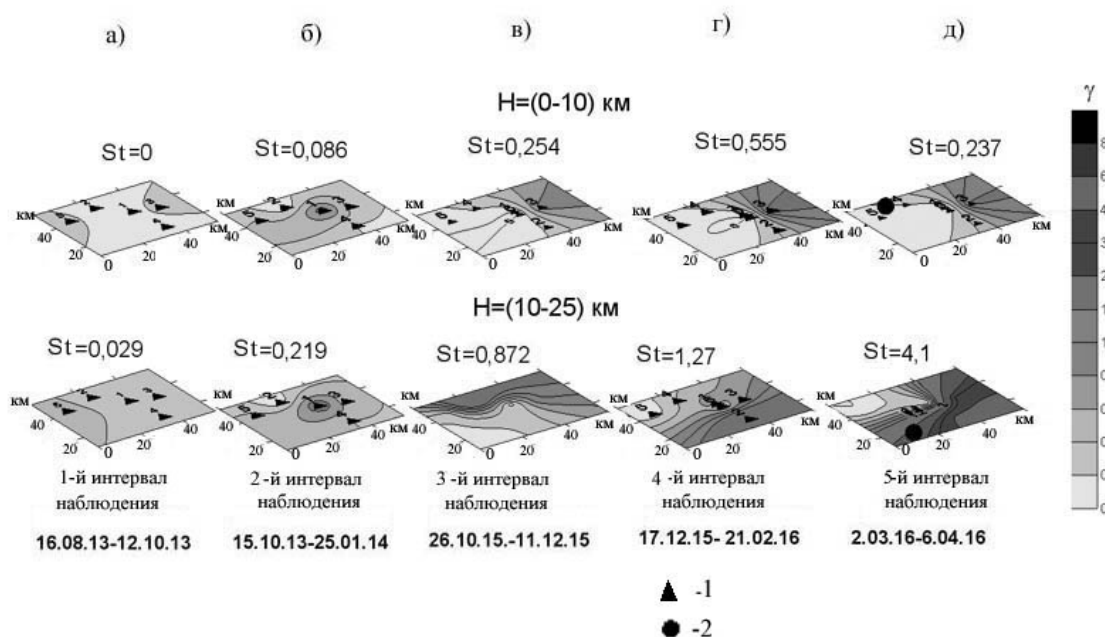


Рис. 1. Трехмерные модели распределения геодинамических показателей γ и St в разные интервалы наблюдений 2013–2016 гг. на Кольском полигоне.

1 – станции наблюдения сети сейсмоэкологического мониторинга
2 – землетрясения, произошедшие в пределах полигона

В первых двух временных интервалах наблюдения 2013-2014 гг. значения показателя анизотропности γ изменяются в небольших пределах 0–0,6 (см. рис. 1а, б), а максимальные значения показателя St не превышают 0,22 (см. табл. 3). Существенно повышенные значения геодинамических показателей γ и St отмечаются в остальных трех интервалах наблюдений 2015-2016 гг., вероятно, в связи с произошедшим Индонезийским сильнейшим землетрясением 13.02.2016 г. с магнитудой 7,8 (см. рис. 1в, г, д) (см. табл. 3).

В процессе регистрации этого катастрофического землетрясения наблюдались интенсивные низкочастотные поверхностные волны, которые привели к мгновенной перестройке характера распределения значений показателя γ [Попова и др., 2007, 2008], и соответственно к изменению значений показателя St . В интервале глубин 0–10 км значения показателя напряженного состояния St колеблются в диапазоне 0,237-0,555, а в интервале глубин 10–25 км они существенно выше и возрастают в пятом временном интервале до значения $St = 4,1$ (см. табл. 3). Такие высокие значения показателя St не характерны для платформенных регионов [Попова и др., 2016]. Кроме того, отмечается полная несогласованность «структурных планов»

распределения показателя γ верхней части (0–10 км) и средней части земной коры (10–25 км) относительно друг друга (рис. 1в, г, д). Увеличение значений показателей γ и St , установленное в 4-м и 5-м интервалах наблюдения, выразилось появлением аномального участка повышенных напряжений в юго-восточной части полигона. С ним связываются два местных землетрясения, произошедших 28.02.2016 г. ($M = 2,1$, глубина 25 км) и 03.04.2016 г. ($M = 1,2$, глубина 8 км) (рис. 1д). Природа землетрясений определяется как наведенная [Николаев, 1994] в результате воздействия на геологическую среду интенсивных низкочастотных поверхностных волн от катастрофического Индонезийского землетрясения (13.02.2016 г.).

Таблица 3.

**Геодинамические характеристики среды Кольской АЭС
(Кольский полигон)**

Год проведения мониторинга	Номер интервала наблюдений	Временные границы интервалов наблюдения	Глубина слоев в км	Показатель степени анизотропии среды $\gamma = E_R/E_V$	Интегральный показатель напряженно-го состояния среды St
2013-2014	1	16.08.13– 12.10.13	0–10 10–25	0-0,2 0-0,4	0,0 0,029
	2	15.10.13– 25.01.14	0–10 10–25	0-0,6 0-0,6	0,086 0,219
2015-2016	3	26.10.15– 11.12.15	0–10 10–25	0-0,8 0-1,2	0,254 0,872
	4	17.12.15– 21.02.16	0–10 10–25	0-1,2 0-1,2	0,555 1,27
	5	28.02.16– 6.04.16	0-10 10–25	0-1,2 0-4,0	0,237 4,1

Следовательно, несмотря на то, что Кольский полигон расположен в пределах устойчиво развивающегося сводового поднятия платформенного типа, он принадлежит к геодинамически и тектонически активной области. Рост поднятия связывается с послеледниковой разгрузкой и воздействием деформационных волн, наводимых со стороны удаленной Северо-Атлантической зоны спрединга. Внешний природный фактор – далекое катастрофическое землетрясение – влияет на среду района Кольской АЭС, которая по своим свойствам сильно отличается от пассивной платформенной среды, для которой характерно отсутствие влияния катастрофических землетрясений [Попова и др., 2016] на геодинамические показатели среды.

Заключение

Таким образом, сейсмоэкологический локальный мониторинг, основанный на определении энергетических характеристик волн PS от далеких землетрясений, позволяет определить пространственно-временную изменчивость геодинамических показателей напряженного состояния среды (g и St), которая может быть приурочена к разным интервалам времени наблюдений и к разным глубинным уровням земной коры. Сейсмо-экологический мониторинг позволяет выявить аномальные (контрастные) зоны повышенных напряжений, которые могут вызывать неожидан-

ное проявление слабых местных землетрясений. Этим самым они увеличивают сейсмический риск территорий проектирования ООО. Для его снижения крайне важно оценить степень деформационного воздействия на них со стороны тектонически активных областей. Оценка этого фактора необходима для обеспечения безопасности территорий проектирования, строительства и безопасной эксплуатации атомных станций и других особо важных объектов.

Результаты получены по изменению поляризационных характеристик обменных волн PS от далеких землетрясений, вызванных изменениями напряженного состояния земной коры. Это проявление ее высокой тензочувствительности и упругой нелинейности, которые наблюдаются в разных геофизических полях [Николаев, 2003]. Таким образом, перспективу развития изучения геодинамического состояния литосферы мы видим в необходимости проведения комплексного геофизического мониторинга, использующего разные геофизические поля, в расширении экспериментальной базы геофизических исследований. Геофизические исследования дают нам возможность увидеть и оценить тонкую пространственно-временную структуру геологического процесса, геологической эволюции. Представленные результаты подготовили следующий шаг исследований состояния литосферы, новое понимание строения Земли и процессов ее современной геологической эволюции.

Литература

1. Гик Л.Д. Физическое моделирование распространения сейсмических волн в пористых и трещиноватых средах // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. №4. – С. 804–815.
2. Егоркин А.В., Данилова Т.И., Рыбалов М.Б. Методика выделения обменных волн // Геология и геофизика. – 1979. – №10. – С. 107–119.
3. Макарова Н.В., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Т.В. Суханова, Коробова И.В. Геодинамические системы и геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 2007. – Т. 91. Вып. 4-5. – С. 13–27.
4. Николаев А.В. Проблемы наведенной сейсмичности. Наведенная сейсмичность. – М.: Наука, 1994. – 222 с.
5. Николаев А.В. Черты геофизики XXI века // Сборник «Проблемы геофизики XXI века». – М.: Наука, 2003. – С. 7–16.
6. Померанцева И.В., Мозженко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой Земля. – М.: Недра, 1997. – 256 с.
7. Попова О.Г., Серый А.В., Коновалов Ю.Ф., Неядько В.В. Влияние катастрофических землетрясений на напряженное состояние среды удаленных территорий // Геофизика XXI столетия: 2006 г. Сборник трудов восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. – М. – 2007. – С. 200–204.
8. Попова О.Г., Серый А.В., Коновалов Ю.Ф. Результаты долговременного сейсмического мониторинга в сейсмоопасном районе Кавказских Минеральных Вод // Геоэкология. – 2008. – №2. – С. 135–140.
9. Попова О.Г. Жигалин А.Д., Аракелян Ф.О., Неядько В.В. Геодинамический мониторинг при проектировании объектов энергетики (на примере Северной АЭС) // Геоэкология. – 2013. – №4. – С. 363–369.
10. Попова О.Г., Попов М.Г., Аракелян Ф.О., Неядько В.В., Васютинская С.Д. Основные результаты по локальному сейсмоэкологическому мониторингу в разных регионах Российской Федерации // Геоэкология. – 2016. – №6. – С. 483–496.

11. Щербакова Б.Е., Бовенко В.Г., Эрнандес Г. Использование метода обменных волн от землетрясений для изучения глубинного строения о. Куба // Прикладная геофизика. – М.: Недра, 1977. – С. 60–71.

12. Crampin S. A Review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media // Wave motion. – 1981. – №3. – Pp. 343–391.

GEODYNAMIC STATE OF THE GEOLOGICAL ENVIRONMENT OF THE TERRITORIES PLANNED AND EXISTING NUCLEAR POWER PLANTS LOCATED IN DIFFERENT TECTONICALLY ACTIVE AREAS

© 2017 O.G. Popova¹, V.M. Makeev¹, M.G. Popov², F.O. Arakelyan³, V.V. Nedyadko³

¹Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS, Russia, 101000, Moscow, Ulansky pereulok 13, building 2, e-mail: oksana-p@list.ru;

²Educational Institution of Higher Education M.V. Lomonosov Moscow State University, Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, e-mail: mgpopov@list.ru;

³LLC Atomseismoizyskaniya, Russia, 125040, Moscow, Skakovaya Str. 32, building 2, e-mail: asi_47@mail.ru

We investigated the geological environment geodynamics of Kola, Nizhniy Novgorod territories and Seversk (Tomsk) NPS, located in tectonically active different areas to determine their security through seismo-ecological monitoring from natural sources. It is shown that zones of abnormally elevated geodynamic indicators may occur in areas of weak seismic activity that are peripheral area of seismically active orogen, as well as in the Baltic shield from exposure induced processes from a distant earthquake disaster, as well as in industrial impact simultaneously on geological environment and on the particularly dangerous objects (PDO). It is necessary to consider these impacts on the geological environment existing, under construction and planned (PDO). The procedure, developed for evaluating the geodynamic state of the earth's crust based on materials of seismo-ecological monitoring, can be used in the most varied regions of the terrestrial globe and for any objects of the high ecological danger of the destruction. Identify further research areas on the basis of integration of geophysical observations and in-depth interpretation of geological data.

Keywords: geodynamics, geological environment, NPS, particularly dangerous objects.

References

1. Gik L.D. Fizicheskoe modelirovanie rasprostraneniya seismicheskikh voln v poristyyh i treshhinovatykh sredah [Physical simulation of the seismic waves propagation in porous and fractured media]. *Geologiya i geofizika*, 1997, Vol. 38, No. 4, pp. 804–815. (in Russian)

2. Egorkin A.V., Danilova T.I., Rybalov M.B. Metodika vydeleniya obmennyyh voln [The technique for PS waves identification]. *Geologiya i geofizika*, 1979, No. 10, pp. 107–119. (in Russian)

3. Makarova N.V., Makeev V.M., Dorozhko A.L., T.V. Suhanova, Korobova I.V. Geodinamicheskie sistemy i geodinamicheski aktivnye zony Vostochno-Evropejskoj platform [Geodynamic systems and geodynamically active zones of the East European platform]. *Bjull. MOIP. Otd. geol.*, 2007, Vol. 91, Issue 4-5, pp. 13–27. (in Russian)

4. Nikolaev A.V. Problemy navedennoj sejsmichnosti. Navedennaja sejsmichnost' [Problems of induced seismicity. Induced seismicity]. M.: Nauka, 1994, 222 p. (in Russian)
5. Nikolaev A.V. Cherty geofiziki XXI veka [Features of geophysics of the XXI century]. Sbornik «Problemy geofiziki XXI veka», M.: Nauka, 2003, pp. 7–16. (in Russian)
6. Pomeranceva I.V., Mozzhenko A.N. Sejsmicheskie issledovanija s apparaturoj Zemlja [Seismic research with equipment «Zemlja»]. M.: Nedra, 1997, 256 p. (in Russian)
7. Popova O.G., Seryj A.V., Konovalov Ju.F., Nedjad'ko V.V. Vlijanie katastroficheskikh zemletrjasenij na naprjazhennoe sostojanie sredy udalennyh territorij [The impact of catastrophic earthquakes on the stress state of the remote territories environment]. Geofizika XXI stoletija: 2006, Sbornik trudov vos'myh geofizicheskikh chtenij im. V.V. Fedynskogo, M. 2007, pp. 200–204. (in Russian)
8. Popova O.G., Seryj A.V., Konovalov Ju.F. Rezul'taty dolgovremennogo sejsmicheskogo monitoringa v sejsmoопасnom rajone Kavkazskih Mineral'nyh Vod [Results of long-term seismic monitoring in the seismic region of the Caucasian Mineral Waters]. Geojekologija, 2008, No. 2, pp. 135–140. (in Russian)
9. Popova O.G. Zhigalin A.D., Arakeljan F.O., Nedjad'ko V.V. Geodinamicheskij monitoring pri proektirovanii ob'ektov jenergetiki (na primere Severskoj AJeS) [Geodynamic monitoring in the design of energy facilities (in the example of Seversk NPP)]. Geojekologija. 2013, No. 4. pp. 363–369. (in Russian)
10. Popova O.G., Popov M.G., Arakeljan F.O., Nedjad'ko V.V., Vasjutinskaja S.D. Osnovnye rezul'taty po lokal'nomu sejsmojekologicheskomu monitoringu v raznyh regionah Rossijskoj Federacii [The main results on local seismic and environmental monitoring in different regions of the Russian Federation]. Geojekologija, 2016, No. 6, pp. 483–496. (in Russian)
11. Shherbakova B.E., Bovenko V.G., Jernandes G. Ispol'zovanie metoda obmennyh voln ot zemletrjasenij dlja izuchenija glubinnogo stroenija o. Kuba [The use of the method of exchange waves from earthquakes to study the deep structure of Cuba isle]. Prikladnaja geofizika, M.: Nedra, 1977, pp. 60–71. (in Russian)
12. Crampin S. A Review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media // Wave motion. – 1981. – №3. – Pp. 343–391.

УДК 551:550.34

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ОЧАГА ОНИЙСКОГО- II ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 7 СЕНТЯБРЯ 2009 г. НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

© 2017 Е. А. Рогожин, д.г.-м.н., проф.

Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: eurog1947@yandex.ru

В статье приведены сейсмологические и сеймотектонические материалы о главном толчке и афтершоках Онийского-II землетрясения 7 сентября 2009 г. с $M_S = 5,8$ на южном склоне Большого Кавказа. Положение облака эпицентров основного толчка и афтершоков совпадает с северной ветвью очаговой зоны Рачинского землетрясения 29.04.1991 г. с $M_S = 7,0$, $I_0 = 7-8$. Глубина гипоцентра основного толчка составляет 8-15 км. В качестве действующей в очаге принята пологая плоскость, погружающаяся в север – северо-восточном направлении. Тип подвижки по такой плоскости – надвиг с компонентами правостороннего сдвига. Сейсмодислокации носили вторичный, гравитационный характер. Результаты палеосейсмологические исследований, проведенных в восточной части эпицентральной области, Рачинского землетрясения, показали, что в этом сейсмической очаге и раньше происходили сильные сейсмические толчки. Согласно полученным данным возраст предыдущего сильного землетрясения в Рача-Джавской зоне (т. е. до 1991 г.) – около 2000 лет назад. Еще одно, более древнее событие произошло около 6000 лет назад. Период повторяемости сильных землетрясений, подобных катастрофе 1991 г., таким образом, составляет в среднем 2000-3000 лет.

Ключевые слова: Землетрясение, очаг, афтершок, сейсмодислокация, магнитуда, интенсивность.

Онийское-II землетрясение произошло 7 сентября 2009 г. в 22 h 41 m с $K_p = 14,2$, $M_S = 5,8$, $M_w = 6,2$ [Габсатарова, 2015]. Его эпицентр локализован на южном склоне Большого Кавказа, в провинции Рача, в средней части долины р. Риони на севере Грузии, примерно в 6 км от г. Они. Интенсивность в эпицентре составила $I_0 = 6-7$ баллов.

Положение основного толчка и афтершоков (рис. 1) совпадает с северной ветвью очаговой зоны Рачинского землетрясения 29.04.1991 г. с $M_S = 7,0$, $I_0 = 7-8$ [Габсатарова, 2015], одного из сильнейших землетрясений XX в. на Кавказе. Глубина гипоцентра основного толчка по данным основных сейсмологических центров (NC, TIF, MOS, GCMT, NEIC, CSEM, ISC) определена в интервале $h = 8-15$ км.

Все последующие годы этот район оставался высокосейсмичным. Здесь 06.02.2006 г. в районе той же северной части Рачинской зоны произошло 6-балльное Онийское-I землетрясение с $K_p = 12,3$, $M_S = 5,0$ [Габсатарова и др., 2012]. Анализ долговременной сейсмической активности на Северном Кавказе позволяет выделить этот район, наряду с отдельными зонами в его восточной части, как наиболее активный ($A3,3^3 1,5$) в центральной зоне [Рогожин и др., 2013] (рис. 2).

Землетрясение 7 сентября 2009 г. сопровождалось достаточно интенсивным афтершоковым процессом, мониторинг которого проводился А. И. Лутиковым сначала по данным ГС РАН (рис. 3), а затем и с помощью временной сети сейсмических

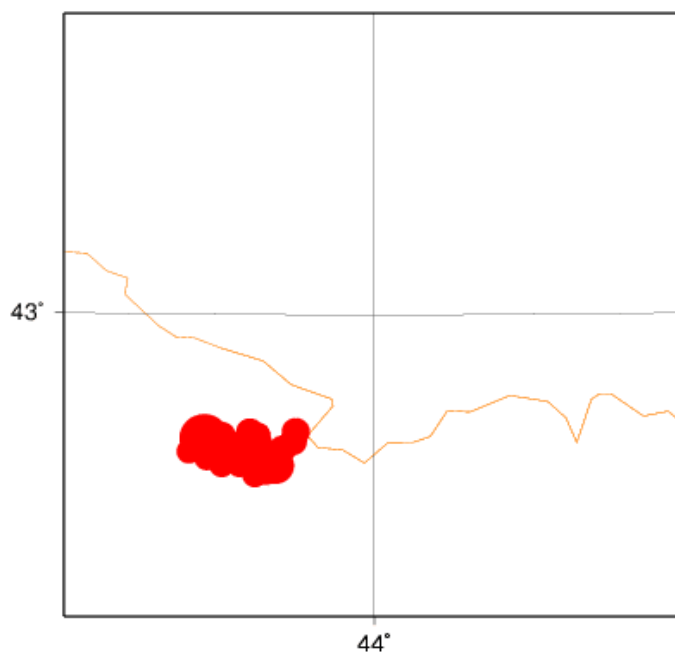


Рис. 1. Эпицентры главного и 32 повторных толчков, зарегистрированных в Службе срочных донесений Геофизической службы РАН в регионе $lon = 43,5$ $lat = 42,5$ в период с 7 по 15 сентября 2009 г. Желтой линией показана государственная граница РФ

станций, развернутой в восточной (югоосетинской) части эпицентральной области [Рогожин и др., 2009]. За первые 36 часов с момента главного события произошло 24 афтершока с $3,7 \leq m_b \leq 5,1$ ($3,2 \leq M_S \leq 4,5$). Величина суммарного скалярного сейсмического момента, высвободившегося за это время в афтершоках, составила $2,93 \cdot 10^{17}$ Н·м или порядка 22% от скалярного сейсмического момента главного события ($M_0 = 1,33 \cdot 10^{18}$ Н·м). Ход высвобождения скалярного сейсмического момента в афтершоках в этот период был близок к линейному с коэффициентом линейной корреляции $R_C \approx 0,98$ (см. рис. 3).

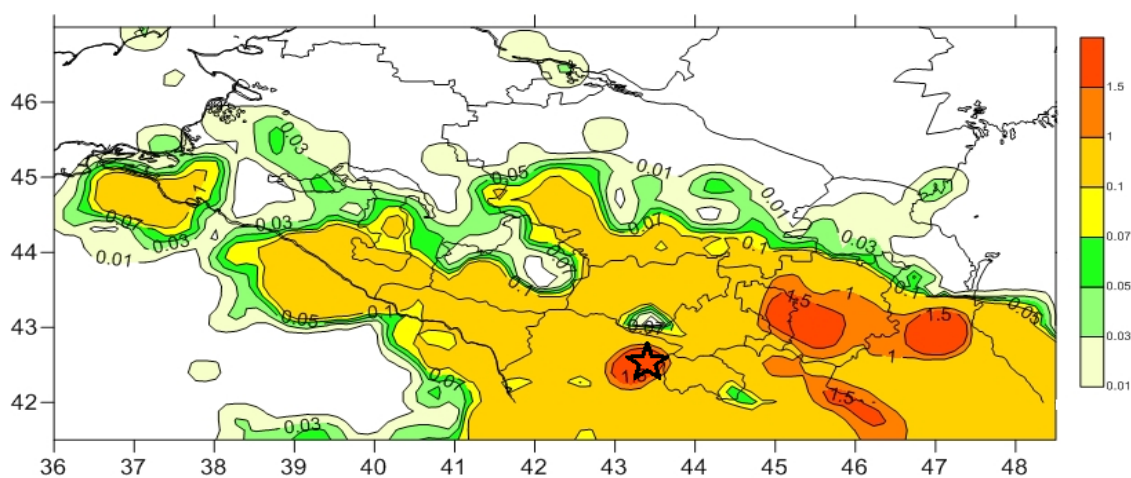


Рис. 2. Карта сейсмической активности А3,3 Северокавказского региона РФ и сопредельных территорий по [Рогожин и др., 2013] (звездой показано положение эпицентра Онийского-II землетрясения 07.09.2009 г.)

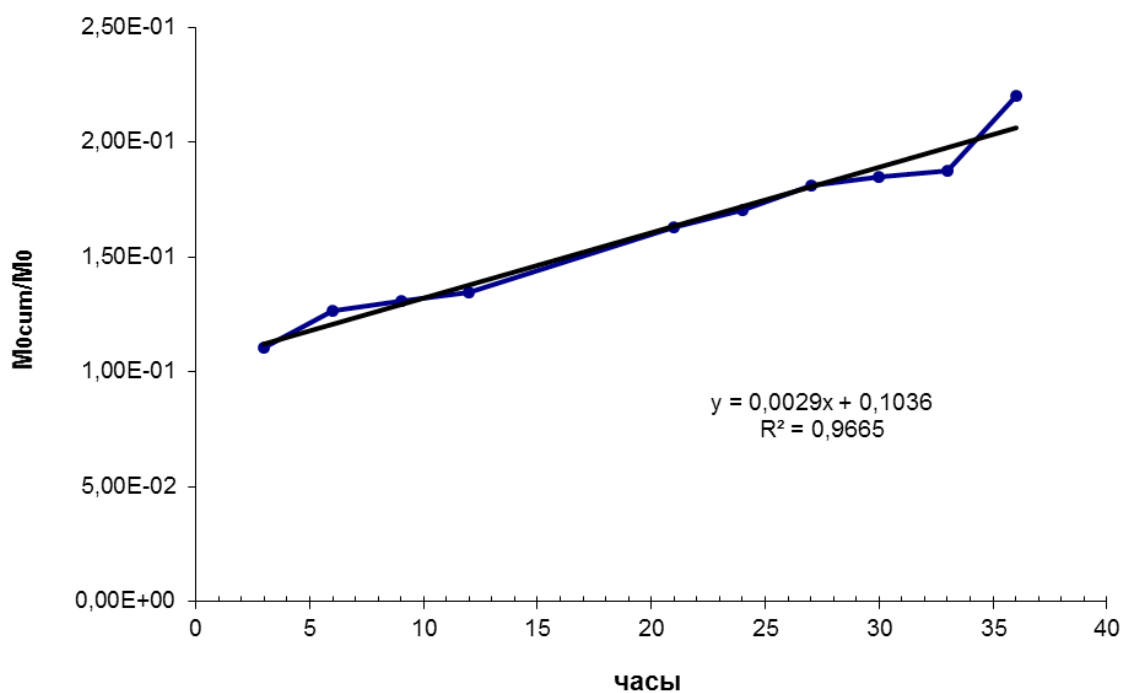


Рис. 3. Высвобождение скалярного сейсмического момента в афтершоках землетрясения 07.09.2009 г. в долях от скалярного сейсмического момента главного события за первые 36 часов развития афтершокового процесса

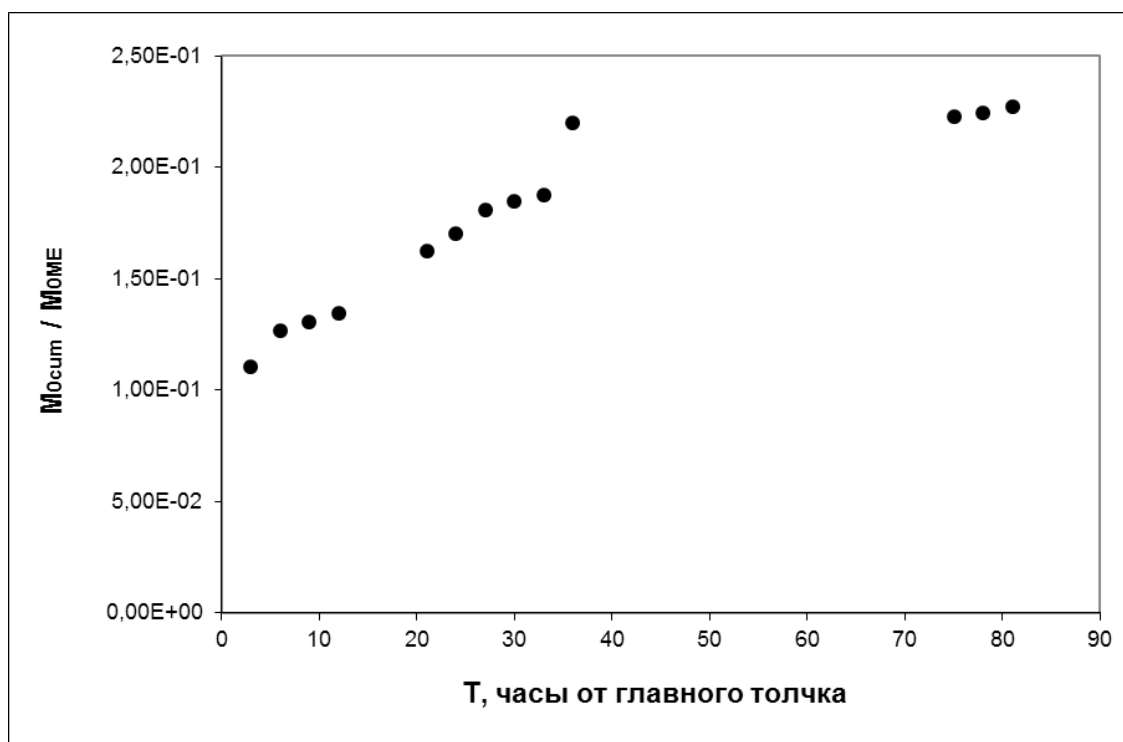


Рис. 4. Высвобождение скалярного сейсмического момента в афтершоках землетрясения 07.09.2009 г. в долях от скалярного сейсмического момента главного события в течение первых 3,5 суток афтершокового процесса

Дефицит в высвобождении скалярного сейсмического момента по линейному участку развития афтершоковой последовательности в течение первых 36 часов к 8 утра 11 сентября характеризовался величиной недовысвободившегося сейсмического момента приблизительно $1,48 \cdot 10^{17}$ Н·м (рис. 4), что было эквивалентно ожидавшемуся в ближайшие дни повторному толчку с моментной магнитудой $M_w \approx 5$. Следует отметить, что это заключение оказалось правильным. Уже 12 сентября 2009 г. произошел афтершок с $m_b = 4,6$ интенсивностью 4,5 балла.

Четкую модель очага Онийского-II землетрясения 7 сентября с $M_w = 6,2$ [Габсатарова, 2015] позволяют построить собранные сейсмологические и макросейсмические данные. Согласно этим материалам и решениям фокального механизма в качестве действующей в очаге принята пологая плоскость, погружающаяся в север – северо-восточном направлении. Тип подвижки по такой плоскости – надвиг с компонентами правостороннего сдвига (рис. 5) и левостороннего – по альтернативной плоскости.

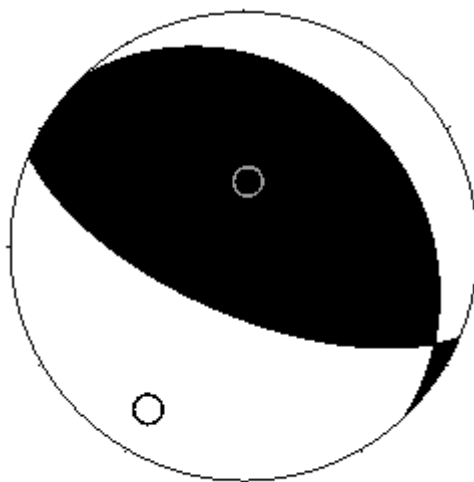


Рис. 5. Механизм очага землетрясения 7 сентября 2009 г. по СМТ – Каталогю тензора момента центроида.

Этим очаг землетрясения 2009 г. похож на очаги Рачинского толчка 1991 г. [Рогожин и др., 1993] и Онийского-I [Габсатарова и др., 2012]. Смещение в очаге можно рассматривать в качестве проявления главной тенденции горизонтальных движений Большого Кавказа – поддвигания фундамента Грузинской глыбы под антиклинорий Главного хребта и флишевый синклинорий. Такая геодинамическая модель подтверждается результатами геодезических работ методами GPS [Милуков и др., 2015].

После Онийского-II землетрясения сотрудниками ИФЗ РАН были проведены исследования в Республике Южная Осетия в восточной части эпицентральной зоны [Овсяченко и др., 2011а, б]. Собственные сейсмодислокации этого нового сейсмического события носили вторичный, сейсмогравитационный характер (в основном обрушение глыб с крутых склонов) и были распространены на местности весьма редко (рис. 6).

В ходе проведенных полевых работ удалось выполнить палеосейсмологические наблюдения сейсмодислокаций, оставленных древними, доисторическими зем-



Рис. 6. Глыбы, обрушившиеся на пос. Часовал при Онийском-II землетрясении (фото А. Н. Овсяченко).

летрясениями. Все они носили также сейсмогравитационный характер: оползни, оползне-обвалы, каменные лавины, подпрудные озера. Были изучены многочисленные древние сейсмодислокации, пространственно связанные с эпицентральной зоной Рачинского землетрясения 1991 г. Установлено, что в этом сейсмическом очаге и раньше происходили сильные сейсмические толчки. Согласно полученным данным наиболее вероятный возраст предыдущего сильного землетрясения в Рача-Джавской зоне (т.е. до 1991 г.) – около 2000 лет назад. Еще одно, более древнее событие произошло около 6000 лет назад. Период повторяемости сильных землетрясений, подобных катастрофе 1991 г., таким образом, составляет в среднем 2000-3000 лет.

Литература

1. Габсатарова И. П. Онийское-II землетрясение 7 сентября 2009 г. с $K_p = 14,2$, $M_S = 5,8$ (Грузия) // Землетрясения Северной Евразии, 2009 год. – Обнинск: ГС РАН, 2015. – С. 325-333.
2. Габсатарова И. П., Головкова Л. В., Селиванова Е. А. Онийское-I землетрясение 6 февраля 2006 г. с $M_S = 5,0$, $I_0^P = 6$ (Грузия) // Землетрясения Северной Евразии, 2006 год. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 308-313.
3. Милюков В. К., Миронов А. П., Рогожин Е. А., Стеблов Г. М. Оценки скоростей современных движений Северного Кавказа по GPS наблюдениям // Геотектоника. – 2015. – №3. – С. 56-65.
4. Овсяченко А. Н., Новиков С. С., Ларьков А. С., Мараханов А. В. Особенности сейсмотектоники и древние землетрясения Южной Осетии (часть 1) // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. – 2011а. – 12. – №3. – С. 55-68.

5. Овсяченко А. Н., Новиков С. С., Ларьков А. С., Мараханов А. В. Особенности сейсмотектоники и древние землетрясения Южной Осетии (часть 2) // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. – 2011б. – 12. – №4. – С. 57-63.

6. Рогожин Е. А., Арефьев С. С., Богачкин Б. М. и др. Комплексный анализ геологических и сейсмологических данных и сейсмотектоническое представление об очаге Рачинского землетрясения // Физика Земли. – 1993. – №3. – С. 70-77.

7. Рогожин Е. А., Арефьев С. С., Мараханов А. В., Овсяченко А. Н., Новиков С. С., Матвеев И. В., Молотков С. Г. Недавнее землетрясение на Центральном Кавказе // Геофизические исследования. – 2009. – Т. 10. №4. – С. 64-66.

8. Рогожин Е. А., Лутиков А. И., Овсяченко А. Н., Донцова Г. Ю., Кучай М. С., Родина С. Н. Опыт детального сейсмического районирования Северного Кавказа // Природные и техногенные риски. Безопасность сооружений. – 2013. – №4. – С. 38-42.

TECTONIC POSITION, SISMOLOGICAL AND GEOLOGICAL MANIFESTATION OF 7 SEPTEMBER 2009 ONI-II EARTHQUAKE FOCUS ON THE SOUTHERN SLOPES OF THE GREAT CAUCASUS

© 2017 E. A. Rogozhin, Sc. Doctor (Geol.-Min.), prof.

Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz,
Markov Str., 93 a, e-mail: eurog1947@yandex.ru

The article provides seismological and seismotectonic materials about the main shock and aftershocks of the Oni-II earthquake of 7 September 2009, with $M_S = 5,8$ on the South slope of the Greater Caucasus. The position of the cloud of epicenters of the main shock and aftershocks coincides with the northern branch of the focal zone of 29.04.1991 Racha earthquake, $M_S = 7,0$, $l_0 = 7-8$. The focal depth of the main shock is 8 to 15 km. As the active in the focus adopted the sloping plane, plunging to the North – North-East direction. Type progress on such a plane – thrust with component of right-lateral strike-slip. Seismodislocations were of secondary gravitational nature. The results of paleoseismological studies conducted in the Eastern part of the epicentral area of the Racha earthquake, showed that this seismic source the strong seismic shocks happened before. According to the obtained data, the age of the previous strong earthquake in the Racha – Dzhava zone (i.e., before 1991) – about 2000 years ago. Another, more ancient event occurred about 6,000 years ago. The recurrence period of strong earthquakes, similar to the disaster of 1991, thus, is an average of 2000-3000 years.

Keywords: Earthquake, focus, aftershock, seismodislocations, magnitude, intensity.

References

1. Gabsatarova I. P. Onijskoe-II zemletrjasenie 7 sentjabrja 2009 g. s $K_p = 14,2$, $M_S = 5,8$ (Gruzija) [Oni-II earthquake on September 7, 2009 with $K_p=14.2$, $M_S=5.8$ (Georgia)]. Zemletrjasenija Severnoj Evrazii, 2009, Obninsk: GS RAN, 2015, pp. 325-333. (in Russian)

2. Gabsatarova I. P., Golovkova L. V., Selivanova E. A. Onijskoe-I zemletrjasenie 6 fevralja 2006 g. s $M_S = 5.0$, $I_0^p = 6$ (Gruzija) [Oni-I earthquake on February 6, 2006 with $M_S = 5.0$, $I_0^p = 6$ (Georgia)]. Zemletrjasenija Severnoj Evrazii, 2006, Obninsk: GS RAN, 2012, pp. 308-313. (in Russian)
3. Miljukov V. K., Mironov A. P., Rogozhin E. A., Steblov G. M. Ocenki skorostej sovremennyh dvizhenij Severnogo Kavkaza po GPS nabljudenijam [Estimates of velocities of modern movements in the Northern Caucasus from GPS observations]. Geotektonika, 2015, No. 3, pp. 56-65. (in Russian)
4. Ovsjuchenko A. N., Novikov S. S., Lar'kov A. S., Marahanov A. V. Osobennosti sejsmotektoniki i drevnie zemletrjasenija Juzhnoj Osetii (chast' 1) [Features of seismotectonics and ancient earthquakes of South Ossetia (part 1)]. Vestnik Vladikavkazskogo nauchnogo centra RAN i RSO-A, 2011a, 12, No. 3, pp. 55-68. (in Russian)
5. Ovsjuchenko A. N., Novikov S. S., Lar'kov A. S., Marahanov A. V. Osobennosti sejsmotektoniki i drevnie zemletrjasenija Juzhnoj Osetii (chast' 2) [Features of seismotectonics and ancient earthquakes of South Ossetia (part 2)]. Vestnik Vladikavkazskogo nauchnogo centra RAN i RSO-A, 2011b, 12, No. 4, pp. 57-63. (in Russian)
6. Rogozhin E. A., Aref'ev S. S., Bogachkin B. M. i dr. Kompleksnyj analiz geologicheskikh i sejsmologicheskikh dannyh i sejsmotektonicheskoe predstavlenie ob ochage Rachinskogo zemletrjasenija [Comprehensive analysis of geological and seismological data and seismotectonic idea of the focus of the Racha earthquake]. Fizika Zemli, 1993, No. 3, pp. 70-77. (in Russian)
7. Rogozhin E. A., Aref'ev S. S., Marahanov A. V., Ovsjuchenko A. N., Novikov S. S., Matveev I. V., Molotkov S. G. Nedavnee zemletrjasenie na Central'nom Kavkaze [The recent earthquake in the Central Caucasus]. Geofizicheskie issledovanija, 2009, Vol. 10, No. 4, pp. 64-66. (in Russian)
8. Rogozhin E. A., Lutikov A. I., Ovsjuchenko A. N., Doncova G. Ju., Kuchaj M. S., Rodina S. N. Opyt detal'nogo sejsmicheskogo rajonirovanija Severnogo Kavkaza [The experience of detailed seismic zoning of the North Caucasus]. Prirodnye i tehnogennye riski, Bezopasnost' sooruzhenij, 2013, No. 4, pp. 38-42. (in Russian)

УДК 550.347.42; 550.837.21

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАНЫМ ВДОЛЬ ЧЕГЕМСКОГО ПРОФИЛЯ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

© 2017 А. Г. Шемпелев^{1, 2}, к.г.-м.н., С. У. Кухмазов³, М. А. Компаниец²,
К. С. Харебов¹, к.т.н., Х. О. Чотчаев¹, С. П. Шамановская²

¹Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_gas@mail.ru;

²АО «Кавказгеолсъёмка», Россия, 357600, Ставропольский край, г. Ессентуки, ул. Кисловодская, д. 203;

³ООО «Сей-Эко-Геон», Россия, 357623, Ставропольский край, г. Ессентуки, ул. Пушкина, д. 50

Несколькими организациями в последние десятилетия были выполнены региональные геофизические исследования различными методами в пределах Северного Кавказа. Вдоль Чегемского профиля (перевал Китлод – г. Буденновск) впервые к северу от зоны сочленения структур Большого Кавказа со Скифской плитой получены две чёткие субгоризонтальные сейсмические границы, разделяющие, вероятно, платформенный чехол, переходный комплекс и консолидированный фундамент. Платформенный чехол, представленный палеозойскими отложениями большой мощности, по аналогии со многими территориями мира, где уже обнаружены и разведаны уникальные месторождения нефти, включая шесть залежей углеводородов, в числе которых и газоконденсатное Кармалиновское месторождение в зоне Передового хребта, может оказаться перспективным на нефтегазовые структуры. Результаты глубинных геофизических работ последних лет могут скорректировать направление поисков углеводородов в регионе. Известные в этом районе Предкавказья восточнее Чегемского профиля нефтегазоносные структуры осадочного чехла приурочены к выделяемым по геофизике поднятиям в консолидированной коре или к их краевым частям. Это даёт основание ожидать наличие углеводородов, вероятно, в материнских палеозойских образованиях Чернолесской впадины, а также соответственно новые перспективные участки и в осадочном чехле по её обрамлению.

Ключевые слова: Большой Кавказ, Скифская плита, глубинные геофизические исследования, метод обменных волн землетрясений, метод магнитотеллурических зондирований.

В предгорной части территории Предкавказья в течение нескольких десятилетий проведён большой объём геофизических, прежде всего, сейсморазведочных работ с целью выявления структур, перспективных на нефть и газ, в том числе с 1985 г. с целью поиска неантиклинальных ловушек на глубинах до 6-8 км. В процессе этих работ достаточно детально изучено строение осадочного чехла Скифской плиты вплоть до подошвы меловых отложений. Для изучения рельефа разновозрастного фундамента и выяснения характера его тектонического взаимоотношения с осадочным чехлом широко использовался корреляционный метод преломленных волн (КМПВ) в комплексе с методом отражённых волн (МОВ) и электроразведкой. Их данные явились основой для построения тектонических схем поверхности фундамента. Однако на участках с распространением пермо-триасовых отложений результаты сейсморазведки оказались неоднозначными, что обусловлено блоковой

тектоникой и физическими свойствами отложений перми и триаса, которые имеют незначительные отличия от пород палеозоя. Последние сложены осадочными породами (глины, песчаники, известняки), степень метаморфизма которых колеблется в разных тектонических зонах от умеренной до сильной. На отдельных участках породы палеозоя сохраняют слоистость, что может представлять интерес с точки зрения обнаружения структур, благоприятных для скопления углеводородов (УВ). Поэтому, в связи с незначительным фондом перспективных нефтегазовых объектов в мезо-кайнозойском осадочном чехле, в пределах Предкавказья на первый план выходит проблема вовлечения в геологоразведочный процесс мощного (несколько км) сложно построенного и слабо изученного комплекса образований палеозоя. На сегодняшний день в мире выявлено более 400 промышленных нефтяных и газовых месторождений, запасы которых частично или полностью сосредоточены в породах фундамента. В Предкавказье также открыто в приповерхностной части фундамента шесть залежей углеводородов, в частности, газоконденсатное Кармалиновское месторождение с залежью в отложениях палеозоя.

Результаты глубинных геофизических работ последних лет могут скорректировать направление поисков углеводородов в регионе. На территории Северного Кавказа и Предкавказья в рамках работ по проблеме прогноза землетрясений с целью изучения строения земной коры создана сеть региональных профилей глубинных исследований. В частности, в 2014 г. АО «Кавказгеолсъёмка» и ООО «Сей-Эко-Геон» методами обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллурических зондирований (МТЗ) был отработан один из профилей этой сети – Чегемский. Он располагается от перевала Китлод на северных склонах Кавказа и до города Буденновск в Предкавказье (рис. 1), то есть в пределах альпийской структуры Большой Кавказ и Скифской эпигерцинской плиты. Ниже рассматриваются результаты этих работ на фоне материалов ранее выполненных гравимагнитных съёмок и полученный глубинный геолого-геофизический разрез вдоль интерпретационной линии Чегемского профиля протяжённостью 210 км.

Гравитационное поле, представленное графиком Δg и разрезом эффективной плотности (рис. 2 и 3), характеризуется минимальными значениями в южном конце профиля и относительно повышенными на 80-100 мГал в остальной его части. Зоной резкого градиента поля силы тяжести в интервале 10-го – 60-го километров профиля разрез делится на два блока, значительно отличающихся по эффективной плотности.

Земная кора вдоль Чегемского профиля по эффективной намагниченности также чётко распадается на два блока (рис. 2 и 3). Магнитное поле $(\Delta T)_a$, относительно отрицательное в региональном плане для Главного хребта Большого Кавказа, осложнено локальными аномалиями разных знаков для южной горной части Чегемского профиля. Предкавказский блок, практически, на всю мощность земной коры характеризуется повышенными значениями эффективной намагниченности. Причём на фоне относительно спокойного магнитного поля в районе профиля известна протяжённая магнитная положительная аномалия (до 500 нТл) северо-западного простиранья. Юго-восточная ее часть пересекается линией профиля (90-й км).

Сейсмологические исследования по Чегемскому профилю заключались в проведении работ методом обменных PS-волн от далёких землетрясений и методом сейсмической томографии. Обработка данных МОВЗ нацелена на картирование границ раздела слоев с различающимися между собой значениями скоростей сейс-

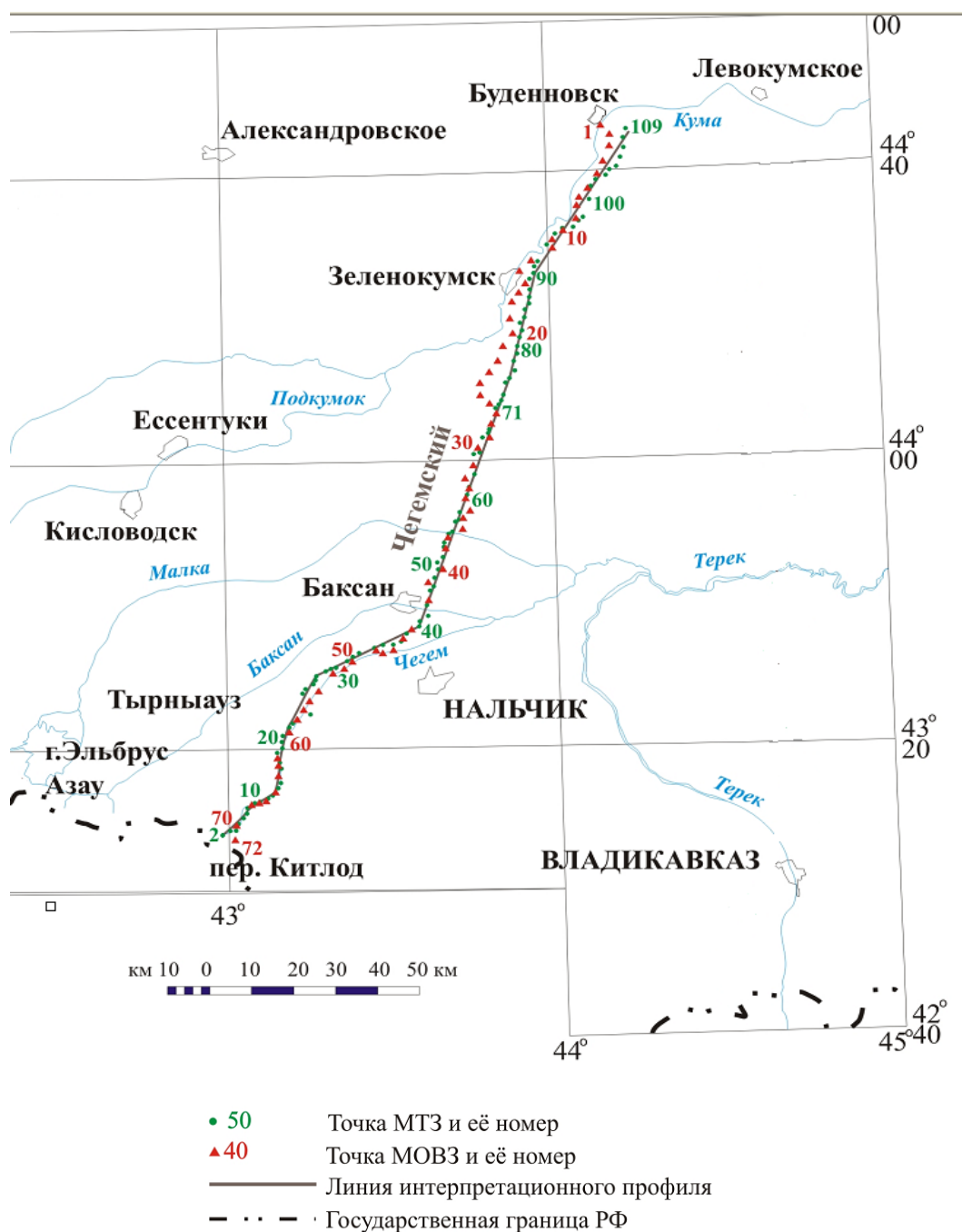


Рис. 1. Схема расположения станций геофизических наблюдений вдоль Чегемского профиля

мических волн. При обработке данных метода сейсмической томографии делается акцент на выявление скоростных аномалий (неоднородностей) вдоль профиля. Результаты сейсмологических исследований приведены на рисунке 4, авторами (Ю. А. Геворкян, С. У. Кухмазов) которых в интервале 50-го – 70-го километров профиля предполагается зона контакта разнородных блоков земной коры. Южный блок отличается часто интенсивными, но слабо коррелируемыми между станциями, границами обмена при относительно высоких скоростях в верхней части разреза. Севернее, в пределах Скифской плиты, фиксируются две области (в интерва-

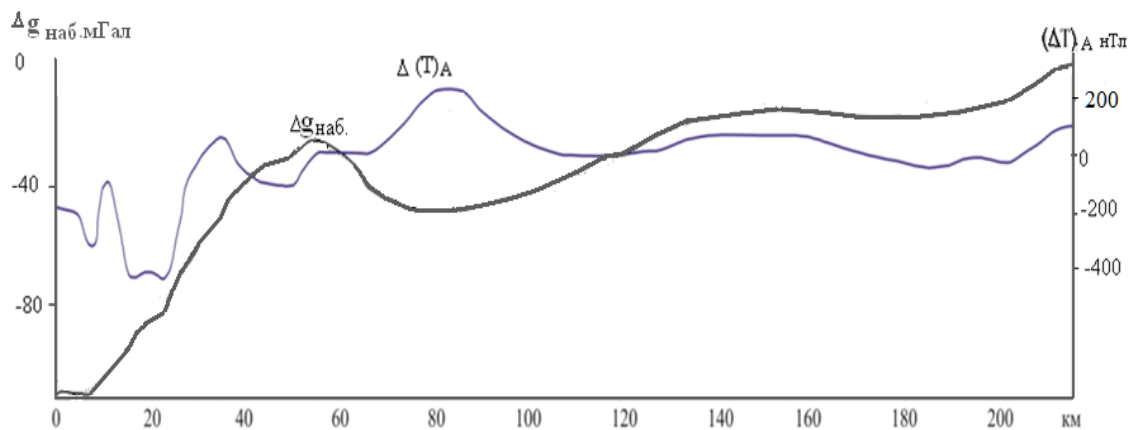
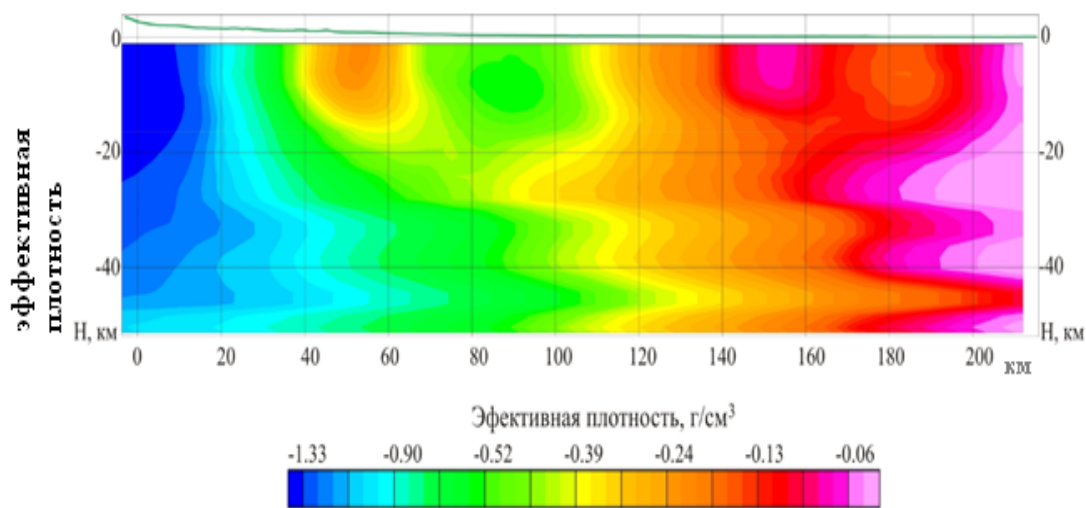


Рис. 2. Графики физических полей

ЭФФЕКТИВНАЯ ПЛОТНОСТЬ КОРЫ ВДОЛЬ ЛИНИИ ПРОФИЛЯ



ЭФФЕКТИВНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ КОРЫ ВДОЛЬ ЛИНИИ ПРОФИЛЯ

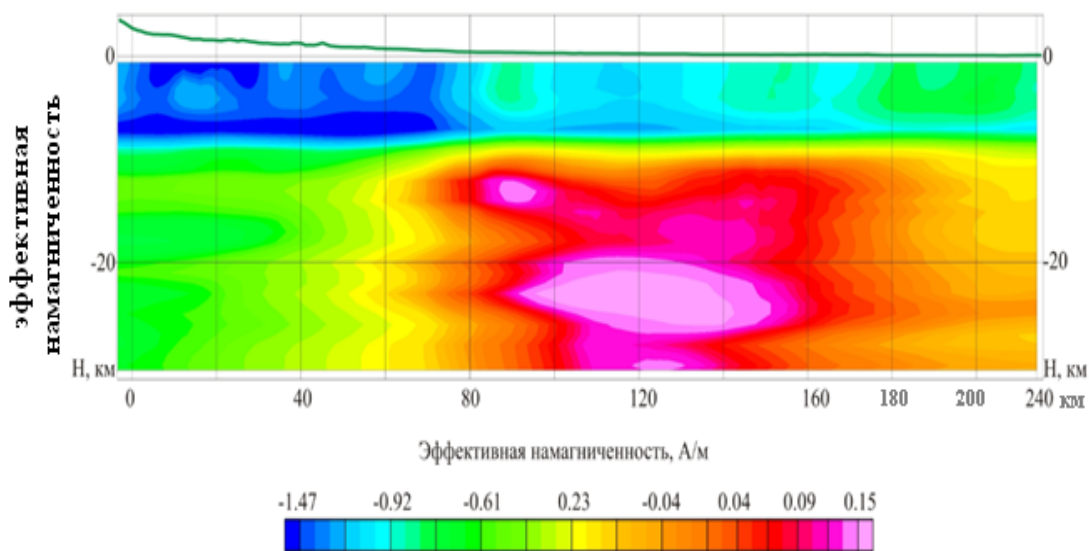


Рис. 3.

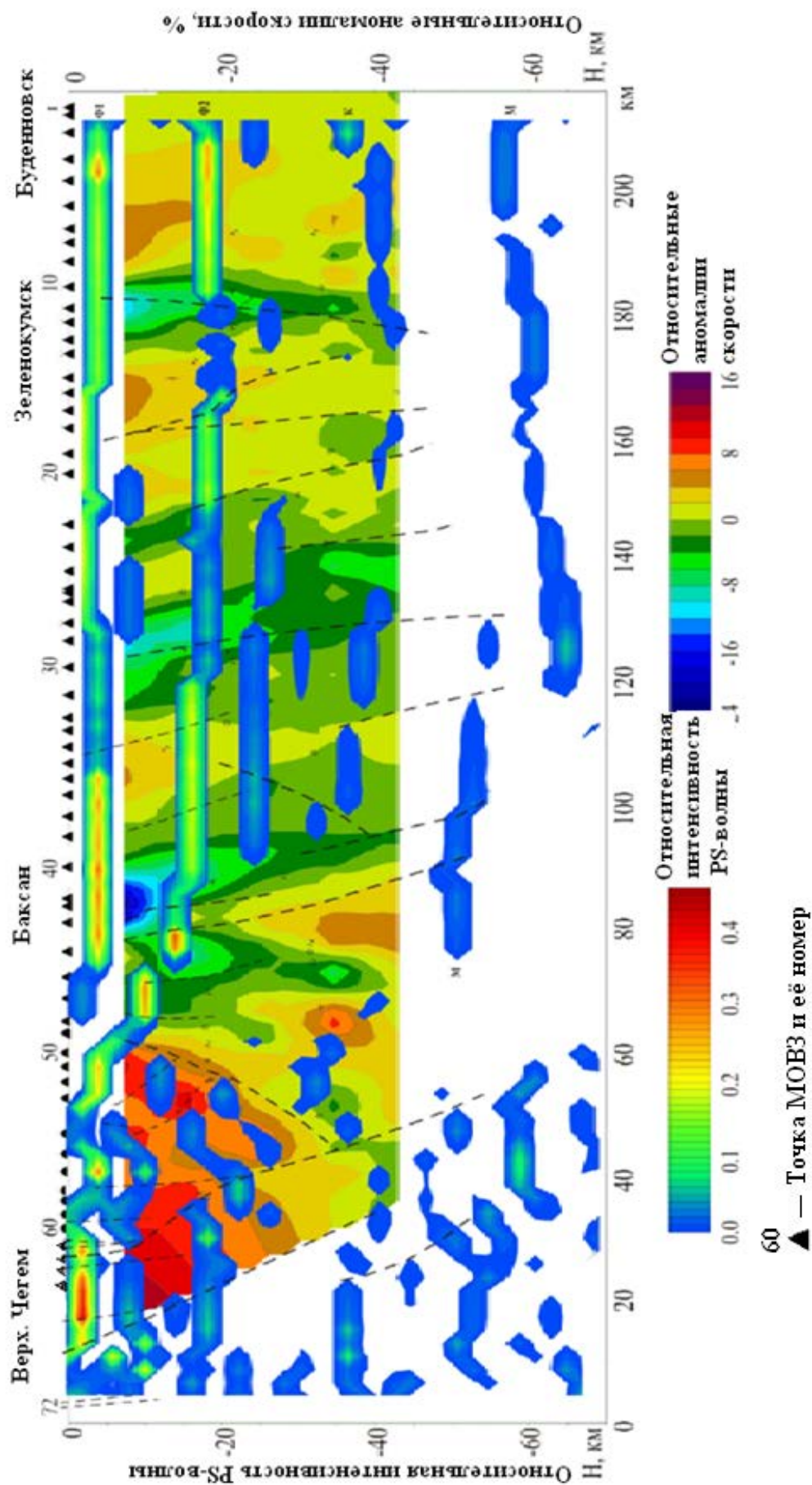


Рис. 4. Сейсмологическая модель земной коры по линии Чегемского профиля

лах 60-95 км и 110-140 км) и одна зона (в интервале 165-178 км) низких значений относительных скоростных аномалий продольных сейсмических волн. В пределах центральной и северной частей разреза зафиксированы две чёткие, практически, горизонтальные границы обмена PS-волн. Одна из них прослеживается на глубинах 3-5 км, другая – 15-18 км. В пределах Скифской плиты ниже 20-ти км сейсмические границы обменных PS-волн прерывисты и слабо выражены.

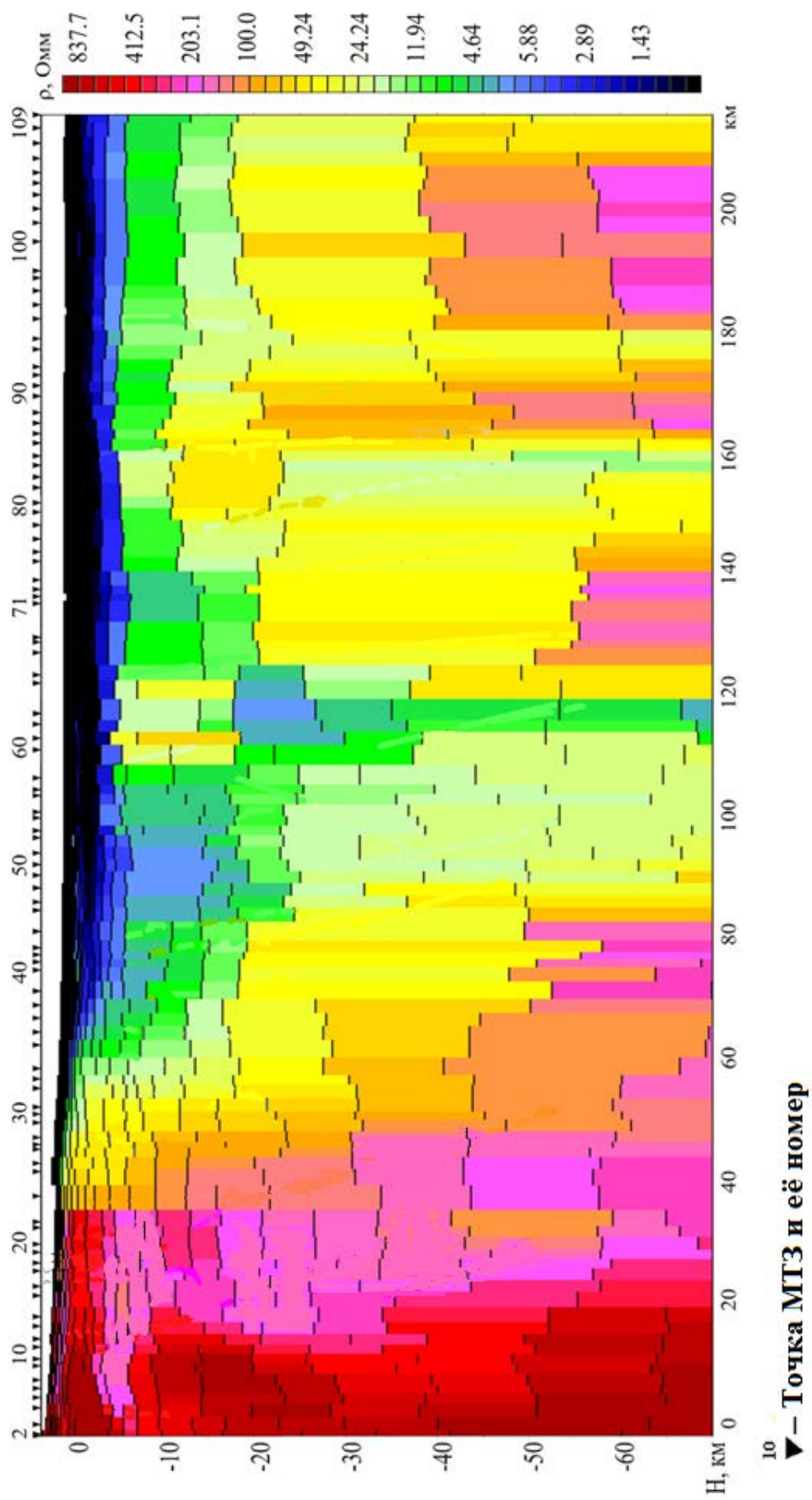
Земная кора Чегемского разреза в геоэлектрическом поле по результатам 2D-инверсии магнитотеллурических данных также распадается на два блока. Причём в районе 45-го километра профиля на глубинах более 10 км по данным авторов работ М. А. Компанийца и С. П. Шамановской фиксируется резкая смена ориентировки осей эллипсов поляризации и изменение их формы. Южный блок выделяется наибольшими значениями кажущихся сопротивлений в верхней части земной коры (рис. 5), где они достигают 1000 и более омметров (Омм). Для глубоких горизонтов земной коры и, вероятно, для верхней мантии южного блока они не превышают двух-трёх сотен Омм. В то же время в пределах предкавказского блока отмечаются очень низкими значениями кажущихся сопротивлений (до 10 Омм) верхняя часть геологического разреза и несколькими сотнями омметров более глубокие горизонты земной коры и верхняя мантия. Следует обратить внимание на то, что ось слоя высокой проводимости располагается на глубинах 2-4 км.

Для большей объективности представлений о глубинном геолого-геофизическом разрезе по линии Чегемского профиля материалы наблюдаемой волновой картины методом обменных волн землетрясений (функции приёмников станций МОВЗ) совмещены с решением обратной двумерной задачи МТЗ по программе Reboss (рис. 6).

Приведённые выше фактические материалы показывают, что земная кора в пределах Чегемского разреза распадается на два региональных блока, значительно отличающихся практически по всем геофизическим параметрам. Зона раздела блоков находится между 40-м и 70-м километрами профиля. Здесь её положение можно предполагать по смене эффективной намагничённости, повышенным градиентам электропроводности, а также по деформациям границ обмена PS-волн и относительной аномалии понижения скорости продольных сейсмических волн.

Эта зона раздела может быть Предкавказским разломом [Шемпелев, 1982], который по результатам количественных расчётов гравитационных аномалий падает на северо-восток до глубин порядка 14-ти км под углом около 55°. К зоне разлома приурочено значительное число очагов землетрясений, зафиксированных в этом районе в основном на глубинах 10-20 км.

Южный блок – это структуры Большого Кавказа (поднятие Главного хребта и Северо-Кавказская моноклинали). Блок характеризуется минимальными значениями поля силы тяжести (рис. 2 и 3), которым могут отвечать разуплотнение земной коры и увеличение её толщины, что наблюдается и по другим региональным геофизическим профилям антикавказского направления [Шемпелев и др., 2015, 2017]. Аномалии магнитного поля до 200-250 нТл (рис. 2 и 3) связываются с неогеновыми игнимбритами, туфами и лавами андезито-дацитов Верхне- и Нижне-Чегемских вулканических построек. Поднятие Главного хребта в основном представлено палеозойскими гранитами, мигматитами разной степени магматизации и метаморфическими породами. Значительно дифференцированные электрические и скоростные характеристики верхней части разреза соответствуют весьма сложно-

Рис. 5. Геоэлектрический разрез по данным МТЗ, $h=70$ км

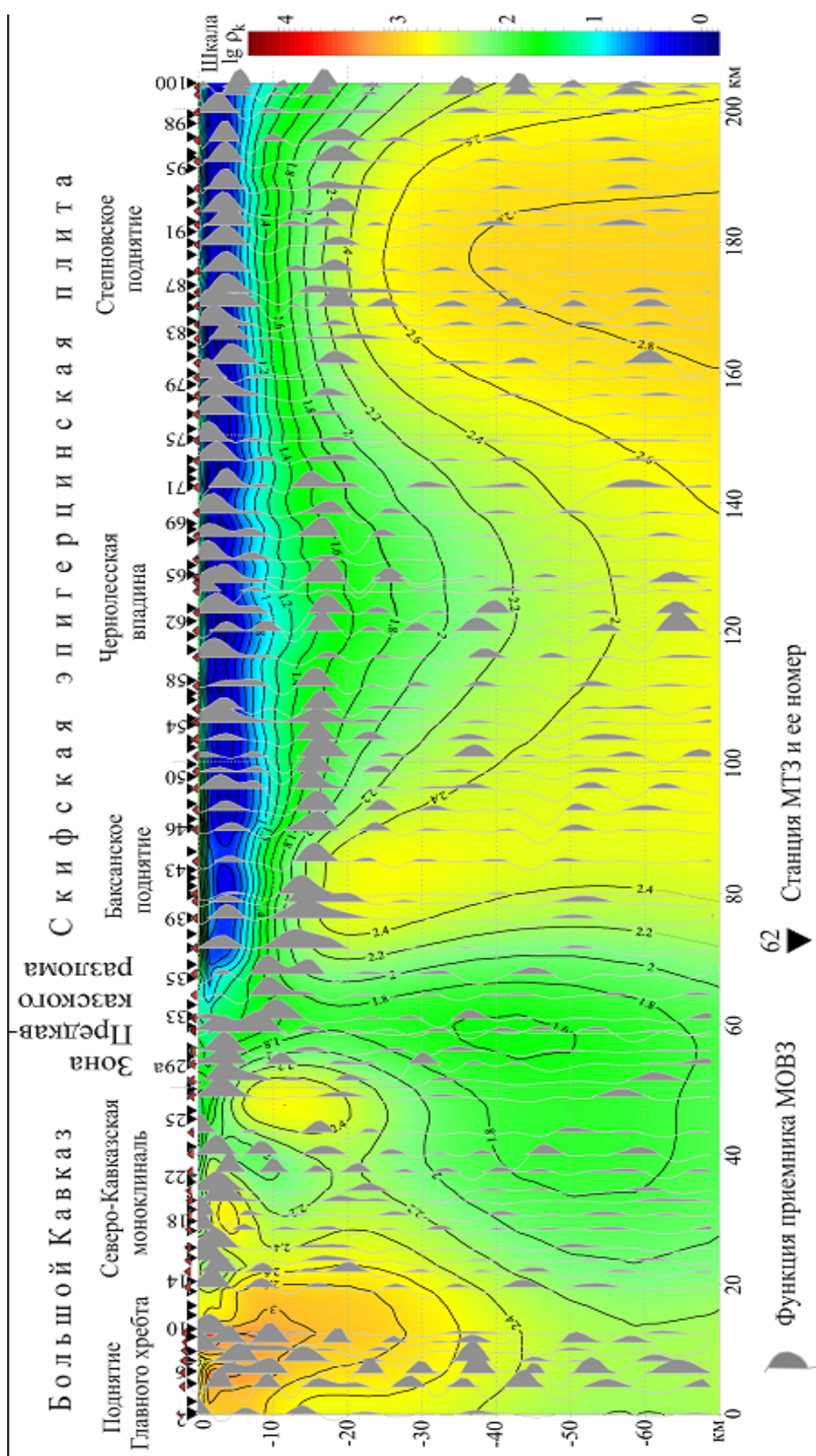


Рис. 6. Глубинный геолого-геофизический разрез по линии Чегемского профиля

му его геологическому строению. Северо-Кавказская моноклираль (30-й – 60-й км профиля), в отличие от поднятия Главного хребта, в верхней части геологического разреза представлена средне-верхнеюрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями незначительной мощности, полого (до 8°) погружающимися в северном направлении, и, преимущественно, протерозойским кристаллическим фундаментом. Нижние слои земной коры южного блока имеют повышенную электропроводимость и слабую коррелируемость границ обмена PS-волн между станциями МОВЗ, в том числе для глубин обычного залегания поверхности Мохо (М). Это можно объяснить значительной нарушенностью границ раздела и изменениями физического состояния пород.

Северный блок характеризуется относительно орогенного южного блока положительными значениями гравитационного поля, что типично для платформ, и повышенными значениями магнитного поля. Положение поверхности Мохо здесь предполагается по одной из серии границ обмена PS-волн вдоль профиля, которая может ему соответствовать. Обоснованием выбора границы М на глубинах именно порядка 40 км является положение поверхности Мохо, установленное глубинными сейсмическими зондированиями (ГСЗ) по профилю Степное – Бакуриани [Павленкова, 2012; Шемпелев, 1982], проходящему в пределах Скифской плиты в аналогичных структурно-тектонических условиях в 40-60-ти километрах к востоку от описываемого Чегемского профиля. Сходство подтверждается, в частности, идентичностью характера гравитационного поля для обоих профилей. Фрагменты границ кристаллического фундамента и поверхности Мохо по волнам, регистрируемым в первых вступлениях, были построены ещё в авторском варианте интерпретации материалов ГСЗ по профилю Степное – Бакуриани [Юров, 1963]. Поэтому, предполагаемые Кухмазовым С. У. и Геворкяном Ю. А., авторами работ МОВЗ [Шемпелев, 2016], поверхности М на глубинах 50-65 км (рис. 4), очевидно, являются границами внутри верхней мантии.

Геологическое строение северного блока типично для молодых платформ. В его земной коре, как говорилось выше, наиболее чётко прослеживаются две сейсмические границы (рис. 4 и 6). Вероятно, это – поверхности несогласия, разделяющие платформенный чехол, переходный комплекс и дислоцированный фундамент.

Положение сейсмической границы на глубинах 3-4,5 км субпараллельно оси аномалий проводимости в верхней части геоэлектрического разреза. Эта граница по данным бурения несколько западнее Чегемского профиля (скважины Кунаковская-1, 16, 5 и др.) и, по мнению некоторых геологов [Обыскалов и др., 1992], является поверхностью срыва. Электросопротивления осадочной толщи низкие, они практически не дифференцированы и характеризуются величинами 4-8 Ом. Залегают молодые низкоомные образования почти горизонтально. Подошва платформенного чехла Скифской эпигерцинской плиты сложена, вероятно, аркозовыми песчаниками, песчанистыми доломитами и конгломератами пермо-триасового возраста. Зона сместителя, мощностью несколько сотен метров, представлена преимущественно тектоническими брекчиями и милонитами.

Вторая чётко прослеживаемая по МОВЗ граница обмена (рис. 4 и 6) на глубинах 15-18 км также может быть поверхностью срыва, поверхностью пологого регионального надвига. Зона надвига, вероятно, маломощна, а разделяемые ею толщи слабо различаются по электрическим характеристикам. По скоростным параметрам и по конфигурации поля кажущихся электрических сопротивлений, лежащий

между двумя срывами 15-тикилометровый переходный комплекс слабо дислоцирован. Просматриваются только отдельные площадки обмена волн на глубинах 7-9 км в центральной части профиля. Возможно, заслуживают внимания относительные аномалии скорости томографического разреза (рис. 4).

В высокоомной части земной коры северного блока по МТЗ можно предполагать два региональных поднятия (Баксанское и Степновское), разделенные впадиной (Чернолесской). Их структурное положение подчёркивается и на разрезе эффективной намагниченности (рис. 3). Магнитная аномалия на 90-м километре профиля на глубине 10-15 км приурочена к Баксанскому поднятию, а крупная аномалия в интервале 100-го – 150-го километров на глубинах более 20-ти км – к Чернолесской впадине. Отдельные площадки обмена PS-волн, вероятно, подчёркивают положение выше названных структур консолидированной коры.

Тектоническое и, в частности, нефтегазовое районирование территории Северного Кавказа пока ведётся по структурным особенностям платформенного чехла. В то же время платформенный чехол не унаследует, судя по геофизическим данным, структуры переходного комплекса, а тем более дислоцированного фундамента.

Известные в этом районе Предкавказья восточнее Чегемского профиля нефтегазоносные структуры осадочного чехла приурочены к выделяемым по геофизике поднятиям в консолидированной коре или к их краевым частям. Это даёт основание ожидать наличие углеводородов, вероятно, в материнских палеозойских образованиях Чернолесской впадины, а также соответственно новые перспективные участки и в осадочном чехле по её обрамлению.

Заключение

Наряду с определением природы Главного надвига как структуры взаимодействия Скифской плиты и южных микроплит, при региональных геофизических исследованиях представляет интерес многокилометровый палеозойский фундамент, который на участках распространения пермо-триасовых отложений геофизическими методами выделяется неоднозначно, что обусловлено блоковой тектоникой и близкими по значениям физическими свойствами отложений перми-триаса и пород палеозоя. На отдельных участках породы палеозоя сохраняют слоистость, что может способствовать формированию положительных структур, благоприятных для скоплений углеводородов (УВ). Оценка перспектив нефтегазоносности мощного (несколько км) сложно построенного и слабо изученного комплекса образований палеозоя для Предкавказья представляет существенный интерес, если учесть, что на сегодняшний день в мире выявлено более 400 промышленных нефтяных и газовых месторождений, запасы которых частично или полностью сосредоточены в породах фундамента, в т. ч. в Предкавказье в приповерхностной части фундамента открыты шесть залежей углеводородов, включая газоконденсатное Кармалиновское месторождение.

Литература

1. Обыскалов А. К., Марков А. Н., Грабкин О. В., Переверзева Н. А., Белокопытова Л. Г. О надвиговом строении фундамента Предкавказья в северном обрамлении Минераловодского выступа // Советская геология. – 1992. – № 3. – С. 68-72.
2. Павленкова Г. А. Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное – Бакуриани и Волгоград – Нахичевань (результаты переинтерпретации первичных

данных) // Физика Земли. – 2012. – № 5. – С. 16-25.

3. Шемпелев А. Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геологический журнал. – Киев. – 1982. – № 4. – С. 97-108.

4. Шемпелев А. Г. Результаты геофизических работ по Чегемскому профилю (Северный Кавказ) // Материалы 48 (XLVIII) тектонического совещания «Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ». Том 2. – М.: ГЕОС, 2016. – С. 299-302.

5. Шемпелев А. Г., Заалишвили В. Б., Кухмазов С. У. Глубинное строение западной части Центрального Кавказа по геофизическим данным // Геотектоника. – 2017. – № 5. – С. 20-29.

6. Шемпелев А. Г., Кухмазов С. У., Чотчаев Х. О., Невский Л. Н. Структура Большого Кавказа – результат пологого надвига земной коры Скифской плиты на консолидированную кору микроплит Южного Кавказа // Геология и геофизика Юга России. – Владикавказ. – 2015. – № 4. – С. 129-146.

7. Юров Ю. Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия // Советская геология. – 1963. – № 9. – С. 42-47.

STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST ACCORDING TO GEOPHYSICAL DATA ALONG CHEGEM PROFILE (NORTH CAUCASUS)

© 2017 A. G. Shempelev^{1,2}, Sc. Candidate (Geol.-Min.), S. U. Kukhmazov³,
M. A. Kompaniets², K. S. Kharebov¹, Sc. Candidate (Tech.), H. O. Chotchaev¹,
S. P. Shamanovskaya²

¹Geophysical institute VSC RAS, Russia, 362002, RNO-Alania, Vladikavkaz,
Markov Str., 93a, e-mail: cgi_ras@mail.ru;

²«Kavkazgeolsyomka», Russia, 357600, Stavropol Region, Essentuki,
Kislovodskaya Str., 203;

³«SEI-EKO-Geon», Russia, 357623, Stavropol Region, Essentuki, Pushkin Str., 50

Several organizations in recent decades have carried out regional geophysical studies by various methods within the North Caucasus. Along the Chegem profile (the Kitlod Pass – town of Budennovsk), for the first time to the north of the junction zone of the Greater Caucasus structures with the Scythian plate, two distinct subhorizontal seismic boundaries, probably sharing a platform cover, a transitional complex and a consolidated foundation have been obtained. The platform cover, represented by large Paleozoic deposits, by analogy with many areas of the world where unique oil deposits, including six hydrocarbon deposits, and the gas condensate Karmalinovskoye deposit in the zone of the Forward Ridge, have already been discovered and explored, may prove promising for oil and gas structures. The results of deep geophysical studies of recent years can correct the direction of hydrocarbon exploration in the region. The oil-and-gas-bearing structures of the sedimentary cover, known in this region of the Ciscaucasia to the east of the Chegem profile, are confined to uplifts in geophysics in the consolidated crust or to their marginal parts. This gives grounds to expect the presence of hydrocarbons, probably in the parent Paleozoic formations of the Chernoslavskaya depression, and also, respectively, new promising sites in the sedimentary cover along its framing.

Keywords: greater Caucasus, the Scythian plate, deep geophysical survey, the method of exchange waves of earthquakes, the method of magnetotelluric soundings.

References

1. Obyskalov A.K., Markov A.N., Grabkin O.V., Pereverzeva N.A., Belokopytova L.G. O nadvigovom stroenii fundamenta Predkavkaz'ja v severnom obramlenii Mineralovodskogo vystupa [On the thrust structure of the Ciscaucasia in the northern frame of the Mineralovodsky protrusion]. *Sovetskaja geologija*, 1992, No. 3, pp. 68-72. (in Russian)
2. Pavlenkova G.A. Stroenie zemnoj kory Kavkaza po profiljam GSZ Stepnoe – Bakuriani i Volgograd – Nahichevan' (rezul'taty pereinterpretacii pervichnyh dannyh) [The structure of the Earth's crust of the Caucasus on the profiles of the DSS Stepnoe-Bakuriani and Volgograd-Nakhichevan (the results of reinterpretation of primary data)]. *Fizika Zemli*, 2012, No. 5, pp. 16-25. (in Russian)
3. Shempelev A.G. Razlomno-blokovaja tektonika Severnogo Kavkaza po geofizicheskim dannym [The fault-block tectonics of the North Caucasus on geophysical data]. *Geologicheskij zhurnal*, Kiev, 1982, No. 4, pp. 97-108. (in Russian)
4. Shempelev A.G. Rezul'taty geofizicheskikh rabot po Chegemskomu profilju (Severnyj Kavkaz) [Results of geophysical work on Chegem profile (North Caucasus)]. *Materialy 48 (XLVIII) tektonicheskogo soveshhanija «Tektonika, geodinamika i rudogenez skladchatyh pojasov i platform»*, Vol. 2, M.: GEOS, 2016, pp. 299-302. (in Russian)
5. Shempelev A.G., Zaalishvili V.B., Kuhmazov S.U. Glubinnoe stroenie zapadnoj chasti Central'nogo Kavkaza po geofizicheskim dannym [Deep structure of the western part of the Central Caucasus from geophysical data]. *Geotektonika*, 2017, No. 5, pp. 20-29. (in Russian)
6. Shempelev A.G., Kuhmazov S.U., Chotchaev H.O., Nevskij L.N. Struktura Bol'shogo Kavkaza – rezul'tat pologogo nadviga zemnoj kory Skifskoj plity na konsolidirovannuju koru mikroplit Juzhnogo Kavkaza [The structure of the Greater Caucasus – the result of a gentle overthrust of the earth's crust of the Scythian plate on the consolidated crust of microplates of the South Caucasus]. *Geologija i geofizika Juga Rossii, Vladikavkaz*, 2015, No. 4, pp. 129-146. (in Russian)
7. Jurov Ju.G. Stroenie zemnoj kory na Kavkaze i izostazija [Structure of the Earth's crust in the Caucasus and isostasy]. *Sovetskaja geologija*, 1963, No. 9, pp. 42-47. (in Russian)

УДК 551:243.5:550.34.06

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР ПРОГНОЗА УСТОЙЧИВОСТИ ГОРНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ ПРЕДПРИЯТИЙ В УСЛОВИЯХ СЕЙСМИЧНОСТИ (ЮГО-ЗАПАД КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ)

© 2017 Г. П. Яроцкий¹, к.г.-м.н., Х. О. Чотчаев²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия, 683006, Камчатский кр., г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9, e-mail: ecology@kscnet.ru;

²Геофизический институт – филиал ФГБУН ФНЦ «Владикавказский научный центр Российской академии наук», Россия, 362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

Рассмотрены сейсмичность и геологические условия локализации сильных землетрясений с $M \geq 5,2$ площадей разрабатываемых россыпей платиноидов погружённой глыбы литосферы Олюторского залива Корякии окраины континента. Показаны условия возникновения землетрясений и для площадей, готовых к освоению месторождений золота и самородной серы и в воздымающейся глыбе литосферы в горах Корякского нагорья. Сейсмичность этой территории в целом является прогнозируемой на базе геолого-геофизической изученности и перспектив её освоения в стратегии до 2025-2030 годов развития края, что станет основой обеспечения безопасности жизнедеятельности населения осваиваемых окраин России. Показаны два типа геоструктур локализации сильных землетрясений на ЮЗ Корякского нагорья.

Методология исследования лежит в классике разломно-блоковой тектоники, выраженной в авторской Концепции глыбово-клавишной структуры литосферы на активных окраинах континента.

Ключевые слова: землетрясение, складчатые и разломные структуры, глыбово-клавишная, литосфера, активные окраины континента, Корякское нагорье, СВ Азии.

Введение

Юго-запад Корякского нагорья обрамляет с севера Берингово море, которое в тектонической делимости литосферы покрывает малую литосферную плиту Берингию. Плита обрамлена вулканическими и сейсмическими полюсами горных хребтов суши и островных дуг. На её севере поясами маркируется территория протяжённостью в Камчатском крае около 600 км и простирается далее на Чукотку. В середине территории в бассейне р. Вывенки произошли сильные Хаилинское (08.03.1991 г., $M \geq 6,6$) и Олюторское (20.04.2006 г. $M \geq 7,6$) землетрясения (рис. 1).

Землетрясения расположены на юго-западе Корякского сейсмического пояса, выделенного В. А. Ландером с соавторами [Ландер и др., 1994] на южном побережье северо-востока России вдоль хребтов Корякского нагорья от р. Анапки на Камчатском перешейке (60° с.ш.) до Анадырского залива и Чукотского п-ова на Чукотке. Эти землетрясения дали авторам в оценке сейсмичности территории ясный ответ на природу пояса как северного обрамления малой литосферной плиты Берингии. Территория пояса ранее была квалифицирована как сейсмогенная с событиями с $M \geq 3,0$ и называвшаяся тогда слабо сейсмичной. Но состоявшееся в 1988 г. Корякское землетрясение с $M \geq 5,9$ близ вершины нагорья г. Ледяной (выс. 2553 м.), затем Хаилинское и Олюторское усилили аспекты сейсмичности. Это под-



Рис. 1. Положение объекта исследования – Хаилинского (8 марта 1991 г.) и Олюторского (20 (21) апреля 2006 г.) землетрясений.

○ – землетрясения; ● – населённые пункты; ■ – месторождения

тверждалось чередой сильных афтершоков последнего, продолжающихся и по сей день (июль 2017 г.), а также Ильпырским событием (2013 г., $M \geq 6,2$). Все четыре землетрясения характеризуют территорию юго-запада нагорья, расположенную в вулканических поясах юга СВ Азии.

Территория исследования – малонаселенная и является первозданной в природе. На ней несколько поселений – с. Хаилино, пос. Тиличики (райцентр) и пос. Корф (в н/время ликвидирован), прииски платиноидов Сейнав-Гальмознанского узла, угольный карьер Корфский, сезонный рыбный промысел лосося на нерестовых реках, временные дороги. В 75 км к западу от пос. Тиличики начаты работы по разработке к освоению эпитермальных месторождений золота во вторичных кварцитах Малетойваямского и Юбилейного месторождений.

Олюторское землетрясение сильно встревожило, в первую очередь, Правительство края, а также сейсмологов Камчатского филиала ГС РАН, так как показало низкий уровень технической готовности социальной инфраструктуры территории к сейсмическим проявлениям катастрофического характера [Викулин, Мелекесцев, 2006], а разрушения зданий и сооружений показали степень опасности для жизнедеятельности населения – вплоть до ликвидации разрушенного пос. Корф. По нашему мнению, сложившемуся в результате анализа сейсмичности территории, существенным недостатком в её исследовании является очень низкая доля геологической информативности в системном подходе к проблеме. Эту часть, как основу системного анализа к построению прогнозных аспектов освоения территории, авторы статьи предлагают восполнить.

Геологический фактор прогноза устойчивости горных площадей рассматривается нами в условиях возникновения землетрясений на материковой части суши СВ Азии, которая представлена Морской транзиталью на карте рельефа подошвы литосферы [Карта рельефа..., 1996]. В прилегающей акватории Берингова моря на СВ Азии отсутствует современная зона Беньофа – Вадати – Заварицкого, характеризующая сочленение океанической и материковой коры. Как известно, это сочленение близ Камчатки носит название Курило-Камчатского сейсмического пояса. Высказа-

но мнение [Ландер и др., 1994, 2007], что Хаилинское и Олюторское землетрясения связаны с северной окраиной малой литосферной плиты Берингия, расположенной под водами Берингова моря. Землетрясения стали, в известной степени, неожиданными для сейсмологов и потребовали несколько иной интерпретации, чем землетрясения в Курило-Камчатском поясе. Они обратились к поиску геологических структур, в которых локализируются названные выше землетрясения.

С нашей точки зрения обращение к геоструктурам локализации и релаксации землетрясений лежит в сфере знаний о геологическом разрезе суши северной окраины Берингии. Именно здесь, в геологии и её тектонике, лежат ответы на процессы сейсмичности. И здесь возникает более вероятное направление исследования развития сейсмичности.

Общая геолого-геофизическая характеристика территории

Геологические условия сейсмогенных структур Корякского сейсмического пояса рассматриваются на примере территории Хаилинского сейсмического узла [Яроцкий, 2016], возникшего вследствие сопряжённых единым гипоцентром и облаков сильных землетрясений: Хаилинского и Олюторского. Территория их облаков покрыта аэромагнитной и гравиметрической съёмкой масштаба 1:200000 в XX веке, пересечена профилями МТЗ-МОВЗ [Белявский и др., 2007.; Нурмухамедов, 2016], а землетрясения исследованы А. В. Ландером с соавторами в 1994 г. и в 2007 г. Территория обеспечена геологическими полистными съёмками масштаба 1:200000, схемой тектонического районирования – единственной классической работой С. Е. Апрелькова с соавторами [Апрельков, 1997]. Следует отметить и работу С. А. Федотова с соавторами [Федотов, 2011].

Территория Хаилинского узла определяется нами как геологические структуры с облаками форшоков и афтершоков обоих землетрясений – от их начала по настоящее время (07.2017 г.). В зоне воздействия облаков либо вблизи их расположены редкие населённые пункты (с. Хаилино, пос. Тиличики, Корф), полигоны разработки россыпей платиноидов Сейнав-Гальмознанского рудного узла. С ними связана инфраструктура, включая грунтовые дороги, аэродром и вертолётные площадки.

При Олюторском землетрясении здания и сооружения села и посёлков получили сильные разрушения (пос. Корф вообще ликвидирован), но на приисках повреждений техники и зданий не отмечено. Вместе с тем, отмечено сильное психофизическое влияние на людей – головные боли, головокружения, страх! На расстоянии до 307 км (пос. Оссора на Камчатском перешейке!) произошли III-IV-х балльные сотрясения (по шкале разрушений), а III-х балльные – на расстоянии 393 км. (с. Ивашка на перешейке)! Макросейсмическое воздействие ощущалось на площади около 400000 кв.км. с интенсивностью от 2 до 9-10 баллов [Матюшкина и др., 2007 г.]. Необходимо отметить, что в 200 км к юго-западу от эпицентров (единых для обоих землетрясений) произошло и Ильпырское землетрясение (13.03.2013 г., $M_w = 6,1$).

Названные землетрясения стали весомым аргументом в оформлении Корякского сейсмического пояса, простирающегося от Камчатского перешейка (60° с.ш.) до Анадырского залива на Чукотке. Пояс подавляюще определён по землетрясениям с $M \geq 3$ как вероятная северная граница малой литосферной плиты Берингия [Ландер и др., 1994], полюс вращения которой предполагается на Чукотке.

Геологически территория сейсмического узла находится вплотную к юго-вос-

току от южной границы Корякского микроконтинента (поздний мел) Центрально-Корякской тектонической зоны [Апрелков и др., 1997]. К югу от границы цепочкой вулканогенов развит вулканический Юго-Восточно-Корякский четвертичный пояс, с которым в плане совпадает Корякский сейсмический пояс. Оба они находятся в Олюторской прибрежной тектонической зоне, простирающейся от р. Анапки на перешейке до р. Укэлаят, за которой к Чукотке простирается Хатырская зона. Вся эта территория СВ простирания вдоль побережья относится к Морской транзитали подошвы литосферы Крайнеморского блока литосферы [Карта рельефа..., 1996]. Она имеет максимальную геодинамическую и энергетическую напряжённость мантии в Чукотке и Корякии. Здесь для подошвы литосферы характерны узкие мантийные гребни, чередующиеся с такими же узкими и глубокими трогами, с их геоструктурами в земной коре, и с перепадами глубин более 40 км (!). Такое чередование образует характерный решётчатый тип расположения удлинённых осей мантийного рельефа. Такой морфологией рельеф подошвы литосферы обладает на территории России лишь область Байкала.

В этих глубинных характеристиках литосферы и находятся складчатые и блоковые геоструктуры земной коры Олюторской тектонической зоны СВ простирания на рассматриваемой территории Хаилинского сейсмического узла. В Олюторской зоне все структуры формировались с начала палеогена и развиваются поныне, в т. ч. на площадях четвертичного вулканизма. К югу от границы с Корякским микроконтинентом простирается оригинальная зона Вывенского глубинного разлома. На её разломах лежат осадочные комплексы Ильпинско-Тылговаямского прогиба (миоцен) с осевой Вывенской впадиной на его восточном окончании. К югу от прогиба по разломам отделён СВ Говенско-Пылгинский антиклинорий (палеоген). Прогиб и антиклинорий выклиниваются на северо-востоке замыканием своих комплексов на линии поперечного Омолон-Каменско-Олюторского северо-западного глубинного разлома. К югу от антиклинория в акватории залива выделен Говенско-Пахачинский прогиб (рис. 4).

Хаилинское облако возникло на площади Ильпинско-Тылговаямского прогиба с максимальной концентрацией в Вывенской впадине. В отличие от него Олюторское облако концентрируется в западной части Вывенской впадины в низовьях р. Ветвей вблизи поперечного межглыбового Парень-Таловско-Тиличикского разлома литосферы.

Методология, методика и техника исследования

Целью настоящей статьи является объяснение причины необычного СВ простирания облака Хаилинского землетрясения – вкрест регионального СВ простирания всех известных складчатых структур Олюторской зоны, установления сейсмогенной его геологической структуры и взаимоотношения с последующим Олюторским событием. Последнее возникает в связи с очевидным положением обоих гипоцентров на одной вертикальной линии, хотя и на разных глубинах. Задачами исследования обоих землетрясений являются: построение в плане облаков форшоков и афтершоков, установление сейсмогенных их геологических структур и развития процесса релаксации главных толчков, как по суммам их проявления до настоящего времени, так и по дням активизации релаксации в виде афтершоков.

В соответствии с генеральной целью – установлением геологических условий развития сейсмичности, концентрации геодинамических напряжений, их релакса-

ции и прогноза возможных иных геологических факторов развития сейсмичности на юго-западе нагорья, и задачами исследования разных аспектов сейсмичности территории узла, были построены карты распространения форшоков и афтершоков обоих землетрясений и выявлены их площади и в разрезе. Карты сопоставлены с данными тектонического районирования [Апрелков и др., 1997] и геолого-геофизического разреза [Белявский и др., 2007; Нурмухамедов и др., 2016]. Сейсмическая интерпретация получена из каталогов [Каталоги Камчатского филиала ГС РАН], статей А. В. Ландера [Ландер и др., 1994, 2007] и других авторов, исследовавших территорию Олюторского землетрясения. Основой исследования является тектоническая «Концепция глыбово-клавишной структуры литосферы и её земной коры» на активной окраине мезокайнозойского континента Северо-Востока Азии [Яроцкий, 1974, 2007]. Геологическая интерпретация получена из «Карты полезных ископаемых...» [Карта полезных ископаемых..., 1999].

Геофизическая изученность площадей облаков землетрясений

Первое районирование Хаилинского облака дано в статье [Ландер и др., 1994] в виде эллипса СЗ простирания с максимумом магнитуды афрешоков $M \geq 5,0$ на его северо-западе и её снижением в Вывенской впадине с $M \geq 4$ и менее. Отмечено, что форма очаговой области – северо-западная, явно не вписывается в общий СВ структурный рисунок района. Во внутренней структуре облака выделены участки концентрации афтершоков меридионального и западного простирания, что также не соответствует какой-либо геологической структуре. Впоследствии [Ландер и др., 2007] авторы пришли к выводу о наличии в очаговой зоне Хаилинского землетрясения поперечных структур как чистого левого сдвига ЮВ (т. е. СЗ) простирания. Основные выводы и предположения авторов [1994 г., С. 118] сводятся к следующему:

- Хаилинское землетрясение произошло в районе СЗ сжатия и имело характер корового сброса в ЮВ направлении;
- землетрясение не лежит на крупном активном разломе; образовавшийся в пределах земной коры разрыв протяжённостью около 40 км является новой дислокацией.

Таким образом, авторы пришли к выводу о разломной сейсмодислокации, отрицая, по сути, возможную складчатую структуру разреза коры и отрицая своё раннее [Ландер и др., 1994] утверждение о связи сейсмичности территории Хаилинского облака со складчатой структурой – современным северо-западного простирания Ивтыгинским поднятием. По их мнению, поднятие отражает рисунок западного обрамления Командорской котловины и оно дискордантно древнему структурному плану, будучи молодой «олюторской» складчатой структурой.

В 2004–2005 гг. через с. Хаилино пройден профиль МТЗ-МОВЗ «Корф – Верхнее Пенжино» [Белявский и др., 2007]. На отрезке пк 247–215 профиль I пересекает по середине Хаилинское облако (рис. 4).

В 2013 г. от с. Хаилино на восток проложен профиль II МТЗ-МОВЗ «Хаилино – р. Пахача» [Нурмухамедов и др., 2016]. По этим профилям получен геолого-геофизический разрез коры и литосферы в целом (рис. 4). Главным результатом авторской интерпретации разрезов является горизонтальный разрез, из которого следует очевидный вывод о прогибе в киях всех его горизонтов и складчато-блоковое строение разреза литосферы.

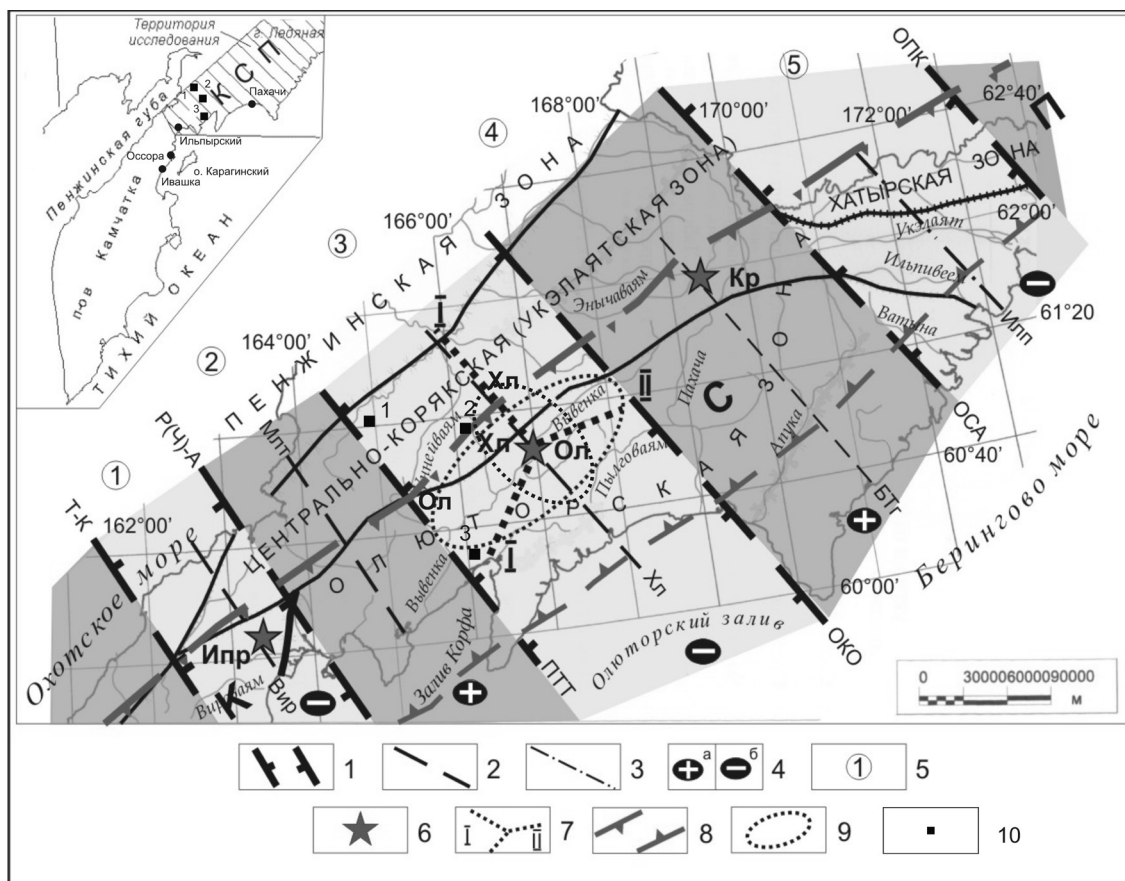


Рис. 2. Фрагмент схемы элементов глыбово-клатвишной структуры литосферы и положение сильных землетрясений на юго-восточной окраине континента на северо-востоке Азии.

Разломы (генерализация): 1 – поперечные межглыбовые: Т-К – Тайгонос-Карагинский, Р(Ч) А – Ребро (Чемурнаут) – Анапкинский, ПТТ – Парень-Таловско-Тиличикский, ОКО – Омолон-Каменско-Олюторский, ОСА – Олойско-Слаутненско-Ачайвямский, ОПК – Опуцкий; 2 – продольно-осевые внутриглыбовые: Вир – Вироваямский, Млт – Малетойваямский, Хл – Хаилинский, БТг – бухты Тигиль; 3 – гипотетический (геофизический): Илп – Ильпиевский; 4 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры: а – воздымающиеся, б – погружающиеся (отстающие в воздымании); 5 – геоструктуры (глыбово-клатвишные, региональные, включающие на ЮВ окраине континента поднятые либо опущенные звенья продольных региональных структур): Кичигинского залива (1), п-овов Ильпыр-Ильпинский-Говена (2), Олюторского залива (3), п-ова Олюторский (Юго-Восточно-Корякских мысов (4), Юго-Восточно-Корякских бухт (5); 6 – землетрясения: Ипр – Ильпырское, Хл – Хаилинского, Ол – Олюторское, Кр – Корякское; 7 – профили МТЗ-МОВЗ: I – Корф-Верхнее Пенжино, II – с. Хаилино – р. Пахача; 8 – КСП – Корякский сейсмический пояс; 9 – площади исследования Хаилинского и Олюторского облаков афтершоков; 10 – Месторождения: 1 – Аметистовое, 2 – Сейнав-Гальмознанская группа, 3 – Корфское.

Примечание: надписаны тектонические зоны, адекватные структурно-формационным зонам [Карта полезных ископаемых..., 1999] районирования Корякско-Камчатского региона.

Крайне интересную интерпретацию разреза по профилю I на его ЮЗ дал С. А. Федотов с соавторами [Федотов и др., 2011]. В интервале пикетов 221-225 в разрезе ими выделен участок поглощения обменных волн (МОВЗ), который интерпретируется как глубинное пересечение фронтов Говенского (верхний мел) и Олюторского (палеоген) террейнов! В этом пересечении на глубине 35 км – гипоцентр Хаилинского, а на его проекции на поверхность на глубине 1 км – гипоцентр Олюторского землетрясения (рис. 4)!

В основе нашего исследования лежит общеизвестное положение об активной окраине континента на территориях планетарного Тихоокеанского подвижного пояса. На северо-востоке Азии эта активность выражена в последовательном наращивании окраины структурами вулканических поясов с главными их элементами – разломными и складчато-блоковыми, дающими четкие представления о клавишной структуре делимости литосферы на серию последовательных глыб с воздымающимися и погружающимися их положениями на границе континента-океан (рис. 3), методологические основы развития которых выдвинуты Г.П. Яроцким [Яроцкий, 1974, 2007, 2017]. Эти элементы являются предметами поиска связи сейсмичности и геологических объектов территории окраины, условий релаксации сейсмических напряжений и возможных прогнозов развития сейсмичности.

Характерным проявлением этого в ландшафте является закономерное чередование полуостровов и заливов побережий суши на её границе с акваториями внутренних морей (Охотского, Японского) и океана (Берингово море). Морфология побережья отражает глубинные вертикальные движения структур в разрезе литосферы, локализованных благодаря разделяющим их поперечным глубинным разломам СЗ простирания и заключённых ими глыб – от берега внутрь окраины и уже самого континента (!). В статье получены новые данные к разрабатываемой концепции.

Для каждого землетрясения строились с использованием Каталогов КФ ГФ РАН и USGS NEIS [2007], суточные афтершоки и анализировались участки их заполнения на территории до фактического наступления времени затухания сейсмичности. В процессе пополнения карты сейсмичности выполнялось плановое и глубинное районирование – это давало динамику концентрации разгрузки напряжений в гео-

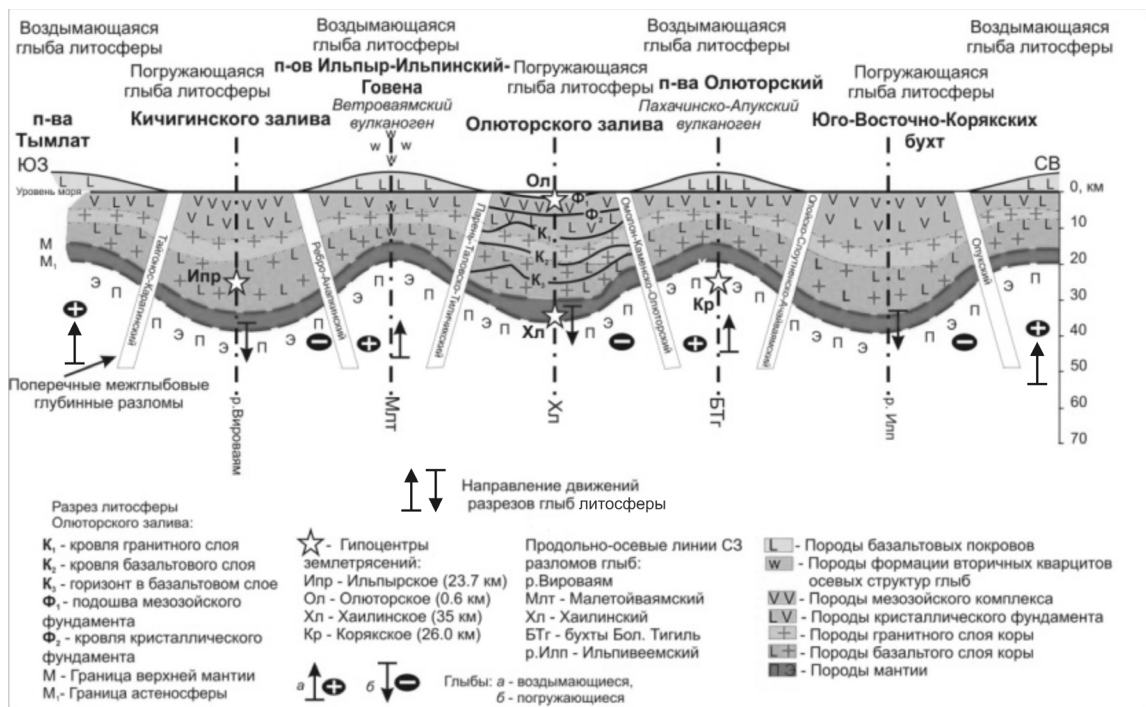


Рис. 3. Схематический идеализированный глубинный геолого-геофизический разрез по линии эпицентров землетрясений: Ильпырского, Хаилинского, Коряжского. Юго-запад Коряжского нагорья. Разрез погруженной глыбы Олюторского залива [Белявский и др., 2007].

логическом пространстве. По районированию определялись структуры: разломные и складчато-блоковые и контуры облаков, которые соотносились с геологическими контурами поверхности. Разломы идентифицировались фактическими проявлениями на картах геологических и геофизических съёмок м-ба 1:200000 (полистных) и геолого-геофизических разрезах по профилям МТЗ-МОВЗ.

Использованы фактические данные: карты геологические, тектонические, полезных ископаемых, аэромагнитной и гравиметрических съёмок, топографические (рельефа) – м-ба 1:200000; карта подошвы литосферы России обобщающая интерпретации сейсмичности, геологии и тектоники.

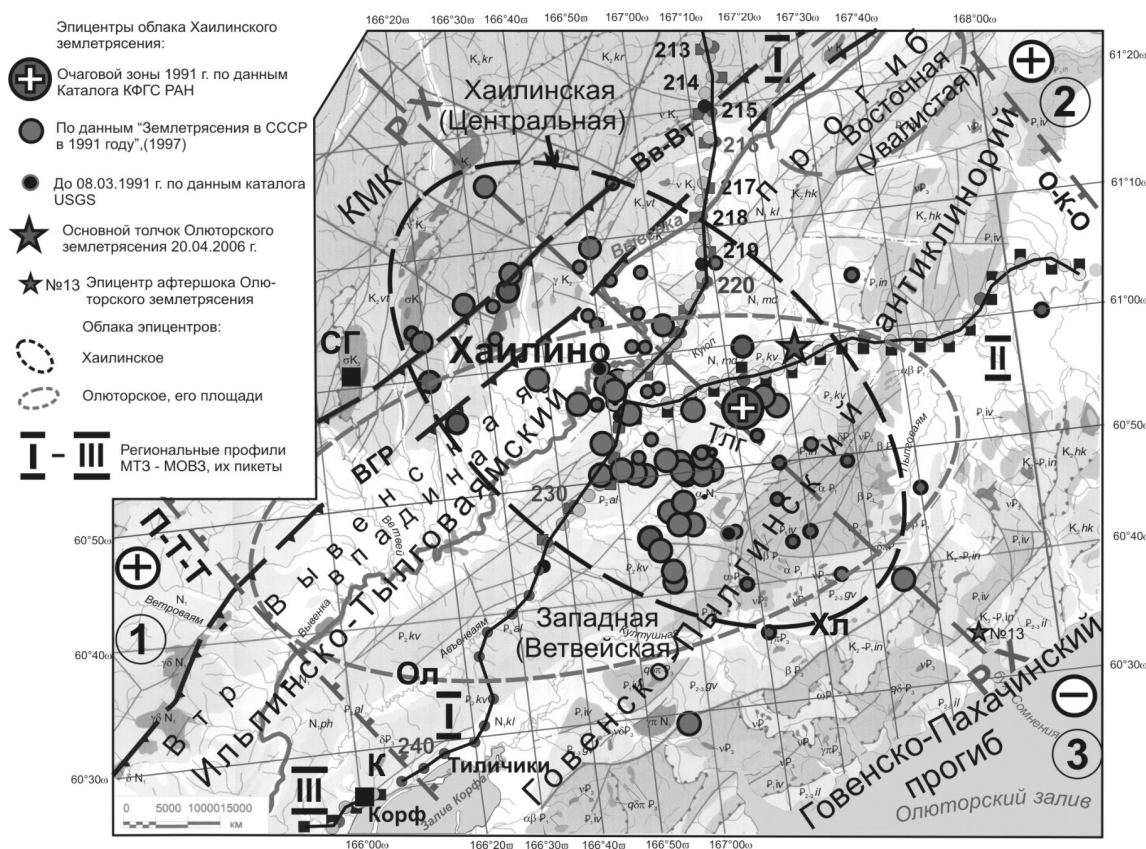


Рис. 4. Облака Хаилинского (17.02-22.06.1991 г.) и Олюторского (20.04.2006 г.) землетрясений Хаилинского сейсмического узла на геологической карте [Карта полезных ископаемых..., 1999] юго-запада Корякского сейсмического пояса.

Геоструктуры [Апрелков и др., 1997]: КМК – Корякский микроконтинент, Ильинско-Тыгловаямский прогиб (грабен-синклиналь), Вывенская впадина, Говенско-Пылгинский антиклинорий, Втр – Ветроваямский вулканоген.

Разломы: глубинные (сквозьлитосферные) поперечные межглыбовые: П-Т-Т – Парень-Таловско-Тиличичский, О-К-О – Омолон-Каменско-Олюторский, продольно-осевой внутриглыбовый – РХ – Разлом Хаилинский, ВГР – Вывенский глубинный, Вв-Вт – Вывенско-Ватынский глубинный.

Площади облаков Хаилинского и Олюторского землетрясений: Западная (Ветвейская), Хаилинская (Центральная), Восточная (Увалистая); глыбы земной коры: 1 – воздымающихся п-овов Говена-Ильинского-Ильпыр, 2 – п-ова Олюторского, 3 – погружающейся Олюторского залива. Региональные профили, их пикеты: I МТЗ-МОВЗ – по [Белявский и др., 2007]; II МТЗ-МОВЗ – по [Нурмухамедов и др., 2016]; III МТЗ – по [Мороз и др., 2014]; Месторождения: СГ – Сейнав-Гальмоэнанская группа, К – Корфское.

Интерпретация и обсуждение результатов. Хаилинский сейсмический узел

Районирование Олюторского облака, приведённое на рисунке 4, отличается от статьи в [Ландер и др., 2007] более строгим подходом к оконтуриванию площадей его афтершоков: выражено оно в разделении на две площади – Западную и Восточную. Стало очевидным сразу и это хорошо показано и в названной работе на рисунках пространственного положения афтершоков по сглаженной плоскости их пространственного положения и карте их средних глубин. На их плане виден важный элемент облака – разрыв и правое смещение главного сейсморазрыва. Линия разрыва совпадает ортогонально с удивительным фактом! В геоморфологии долины р. Вывенки, выраженном в дискордантном повороте по установленному разлому русла от ЮЗ течения на ЮВ (на протяжении 12,5 км) и вновь возврата на ЮЗ. Разрыв виден в рельефе на выклинивании Увалистых гор у с. Хаилино, и вновь возникновением русла в устье р. Куюл!

Феномен русла р. Вывенки оказался ключом к пониманию зоны потери корреляции МОВЗ профиля I между пикетами 222-225 (!) (см. рис. 2 и 5). По совокупности геолого-геофизических фактов продолжение Хаилинского разлома прослежено на СЗ вплоть до р. Куюл у Таловских озёр. А на ЮВ разлом трассируется на бухту Сомнения, где произошло землетрясение № 13 с $M \geq 6,6$ (2006.04.29) как афтершок (?) Олюторского землетрясения. Разлом на поверхности прослежен на 210 км.

Определение планового положения трассированного Хаилинского разлома и его положения в разрезе потребовало выяснения его возникновения и роли как фрагмента очевидного регионального разлома, поперечного всем геоструктурам окраины континента в её Центрально-Корякской и Олюторской тектонических зонах.

Здесь авторы обращаются к глыбово-клавишной концепции структуры литосферы. Согласно ей глыба Олюторского залива литосферы ограничена поперечными Парень-Таловско-Тиличикским и Омолон-Каменско-Олюторским межглыбовыми разломами. За первым к западу воздымается глыба п-ова Гавена-Ильпинского-Ильпыр, а за вторым к востоку – Олюторского п-ова (рис. 2 и 3).

Согласно геолого-геофизическим разрезам по профилям I и II, и выделению разломной глубинной зоны между пикетами 221-225, в литосфере заложен внутриглыбовый продольно-осевой глубинный Хаилинский разлом. Оба землетрясения имеют координаты X и Y.

Для обоснования координаты D гипоцентров в качестве отправной принята точка зрения С. А. Федотова [Федотов и др., 2011]. Как упоминалось, рассматривая соотношения террейнов на территории, они пришли к выводу о глубинном сочленении Олюторского и Говенского террейнов на вертикальной линии между пикетами 222-225 на профиле I (рис. 3 и 4). И именно эта точка лежит на Хаилинском разломе близ с. Хаилино и даёт она координату D обоих землетрясений!

Хаилинский разлом является сейсмогенным в пределах Хаилинского облака, а линия положения на нём гипоцентров Хаилинского и Олюторского землетрясений является вертикальной осью мест концентрации их максимальных напряжений. Именно в кляях горизонтов максимального напряжения глыбы Олюторского залива возник основной толчок Хаилинского землетрясения на глубине 35 км. Его облако вдоль зоны Хаилинского разлома распространилось по вулканогенно-осадочным породам Вывенской впадины Ильпинско-Тылговаямского прогиба, но упиралось в

акустические барьеры Вывенской зоны глубинных разломов – на севере, и породы фундамента Говенско-Пахачинского антиклинория (Говенского-Островодужного террейна) – на юге.

В течение 15 лет, благодаря движению плиты Беринги, продолжали в Хаилинском разломе после Хаилинского землетрясения нарастать напряжения. В его зоне на горизонтальной оси облака Хаилинского землетрясения в результате глубинного сжатия возник канал движения вверх пор, пустот, вакансий и, видимо, флюидов с различной минерализацией. Это привело к закупориванию вертикальной поро-трещинной колонны в интервале пикетов 222-225 профиля I. Поэтому, видимо, последующая релаксация напряжений в колонне привела к главному толчку Олюторского землетрясения лишь на глубине 1 км. А закупорка Хаилинским землетрясением линейной СЗ колонны отрезка Хаилинского разлома направила волны релаксации Олюторского землетрясения 2006.04.20 в свободное пространство: в Западный (Ветвейский) и Восточный (Увалистый) блоки разреза литосферы, зажатых с севера – Вывенской зоной глубинных разломов, с юга – разломом и антиклинорием, но свободного на запад и восток разреза Вывенской впадины! Здесь и образовались, Хаилинским облаком разделённые, две площади Олюторского облака. Они в вулканогенно-осадочном разрезе в Ветвейском блоке концентрируются в западной половине Вывенской впадины с ограничениями – упорами распространения: на западе поперечным межглыбовым Парень-Таловско-Тиличикским разлом, на севере – Вывенской зоной глубинных разломов, на юге разломом и фундаментом Говенско-Пылгинского антиклинория, на востоке – с примыкающим к впадине выступом мелового фундамента Увалистых гор. К востоку от Хаилинского разлома релаксация могла пойти только по вулканогенно-осадочному разрезу впадины долины р. Вывенка, которая, как сказано, выклинивается к поперечному межглыбовому Омолон-Каменскому разлому. Здесь выделился небольшой по размеру, минимальной плотности афтершоков и малоглубинности – Восточный блок землетрясения. Примечательный факт развития процессов релаксации Олюторского: по сей день афтершоки не фиксируются за зонами поперечных межглыбовых разломов!

Разделение глубинного разреза Олюторского землетрясения вдоль продольной оси эллипса Хаилинского облака на два блока – Западный (Ветвейский) и Восточный (Увалистый) происходит по отрезкам части Хаилинского разлома. Пространство между названными блоками характеризуется почти асейсмичностью с минимумом афтершоков, минимумом их глубин и выходами блоков палеогена и позднего мела по бокам!

Заметим, что в 2017 г. (январь – июль) афтершоки Олюторского землетрясения почти отсутствуют на всей территории его обоих блоков. Лишь на участках близ границ погружённой глыбы Олюторского залива – с внутренних сторон поперечных межглыбовых разломов, концентрируется по десятку афтершоков, что является подтверждением роли разломов как экранов релаксации.

Сравнение распределения афтершоков Хаилинского и Олюторского землетрясений в геологическом пространстве, как показано выше, подчёркивает их различия и в сейсмогенных структурах. К этому сравнению целесообразно добавить, что к тектоническому – разломному – фактору механизма сейсмичности относятся и Корякское и Ильпырское землетрясения. Первое расположено на продольно-осевом разломе воздымающейся глыбы Олюторского п-ова с концентрацией афтершоков на ограниченной по площади окружности, второе – линейным группированием

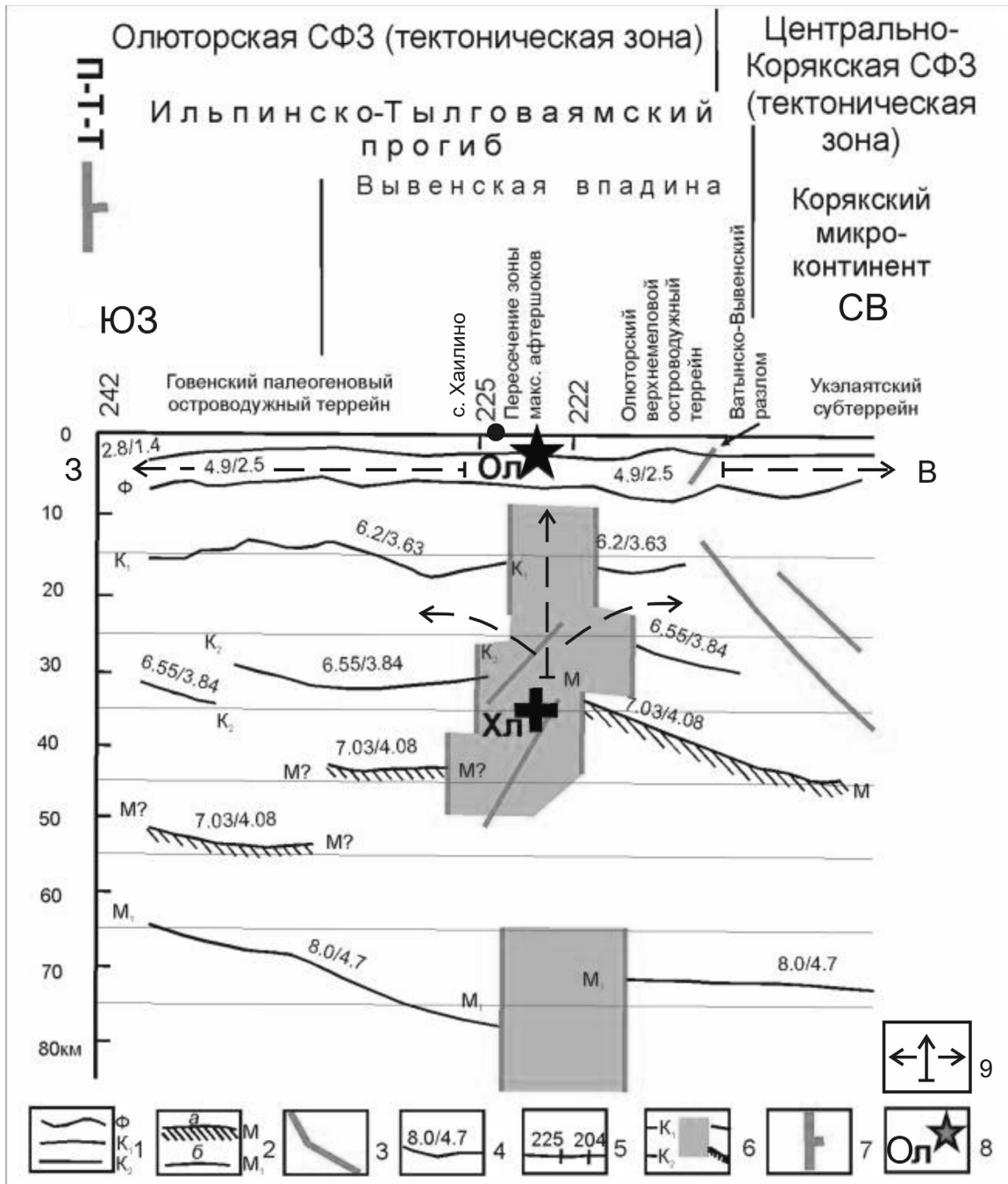


Рис. 5. Трещинно-поровая коро-мантийной колонна в разрезе литосферы территории Олюторского и Хаилинского землетрясений (с использованием разреза [Федотов и др., 2011]; с дополнениями).

1 – прослеженные отражающие границы в земной коре, 2 – прослеженные мантийные границы: а – Мохо, б – внутримантийный отражающий горизонт; 3 – разломы, 4 – значения пластовых скоростей над отражающими границами: продольных волн/поперечных волн, км/с, 5 – номера пикетов профиля МТЗ-МОВЗ-1. Дополнения: 6 – Хаилинский продольно-осевой разлом – линейная колонна коро-мантийная – на осевой зоне облака афтершоков Хаилинского (1991 г.) землетрясения, трассируемой на трог (81 км) в рельефе подошвы литосферы [Геологический атлас..., 1996]; 7 – П-Т-Т – Парень-Таловско-Тилчицкий поперечный межглыбовый разлом; 8 – гипоцентры: Ол – Олюторский, Хл – Хаилинский; 9 – подавляющие направления движения волн релаксации основных толчков землетрясений.

афтершоков на линии внутриглыбового разлома по р. Вироваям – в погруженной части глыбы Кичигинского залива [Салтыков, 2015].

Выполнение обобщений геологии и геофизики позволяет сделать некоторые выводы.

Сильные землетрясения запада Корякского сейсмического пояса с $M \geq 6$ связаны с геоструктурами активной окраины континента, создающими глыбово-клавишный разрез литосферы. Сейсмогенными для таких землетрясений являются продольно-осевые СЗ разломы прибрежных окончаний погружённых глыб литосферы. В случае повторных – «двойных» землетрясений – Хаилинского и Олюторского, их гипоцентры совмещены на одной вертикальной линии килей горизонтов литосферы. В силу различных физических условий релаксации здесь возник Хаилинский форшок, образовавшийся первичным и локализованный в тектонических факторах, а Олюторское землетрясение – вторичное, локализованное в складчато-блоковых условиях разреза литосферы на той же территории их обоих облаков. Сейсмогенными являются продольно-осевые разломы воздымающихся глыб.

Вероятный Ветроваямский сейсмичный узел

Соседняя глыба полуостровов литосферы к западу от глыбы Олюторского залива (рис. 2) находится в устойчивом воздымании от миоцена. Здесь формируется Ветроваямская вулканическая зона – Ветроваямский вулканоген с массовым излиянием лав и эксплозий туфов андезитового состава, сопровождавшихся потоками и струями минерализованных термальных вод и горячих газовых флюидов. Их длительное воздействие сформировало уникальный комплекс рудоносных вторичных кварцитов. В позднем плиоцене и раннечетвертичное время горообразование завершается глубинным оливино-базальтовым магматизмом [Голяков, 1980]. В настоящее время геологическими съёмками, геофизикой МТЗ [Мороз и др., 2014] и минералогий кварцитов Малетойваямского и Юбилейного месторождений [Поляков, Яроцкий, 1980] определён Ильпинский свод на глубинном поднятии поздне-мелового фундамента образованиями осадочных и вулканогенно-осадочных пород палеоцен-олигоцена территории вулканогена.

Оба месторождения квалифицируются как эпитермальные золоторудные с крупнообъёмными запасами руд во вторичных кварцитах. Кварциты в Малетойваямском рудном узле занимают площадь около 40 км² при мощности до 300 м на своде, что определяет их огромные запасы руды золота (при содержании до 10 г/т и более) Кроме золота алунитовые кварциты содержат самородную серу, ртуть, медь, вольфрам, уран. По сере защищены запасы по промышленным категориям. Кроме названного узла в своде Ветроваямского вулканогена на западе и востоке вулканогена выявлены ещё по три узла в аналогичной стратиграфической колонке, но уже в погружённых его крыльях. Они подобны Малетойваямскому узлу по строению и минерации и являются резервом прироста запасов золота, серебра, ртути, меди, серы. На базе названных месторождений будет формироваться горнопромышленный кластер, включающий и переработку бурых углей Корфского месторождения для энергетики и биологических продуктов.

Ильпинский свод характерен горизонтами «выпуклых» структур – это СЗ антиклинали Ильпинская, Хай-Кыланская, Альховская, Усть-Альховаямская, др. Все они в своих замках свода отражают в условиях общего его воздымания максимальное сжатие. Их последовательное положение от берега к СЗ ложится в геологи-

ческую метрическую линейку системы СЗ разломов шириной около 50-60 км. Эта линейка отражена в магнитном и гравитационном полях съёмки м-ба 1:200 000. Ей дано название Малетойваямского срединно-осевого СЗ разлома внутри воздымающейся глыбы литосферы п-овов Говена, Ильпинского, Ильпыр. Его роль на территории рассматривается как прогнозная сейсмогенная в Ветроваямском сейсмическом узле.

И хотя здесь сейсмическая активность не проявлялась сильными событиями, всё же нужно помнить о Корякском землетрясении 13.10.1988 г. – оно состоялось на продольно-осевом разломе Бухты Тигиль – г. Ледяная воздымающейся глыбы Олюторского полуострова. Землетрясение было скоротечным по своему развитию, но $M_w \geq 5,9$! Заметим, что на территории этого вулканогена нет регулярной сети сейсмостанций!

Вероятные направления развития сейсмичности и продолжения исследований

Сильные землетрясения, подобные Хаилинскому и Олюторскому, говорят, вероятно, об усилении сейсмичности в Корякском сейсмическом поясе. Ильпырское событие 13.03.2013 г. усиливается усиливается еще и впечатлением нарастания напряжённости в Курило-Камчатской зоне сочленения океана и континента [Федотов, Соломатин, 2017].

Рассмотренная территория в горнопромышленном освоении будет ещё долго базироваться на россыпях платиноидов, но уже сейчас видно, что необходимо переходить на их рудные объекты. (К слову сказать, подобная ситуация в 60-е годы XIX века сложилась на Колыме. Там ещё были запасы россыпей, но ряд геологоразведчиков Северо-Востока стали настаивать на финансировании объектов рудного золота. Дискуссия между ними и руководством Северо-Восточным геологическим управлением (г. Магадан) тянулась долго, затихла лишь при очевидном истощении россыпей на Колыме и закончилась в 70-е, когда это неизбежно вынудило осваивать рудные месторождения золота Колымы).

Кроме рассматриваемой территории погружённой глыбы Олюторского залива и его Сейнав-Гальмоэнанского платиноидного узла сейсмозащитные мероприятия потребуются для площадей Малетойваямского и Юбилейного месторождений рудного золота с самородной серой, медью, ртутью, которые начнут осваиваться в ближайшие годы. В настоящее время уже эксплуатируется рудное месторождение золота «Аметистовое» – в 120 км к северу от пос. Тиличики. Так в целом в Олюторском районе края формируется кластерная горнопромышленная территория с инфраструктурой, которая станет центром колонизации площадью многие десятки тыс. кв. км. Здесь будут освоены и буроугольные месторождения, в т. ч. и как биологическое сырьё, возможно обнаружение месторождений нефти и газа. В сельскохозяйственном отношении территория богата оленьими пастбищами, а приморские реки – чистой природной водой и тихоокеанским лососем. На территории будут формироваться площади отдельных кластеров по комплексному освоению природных ресурсов.

Авторы статьи рассматривают сейсмичность на территории ЮВ окончания погружённой части глыбы литосферы Олюторского залива как своеобразный литосферный уникум. Здесь на юге Корякского микроконтинента известна максимальная плотность надвигов океанических высокоплотных пород, создающих давление по вертикали на киях горизонтов литосферы и ее коры. Этот фактор будет всегда

играть важную роль в погружении разреза. А вращение окраины Беринги будет нагнетать напряжения. Афтершоковая деятельность в Вывенской впадине Ильпинско-Тылговаямского прогиба – свидетельство тому, что напряжения в полосе нарушений Хаилинского продольно-поперечного разлома (зоны) продолжают. Возможно, что событие № 13 Олюторского землетрясения – новый форшок последующего. Отрезок «Хаилино-бухта Сомнения» Хаилинского разлома ещё свободен!

Ильпырское землетрясение, как будто, трассирует нарастание сейсмичности на юго-западе Корякского пояса. Оно лежит на критической широте – сокращении ширины суши и пережима региональных структур Корякии и Камчатки. Сокращается здесь и разрез литосферы – в целом это место на сочленении плит: Беринги и материковых.

Афтершоковая опасность

В последние годы сейсмологи и строители стали обращать внимание и на опасность афтершоковых землетрясений. Они являются не менее разрушительными как по силе, так и по своему проявлению. Афтершоки следуют сериями последовательных ударов, которые разрушают здания и сооружения, уже получившие при главном толчке внутренние малозаметные повреждения [Шебалин, Баранов, 2017]. При релаксации Олюторского землетрясения афтершоки с $M \geq 5,0-6,6$ проявились к западу от центра, образовав максимум плотности у зоны поперечного межглыбового Парень-Таловско-Тиличикского разлома. Зона является местом поглощения волн от основного толчка. Подобное видно и на востоке, где оно ограничено Омолон-Каменско-Олюторским разломом. Афтершоки Олюторского землетрясения на севере не достигли месторождений платины, от Хаилинского – несколько толчков установлены в 5-7 км от них к востоку. И хотя афтершоки обоих землетрясений не затронули участки добычи, тем не менее, этот фактор сейсмичности территории представляет объект прогноза.

Научная новизна выполненного исследования

Авторами впервые показаны два типа геологических структур, локализирующих условия возникновения и релаксации геодинамических напряжений землетрясениями на активной окраине континента.

Хаилинское землетрясение локализовано в зоне отрезка глубинного СЗ продольно-осевого разлома погружённой глыбы литосферы Олюторского залива. Разлом проходит через кили всех горизонтов литосферы, где напряжение достигает максимума. Так объясняется СЗ простираение его облака афтершоков вкрест разломных и складчатых геоструктур окраины. На линии килей проходит сейсмогенная порово-трещинная колонна с гипоцентром (35 км) Хаилинского землетрясения.

Олюторское землетрясение с гипоцентром (1 км) наверху колонны локализовано разрозненными облаками афтершоков на площадях вулканогенно-осадочного разреза складчато-блоковых частей субрегионального прогиба на окраине континента. Общий эллипс землетрясения разделён на две площади асейсмическим промежутокком.

В разделении двух землетрясений, имеющих общую сейсмогенную колонну, но различные геоструктуры релаксации, состоит научная и методологическая новизна работы авторов статьи. Впервые такой подход выполнен и для воздымающейся глыбы литосферы с месторождениями, которые готовятся к освоению. В статье по-

лучены новые данные об элементах авторской методологии концепции глыбово-клавишной структуры литосферы.

Заключение

Землетрясения являются самым опасным геологическим процессом, вызывающим цунами, провалы, разломные структуры, наводнения, изменения уровня водоёмов и др. Они приводят к разрушению и гибели людей. Особенно опасны землетрясения в горных условиях вызывающих обвалы, оползни, провалы, лавины, сели. Наряду с добротным строительством зданий, сооружений, коммуникаций и т.п. определяющая роль принадлежит научному обеспечению защиты и прогнозу направления развития сейсмичности.

Олюторское землетрясение сильно встревожило, в первую очередь, региональные власти края и сейсмологов Камчатского филиала ГС РАН, так как разрушения зданий и сооружений показали низкий уровень безопасности жизнедеятельности населения и слабую готовность социальной инфраструктуры территории к сейсмическим проявлениями катастрофического характера Разрушенный пос. Корф был ликвидирован в связи с нецелесообразностью восстановления.

Территория имеет для России важное военно-оборонительное значение на северо-востоке и её географическое положение – пункт на Севморпути из Европы в Азию. И не удивительно, что имеются далеко идущие планы по строительству в пос. Тиличики морпорта (газета Коммерсант, № 15 от 05.09.2014 г.).

На территории края сейсмическая опасность является главной для г. Петропавловск-Камчатского. Существует ряд программ, по одной из которых на работы по прогнозу землетрясений и сейсмозащите в Камчатском крае на 2009-2018 гг. определены бюджетные ассигнования. Для Курило-Камчатской дуги, Курильских островов и Восточной Камчатки основой мер по обеспечению сейсмотехнической безопасности являются регулярные работы Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, ведущиеся с 1965 г. [Федотов, Соломатин, 2017]. Подобные работы на базе сейсмических и геолого-геофизических исследований на рассмотренной территории необходимо начать и на юго-западе Корякского нагорья. Эта территория важна государственной безопасностью территориальной целостностью России, а как пишут авторы, сейсмическая защита Камчатки является проблемой государственной важности. Сейчас уже видна необходимость её решений и для северной территории Камчатского края – на юго-западе Корякского нагорья.

Сейсмичность является механизмом запуска других опасных геологических процессов. Аспекты её проявления в природе, антропосфере и техносфере разнообразны. Самой сильной защитой от землетрясений являются наука и строительство. Прогноз землетрясений вероятностный, но знания геологических условий их локализации и релаксации становятся сильным фактором мероприятий по обеспечению устойчивости в природе и антропосфере.

Главным методологическим итогом проведенного исследования оценки сейсмичности площадей действующих горнодобывающих предприятий и планируемых к строительству в настоящее время являются слабость сейсмической службы в регионе геологическим обоснованием истолкования сейсмичности. Требуется создание системного геологического подхода в интерпретации сейсмического районирования и прогноза. Другим условием увеличения эффективности службы является наращивание сети наблюдений как базы данных сейсмичности территории.

Авторы благодарят за техническую помощь в оформлении текста и рисунков Я. В. Петроченко и А. И. Задверняка.

Литература

1. Апрельков С. Е., Декина Г. И., Попруженко С. В. Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна р. Пенжины // Тихоокеанская геология. – 1997. – Т. 16. №2. – С. 46-57.
2. Белявский В. В., Золотов Е. Е., Ракитов В. А. и др. Глубинная сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны в пределах профиля Корф – Верхнее Пенжино // Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. Корякское нагорье. Первые результаты исследований. – Петропавловск-Камчатский. – 2007. – С. 277-288.
3. Викулин А. В., Мелекесцев И. В. Уроки Хаилинского 1991, $M = 7,0$ и Олюторского 2006, $M = 7,8$ землетрясений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2006. – № 1. Вып. 7. – С. 36-49.
4. Геологический Атлас России. Раздел: Геол. строение и геофиз. характ. недр. Карта рельефа подошвы литосферы России. – М. – СПб. – 1966. – С. 185-194.
5. Голяков В. И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Серия Корякская. Листы Р-58-XXXIII, О-58-III. Объяснительная записка/Редактор Погожев А. Г. – М. – 1980. – 100 с.
6. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1:500000/Гл. редакторы А. Ф. Литвинов, Н. Г. Патока, Б. А. Марковский. Отв. редакторы Ю. Ф. Фролов, А. А. Коляда, А. И. Поздеев, Л. Е. Павлова. ВСЕГЕИ. – СПб. – 1999. – 19 л.
7. Карта рельефа подошвы литосферы России. Масштаб 1:10000000. Объяснительная записка. В. В. Соловьёв, В. М. Рыжкова. – М. – СПб. – 1996. (Роскомнедра, ВСЕГЕИ). – С. 187-194.
8. Каталоги Камчатского филиала: Геофизической службы РАН, 2007.
9. Ландер А. В., Букчин Б. Г., Дроздин Д. В. и др. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. – М.: Наука, 1994. – Вып. 26. – С. 103-122.
10. Ландер А. В., Левина В. И., Иванова Е. И. Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. $M_w = 7,6$: сейсмическая история региона и предварительные результаты исследования серии афтершоков // Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. Корякское нагорье. Первые результаты исследований. – Петропавловск-Камчатский. – 2007. – С. 14-33.
11. Матюшкина С. В., Левина В. И., Раевская А. А. Макросейсмическая оценка последствий Олюторского землетрясения 20 (21) апреля 2006 года: результаты геол. и макросейсм. изучения // Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г., Корякское нагорье. Первые результаты исследований/Отв. ред. В. Н. Чебров. – Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2007. – С. 34-51.
12. Мороз Ю. Ф., Самойлова О. М., Мороз Т. А. Глубинное строение побережья северной Камчатки по геофизическим данным/Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». – Петропавловск-Камчатский. – 2014. – С. 205-212.
13. Нурмухамедов А. Г., Недядько В. В., Ракитов В. А., Липатьев М. С. Границы литосферы на Камчатке по данным метода обменных волн землетрясений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2016. – № 1. Вып. № 29. – С. 35-52.

14. Поляков Г.П., Яроцкий Г.П. Метасоматическая зональность вторичных кварцитов Малетойваямского рудного узла Северной Камчатки // Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1980. – С. 43-49.
15. Салтыков В. А. Ильпирское землетрясение 13.03.2013 г. $M_L = 6,2$, $M_V = 5,8$ на предполагаемой границе Охотской и Северо-Американской литосферных плит // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска/Сб. материалов Всерос. научной конференции с междунар. участием, Южно-Сахалинск, 26-30 мая 2015 г. В 2-х томах. – Владивосток: Дальнаука, 2015. – Том 1. – С. 164-168.
16. Федотов С. А., Соломатин А. В. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IV 2016 – III 2021 гг., его развитие и применение. Особенности сейсмичности Курило-Камчатской дуги до и после глубокого Охотоморского землетрясения 24. V.2013 г. $M = 8,3$ // Вулканология и сейсмология. – 2017. – №3. – С. 3-17.
17. Федотов С. А., Чехович В. Д., Егоркин А. В. Неогеновая глубинная структура юга Корякского нагорья и современная сейсмичность региона // ДАН. – 2011. – Т. 437. №5. – С. 655-658.
18. Шебалин П. Н., Баранов С. В. Экспресс оценка опасности сильных афтершоков района Камчатки и Курильских островов // Вулканология и сейсмология. – 2017. – №4. – С. 57-66.
19. Яроцкий Г.П. Некоторые особенности геофизических полей и строения земной коры Корякско-Камчатского региона // Геодинамика вулканизма и геотермального процесса. – Петропавловск-Камчатский. – 1974. – С. 44-45.
20. Яроцкий Г.П. Поперечные дислокации активных окраин континентов Тихоокеанского рудного пояса. Геофизические исследования. Книги 2 и 3. – Петропавловск-Камчатский: Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга», 2014. – 319 с.
21. Яроцкий Г.П. Феномен Хаилинского землетрясения 1991 г. на юго-западе Корякского нагорья. Книга 4/Монография. – Петропавловск-Камчатский: Камчатский гос. ун-т им. Витуса Беринга, 2016. – 177 с.
22. Яроцкий Г.П. Глыбово-клавишная структура литосферы активной окраины континента на СВ Азии (Корякско-Камчатский регион) // Геология и геофизика Юга России. – 2017. – №2. – С. 135-151.

GEOLOGICAL FACTOR IN FORECASTING OF SEISMIC STABILITY WITHIN THE MOUNTAIN AREAS WITH MINING FACILITIES UNDER SEISMIC CONDITIONS (SOUTHWEST OF THE KORYAK HIGHLAND)

© 2017 G. P. Yarotsky¹, Sc. Cand. (Geol.-Min.), Kh. O. Chotchaev²

¹Institute of volcanology and seismologies FEB RAS, Russia, 683006, Kamchatka Krai, Petropavlovsk-Kamchatsky, Piyp avenue, 9, e-mail: ecology@kscnet.ru;

The paper presents the data on seismicity and geological conditions for location of strong ($M \geq 5,2$) earthquakes within the zones of developed platinoid deposits under conditions of an immersed lithospheric block. The paper shows the conditions that cause seismic events within the zones prepared for the development of gold deposits and native sulfur as well as inside the rising lithospheric block. Based on the data on geologically and geophysically studied zones in terms of perspective territory development according to the Kamchatka region development strategy until 2025-2030, the seismicity could be forecasted. This is the keystone for the health and safety of the people who populate the developed border lands of Russia. The methods of investigation are based on the fault-block tectonics theory showed in the author's theory on key-and-block lithospheric structure on the continent's active margins.

Keywords: earthquakes, folded and fault structures, block and key lithosphere, active continental margins, the Koryak Highland, NE of Asia.

References

1. Aprelkov S.E., Dekina G.I., Popruzenko S.V. Osobennosti geologicheskogo stroeniya Korjanskogo nagor'ja i bassejna r. Penzhiny [Features of the geological structure of the Koryak highland and the basin of the Penzhiny river]. *Tihookeanskaja geologija*, 1997, Vol. 16, No.2, pp. 46-57. (in Russian)
2. Beljanskij V.V., Zolotov E.E., Rakitov V.A. i dr. Glubinnaja sejsmogeoelektricheskaja model' Ohotsko-Chukotskogo vulkanogenogo pojasa i Central'no-Korjanskoy skladchatoj zony v predelakh profilja Korf – Verhnee Penzhino [Deep seismogeoelectric model of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt and the Central Koryak folded zone within the Korf-Upper Penzhino profile]. *Oljutorskoe zemletrjasenie 20 (21) aprelja 2006 g. Korjanskoe nagor'e. Pervye rezul'taty issledovanij. Petropavlovsk-Kamchatskij*, 2007, pp. 277-288. (in Russian)
3. Vikulin A.V., Melekescev I.V. Uroki Hailinskogo 1991, $M = 7,0$ i Oljutorskogo 2006, $M = 7,8$ zemletrjasenij [The lessons of Khailinsky 1991, $M = 7,0$ and Olyutorsky 2006, $M = 7,8$ earthquakes]. *Vestnik KRAUNC. Nauki o Zemle*. 2006. No.1, Issue 7, pp. 36-49. (in Russian)
4. Goljakov V.I. Geologicheskaja karta SSSR. Masshtab 1:200000. Serija Korjanskaja. Listy P-58-XXXIII, O-58-III. Ob'jasnitel'naja zapiska [Geological map of the USSR. Scale 1: 200000. The Koryanskaya series. Sheets P-58-XXXIII, O-58-III. Explanatory letter]. Redaktor Pogozhev A.G., M. 1980, 100 p. (in Russian)
5. Karta poleznyh iskopaemyh Kamchatskoj oblasti. Masshtab 1:500000 [Map of minerals of the Kamchatka region. Scale 1:500,000]. Gl. redaktory A.F. Litvinov, N.G. Patoka, B.A. Markovskij. Otv. redaktory Ju.F. Frolov, A.A. Koljada, A.I. Pozdeev, L.E. Pavlova. VSEGEI. SPb., 1999, 19 sheets. (in Russian)
6. Karta poleznyh iskopaemyh Kamchatskoj oblasti. Masshtab 1:500000 [The mineral deposits map of the Kamchatka region. Scale 1: 500,000]. Gl. redaktory A.F. Litvinov, N.G. Patoka, B.A. Markovskij. Otv. redaktory Ju.F. Frolov, A.A. Koljada, A.I. Pozdeev, L.E. Pavlova, VSEGEI, SPb, 1999. 19 sheets. (in Russian)
7. Karta rel'efa podoshvy litosfery Rossii. Masshtab 1:10000000. Ob'jasnitel'naja zapiska [Map of the relief of the lithosphere base of Russia. Scale 1:10000000. Explanatory note]. V.V. Solov'jov, V.M. Ryzhkova. – M. – SPb., 1996 (Roskomnedra, VSEGEI), pp. 187-194. (in Russian)
8. Katalogi Kamchatskogo filiala: Geofizicheskoy sluzhby RAN [Catalogs of the Kamchatka Branch: Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences], 2007. (in Russian)
9. Lander A.V., Bukchin B.G., Droznin D.V. i dr. Tektonicheskaja pozicija i ochagovye parametry Hailinskogo (Korjanskogo) zemletrjasenija 8 marta 1991 goda: sushhestvuet li plita Beringija? [Tectonic position and focal parameters of the Haila (Koryak) earthquake on March 8, 1991: is there a plate of Beringia?]. *Geodinamika i prognoz zemletrjasenij. Vychislitel'naja sejsmologija*. M.: Nauka, 1994, Issue 26, pp. 103-122. (in Russian)
10. Lander A.V., Levina V.I., Ivanova E.I. Oljutorskoe zemletrjasenie 20 (21) aprelja 2006 g. $M_w = 7,6$: sejsmicheskaja istorija regiona i predvaritel'nye rezul'taty issledovanija serii aftershokov [Olyutorsk earthquake 20 (21) April 2006 $M_w = 7,6$: seismic history of the region and preliminary results of the study of aftershock series]. *Oljutorskoe zemletrjasenie 20 (21) aprelja 2006 g. Korjanskoe nagor'e. Pervye rezul'taty issledovanij. Petropavlovsk-Kamchatskij*. 2007, pp. 14-33. (in Russian)
11. Matjushkina S.V., Levina V.I., Raevskaja A.A. Makrosejsmicheskaja ocenka posledstvij Oljutorskogo zemletrjasenija 20 (21) aprelja 2006 goda: rezul'taty geol. i makrosejsm. izuchenija [Macro seismic assessment of the consequences of the Olyutorsky earthquake 20 (21) April 2006: results of geological and macro seismic study]. *Oljutorskoe zemletrjasenie 20 (21) aprelja 2006 g., Korjanskoe nagor'e. Pervye rezul'taty issledovanij. Otv. red. V.N. Chebrov, Petropavlovsk-Kamchatskij: GS RAN*, 2007, pp. 34-51. (in Russian)

12. Moroz Ju.F., Samojlova O.M., Moroz T.A. Glubinnoe stroenie poberezh'ja severnoj Kamchatki po geofizicheskim dannym [The deep structure of the coast of northern Kamchatka by geophysical data]. *Materialy ezhegodnoj konferencii, posvjashhjonnoj Dnju vulkanologa «Vulkanizm i svjazannye s nim processy»*, Petropavlovsk-Kamchatskij, 2014, pp. 205-212. (in Russian)
13. Nurmuhamedov A.G., Nedjad'ko V.V., Rakitov V.A., Lipat'ev M.S. Granicy litosfery na Kamchatke po dannym metoda obmennyh voln zemletrjasenij [Limits of the lithosphere in Kamchatka according to the method of exchange waves of earthquakes]. *Vestnik KRAUNC. Nauki o Zemle*, 2016. No.1, Issue No.29, 35-52. (in Russian)
14. Poljakov G.P., Jarockij G.P. Metasomaticheskaja zonal'nost' vtorichnyh kvarcitolov Maletojvajamskogo rudnogo uzla Severnoj Kamchatki [Metasomatic zoning of secondary quartzites of the Maletoyamyamsky ore cluster of North Kamchatka]. *Rudnaja zonal'nost' i fiziko-himija gidrotermal'nyh sistem*. Novosibirsk: Nauka. Sib. otd., 1980, pp. 43-49. (in Russian)
15. Saltykov V.A. Il'pyrskoe zemletrjasenie 13.03.2013 g. ML = 6,2, MV = 5,8 na predpolagaemoj granice Ohotskoj i Severo-Amerikanskoj litosfernyh plit [Ilpyr earthquake 13.03.2013 ML = 6,2, MV = 5,8 on the prospective boundary of the Okhotsk and North American lithospheric plates]. *Geodinamicheskie processy i prirodnye katastrofy. Opyt Neftegorska. Sb. materialov Vseros. nauchnoj konferencii s mezhdunar. uchastiem, Juzhno-Sahalinsk, 26-30 maja 2015, 2-Vol., Vladivostok: Dal'nauka, 2015, Vol. 1, pp. 164-168. (in Russian)*
16. Fedotov S.A., Solomatin A.V. Dolgosrochnyj sejsmicheskij prognoz dlja Kurilo-Kamchatskoj dugi na IV 2016 – III 2021 gg., ego razvitie i primenenie. Osobennosti sejsmichnosti Kurilo-Kamchatskoj dugi do i posle glubokogo Ohotomorskogo zemletrjasenija 24. V.2013 g. M = 8,3 [Long-term seismic forecast for the Kuril-Kamchatka arc on IV 2016-III in 2021, its development and application. Features of the seismicity of the Kurile-Kamchatka arc before and after the deep Okhotsk earthquake of 24. V.2013 M = 8,3]. *Vulkanologija i sejsmologija*, 2017, No.3, pp. 3-17. (in Russian)
17. Fedotov S.A., Chehovich V.D., Egorkin A.V. Neogenovaja glubinnaja struktura juga Korjaksogo nagor'ja i sovremennaja sejsmichnost' regiona [Neogene deep structure of the south of the Koryak highland and modern seismicity of the region]. *DAN.* – 2011, Vol. 437, No.5, pp. 655-658. (in Russian)
18. Shebalin P.N., Baranov S.V. Jekspress ocenka opasnosti sil'nyh aftershokov rajona Kamchatki i Kuril'skih ostrovov [Express assessment of strong aftershocks hazard in the Kamchatka and Kurile Islands regions]. *Vulkanologija i sejsmologija*, 2017, No.4, pp. 57-66. (in Russian)
19. Jarockij G.P. Nekotorye osobennosti geofizicheskikh polej i stroenija zemnoj kory Korjaksko-Kamchatskogo regiona [Some features of geophysical fields and the structure of the Earth's crust of the Koryak-Kamchatka region]. *Geodinamika vulkanizma i geotermal'nogo processa*, Petropavlovsk-Kamchatskij, 1974, pp. 44-45. (in Russian)
20. Jarockij G.P. Poperechnye dislokacii aktivnyh okrain kontinentov Tihookeanskogo rudnogo pojasa. Geofizicheskie issledovanija [Transverse dislocations of active margins of the continents of the Pacific ore belt. Geophysical research]. Books 2 and 3. Petropavlovsk-Kamchatskij, Izd-vo FGBOU VPO «Kamchatskogo gosudarstvennogo universiteta im. Vitusa Beringa», 2014, 319 p. (in Russian)
21. Jarockij G.P. Fenomen Hailinskogo zemletrjasenija 1991 g. na jugo-zapade Korjaksogo nagor'ja. Kniga 4 [The phenomenon of the Khailinsky earthquake in 1991 in the southwest of the Koryak highland. Book 4]. *Monografija*, Petropavlovsk-Kamchatskij: Kamchatskij gos. un-t im. Vitusa Beringa, 2016, 177 p. (in Russian)
22. Jarockij G.P. Glybovo-klavishnaja struktura litosfery aktivnoj okrainy kontinenta na SV Azii (Korjaksko-Kamchatskij region) [The block-key structure of the lithosphere of the active margin of the continent at the NE of Asia (Koryak-Kamchatka region)]. *Geologija i geofizika Juga Rossii*, 2017, No. 2, pp. 135-151. (in Russian)

ПАМЯТЬ

АЙЗЕНБЕРГ ЯКОВ МОИСЕЕВИЧ

02.05.1932-22.04.2017



22 апреля 2017 г. скончался профессор, доктор технических наук, заслуженный деятель науки РФ Яков Моисеевич Айзенберг. Яков Моисеевич родился 2 мая 1932 г. в г. Житомире. После окончания в 1955 г. Киевского технологического института работал в г. Тирасполь в должности начальника строительного участка.

В 1961 г. защитил в Московском инженерно-строительном институте кандидатскую диссертацию по теме «Распределение горизонтальной сейсмической нагрузки между вертикальными диафрагмами зданий», в 1972 г. защитил в ЦНИИСК им. В. А. Кучеренко докторскую диссертацию по теме «Адаптация к сейсмическим воздействиям и сейсмостойкость зданий с выключающимися связями».

Работал в ЦНИИСК в должности младшего, а затем и старшего научного сотрудника, заведующего лабораторией и руководителем Центра исследований сейсмостойкости сооружений (ЦИСС).

Яков Моисеевич получил широкое признание в научных кругах, о чем говорят его многочисленные звания: заслуженный строитель России, президент Российской Ассоциации по сейсмостойкому строительству, почетный академик РААСН, член Всемирной и Европейской ассоциаций по сейсмостойкому строительству, основатель Международной Ассоциации по сейсмоизоляции сооружений, председатель Международной рабочей группы по разработке норм СНГ «Строительство в сейсмических районах» (2000-2002 гг.).

Я. М. Айзенберг являлся руководителем разработки «Актуализации норм проектирования», научным руководителем ЦИСС ЦНИИСК им. В. А. Кучеренко АО «НИЦ «Строительство», а также главным редактором журнала «Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений».

Яков Моисеевич трудился в таких направлениях научной деятельности, как исследования сейсмической реакции неупругих нестационарных систем, надежности систем с резервированием, систем адаптивной сейсмозащиты и сейсмоизоляции, математическое моделирование сейсмического движения грунта для инженерных целей. Им и его учениками было создано направление адаптивной сейсмоизоляции. На основе этих разработок было построено более 200 сооружений.

На протяжении 40 лет Я. М. Айзенберг участвовал в разработке норм проектирования «Строительство в сейсмических районах».

При непосредственном участии Я. М. Айзенберга была создана международная Ассоциация по сейсмоизоляции сооружений. Им впервые были поставлены и исследованы задачи оптимального проектирования в сейсмостойком строительстве. Он разработал новую математическую модель сейсмических воздействий как множества нестационарных случайных процессов. На основании этой модели разработана методика компьютерного генерирования синтезированных акселерограмм. На основе результатов исследования сейсмического риска предложены новые подходы к сейсмическому районированию для строительного проектирования. Я. М. Айзенберг принимал активное участие в создании мощных современных вибромашин и сейсмоплатформ.

Я. М. Айзенбергом написано более 250 работ, в числе которых 7 монографий, 12 изобретений и 6 нормативных документов. Работы Я. М. Айзенберга публиковались как в России (СССР), так и странах дальнего зарубежья (в США, Турции, Италии, Болгарии, Румынии и др.).

Я. М. Айзенберг выступал с лекциями в университетах США (Беркли, Бостон, Лос-Анджелес, Буффало, Чикаго), Израиля (Хайфа), Кипра (Никозия) и др. В течение семи лет Яков Моисеевич работал по приглашению в Турции в качестве профессора Стамбульского Технического Университета.

Под руководством Я. М. Айзенберга защищены одна докторская и 26 кандидатских диссертаций.

Мне довелось впервые близко познакомиться с Яковом Моисеевичем в 1990 году через А. М. Мелентьева, его ученика, руководителя отделом внешних сношений ЦНИИСК им В. А. Кучеренко на XIII Всемирной конференции по сейсмостойкому строительству, проходящей в Москве, когда в составе группы от ИСМиС АН ГССР (вместе с Паата Реквава) по поручению оргкомитета помогал принимать делегацию ученых из США. Через год Я. М. Айзенберг и Саша приехали в Тбилиси на международное научное мероприятие, где мы вновь встретились. Потом встречи стали реже. Шла жизнь, наша страна – б. СССР разрушилась. Контакты нарушились. В этой ситуации лучом света явились для нас всех регулярные конференции, которые начал проводить Я. М. Айзенберг.

Развал Союза совпал с рядом сильных и разрушительных землетрясений: Спитакское, Рачинское, Нефтегорское и др., сопровождавшихся большими жертвами. И везде нужно было определять, оценивать, поддерживать. Все это думается было для профессора Я. М. Айзенберга, хотя и близко, но совсем непросто.

Слышал не раз его яркие выступления перед самыми разными аудиториями. Запомнилось, как однажды в 1996 г. некий облеченный властью господин, только, что закончивший свое достаточно пустое выступление, увидев, что Яков Моисеевич рассматривает перед выступлением мелкие листки бумаги, как то пренебрежительно заметил: «Так Вы будете читать??». На что профессор ответил, что, уважая

слушателей и себя, он всегда готовится к своим выступлениям. Для нас молодых и не очень молодых ученых это было полезным уроком. Да и умение исключать эмоции и подчеркнутая уважительность в беседе даже с оппонентом, пусть даже не очень достойным, делало его тем, кем он был – лидером российской науки по сейсмостойкому строительству. Он один, не погрешу против истины, объединял под эгидой России все бывшее советское «сейсмостойкое» научное сообщество. Именно под его научным и, добавим личностным, руководством были разработаны новые международные строительные нормы СНГ, формировались национальные нормы и многое другое.

Не могу не вспомнить положительные отзывы Я. М. Айзенберга с замечаниями по существу на мою докторскую работу и позже, на кандидатские работы моих учеников. Внешне улыбчивый, но строгий и принципиальный внутри, он активно поддержал, разработанное мною, новое научное направление, определившее мою докторскую работу и мою судьбу. И после, всегда поддерживал, неожиданно проявляя большую теплоту и такт. Мало того, нас, я думаю, связывала человеческая дружба. Конечно, здесь не было и не могло быть и следу от фамильярности. Все 20 лет проведения под председательством Я. М. Айзенберга Российской национальной конференции по инженерной сейсмологии и сейсмостойкому строительству, М. А. Клячко, Э. Е. Хачиян, Ш. А. Хакимов, я и другие, бесменно входили в ее научный комитет. Именно участие в одной из таких регулярных конференций изменило мою личную жизнь, введя в нее супругу Ольгу. Да, и дочку Нелли от этого моего второго брака Яков Моисеевич через два года на очередной конференции долго носил на руках, одновременно произнося тосты на товарищеском ужине с коллегами из различных стран, а наша дочь, несомненно, чувствуя себя комфортно, не спешила расставаться с большим дедушкой. И на тепло его сердца платила теплом своего маленького сердца. Какая-то особая культура общения была принята на этих конференциях.

Помнится, как вскоре после защиты докторской работы, вернувшись из Москвы в родной ИСМиС АН Грузии, мне поручили принять участие в очередной такой конференции с докладом. Учитывая тогдашнюю сложность финансирования любых поездок в научных учреждениях Грузии, число моих докладов с соавторами дошло до 10. Прилетев в Сочи, мы с нашим директором встретились с руководством конференции. Яков Моисеевич, будучи, несомненно, не только умным, но мудрым и проницательным человеком, тепло так улыбнулся мне, поняв мою юношескую горячность и невольную попытку самоутверждения, и посмотрел лукаво на сопровождающего меня сурового директора. Последний с самого начала возражал против такого количества докладов, считая, что их мне одному невозможно будет доложить, да, еще при этом вести две или даже три секции. Сразу скажу, благодаря моим коллегам и, в первую очередь, Якову Моисеевичу все получилось. А самое главное, отношение директора нашего института ко мне резко изменилось.

Можно еще рассказать, как благодаря поддержке Якова Моисеевича нами был создан Национальный комитет по сейсмостойкому строительству и инженерной сейсмологии, вице-президентом которого я стал на целых 6 лет (2002-2008 гг.). Конца таким примерам не будет.

Так уж получилось, что я был на последнем юбилее Я. М. Айзенберга в 2012 г. Атмосфера была, по моим ощущениям, несколько грустная – все-таки 80-летие! Но все быстро разрядилось, хозяин и гости читали стихи, шутили и смеялись! Хотя

Яков Моисеевич активно готовился, но до следующего юбилея в 2017 г., не дожидаясь всего месяца.

Хотелось написать печальный некролог, но моя печаль – «легка и светла». Заслуга таких людей именно в той особенности, что вспоминая о них, одновременно огорчаешься, радуешься и гордишься близостью к ним в той или иной степени.

Редакционная коллегия журнала «Геология и геофизика Юга России» и коллектив Геофизического института ВНИИ РАН вспоминает сегодня Учителя и Человека и выражает глубокое соболезнование родным и близким Якова Моисеевича Айзенберга.

Главный редактор журнала
«Геология и геофизика Юга России»,
директор ГФИ ВНИИ РАН,
Почетный работник науки и техники РФ,
Заслуженный деятель науки РСФСР-А
д.ф.-м.н., профессор



В. Б. Заалишвили

ЛЕОНОВ ЮРИЙ ГЕОРГИЕВИЧ**15.11.1934–05.11.2017**

Академик Юрий Георгиевич Леонов родился 15 ноября 1934 г. в Москве. В 1957 г. он окончил геологический факультет МГУ. В 1964 г. защитил кандидатскую диссертацию по теме «Нижнеюрские отложения восточной части Центрального Кавказа», в 1979 г. – докторскую, по теме «Корреляция и характерные особенности орогенных периодов и эпох тектогенеза (на примере среднего палеозоя и позднего кайнозоя)».

Работал старшим геологом, старшим инженером ВНИИ природного газа (1957–1962), младшим и старшим научным сотрудником лаборатории тектонофизики Института физики Земли АН СССР (1964–1970). В 1970–1989 гг. на разных должностях трудился в Геологическом институте АН СССР (позднее – РАН). На протяжении 5 лет был академиком-секретарем Отделения наук о Земле РАН. Советник Президиума РАН. В 1994–2005 гг. Ю. Г. Леонов был директором Геологического института РАН. С 1991 г. Юрий Георгиевич являлся членом-корреспондентом РАН, а с 1997 г. – академиком РАН.

Область научных интересов Ю. Г. Леонова составляли геология, региональная и теоретическая тектоника, составление тектонических карт материков и мира, вопросы стратиграфии и тектоники нижнесреднеюрских отложений Центрального Кавказа, тектоники Памирско-Афганской области с исследованием некоторых более общих проблем тектоники альпийского пояса. По этим направлениям им были выполнены фундаментальные исследования.

Ю. Г. Леонов разработал концепцию взаимодействия глобальных и региональных тектонических процессов в области глобальной корреляции тектонических процессов, подтвердил наличие глобальных эпох и фаз тектонической активности. Им изучены особенности процессов горообразования, или орогенеза, и выяснена

их роль в фанерозойской тектонической истории континентов. Он создал тектонические карты, результатом чего явились крупные коллективные обобщения – международные тектонические карты Мира (1984) и Европы, исследовал проблемы внутриплитной тектоники и геодинамики.

Ю. Г. Леонов в разное время руководил геологическими работами в Сирии, рядом проектов РФФИ, связанных с решением проблем внутриплитной тектоники, а также проектом по изучению причин колебаний уровня Каспийского моря в рамках государственной программы «Глобальные изменения природной среды и климата».

Юрий Георгиевич – автор более 130 научных работ, в том числе 5 монографий. Входил в состав редколлегии журнала «Геотектоника», являлся председателем Межведомственного тектонического комитета РАН, секции литературы по наукам о Земле Научно-издательского совета РАН, членом Президиума РАН, а также Комиссии по международным тектоническим картам АН СССР, членом бюро Научного совета РАН по проблемам экологии и чрезвычайных ситуаций.

Среди наград, подтверждающих высокий уровень профессионализма Ю. Г. Леонова – орден Почета (1999 г., за большой вклад в развитие отечественной науки, подготовку высококвалифицированных кадров и в связи 275-летием РАН) и Золотая медаль Российской академии наук им. А. П. Карпинского (2006 г., за серию работ в области теоретической геотектоники). За создание Атласа «Природа и ресурсы Земли» в 2002 г. удостоен премии и медали Ф. Н. Красовского.

Мне повезло тесно общаться с Юрием Георгиевичем в процессе редактирования коллективной научной монографии «Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра». Работа в качестве редактора совместно с такой личностью, как Юрий Георгиевич, оставила во мне самые теплые и лучшие воспоминания.

Человек высокой культуры, Юрий Георгиевич прошел суровую геологическую школу, впрочем, это – прерогатива профессии. Еще ранее, будучи в 2004-2008 гг. академиком – секретарем Отделения наук о Земле РАН, он неоднократно проявлял доброжелательность, некоторую строгость, особенно, на первых порах знакомства, и такую яркую интеллигентность, что каждое посещение Отделения превращалось для молодых по – сути ученых в очередное погружение в высокие устремления Науки, как таковой.

Юрий Георгиевич Леонов весьма серьезно относился к развитию науки на Северном Кавказе. При необходимости снимал напряженность в общении с академическим сообществом, в частности, в моменты, когда решалась судьба Геофизического института или во время очередных выборов директоров на собраниях Отделения.

Юрий Георгиевич, один из академиков-секретарей, наиболее долго работающих с нами, ощутив серьезное и в то же время эмоциональное отношение к делу, всячески опекал и поддерживал наши начинания. В частности, он поддержал нашу с профессором М. Г. Бергером идею основания журнала «Геология и геофизика Юга России», благословил меня на должность главного редактора и стал первым членом редакционного совета журнала. Более того, именно Юрий Георгиевич написал первую статью в журнал. И также дал первую рецензию на первую присланную работу, именно М. Г. Бергера.

Редакционная коллегия журнала «Геология и геофизика Юга России» и весь коллектив Геофизического института ВНИЦ РАН будут помнить Человека и Ученого Леонова Юрия Георгиевича и приносят искренние соболезнования его родным и близким.

Главный редактор журнала
«Геология и геофизика Юга России»,
директор ГФИ ВНИЦ РАН,
Почетный работник науки и техники РФ,
Заслуженный деятель науки РСО-А
д.ф.-м.н., профессор



В. Б. Заалишвили

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА
ЮГА РОССИИ
(№4. 2017 г.)**

Подписано в печать 21.12.2017 г. Формат 60×84 1/8.

Дата фактического выхода 22.12.2017 г.

Усл. печ. лист 17,2. Гарнитура «Times».

Бумага офсетная. Печать цифровая. Тираж 100 экз. Заказ №135.

Свободная цена.

**Издание зарегистрировано в Министерстве РФ по делам печати, телерадиовещания и средств
массовых коммуникаций. Свидетельство ПИ № ФС77-63229 от 06 октября 2015 г.**

Издатель:

**Геофизический институт Владикавказского научного
центра Российской академии наук**

Адрес издателя и редакции:

362002, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркова 93а

тел. 8 (8672) 764084; факс 8(8672) 764056

e-mail: southgeo@mail.ru

<http://cgiras.ru/southgeo>

Отпечатано ИП Цопановой А.Ю.

362000, г. Владикавказ, пер. Павловский, 3